GEOGRAFÍA BÁSICA DEL ECUADOR
TOMO IV VOLUMEN 2 GEOGRAFÍA FÍSICA

CEDIG

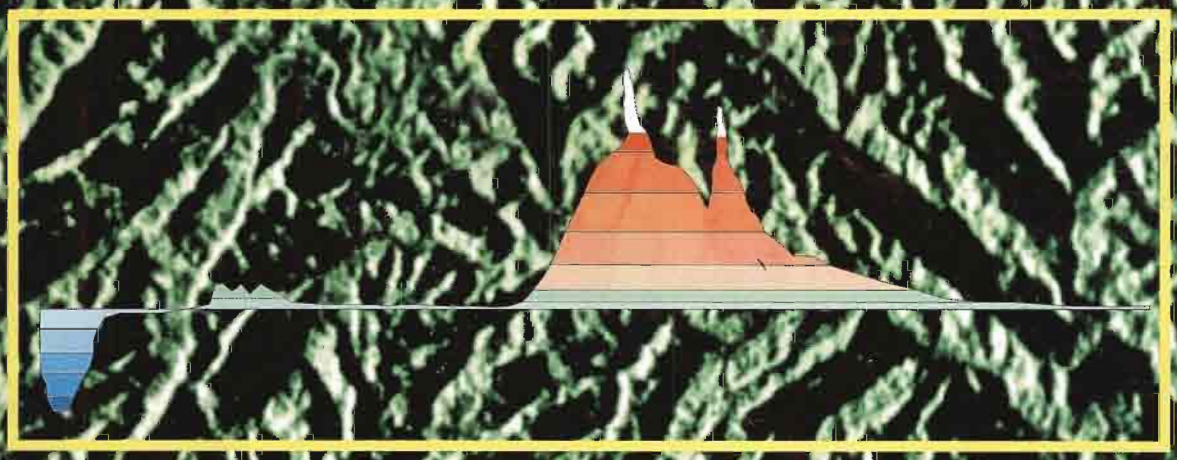
CENTRO ECUATORIANO DE INVESTIGACIÓN GEOGRÁFICA

LOS PAISAJES NATURALES DEL ECUADOR

Las regiones y paisajes del Ecuador

Coordinador Científico

Alain Winckell



Instituto Panamericano de Geografía e Historia

Instituto Geográfico Militar

Instituto Francés de Investigación Científica Para el Desarollo en Cooperación

GEOGRAFÍA BÁSICA DEL ECUADOR

TOMO IV GEOGRAFÍA FÍSICA

VOLUMEN 2

LAS REGIONES Y PAISAJES DEL ECUADOR

C.E.D.I.G.

Impreso en los talleres gráficos del IGM del Ecuador

- Textos:
  Traducción y revisión : O. de Chávez, A. Armendáriz, M. Luna, C. Simon,
  C. Zebrowski, J. León, F. López
  Diagramación en Macintosh™: Darwin. Montalvo
- Cartografía :
  Programas Carto 2D, Canvas y Adobe Illustrator.
  Realización: D. Montalvo

- Mapa de Paisajes Naturales esc. 1:1'000.000
  Asistencia técnica y coordinación: A. Winckell
  Asistencia de realización y dibujo: Darwin Montalvo.

© 1997 Derechos de la primera edición :
-- IPGH (Sección Ecuador), apartado 17-01-3898, Quito, Ecuador
ORSTOM (Francia), 213, rue La Fayette - 75480 Paris cedex.

QUITO - ECUADOR

Las opiniones expresadas en este libro son de responsabilidad exclusiva de sus autores
y no constituyen necesariamente criterio atribuible a las entidades auspiciantes.

GEOGRAFIA BASICA DEL ECUADOR
TOMO II GEOGRAFIA DE LA POBLACION
VOLUMEN 1

LAS REGIONES Y PAISAJES DEL ECUADOR

Autores : Alain Winckell
Claude Zebrowski
Michel Sourdat

IPGH Instituto Panamericano de Geografía e Historia (Sección Ecuador)
ORSTOM Instituto Francés de Investigación Científica para el Desarrollo en Cooperación
IGM Instituto Geográfico Militar

CEDIG

Publicación del Centro Ecuatoriano de Investigación Geográfica, en el marco del acuerdo de Cooperación Científica entre el Instituto Panamericano de Geografía e Historia, Sección Nacional del Ecuador, y el Instituto Francés de Investigación Científica para el Desarrollo en Cooperación

SUMARIO

LAS REGIONES Y PAISAJES DEL ECUADOR

Presentación xv
Prefacio xix
Introducción xxiii

Capítulo I
LOS PAISAJES ANDINOS DE LA SIERRA DEL ECUADOR
Alain Winckell, Claude Zebrowski

1. LAS VERTIENTES Y ESTRIBACIONES ANDINAS EXTERNAS 3

1.1. Las vertientes externas 3
1.1.1. Las vertientes volcánicas, occidental y noroccidental 6
Las vertientes volcánicas, sin cobertura de cenizas (unidades 134, 135, 136) 9
Las vertientes volcánicas, con cobertura de cenizas (unidades 124, 125) 11
1.1.2. Las vertientes metamórficas 13
La vertiente amazónica oriental 13
La terminación Sur de la vertiente occidental (unidad 133) 14
1.1.3 Las vertientes con características estructurales marcadas (unidades 127, 143) 15
1.1.4. Las zonas deprimidas y los valles en gargantas 17
Las depresiones y modelados graníticos (unidades 119, 120, 121, 122, 129, 130, 131) 17
Las cuencas extra-andinas (unidad 128) 20
Primeras estribaciones, corredores deprimidos y valles en garganta 22
UTILIZACIÓN Y EVOLUCIÓN MORFODINÁMICA ACTUAL 26

1.2. Las estribaciones del esxtremo Suroeste 28
1.2.1. Los relieves y estribaciones escalonados 30
Las ondulaciones y colinas metamórficas (unidad 144) 30
Los pequeños macizos-barrera cristalinos (unidad 145) 33
Los contrafuertes del pie de la vertiente andina (unidades 146, 147) 34
1.2.2. Los valles y cuencas en depresión y brigadas 35
Las vertientes entalladas del valle del río Puyango (unidades 148, 149) 35
Cuencas y valles recubiertos por testigos de glacis (unidades150, 151, 152) 36
1.2.3. Los modelados desérticos de Zapotillo 38
Barras y cadenas seudo-apalachianas (unidades 153, 154) 39
Ondulaciones con marcas estructurales difuminadas (unidades 155, 156) 39
UTILIZACIÓN Y EVOLUCIÓN MORFODINÁMICA ACTUAL 40

2. LAS CIMAS FRÍAS DE LA CORDILLERA DE LOS ANDES 42

2.1. Extensiones cimeras modeladas por los glaciares cuaternarios 43
2.1.1. Los paisajes glaciares típicos (unidades 157, 158, 159) 43
2.1.2. Los paisajes de páramo 46
Los páramos estricto sensu (unidades 160, 161, 163) 46
"El Arenal" del Chimborazo (unidad 162) 48
2.1.3. Los paisajes periglaciares, rocosos del entorno (unidad 164) 49
PROBLEMAS COMUNES DE LOS PAISAJES GLACIARES Y DE PÁRAMOS 50
La altitud inferior del modelado glaciar 50
Los diferentes ciclos glaciares 54
¿ Tienen los páramos una significación paleogeomorfológica? 56

2.2. Los relieves fuertes de los bordes 56
2.2.1. Lasd cornizas externas de los entablamientos volcánicos (unidades 165, 167) 57
2.2.2.El abrupto-límite oriental de la cuenca de Tulcán-Ibarra (unidad 166) 59

2.3. Los volcanes andinos 61
HISTORIA DEL VOLCANISMO EN ECUADOR 62
El volcanismo de basamento 62
El volcanismo piroclástico andino 62

La clasificación de los volcanes, según M. Hall 62
2.3.1. Las diferentes categorías de volcanes 63
Los vestigios de edificios muy antiguos, profundamente destruídos (unidad 168) 64
Los conos volcánicos bien conservados, sin actividad actual (unidades 169, 170, 171) 64
Los conos volcánicos activos, recientes 71
2.3.2. Las formas volcánicas cartografiadas 80
Las laderas de los volcanes 81
Los diferentes tipos de conos y de "cráteres" 87
Los flujos volcánicos más recientes 89
UTILIZACIÓN Y EVOLUCIÓN MORFODINÁMICA ACTUAL 92

3. EL ÁMBITO INTERANDINO 96

3.1. Las cuencas interandinas del Norte de la Sierra 96

GEOMORFOLOGÍA Y GEOLOGÍA REGIONAL 97
Geografía de las cuencas y nudos 97
El marco geológico y estructural 103
3.1.1. Las vertientes interandinas superiores 105
Las vertientes disectadas con relieves de fuertes a moderados 106
Las grandes vertientes erosionadas y muy disectadas (unidad 188) 110
3.1.2. Las vertientes interandinas inferiores 111
LOS RECUBRIMIENTOS PIROCLÁSTICOS INTERANDINOS RECIENTES
Y EL PROBLEMA DE LA CANGAHUA 112
La primera generación de piroclastitas y la "cangahua" 112
Las cenizas recientes 114
Tentativa de recosntrucción paleográfico de la evolución holocena 114
Las vertientes y fuertes relieves 116
Las estribaciones entre suaves y moderadas 119
3.1.3. Los relieves de los fondos de cuencas 124
Los paisajes de los pisos de las cuencas sobre rellenos 124
Los pisos de las cuencas con remodelamientos recientes 127
UTILIZACIÓN Y EVOLUCIÓN MORFODINÁMICA ACTUAL 133

3.2. Las cuencas interandinas del Centro de la Sierra 138
RESEÑA DE LA HISTORIA GEOLÓGICA DE LAS CUENCAS INTRAMONTAÑOSAS
CONTINENTALES DEL CENTRO Y DEL SUR DEL ECUADOR 143
3.2.1. Las estribaciones y las vertientes de los valles 146
Las grandes vertientes rectilíneas disectadas (unidades 189, 190, 191) 146
Los relieves colinarios macizos con cimas redondeadas (unidad 192) 149
Las vertientes con rellanos escalonados (unidad 193) 150
3.2.2. Las vertientes inferiores de los valles 151
Las vertientes rectilíneas, disectadas y con fuerte pendiente (unidad 210) 152
Las vertientes con rellanos escalonados (unidad 212) 153
La entalladura del valle del Paute (unidades 213, 214) 154
3.2.3. Los modelados de los pisos de cuencas 155
Las partes basales del valle del Jubones (unidad 227) 155
Los relieves monoclinales erguidos de la cuenca de Cuenca (unidad 229) 156
Los pisos de las cuencas 157
Los testigos de glacis (unidades 237) 163
UTILIZACIÓN Y EVOLUCIÓN MORFODINÁMICA ACTUAL 164

3.3. Las entalladuras y valles fluviales interandinos 167
3.3.1. Los rellanos y terrazas escalonados (unidad 238) 167
3.3.2. Los valles anchos con complejos de terrazas (unidades 239, 240, 241) 169
3.3.3. Las grandes entalladuras recientes, con flancos empinados
y niveles encaramados (unidades 242, 243 170
UTILIZACIÓN Y EVOLUCIÓN MORFODINÁMICA ACTUAL 173

4. LOS RELIEVES DE LA SIERRA AUSTRAL 175
LAS ROCAS Y LOS SUELOS DE LA SIERRA AUSTRAL 178
4.1. - Las partes superiores de los macizos 184

4.1.1. Los macizos con grandes vertientes rectilíneas sobre litología indiferenciada 186
Los modelados cimeros (unidad 194) 186
Los relieves secundarios (unidades 195, 196) 188
Los relieves protegidos, más abajo (unidad 197) 189
4.1.2. Los macizos graníticos (unidad 198, 199) 189
4.1.3. ¿Los restos de una superficie de erosió? 190

4.2. Las vertientes inferiores de los valles y los relieves de las cuencas 193
4.2.1. Las partes medias e inferiores de las vertientes 193
Las vertientes sobre liyología no diferenciada (unidades 210, 228) 193
Las vertientes graníticas (unidades 211, 228) 194
4.2.2. Los modelados de las cuencas 196
LAS FORMACIONES DE RELLENO SEDIMENTARIO 196
Los fondos de cuencas en cubeta (unidad 232) 197
Los fondos de cuenca disectados con capas erguidas (unidades 235, 236) 198
Los glacis (unidad 237) 200
UTILIZACION Y EVOLUCIÓN MORFODINÁMICA ACTUAL 202

Capítulo 2
LOS PAISAJES COSTEROS
Alain Winckell, Claude Zebrowski

1. LAS REGIONES COSTERAS NOROCCIDENTALES 208

1.1. La cuenca de Borbón - Valdez 208
1.1.1. - Los relieves del contorno Sur de la Cuenca 210
La depresión periférica San Miguel - Río Hoja Blanca (unidad 67) 210
Las cuestas areniscosas (unidades 33, 34, 35, 36) 210
1.1.2. Los relieves del centro de la cuenca 211
Las colinas arcillosas del contorno Suroeste (unidades 47, 48, 49, 53) 211
Las ondulaciones y altas llanuras centrales (unidades 43, 44) 211
La baja llanura de Borbón (unidad 115, 116) 212
La red fluvial (109) 212
1.1.3. La orilla fluvio-marina (unidades 117, 118) 212
1.1.4. El gran cono de espacimiento de El Placer (unidades 68, 69, 70, 71) 213
UTILIZACIÓN Y EVOLUCIÓN MORFODINÁMICA ACTUAL 217

1.2. La cordillera de Viche 217
1.2.1. Las altas colinas disectadas (unidades 8, 9) 218
1.2.2. Los testigos estructurales cimeros (unidades 13, 16, 37) 218
1.2.3. La garganta del río Esmeraldas 219
1.2.4. Los testigos tabulares costeros (unidad 112) 219
UTILIZACIÓN Y EVOLUCIÓN MORFODINÁMICA ACTUAL 219

1.3. Las cuencas de Muisne y Esmeraldas 221
1.3.1. Los relieves Cube-Punta Galera (unidad es 45, 46) 223
1.3.2. Las colinas costeras de aspecto tabular (unidades 51, 52, 112) 224
1.3.3. Las depresiones de Esmeraldas-Muisne 225
La cuenca Esmeraldas-Atacames (unidad 57) 225
La cuenca de Muisne (unidades 56, 114, 117, 118) 225
UTILIZACIÓN Y EVOLUCIÓN MORFODINÁMICA ACTUAL 227

2. LAS REGIONES COSTANERAS CENTRALES DE MANABÍ 228

2.1. - La cordillera costanera 228
2.1.1. La cordellera costanera norte 229
La cordillera volcánica y volcano-sedimentaria (unidades 1, 5) 229
La cordillera sedimentaria (unidades 13, 16, 33) 233
Las depresiones asociadas 233
2.1.2. La cordillera costanera sur 234
La cordillera volcánica (unidad 2) 234
La cordillera volcano-sedimentaria (unidades 4, 5, 6, 7) 235

Los relieves de cobertura sedimentaria 236
UTILIZACIÓN Y EVOLUCIÓN MORFODINÁMICA ACTUAL 239

2.2. Los relieves de Manabí 240
2.2.1. - La depresión Chone-Portoviejo-Jipijapa 240
El corazón de la zona deprimida (unidades 65, 66) 242
El nivel superior (unidades 63, 64) 242
Los valles fluviales y sus rebordes fluvio-marinos (unidades 109, 117, 118) 243
Los relieves estructurales suavizados de los contornos (unidades 61, 62) 244
UTILIZACIÓN Y EVOLUCIÓN MORFODINÁMICA ACTUAL 245
2.2.2. - Los relieves monoclinales centrales 246
Los horts y cuestas areniscosos (unidades 33, 37, 38) 247
Las depresiones arcillosas (unidades 58, 59) 248
Los vestigios de cuestas destruidas (unidades 50, 51) 249
UTILIZACIÓN Y EVOLUCIÓN MORFODINÁMICA ACTUAL 249

2.3. - Los relieves tabulares oriental y occidental 250
2.3.1. Los relieves tabulares disectados septentrionales 251
Los testigos de las superficies cimeras (unidad 21) 252
Los relieves de mesas derivadas (unidades 25, 27) 253
Las vertientes asociadas (unidades 31, 58) 254
UTILIZACIÓN Y EVOLUCIÓN MORFODINÁMICA ACTUAL 254

2.3.2. Las mesas centrales y meridionales 255
Las superficies tabulares encaramadas (unidades 19, 20,21) 256
Los abruptos areniscosos del contoerno (unidad 22) 258
Las bajas vertientes arcillosas (unidades 23, 24) 259
Los bajos relieves arcillosos asociados (unidades 32, 59, 101) 259
UTILIZACIÓN Y EVOLUCIÓN MORFODINÁMICA ACTUAL 261
2.3.3. Las mesas "destruidas" occidentales 262
Los relieves tabulares compuestos (unidades 28, 29) 263
Las mesas destruidas (unidad 26) 264
Las bajas vertientes arcillosas (unidad 59) 265
UTILIZACIÓN Y EVOLUCIÓN MORFODINÁMICA ACTUAL 265

2.4. Los relieves naturales de la región de Manta 265
2.4.1. Las colinas erosionadas del cabo San Lorenzo (unidad 55) 265
2.4.2. Las mesas litorales encaramadas (unidades 110, 111) 267
2.4.3. Las llanuras y ondulaciones costeras (unidad 114) 269
UTILIZACIÓN Y EVOLUCIÓN MORFODINÁMICA ACTUAL 270

3. LA PENÍNSULA DE SALINAS Y LA ISLA PUNÁ 271

3.1. La cordillera de Chanduy-Playas y su piedemonte 271
3.1.1. -La cordillera Playas-Chanduy (unidad 10) 273
3.1.2. Las estribaciones de la terminación de la cuenca de Gómez-Rendón (unidad 11) 274
3.1.3. Los glacis cercanos (unidades 100, 101) 274
UTILIZACIÓN Y EVOLUCIÓN MORFODINÁMICA 275

3.2. La cuenca de Gómez-Rendón y la isla Puná 275
3.2.1. Las colinas arcillosas del contorno occidental (unidades 62, 66) 276
3.2.2. las colinas areniscosas del contorno oriental (unidades 39, 42) 276
3.2.3. Los relieves diferenciados del centro de la cuenca y de la isla Puná 277
Los vetigios de relieve monoclinales fragmentados (unidades 54) 277
Los relieves bajos monótonos del contorno (unidades 59, 60) 278
La mesa de Bellavista (unidad 30) 278
UTILIZACIÓN Y EVOLUCIÓN MORFODINÁMICA ACTUAL 279

3.3. LA PENÍNSULA OCCIDENTAL 279
3.3.1. Los paisajes sedimentarios del Norte 280
Las bajas colinas centrales (unidad 65) 280
Los vestigios tabulares periféricos (unidades 40, 41) 281

3.3.2.La península de Salinas 281
Las colinas del basamento sedimentario (unidad 55) 281
Los depósitos marinos cuaternarios 282
UTILIZACIÓN Y EVOLUCIÓN MORFODINÁMICA ACTUAL 287

4. LA LLANURA CENTRAL Y SU PIEDEMONTE 289

4.1. El piedemonte costanero 289
4.1.1. Los conos cercanos, aluviales o de deyección y disectados (unidades 93, 94, 95, 96) 291
4.1.2. Los conos de esparcimiento, más alejados, planos a poco disectados (unidades 97, 98, 99) 292
4.1.3. Los glacis ferruginizados del Sur (unidades 100, 101) 296
4.1.4. Las ondulaciones bajas sobre sedimentos marinos cuaternarios (unidad 113) 296
UTILIZACIÓN Y MORFODINÁMICA ACTUAL 297

4.2. LA ALTA LLANURA CENTRAL 299
RASGOS Y CARACTERÍSTICAS DE LA MORFOGÉNESIS 300
4.2.1. Los paisajes homogéneos 305
Las superficies planas a onduladas (unidades 72, 77 ,82, 86) 305
Las superficies disectadas (unidades 73, 78, 83,8 7) 306
Los niveles aluviales inferiores (unidad 88) 308
4.2.2. Los pisajes compuestos de la alta llanura, asociados superficiales y entalladuras 308
Las superficies entalladas de valles en V (unidades 74, 75, 76, 79, 80, 84, 89) 308
Las superficies entalladas de valles con fondo plano (unidades 81, 85, 90) 308
4.2.3. Los paisajes compuestos asociando llanura alta y llanura baja (unidades 91, 92) 309
UTILIZACIÓN Y EVOLUCIÓN MORFODINÁMICA ACTUAL 309

4.3. La baja llanura aluvial 311
4.3.1. Los paisajes de las llanuras del Guayas y del piedemonte Sur 311
Los cerros testigos aisladas (unidad 3) 311
El nivel inferior plano (unidad 104) 314
Bancos y diques aluviales (unidades 105, 106) 314
La baja llanura del piedemonte Sur (unidad 107) 314
El nivel superior (unidad 103) 315
4.3.2. Los paisajes fluvio-marinos 316
Manglar y salitral (unidad 117) 316
Las zonas marginales (unidad 108) 316
UTILIZACIÓN Y EVOLUCIÓN MORFODINÁMICA ACTUAL 317

Capitulo 3
LOS PAISAJES DE LA AMAZONIA ECUATORIANA
Michel Sourdat, Alain Winckell

1. LOS RELIEVES SUBANDINOS 324

1.1. Los corredores, depresiones y vertientes bajas marginales 324
1.1.1. El corredor sin cenizas de Limón-Gualaquiza (unidad 245) 324
1.1.2. Los corredores bajo cenizas volcánicas de Cosanga y Macas-Méndez (unidad 244) 325
1.1.3. Las vertientes coluviales bajas de los valles del sur (unidad 247) 325
1.1.4. La cuenca de Zumba (unidad 246) 326

1.2. Las cordilleras subandinas 326
1.2.1. La cordillera del Napo, con cobertura de cenizas volcánicas 326
Paisajes estructurales areniscosos disectados (unidades 248, 249) 326
Paisajes con predominio de los modelados subkársticos" (unidad 250) 328
Relieves disectados periféricos (unidades 251, 252) 328
1.2.2. Las cordilleras del Santiago, sin cenizas 329
La cordillera del Cutucú (unidades 253, 254, 255, 256) 329
La cordillera del Cóndor (unidades 257, 258, 259) 330

1.3. Las estribaciones orientales subandinas (unidades 260, 261, 262, 263) 330

2. LA AMAZONIA PERIANDINA 332

2.1. Los piedemontes 332
2.1.1. Los piedemontes cercanos, con cobertura de cenizas volcánicas 333
Niveles no diferenciados, entallados y disetados de Tena, Puyo y Macas (unidad 264) 333
Conos coalescentes, quebrados al pié del Sangay (unidad 265) 333
Testigos colinarios emergentes (unidad 266) 334

2.1.2. Los piedemontes sin cenizas 334
Las mesas y relieves derivados del viejo piedemonte central (unidad 268) 334
Los testigos disectados de los piedemontes no diferenciados (unidad 267) 336
Las gradas medias de los piedemontes recientes: mesas bajas y llanuras sobre conglomerados con guijarros (unidad 269) 337
Las gradas alejadas del segundo piedemonte: llanuras, terrazas y cordones arenosos (unidad 270) 337

2.2. Las colinas de la Amazonía Periandina 341
2.2.1. Las bajas colinas orientales (unidades 273, 274) 341
2.2.2. Las colinas occidentales (unidades 271, 272) 342

2.3. Los paisajes fluviales 342
2.3.1. Los valles con terrazas no diferenciadas (unidades 275, 277) 344
2.3.2. Los pantanos con palma africana: los "mauretales" (unidad 276) 345
2.3.3. La asociación de los cordones arenosos y de los mauretales: la cuenca de los ríos Aguas Negras y Cuyabeno (unidad 278) 346

Capitulo 4
LOS PAISAJES DE LAS ISLAS GALAPAGOS 350
Alain Winckell

1. Las islas o partes de islas bajas hasta poco elevadas 350

1.1. Las superficies basálticas fuertemente tectonizadas (unidad 279) 352
1.1.1. Seymour, Baltra, Plaza, las partes NE y S de Santa Cruz 352
1.1.2. Santa Fe 354

1.2. Española: ¿vestigio de un edificio fuertemente degradado? (unidad 280) 354

1.3. La parte oriental de San Cristóbal ¿ La cima de un segundo edificio apegado? (unidad 281) 356

UTILIZACIÓN Y EVOLUCIÓN MORFODINÁMICA ACTUAL 358

2. LOS VOLCANES ESCUDOS SIN CALDERA 359

2.1. Las faldas inferiores de los volcanes 359
2.1.1. Las vertientes poco disectadas, rocosas (unidad 282) 360
2.1.2. La vertiente meridional disectada de San Cristobal (unidad 283) 360
2.1.3. Los conos de escorias y piroclastitas de Floreana (unidad 284) 362

2.2. Las faldas superiores fuertes y el contorno de las zonas cimeras 364
2.2.1. Las vertientes superiores sensu-estricto (unidad 285) 364
2.2.2. La vertiente superior meridional, disectada, de San Cristóbal (unidad 286) 364

2.3. Los modelados cimeros 365
2.3.1. Las superficies cimeras, con relieve suavemente ondulado (unidad 287) 365
2.3.2. Los campos de conos de escorias (unidad 288) 366
2.3.3. El estrato-volcán cimero de Pinta (unidad 289) 366

UTILIZACIÓN Y EVOLUCIÓN MORFODINÁMICA ACTUAL 368

3. LOS VOLCANES "ESCUDOS" CON CALDERA 369

3.1. Las cimas de volcanes apenas emergidos, con pequeña caldera cimera 369
3.1.1. Las faldas externas, abarrancadas, y erosionadas por los acantilados marinos (unidad 290) 369

3.1.2. Los relieves diversificados de las cimas: pequeñas calderas y fosas volcano-tectónicas (unidad 291) ... 370

UTILIZACIÓN Y EVOLUCIÓN MORFODINÁMICA ACTUAL ... 372

3.2. Marchena: vestigio de una gran caldera ... 372
3.2.1. Las faldas externas suaves (unidad 292) ... 374
3.2.2. Los testigos de las construcciones piroclasticas (unidades 293, 294) ... 374
3.2.3. El piso de la caldera (unidad 295) ... 375

UTILIZACIÓN Y EVOLUCIÓN MORFODINÁMICA ACTUAL ... 375

3.3. Los altos volcanes con inmensa caldera cimera ... 375
ORIGEN, ESTRUCTURA Y EVOLUCIÓN DE LOS VOLCANES E ISLAS DEL ARCHIPIÉLAGO ... 376

3.3.1. Las faldas externas ... 384
Las faldas conformadas por lavas antiguas ... 384
Las vertientes cubiertas con proyecciones piroclasticas (unidades 297, 299, 301) ... 386
3.3.2. Los relieves cimeros ... 387
Las superficies cimeras de reborde ... 387
Las inmensas calderas cimeras ... 390

UTILIZACIÓN Y EVOLUCIÓN MORFODINÁMICA ACTUAL ... 393

4. LAS FORMAS COMUNES AL CONJUNTO DEL ARCHIPIELAGO ... 396

4.1. Las construcciones volcánicas menores (unidad 308) ... 396
4.2. Los campos de lava reciente a actuales (unidades 309 a 311) ... 396

Bibliografía ... 399

ILUSTRACIONES

SIERRA

Fig. 1. Regiones y paisajes de la Sierra ... 4
Fig. 2. La segmentación de la vertiente andina occidental ... 8
Fig. 3. Los coluviones de la entalladura del río Cañar ... 10
Fig. 4. La estructura en franjas de la cordillera occidental ... 12
Fig. 5. El modelado de disección sobre granito: la zona de Peñaherrera ... 18
Fig. 6. La morfologia de disseción de la cuenca de Guaranda ... 21
Fig. 7. La depresión de Pallatanga ... 25
Fig. 8. Los contrafuertes suroccidentales ... 29
Fig. 9. Los niveles en los contrafuertes de Arenillas ... 32
Fig. 10. Corte de los niveles de los contrafuertes de Arenillas ... 33
Fig. 11. El glacis de Gramadal ... 37
Fig. 12. Un modelado glaciar: el extremo noroeste del Parque de Cajas ... 44
Fig. 13. Las variaciones de altitud del modelado glaciar
a. Al norte, los páramos de El Angel ... 52
b. En el centro, el Parque Nacional de Cajas ... 52
c. Al sur, los páramos de Amaluza ... 53
Fig. 14. Los abruptos del contorno de las zonas con modelado glaciar ... 58
Fig. 15. Tectónica y relleno en la cuenca de Tulcán y el valle del Chota ... 60
Fig. 16. Principales volcanes y lineamientos tectónicos ... 65
Fig. 17. Estructura del "nudo" Imbabura-Mojanda ... 69
Fig. 18. El volcán Sangay ... 75
Fig. 19. Las variaciones de la cobertura de los nevados ... 84
Fig. 20. El derrame lavico reciente de Papallacta ... 91

Fig. 21. Vista desde el Sureste de la cuenca de Quito 99
Fig. 22. Una cuenca interandina del norte: Latacunga-Ambato 101
Fig. 23. Los paleo-movimientos de vertientes en los valles de Huigra y Pallatanga 104
Fig. 24. Erosion y zonificación climática en el Chota 112
Fig. 25. Los niveles de Guayllabamba-Tabacundo 118
Fig. 26. Cortes al norte, en el centro y al sur de la grada de Quito 122
Fig. 27. Tectónica y formaciones litológicas 139
Fig. 28. Las alineaciones de la red hidrográfica 141
Fig. 29. El valle del río Jubones 142
Fig. 30. Formas de relieve de la cuenca del río Jubones 144
Fig. 31. Formas de relieve de la región Cañar- Cuenca 147
Fig. 32. Hipsometria y red hidrográfica de la cuenca de Cañar 159
Fig. 33. Los relieves de la Sierra austral 176
Fig. 34. Hipsometria de la Sierra austral 177
Fig. 35. Cortes representativos en la Sierra meridional 178
Fig. 36. Principales ejes de relieve de la Sierra austral 179
Fig. 37. Zonas de húmedad en la Sierra austral 180
Fig. 38. Formaciones litológicas y tectonica de la Sierra austral 181

COSTA

Fig. 1. Relieves y paisajes de la Costa. 208
Fig. 2. Corte esquemático de la cuenca Borbón-Valdez. 209
Fig. 3. El cono de esparcimiento de El Placer. 214
Fig. 4. Las formas litorales de la zona de Valdez. 215
Fig. 5. La red fluvial de la cuenca de Borbón. 216
Fig. 6. El valle del río Esmeraldas 220
Fig. 7. Tectonica y paisajes de Esmeraldas-Muisne 222
Fig. 8. Los depósitos litorales de Muisne-Cojimies 226
Fig. 9. Tectonica y litologia de la cordillera costera norte 230
Fig. 10. Los modelados estructurales de la cordillera areniscosa. 231
Fig. 11. Corte esquemático de los relieves costeros. 232
Fig. 12. La estructura anticlinal vaciada de Chone-Portoviejo 241
Fig. 13. Los paisajes aluviales del valle de Chone 244
Fig. 14. Esquema representativo de las unidades de paisajes tabulares 250
Fig. 15. Los relieves tabulares del Manabi Centro-Sur 257
Fig. 16. Corte esquematico de las mesas destruidas occidentales 262
Fig. 17. Los Tablazos de Manta-San Lorenzo 268
Fig. 18. Zonificación climática de la Península de Salinas 272
Fig. 19. Los Tablazos de la Peninsula de Salinas 283
Fig. 20. Cortes en los Tablazos de la Península 284
Fig. 21. Los depósitos litorales recientes en el sur de la Isla Puná 286
Fig. 22. Zonificación fisiográfica de la llanura costera 290
Fig. 23. Conos imbricados en la zona de Valencia-La Mana 293
Fig. 24. El cono antiguo colgante de El Corázon 294
Fig. 25. Tectónica cuaternaria en la zona Bucay-La Troncal 295
Fig. 26. Zonificación climática de la llanura costera 298
Fig. 27. Los conos de esparcimientos del piedemonte noroccidental 301
Fig. 28. Formaciones superficiales y suelos de la llanura costera 304
Fig. 29. Las formas elementales del relieve de la llanura alta 306
Fig. 30. Cortes esquemáticos de los paisajes de la llanura alta 307
Fig. 31. Las formas elementales del relieve de la llanura baja 312
Fig. 32. La Llanura y la subsidencia en el Golfo de Guayaquil 313
Fig. 33. Las inundaciones de 1982-1983 en la cuenca costera baja 318
Fig. 34. El paisaje fluvio-marino y su aprovechamiento por las camaroneras 319

AMAZONiA

Fig. 1. Regiones y paisajes de la Amazonía 322
Fig. 2. Cortes esquemáticos de algunos paísajes de la Amazonia ecuatoriana 327
Fig. 3. La historia de las capturas 338
Fig. 4. El relieve de las Mesas 339
Fig. 5. El frente subandino y las llanuras de divagación 340

GALÁPAGOS

Fig. 1. Regiones y paisajes de Galápagos 350
Fig. 2. La tectónica en Santa Cruz - Baltra 353
Fig. 3. La isla Española 355
Fig. 4. San Cristóbal, una isla compuesta 357
Fig. 5. Santiago: sus generaciones de lava 361
Fig. 6. Las entalladuras de la parte occidental de San Cristóbal 362
Fig. 7. Floreana: sus campos de conos 363
Fig. 8. Generaciones de formas y formaciones de la Isla Pinta 367
Fig. 9. Las dos calderas de Genovesa 371
Fig. 10. Los dos volcanes apegados de Pinzón 371
Fig. 11. Los conjuntos de relieve de Marchena 373
Fig. 12. Las placas oceánicas y el archipiélago 377
Fig. 13. Un volcán viejo, el Alcedo 381
Fig. 14. Un volcán reciente, el Fernandina 382
Fig. 15. Lineamientos y tectonica superficiales del archipiélago 383
Fig. 16. La caldera vieja del Alcedo 388
Fig. 17. La caldera reciente del Fernandina (antes de 1988) 390
Fig. 18. Una colada de lava del Volcán Chico (Sierra Negra) 394

PRESENTACIÓN

En las postrimerías del milenio, en las que se enfrentan corrientes de globalización de una parte, el reconocimiento a la diversidad local por otra, emerge la valoración por el ambiente y por ende, la necesidad de re-pensar el medio físico como el soporte fundamental de la actividad humana. Los modos de ocupación del suelo, el uso de los recursos naturales, la búsqueda de modelos de desarrollo sostenible, paralelamente a un mayor avance de las ciencias de la tierra, son demostraciones de que el territorio es un espacio multidimensional, que tiene que ser manejado como conjunto único, interdependiente, armónico, conservando el equilibrio entre los procesos naturales y las demandas de producción. El paisaje se encuentra al centro de una lectura metodológica concreta de parte de esta nueva visión.

El estudio científico del paisaje comenzó a finales del siglo XIX. El concepto de paisaje que ha estado casi ausente de la geografía física moderna, últimamente está cobrando renovado interés. Es necesario reconocer que tentativas en este sentido suponen una reflexión metodológica y de investigaciones especializadas que en parte superan los límites de la geografía física tradicional. El paisaje no es simplemente la suma de elementos geográficos, es el resultado de la combinación dinámica, y por tanto cambiante, de elementos físicos, biológicos y antrópicos que al interactuar los unos con los otros hacen del paisaje un conjunto único e indisociable en continua evolución.

Obviamente, no todos los problemas que se presentan en las zonas de transición, relacionados con los suelos y con la vegetación local se pueden resolver al introducir la morfología paisajística, pero el resultado es mucho más satisfactorio que si se basa la investigación en el estudio separado de la climatología, geomorfología, edafología, hidrología y similares.

Los autores, en un esfuerzo multidisciplinario e interinstitucional nos proponen una visión diferente del espacio físico ecuatoriano. Han tomado el camino difícil de la integración para entregarnos la realidad física en unidades paisajistas, sustentadas en la descripción de las condiciones generales de los elementos naturales más relevantes de nuestro medio.

A los aportes que han realizado Maldonado, Humbolt, Villavicencio, Wolf, Terán, y otros, -quienes nos han provisto de la infraestructura geográfica básica y han ido modelando el concepto geográfico que de nuestro país se han formando las generaciones pasadas y presentes- se suma este, con una visión no solo actualizada, sino diferente, al abordar la geografía física ecuatoriana con visión paisajística, tanto al nivel de

detalle expresado en unidades morfoedafológicas , como en las visiones de conjunto a través de las formas de relieve regional. Muy nueva esta forma de construcción del concepto del espacio geográfico ecuatoriano.

El Instituto Panamericano de Geografía e Historia presenta a la comunidad estudiosa e interesada en conocer más profundamente el Ecuador físico, el IV tomo de la colección "Geografía Básica del Ecuador: la " Geografía Física" que está contenida en dos volúmenes:

- El Libro Primero, titulado "Las Condiciones Generales del Medio Natural", nos introduce a través de una visión general y de diversidad de los grandes rasgos del relieve (capítulo 1) hacia la evolución geodinámica del Ecuador (capítulo 2)con un análisis global de la naturaleza mineral y de las fuerzas internas que la han formado. Se completa con el análisis de los procesos superficiales, el mismo que parte de la explicación de las grandes regiones climáticas y sus formaciones vegetales naturales (capítulo 3), pasa por las características hidrográficas e hidrológicas de los grandes ámbitos morfoclimáticos (capítulo 4), los factores de la pedogénesis (capítulo 5), hasta llegar a explicar la erosión agrícola de los suelos (capítulo 6).

- El Libro Segundo, titulado "Las Regiones y Paisajes del Ecuador", nos entrega el Ecuador en conjuntos paisajísticos. Se presentan los paisajes andinos de la sierra del Ecuador (capítulo 1) en los que acertadamente se diferencian las vertientes y estribaciones andinas exteriores, las cimas frías de la cordillera de los Andes, el ámbito interandino, para terminar con los relieves de la sierra austral. Nos llevan a reconocer en los paisajes costeros (capítulo 2), las diferencias entre las regiones costeras noroccidentales, las regiones costaneras centrales de Manabí, la península de Salinas y la isla Puná, de la llanura central y su piedemonte. Se inicia la introducción de los paisajes de la amazonía ecuatoriana (capítulo 3)por el lado más próximo a los Andes, los relieves subandinos, para completarla con la amazonía periandina. Se hacen diferenciaciones singulares en los paisajes de las islas Galápagos, como son las islas bajas o partes de islas bajas hasta poco elevadas, los volcanes escudos sin caldera, los volcanes escudos con caldera, diversidad que se complementa resaltando las formas comunes al conjunto del archipiélago.

Esta obra es fruto de la estrecha colaboración entre investigadores ecuatorianos y franceses, enmarcada en convenios de cooperación entre el Instituto Panamericano de Geografía e Historia, Sección Nacional de Ecuador (IPGH) y el Instituto Francés para la Investigación Científica para el Desarrollo en Cooperación (ORSTOM). Varias son las ilustres personas ecuatorianas y francesas que han precedido al Crnl.Ing. Fabián Durango, Crnl. Ing. Medardo Terán, Presidente y Secretario Técnico actuales del IPGH, y a Michel Portais, Representante de

ORSTOM en Ecuador, que junto a ellos, han mantenido su apoyo en esta tarea de largo plazo, a quienes agradecemos profundamente. Especial mención tenemos que hacer a Alain Winckell que ha sido el alma científica y persuasiva de esta nueva Geografía Física del Ecuador.

María Augusta Fernández
Miembro Principal de la Comisión
de Geografía del IPGH

PREFACIO

Esta obra, realizada en su forma final por un equipo relativamente reducido, sólo pudo llevarse a cabo gracias a múltiples colaboraciones por una parte, y porque fue posible disponer de trabajos anteriormente realizados.

• Este tomo, resultado de un trabajo colectivo, se benefició del aporte de diferentes participantes.

Responsable del tomo y coordinación general: Alain Winckell

Elaboración del mapa de paisajes naturales:
Alain Winckell
Claude Zebrowski
Michel Sourdat
Svetlana Zavgorodnyaya de Costales

Realización de la leyenda explicativa:

Libro 1. Las condiciones generales del medio natural del Ecuador
Capítulo 1. Los grandes conjuntos del relieve, por Alain Winckell
Capítulo 2. Bosquejo de la evolución geodinámica, por René Marocco y Thierry Winter
Capítulo 3. Las grandes regiones climáticas y sus formaciones vegetales naturales, por Charles Huttel
Capítulo 4. Características hidrográficas e hidrológicas de los grandes ámbitos morfoclimáticos, por Pierre Pourrut
Capítulo 5. Los factores de la pedogénesis y los suelos, por Claude Zebrowski y Michel Sourdat
Capítulo 6. La erosión agrícola de los suelos, por Georges De Noni, Marc Viennot y Germán Trujillo

Libro 2. Las regiones y paisajes del Ecuador
Capítulo 1. Los paisajes andinos, por Alain Winckell (paisajes y geomorfología) con la colaboración de Claude Zebrowski (suelos)
Capítulo 2. Los paisajes costeros, por Alain Winckell (paisajes y geomorfología) con la colaboración de Claude Zebrowski (suelos)
Capítulo 3. Los paisajes de la Amazonía ecuatoriana, por Michel Sourdat con la colaboración de Alain Winckell
Capítulo 4. Los paisajes del archipiélago de Galápagos, por Alain Winckell

• Este trabajo incorpora, por otra parte, los resultados de trabajos esencialmente de orden cartográfico, realizados en el marco de diferentes instituciones ecuatorianas:

El Programa Nacional de Regionalización Agraria (PRONAREG) del Ministerio Ecuatoriano de Agricultura y Ganadería (MAG), que elaboró, en colaboración con el ORSTOM (Institut français de recherche scientifique pour le développement en coopération), un inventario nacional de los recursos naturales renovables en el marco de convenios de cooperación internacional entre 1975 y 1985.

Entre el personal ecuatoriano del PRONAREG, participaron más particularmente a la cartografía de inventario:

Jorge Acosta
Guillermo Almeida
Armando Carvajal
Nicolás Corvalán
Luis Gordillo
Osvaldo Guevara
César Loaiza
Galo Manrique
Alfredo Muñoz
Gustavo Tapia
Gustavo Tipantuña
Patricio de la Torre
Jaime Torres
Svetlana Zavgorodnyaya de Costales
Marcelo Zúñiga

Este inventario cartográfico sólo pudo ser llevado a feliz término gracias al apoyo decisivo que recibimos de los sucesivos directores de PRONAREG, los Ingenieros, Enrique Suárez, Baldemar Alava y Jaime Torres.

La CEDEGE (Comisión de Estudios para el Desarrollo de la Cuenca del Guayas) que, por intermedio de su departamento de Agrología, dirigido por Víctor Mendoza, realizó numerosos estudios sobre la edafología y agronomía de la cuenca del Guayas.

El PREDESUR (Programa Regional para el Desarrollo del Sur del Ecuador) que elaboró investigaciones sobre la edafología y la agronomía de las regiones cercanas a la frontera sur.

• Conviene también mencionar los diferentes organismos o servicios, cuya colaboración fue esencial para la realización de este trabajo:

La Unidad de Teledetección del Laboratorio de Informática Aplicada del ORSTOM en Bondy, y particularmente a Annick Aing e Isabelle Rannou, por los tratamientos fotográficos de las imágenes Landsat y Spot.

El INGALA (Instituto Nacional Galápagos), el SNPG (Servicio del Parque Nacional Galápagos) en la persona de Miguel Cifuentes, La Fundación Charles Darwin (Juan Black) y la Estación de Investigación Charles Darwin (Gunther Reck), por la ayuda logística y científica aportada durante la realización de los trabajos en el archipiélago de las Galápagos.

El CLIRSEN (Centro de Levantamientos Integrados de Recursos Naturales por Sensores Remotos), por haber puesto gentilmente a nuestra disposición la cobertura RADAR del territorio ecuatoriano. Agradezco en particular a Néstor Espinoza y a Augusto González.

El CEDIG (Centro Ecuatoriano de Investigación Geográfica), en la persona de sus Directores Nelson Gómez y Juan León, y el IPGH (Instituto Panamericano de Geografía e Historia), en la persona de su Secretario Técnico Medardo Terán, por haber auspiciado la publicación de esta obra.

• Por fin, me es grato mencionar en especial a:

Michel Portais, asesor ORSTOM en el CEDIG, por la confianza que me brindó entregándome la responsabilidad de este tomo de la Geografía Básica,

Mi esposa, Marie-Claude, quien aceptó encargarse de la ingrata tarea de una parte de los trabajos de levantamiento y tratamiento de textos,

Olga de Chávez, Alicia Armendáriz, Martha Luna y Caroline Simon quienes aseguraron gran parte de las traducciónes,

Darwin Montalvo, quien realizó, en computadora Apple Macintosh, la confección de la mayoría de las ilustraciones,

Néstor H. Matamoros y Juan B. León por su lectura y corrección de los textos,

Pierre Peltre por la supervisión de los trabajos de edición,

Agradezco a todos sincera y calurosamente.

INTRODUCCION

La orientación del estudio

Presentar en una sola obra un medio físico tan diversificado como el del Ecuador fue un verdadero reto. Cuando se sabe que sobre un corte en línea recta de menos de 50 km, se pasa en forma continua, gracias al gradiente altitudinal, del bosque perennifolio de la Amazonía a los paisajes glaciares actuales que alcanzan más de 6.000 m de altitud, resulta fácil sospechar la dificultad de semejante empresa.

Se nos presentaban dos soluciones para intentar enfrentar tal diversidad.

- Un primer método, relativamente convencional, consistía por ejemplo, en estudiar sucesivamente cada uno de los temas relacionados con el medio natural ecuatoriano. El estudio tomaba entonces la forma de una serie de contribuciones asumidas por cada uno de los especialistas de las diferentes disciplinas involucradas: geología, geomorfología, climatología, hidrología, ecología, edafología e agronomía, etc.

Este acercamiento monodisciplinario, indispensable en una primera fase para adquirir el conocimiento de todos los fenómenos que conforman la caracterización del medio, deja sin embargo en el geógrafo un sentimiento de insatisfacción, ya que tiende a menospreciar, por lo menos parcialmente, el componente espacial.

- El segundo consistía en privilegiar el acercamiento regional intentando abarcar el conjunto de las características del medio físico, para llegar a una división, creando unidades regionales, homogéneas o heterogéneas, pero fácilmente perceptibles y que integren las características físicas en el marco espacial del medio ambiente.

Esta forma es indudablemente más difícil de llevar a cabo que la primera, ya que realizar una zonificación realista, exige por una parte un buen conocimiento de la realidad geográfica y por otra parte, una coordinación más completa entre los diferentes especialistas temáticos.

Sin embargo, presenta para el usuario una segura ventaja ya que puede encontrar así unidades paisajísticas que conoce y además percibe intuitivamente.

Este segundo método de análisis, que adoptamos, era aplicable en el caso del Ecuador debido a las siguientes circunstancias favorables:

- el Ecuador, con una superficie de 270.670 km^2, es un país relativamente pequeño, con una accesibilidad globalmente satisfactoria, lo que nos permitió recorrer, conocer y estudiar el país en su totalidad;
- los trabajos realizados durante el convenio PRONAREG-ORSTOM, produjeron la documentación científica indispensable, pero también nos permitieron residir en el país durante un período suficientemente largo (desde 1975 a 1985), para adquirir el conocimiento necesario del medio ecuatoriano.

Por lo tanto, fue en condiciones relativamente favorables que juntos, geógrafos y edafólogos, pudimos dominar este acercamiento paisajístico del medio natural del Ecuador.

Las fuentes de información

Todos los documentos publicados en el marco de este proyecto fueron sometidos a una actualización y a una homogeneización general, como preámbulo indispensable a la presentación de los resultados a nivel nacional.

La cartografía básica

Por razones de comodidad de presentación, el mapa final de los paisajes está publicado a escala de 1:1'000.000, pero se escogió una escala intermedia de elaboración a 1:500.000.

El único documento existente a esta escala en el Ecuador y que presentaba una fiabilidad suficiente para ser utilizado con fines cartográficos era, al principio de la realización de este trabajo, el Mapa Aeronáutico del Ecuador, en Proyección Conforme de Lambert, realizado por el I.G.M. Pudimos beneficiarnos de copias en soporte indeformable de las "minutas" originales de este documento, que en aquel entonces estaba en proceso de elaboración; son las hojas:

CAE 1: Norte, 1987
CAE 2: Centro-Oeste, 1984
CAE 3: Centro-Este, 1986
CAE 4: Sur, 1985
CAE 5: Galápagos, 1986.

Este mapa presentaba dos ventajas decisivas:

- separaba netamente las regiones que habían sido objeto de una cartografía regular clásica a 1:25.000, 1:50.000 o 1:100.000, con todos los criterios de fiabilidad indispensables a una explotación cartográfica. Se diferenciaban así netamente de las demás, donde a falta de mapas con gran o mediana escala, se había procedido a una representación esquemática de los principales rasgos planimétricos;
- era perfectamente compatible con toda la cartografía elaborada a 1:200.000 durante los trabajos PRONAREG-ORSTOM, según un método similar. Para este último, habiamos procedido así mismo a la reducción de la cartografía regular disponible, que se había completado, en las zonas sin informacion, por ensamblajes de fotomosáicos aéreos o ampliaciones de imágenes Landsat, ajustados en la cartografía básica disponible.

La reducción a 1:500.000 de toda la cartografía básica ORSTOM-PRONAREG, nos permitió por lo tanto disponer de una carta complementaria al mapa aeronáutico en la región costanera, Galápagos y gran parte de la Sierra.

Para las demás regiones: parte norte y vertientes externas de la Sierra, así como la casi totalidad de la Amazonia, sobre las cuales la cartografía de inventario había utilizado bases de origen y fiabilidad diversas: croquis planimétricos, mapas provisionales a 1:250.000 y 1:500.000, realizamos una reordenación global. Para eso, elaboramos un mapa básico a 1:500.000 por interpretación de las redes hidrográficas, carreteras, ciudades y principales cumbres a partir de ampliaciones de las imágenes Landsat, ajustadas luego sobre la cartografía precedente.

Esta fase preliminar constituía el preámbulo indispensable a cualquier cartografía temática, y nos permitió disponer de una base geográfica homogénea, actualizada y confiable, sobre la totalidad del territorio ecuatoriano.

Luego, fue objeto de una reducción fotomecánica a 1:1'000.000, para constituir la base definitiva utilizada como soporte de esta publicación.

La documentación temática

Se trata, en su casi totalidad, de las cartografías de inventario realizadas durante los trabajos PRONAREG-ORSTOM, que dieron lugar a la elaboración de los siguientes documentos utilizados:

Inventario cartográfico a 1:200.000, de los recursos naturales renovables de la Costa del Ecuador:

- mapas morfoedafológicos,
- mapas de las formaciones vegetales,
- mapas de aptitudes agrícolas.

Cartografía morfoedafológica a 1:500.000 de la Amazonia ecuatoriana.

Cartografía edafológica a 1:50.000 y 1:200.000 de los Andes del Ecuador.

Inventario cartográfico de los recursos naturales renovables del archipiélago de Galápagos (Convenio ORSTOM-PRONAREG-INGALA):
- mapas geomorfológicos y de las formaciones vegetales a 1:100.000,
- mapas edafológicos, de uso actual de suelo y de aptitudes de las zonas agrícolas a 1:50.000

Cartografía de las formaciones vegetales de los Andes del Ecuador a 1:50.000 y 1:200.000.

Estas diversas cartografías habían sido realizadas integrando los resultados de los diferentes trabajos anteriores, entre los cuales destacan las obras de T. Wolf (1892-1976), W. Sauer (1965) y el trabajo de F. Faucher y E. Savoyat (1973).

También recogía parte de los numerosos trabajos locales o regionales, de extensión generalmente limitada, y realizados en varias escalas de 1: 10.000 a 1: 250.000, esencialmente con objetivos de hidroagrícolas, por:
. la CEDEGE,
. el CRM (Centro de Rehabilitación de Manabí),
. el INERHI (Instituto Ecuatoriano de Recursos Hidráulicos),
. el PREDESUR.

El método de elaboración temática

La fase de inventario: la unidad morfoedafológica

Las unidades representadas en los documentos relativos a los estudios de paisajes elaborados durante los trabajos ORSTOM-PRONAREG eran esencialmente del tipo "unidad morfoedafológica".

En un primer tiempo, se había procedido a una identificación del orden geomorfológico: relieve, formaciones litolóligas y superficiales, morfogénesis y morfodinámica. Estas informaciones habían sido cruzadas con los datos climáticos (datos de las estaciones, indicadores de vegetación e interpretación de las imágenes Landsat) y edafológicos (estudios de perfiles, de la variabilidad espacial y de los resultados de análisis).

Este conjunto de parámetros nos permitió luego realizar una división del medio natural a dos niveles: un marco climático regional, subdividido en unidades morfoedafológicas homogéneas.

La fase de integración: de la forma del relieve a la región

Estas unidades morfoedafológicas homogéneas constituyeron, evidentemente, la información básica, el punto de partida obligatorio del posterior proceso de integración con miras a la realización del mapa de los paisajes físicos.

El paso de 1:200.000 al 1:1'000.000 impuso, por la reducción de la escala, una necesaria simplificación de la representación cartográfica, pero también una concepción diferente de la naturaleza de la unidad cartografiada.

- En los mapas de inventario a 1:200.000, las unidades morfoedafológicas cartografiadas representan en realidad formas del relieve homogéneas, la unidad elemental de percepción "macro" del modelado, la geofácies.

- Por lo contrario, las unidades escogidas para la elaboración del mapa de los paisajes a 1:1'000.000, se ubican a otro nivel de percepción y pueden definirse como una cierta organización de las formas de relieve entre sí, llevando así a la concepción de paisajes.

Por lo tanto son zonas complejas, que resultan del acomodamiento estructural de las formas entre sí, y que están ligadas por relaciones de proximidad y complementaridad. Estos paisajes se caracterizan generalmente por cierto modo de funcionamiento, antiguo y/o actual: morfogénesis, pedogénesis, dinámica actual y constituyen así verdaderos sistemas geográficos naturales integrados, o "geosistemas".

- Un tercer nivel de organización nos llevó a caracterizar y delimitar regiones concebidas como asociación de paisajes en un marco geográfico definido. Estas regiones se caracterizan por reglas estrictas de repartición, las variaciones de estas modalidades permitiendo distinguir las regiones entre sí.

La definición de estas regiones fue elaborada, a nivel de todo el Ecuador, respetanto tres reglas simples:

- la región, para ser representativa, debía tener una superficie bastante amplia;
- debía presentar una característica física original, de cualquier naturaleza que sea, pero siempre claramente definida;
- su realidad física y geográfica debía ser fácilmente percibida con relación a sus vecinas en el entorno físico.

Es esta división regional la que constituye la osamenta del texto de presentación de esta obra.

- Por fin, estas regiones se integraron en los diferentes medios naturales ecuatorianos: Costa, Sierra, Amazonía y Galápagos, que contribuyen a subdividir. Esta distinción proviene de una selección realizada a priori, y no discutible, que toma en cuenta la realidad física ecuatoriana por una parte y la percepción que los ecuatorianos poseen de ésta, por otra parte. Este último aspecto resulta ser un elemento esencial ya que el tomo "Los Paisajes Naturales del Ecuador" integra la Geografía Básica, una presentación actualizada de la realidad geográfica del Ecuador.

La presentación de los resultados

Los resultados de este estudio están, por lo tanto, presentados bajo dos formas:

Un primer libro, introductivo al conocimiento general del medio natural ecuatoriano, trata sucesivamente en capítulos sintéticos, las condiciones generales del medio: los grandes rasgos del relieve, la historia geológica, el marco climatico-ecológico, las regiones hidrológicas, las condiciones de la morfogénesis-pedogénesis, los suelos y la erosión agricola en el Ecuador.

Un segundo libro constituye el acercamiento regional, y está dividido en dos partes:

- Una cartografía de los paisajes a escala de 1:1'000.000, con una leyenda explicativa climato, morfopedológica para cada paisaje cartografiado.
- Una presentación de la división regional realizada en cada uno de los cuatro medios ecuatorianos, acompañada por un análisis detallado de los paisajes, formas de relieve, suelos, etc., que las componen.

Libro 2

LAS REGIONES Y PAISAJES DEL ECUADOR

Capítulo 1

LOS PAISAJES ANDINOS DE LA SIERRA DEL ECUADOR

Alain Winckell
Claude Zebrowski
ORSTOM

1. LAS VERTIENTES Y ESTRIBACIONES ANDINAS EXTERNAS

La cordillera de los Andes que atraviesa el Ecuador en posición central constituye una formidable barrera montañosa. Sigue una dirección general meridiana, que en realidad dibuja una "S" muy abierta, Norte-Sur en su parte central y NE-SW a NNE-SSW en sus extremos Norte y Sur. Domina mediante imponentes vertientes exteriores, con similar orientación, las regiones costeras al Oeste y amazónicas al Este. Es también una línea divisoria de aguas perfecta, su costado occidental fluye hacia el Océano Pacífico distante de 200 a 300 km, mientras que los ríos que drenan su costado oriental van hacia la cuenca del Amazonas recorriendo más de 3.000 km antes de desembocar en el Océano Atlántico.

En cerca de 600 km de extensión meridiana, las laderas externas de la cordillera del Ecuador agrupan dos tipos de regiones; las vertientes andinas, en el sentido estricto, relieves abruptos que enmarcan la cordillera del Norte al Sur y las estribaciones del extremo Suroeste, medio de transición entre los paisajes costeros y andinos. Presentan variaciones que toman en cuenta, por orden de importancia decreciente, el substrato, la existencia o ausencia de cobertura piroclástica y los modelados.

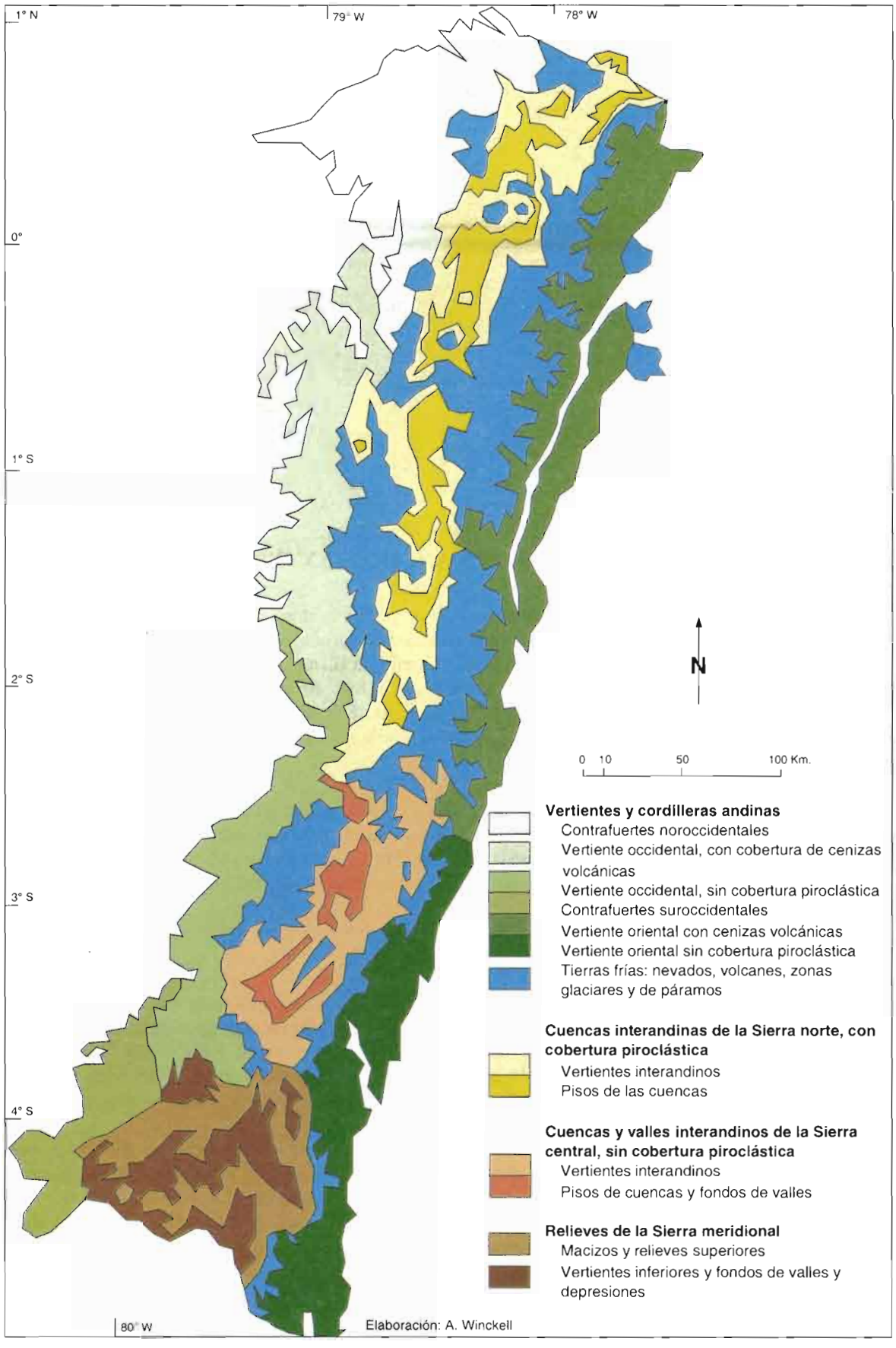
1.1. LAS VERTIENTES EXTERNAS

El límite inferior con las regiones costeras es materializado por un ángulo muy marcado y una ruptura brusca de pendiente situada por lo general cerca de los 300 m pero que se levanta progresivamente del Sur y del Norte, para alcanzar cerca de 800 m al Noreste de Santo Domingo, en la parte central. En la vertiente amazónica, el límite es más gradual gracias a la transición con los relieves subandinos moderados del domo del Napo al Norte, o accidentados de las cordilleras del Santiago al Sur. Prácticamente nunca llega a bajar a menos de 900 m mientras que sube a más de 1.200 m detrás de Puyo.

Las altitudes promedias de las líneas de crestas (sin tomar en consideración los edificios volcánicos sobrepuestos) se encuentran generalmente entre los 3.200 y 3.600 m, por consecuencia las vertientes alcanzan desniveles relativos entre los 2.000 y 3.000 m. Como además su extensión lateral generalmente es de entre 20 y 50 km, forman verdaderas murallas, entalladas por estrechos y gigantescos desfiladeros al paso de los principales ejes hidrográficos.

Se trata de un medio casi cerrado, dificilmente penetrable e inhospitalario que juega un auténtico papel de barrera por bloqueo de las circulaciones atmosféricas. Allí las lluvias de tipo orográfico son particularmente abundantes; las precipitaciones al Noroeste de la vertiente occidental, o hacia el centro de la vertiente amazónica, sobrepasan los 5.000 mm. Ciertas zonas con cobertura nubosa y neblina constante (en la parte entre inferior y

Fig. 1. Regiones y paisajes de la Sierra



mediana de estas vertientes) no habian podido ser, en la fecha de este estudio, objeto de alguna toma aérea, convencional o satelitaria, y sólo han podido ser cartografiadas mediante grabaciones de RADAR.

Climatologicamente, la vertiente occidental de los Andes representa la variante altitudinal de la parte muy húmeda de la región costera y las precipitaciones presentan, en ese lugar, características semejantes, tales como valores medias anuales elevadas y una buena repartición con un débil máximo relativo durante los primeros meses(1).

- La mayor parte de las estribaciones noroccidentales posee precipitaciones medias anuales comprendidas entre 1.500 y 2.500 mm. Se puede notar una gradiente de disminución con la altitud: las estaciones de Cachaco y de Lita ubicadas respectivamente a 710 y 740 m de altitud reciben 2.120 y 3.370 mm repartidos en 150 y 300 días por año, mientras que, con 200 días de lluvia por año, Achupallas (alt. 3.160 m) sólo recibe 1.235 mm. Gracias a la repartición regular de las lluvias durante el año, a la presencia frecuente de la cobertura nubosa y a la disminución de las temperaturas con la altitud, el número de meses secos al año está comprendido entre 0 y 2 y el déficit hídrico anual no alcanza los 100 mm; como excepción, existe la desembocadura del valle seco del Guayllabamba en donde los datos de la estación Viña de Chespi muestran unas precipitaciones medias anuales de 810 mm y un número de meses secos del orden de 7.

- La parte central de esta vertiente, al Sur de la desembocadura de las entalladuras de los ríos Blanco y Toachi, presenta condiciones menos húmedas: precipitaciones medias anuales comprendidas, según la altitud, entre 1.390 mm (Pinllopata, 2.360 m alt.) y 2.975 mm (El Corazón, 1.500 m alt.) durante 205 a 225 días al año. La gran depresión de la cuenca de Guaranda, parcialmente protegida de los vientos húmedos provenientes de la región costera, es más seca con precipitaciones medias anuales de menos de 1.000 mm (920 mm en 170 días en Chillanes, 705 mm en 120 días en San Simón), un número de meses secos del orden de 6 y un déficit hídrico anual entre 150 y 200 mm. Se encuentran condiciones análogas en las partes altas de los valles que surcan la vertiente pero que no desembocan en la depresión interandina: en Angamarca (alt. 2.970 m) las precipitaciones medias anuales son de aproximadamente 600 mm repartidos en 155 días, el número de meses secos de 6 y el déficit hídrico anual de 150 mm mientras que las partes bajas de Este mismo valle son comparables al resto de la vertiente (por ejemplo El Corazón).

- El flanco occidental al Sur de la entrada al valle de Pallatanga, muestra una zonificación marcada con una parte inferior perteneciendo a la zona húmeda (la mayor fracción) y el resto a la zona muy húmeda, con una cobertura nubosa importante en la parte media. Los accidentes topográficos, así como la desembocadura del valle del Jubones y la parte alta del valle del Puyango, crean situaciones protegidas de los vientos húmedos y las condiciones hídricas son comparables a las de la parte inferior.

En las vertientes, las precipitaciones medias anuales disminuyen con la altitud (1.755 mm en Pancho Negro, 70 m de altitud y 1.005 mm en Pallatanga, 1.500 m de altitud), el número de días de lluvia por año es del orden de 200 - 210. En las partes más bajas, el número de meses secos es de 6 a 7 y el déficit hídrico anual no alcanza los 500 mm,

---

(1) Los datos climatólogicos utilizados para elaborar esta caracterización provienen de distintos orígenes.

- Para la pluviometría, son datos publicados de los trabajos INERHI-ORSTOM. Se trata de datos homogenizados (corrección de los valores aberrantes) y reconstituidos (cálculos de los datos faltantes mediante el método de vectores regionales). Para las estaciones mejores, estos datos cubren el períodod 1963-1985. Los datos pluviométricos así como los de la evaporación Piche y de la insolación han sido aproximados al 0 o 5 más cercano. Las cifras concernientes a los días de lluvia se refieren solamente al período 1963-1974, por no estar disponibles las series completas. Sin embargo, verificaciones puntuales no han permitido revelar diferencias sognificativas.

Los diferentes regímenes de humedad escogidos se reparten según los siguientes rangos:
Arido: 12 meses secos
Muy seco: 10-11 meses secos
Seco: 8-10 meses secos
Húnedo: 4-8 meses secos
Muy húmedo: menos de 4 meses secos

- Las temperaturas, humedad del aire y evaporación no presentan variaciones interanuales mayores. Los datos utilizados provienen de los estudios anteriores PRONAREG-ORSTOM y han sido actualizados en pocos casos con cifras más recientes de INERHI-ORSTOM.

- Los datos de insolación provienen de los estudios más recientes INERHI-ORSTOM.

Referencias más precisas acerca de estos datos constan en el Capítulo "Grandes regiones climáticas del Ecuador y sus formaciones vegetales naturales". Ver también el mapa 4: Ubicación de las estaciones metereológicas, en el mismo capítulo.

mientras que en las partes más altas, el número de meses secos es inferior a 5. En los valles abrigados, se vuelven a encontrar condiciones análogas a las de las partes bajas de las vertientes con número de meses secos de 6 y unos déficits hídricos anuales inferiores a 500 mm.

Las demás caracteristicas climatologicas parecen más homogéneas.

Las temperaturas medias anuales varían según la altitud desde más de 22°C en Lita, por ejemplo, hasta valores inferiores a 10°C en la parte superior.

La humedad relativa del aire es siempre elevada, alrededor del 90 % en las vertientes, mientras que en las zonas abrigadas, como la desembocadura del valle del Guayllabamba o la cuenca de Guaranda, baja hasta 80 %.

Las escasas mediciones climatológicas permiten recolectar valores anuales de la evaporación Piche entre 450 y 500 mm por año en la parte Norte y 300-350 mm hacia el Sur, mientras que en la cuenca de Guaranda (San Simón) la evaporación alcanza 745 mm por año y la duración anual de la insolación es de 1.670 horas.

- La vertiente oriental de los Andes se caracteriza, ante todo, por precipitaciones elevadas, un déficit hídrico anual nulo y una cobertura nubosa muy importante. Las precipitaciones medias anuales son máximas en la parte inferior de la vertiente, alrededor de los 1.000 m de altitud (cerca de 5.000 mm en Archidona y Hacienda Sangay), y a 3.150 m de altitud (Papallacta) notamos unas precipitaciones medias anuales de 1.405 mm. De la misma forma que en la región amazónica, las precipitaciones medias mensuales máximas están ubicadas a mediados de año y la mínima se observa a fines o a principios de año. Las diferencias entre las precipitaciones medias mensuales máximas y mínimas son reducidas y ningún mes presenta déficit hídrico.

Las temperaturas medias mensuales disminuyen también con la altitud; son del orden de 20°C a 1.000 m de altitud y de 8°C en Papallacta (3.150 m). La humedad relativa del aire es elevada, cercana al 90 % y la evaporación (Piche) es reducida, inferior a 600 mm por año. No disponemos de los valores de duración de insolación pero estos deben ser netamente inferiores a 1.000 horas al año.

Cabe mencionar una disminución de las precipitaciones medias anuales hacia el Sur y la estación más meridional (Zumba, precipitaciones medias anuales de 1.105 mm) parece presentar algunos meses secos pero con un déficit hídrico anual reducido.

La vegetación es de tipo tropical húmedo; arbórea densa exuberante, perenne, con helechos arborescentes y epifitos. Estas condiciones climáticas explican la presencia de una pedogénesis de tipo ferralítico; los suelos rojos, localmente profundos, pueden recubrir las vertientes hasta altitudes superiores a los 3.000 m.

Por otra parte, también son una barrera para las comunicaciones y las actividades humanas. Las entalladuras de los principales ejes hidrográficos provenientes de las cuencas interandinas son los únicos medios de penetración; cortes estrechos en los que, con dificultad, se ubican las principales carreteras como la via Baños-Puyo por el desfiladero del Pastaza o la carretera Quito-Santo Domingo por el valle del río Toachi.

La colonización humana se limita, a pesar de un incremento reciente, a estrechos pasillos por ambos lados de estos principales ejes o en las zonas de relieves moderados; la cobertura vegetal que se observa en la mayor parte de esas vertientes puede entonces todavia ser considerada como poco intervenida.

Resumen

- *Vertientes externas de los Andes*
- *Modelados vigorosos y muy disectados sobre rocas antiguas diversas*
- *Climas húmedos a muy húmedos con fuerte nubosidad*
- *Formación arborea, perenne, tropical húmeda*
- *Dominio ferralítico, suelos rejuvenecidos por erosión, cobertura parcial de cenizas volcánicas recientes*
- *Ocupación humana limitada a los bordes de las vías de comunicación*
- *Movimientos de gravedad localizados*

1.1.1. Las vertientes volcánicas, occidental y noroccidental

Se extienden sobre la vertiente pacífica, desde la frontera con Colombia al Norte hasta cerca de Piñas-Portovelo, a orillas del valle del río Puyango al Sur, con excepción de las partes central y Norte ocupadas por intrusiones granitoides e intercalaciones volcano-sedimentarias más o menos metamorfizadas.

Es el medio típico de las vertientes andinas externas, que realiza la transición desde la ruptura de pendiente al contacto con los paisajes costeros hasta los modelados de alta montaña con paisajes volcánicos, de páramos y de herencia glaciar. Su extensión es dificil de medir con exactitud por la falta de cobertura topográfica. La hemos es-

timado, mediante levantamientos de campo, entre los 200-300 m y los 3.200-3.600 m al Norte, mientras que no culminan a más de 2.800 m en los derramamientos volcánicos recientes de Paccha-Zaruma al Sur. Sus contactos inferiores están localmente fosilizados bajo los espesos depósitos de los conos de deyección cuaternarios, que suben hasta los 1.600 m hacia Lita y hasta los 2.350 m al Oeste de Tandayapa.

Su originalidad primera proviene del afloramiento de potentes formaciones volcánicas, producidas por las erupciones secundarias y terciarias consecutivas al establecimiento de los grandes conjuntos estructurales andinos. El límite que comunmente era aceptado entre las dos formaciones reconocidas (Macuchi y Celica), se situaba sobre el trazo Este-Oeste de la garganta del río Jubones, al Este de Machala. Estudios recientes (M. Lebrat, 1985), revelaron un contacto más complicado y orientado según una línea Suroeste-Noreste, interna al flanco occidental y que se une al valle interandino en las proximidades del accidente de Pallantanga.

Al Norte, se extiende la formación Macuchi, arco volcánico insular sobre corteza océanica (pillow-lavas pueden ser observados) en su mayoría de naturaleza toleítica y enlazado al continente por una subducción efectiva del Cretácico inferior al principio del Eoceno. Todos sus estratos presentan una pendiente muy marcada hacia el Este (de más de 40-50°). Se trata de una formación de origen alóctona, compuesta principalmente de bancos espesos de basaltos y de andesitas que van del color gris obscuro al negruzco con afloramientos de tipo riolítico. Su variabilidad litológica es grande, e incorpora también diabasas, porfiritas, sedimentos volcano-sedimentarios o de tipo flysch intercalados: brechas y conglomerados piroclásticos, niveles de toba, grauwackas, areniscas, arcillitas y lutitas silificadas. Presenta además las huellas de una intensa tectónica; numerosas fracturas y fallas con diversas orientaciones, revelan los accidentes contemporaneos o posteriores a su formación.

La formación Celica, de edad muy cercana, prolonga la precedente al Sur y localmente al Este. Ella también representa un arco volcánico, que fue originado por la subducción de la formación Macuchi, pero sobre el substrato continental del borde pacífico del continente. Más maciza que la precedente, se compone casi exclusivamente de coladas sobrepuestas de andesitas de color gris verdoso, en bancos espesos de estratificación subhorizontal o con débil inclinación. Esta es menos básica que la anterior e incluye interestratificaciones de piroclástitas, niveles tobaceos andesíticos, cuarcitas y calizas.

A pesar de que se trata de dos formaciones geodinamicamente muy diferentes esta distinción no se denota claramente en el comportamiento geomorfológico, debido a su resistencia más o menos similar frente a los procesos de alteración y erosión. Sobre los afloramientos, más tectonizados, de la formación Macuchi se desarrollan relieves netamente más disectados y audaces que los modelados macizos derivados de los estratos de la formación Celica. Algunos de los accidentes que segmentan muy claramente la vertiente occidental, con dirección predominante del SW-SSW hacia el NE-NNE, se relacionan con los mayores accidentes notados en los relieves costeros, en la prolongación de los cuales estan situados (Fig. 2).

Es difícil hacer una caracterización precisa de tales paisajes, por tanto en razón a las grandes dificultades de acceso como por la extrema diversidad de las formas de relieve. La heterogeneidad es la característica principal.

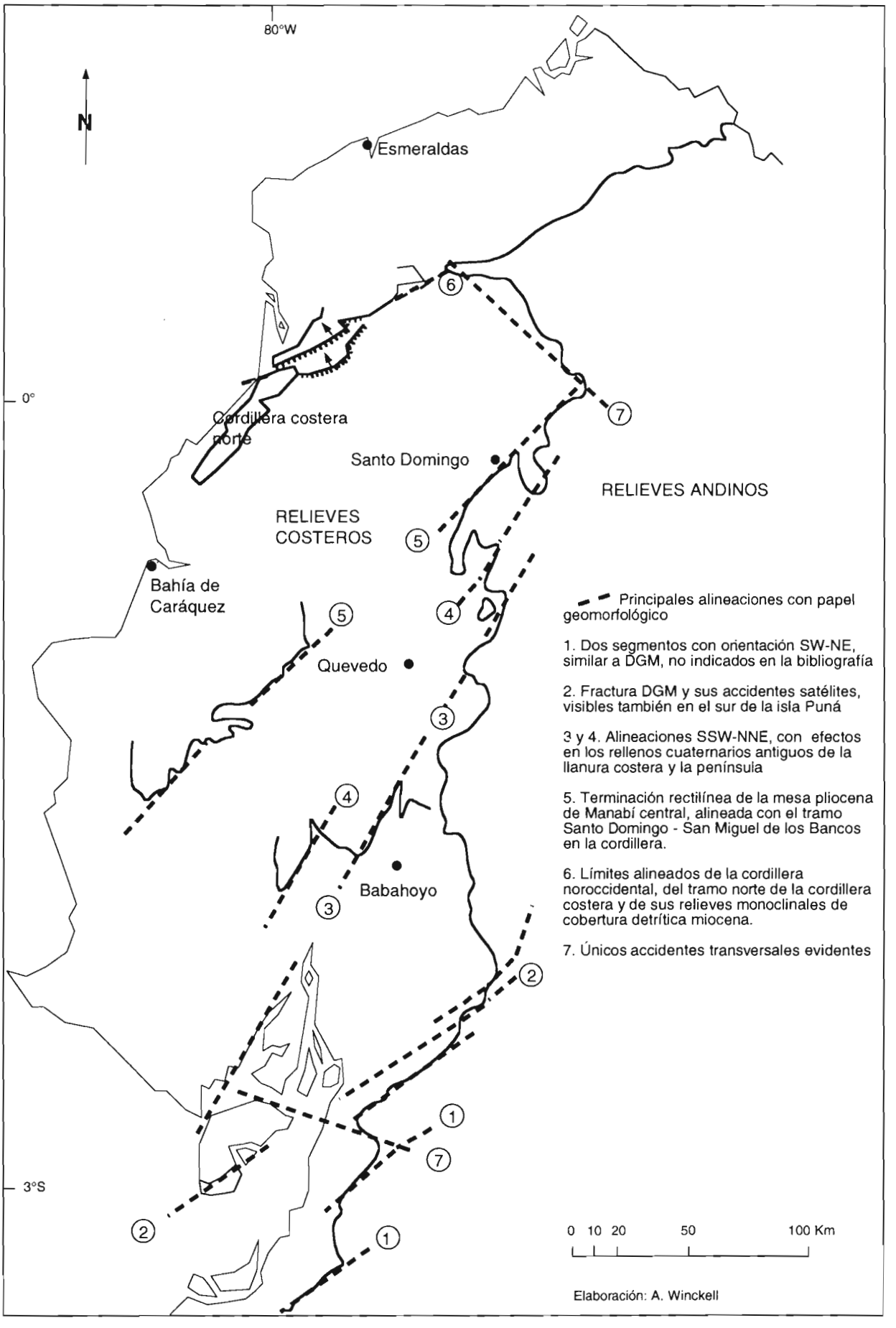
Los modelados son literalmente exacerbados, de una extraordinaria frescura, testificando el levantamiento reciente y actual de la Cordillera de los Andes y consecuentemente una erosión líneal muy activa. Predominan las grandes vertientes rectilíneas. Desarrolladas sobre distancias y desniveles que rebasan el kilómetro, son comunmente vertiginosas y sus pendientes muy fuertes, superiores a 70% y hasta 100%. Sus crestas agudas y afiladas (las "cuchillas") continuan sobre kilómetros y bajan gradualmente de las cúspides andinas hacia el exterior. Materializan los interfluvios entre estrechos barrancos encajonados de perfil en forma de V cerrada, al fondo de los cuales corren torrentes impetuosos. Tener la oportunidad de contemplar esas cadenas serpenteantes hundíendose en el mar de nubes bloqueadas sobre los flancos inferiores de la vertiente occidental, es una de las más lindas visiones que estos paisajes pueden ofrecer.

En este medio, constantemente rejuvenecido, las formas sobre substratos son numerosas: afloramientos y caras rocosos, cornizas desarrolladas sobre formaciones in situ, vertientes sin cobertura de alteritas o de suelos, etc.

La estructura interna es, por lo general, suficientemente visible y el examen de las fotos aéreas permite analizar numerosos relieves orientados correspondientes a los estratos erguidos de las formaciones. Igualmente, los accidentes estructurales (fallas y fracturas) estan explotados por la red hidrográfica en forma de gargantas con trazo rectilíneo u ortogonal. Las diferenciaciones litológicas mayores repercuten sobre el modelado; a las coladas de lavas compactas corresponden relieves netamente más macizos, mientras que las intercalaciones piroclásticas o tobaceas, mucho menos resistentes a la meteorización, se expresan comunmente mediante alineamientos excavados, e incluso por pequeñas depresiones de formas suaves.

En estos paisajes, donde todo parece exagerado, las zonas de relieve moderado son escasas. Existen solamente en forma de estrechas lenguas o rellanos encaramados a lo largo de los principales valles. Bajo su superficie, horizontal o ligeramente ondulada, afloran depósitos pedregosos torrenciales, que testifican un origen por aluvio-

Fig. 2. La segmentación de la vertiente andina occidental



namiento, aunque algunos no son más que simples aplanamientos rocosos por abrasión. Representan antiguos niveles locales, elaborados por la red hidrográfica en el transcurso de su encajonamiento concomitante al levantamiento de los Andes. La carretera de Santo Domingo a Alóag muestra magníficos ejemplos, de los cuales, los más altos han sido llevados ahora a altitudes superiores a los 2.500 m. Las formas de origen hídrico - jirones de terraza, conos de deyección y niveles de relleno - son más numerosas en las partes aguas abajo.

Las vertientes volcánicas, sin cobertura de cenizas (unidades 134, 135, 136)

Se sitúan en las partes central y Sur de la vertiente occidental, fuera del área de influencia de los volcanes andinos recientes. De extensión relativamente limitada, inician en la latitud de Babahoyo, con una franja delgada en la parte inferior de la vertiente, al contacto con los conos de esparcimiento del piedemonte entre los 30 y 100 m. Su importancia crece hacia el Sur, hasta la latitud de Chunchi-Cañar, donde suben hasta los páramos, entre los 2.800 y 3.200 m. Desaparecen al Sur del valle del río Puyango, dominio de las facies metamórficas.

Las formaciones superficiales son también muy diversificadas y asocian afloramientos e vertientes completamente rocosas, coberturas pedregosas o de bloques sobre los conos de escombros y de deyección, con alteritas localmente profundas en las zonas menos rejuvenecidas. Las matrices son limo-arcillosas con una importante proporción de arena.

Los suelos son generalmente ferralíticos asociados a otros tipos que justifican la división en tres unidades.

La unidad 134, empieza al Sur del paralelo 2°Sur, primero en el límite inferior de la vertiente occidental y, progresivamente, sobre la totalidad de esta vertiente a partir de la latitud de Cañar. Esta corresponde a la unidad típica con suelos ferralíticos desaturados rojos, arcillosos y profundos.

Esta unidad se diferencia también de las otras unidades por algunos elementos de orden geomorfológico.

- En primer lugar, por la presencia de numerosos depósitos de deslizamientos y coluviones antiguos, arcillo-pedregosos, en recubrimiento de vertientes, y de rellanos con resaltos escalonados, con dimensiones que alcanzan localmente el kilómetro. Dan a la morfología de los cuatro valles donde afloran - los ríos Chimbo, Chanchan, Cañar y Jubones - un aborregamiento característico de las vertientes y provocan una suavización general del relieve (Fig. 3). Hoy colonizados por la vegetación y estabilizados, estos testifican la existencia de (por lo menos) un antiguo episodio, más húmedo que el clima actual, acompañado de una generalización de los fenómenos de movimientos de masa y escurrimiento difuso.

- Se desarrolla parcialmente en la parte superior, al Sur del paralelo 3°, sobre los afloramientos volcánicos de lavas andesíticas, dacíticas a riolíticas intercaladas de sedimentos piroclásticos del grupo Saraguro, de edad oligocena, heredados de la actividad volcánica terciaria en la Sierra. A pesar de las diferencias de composición y de yacimiento con las rocas del substrato (las lavas "Saraguro" son más ácidas, más ricas en intercalaciones piroclásticas y afloran en estratos subhorizontales, menos tectonizados que las del volcanismo cretaceo), esta distinción únicamente es reflejada por características morfológicas menores. Así, el relieve alrededor de Pucará está constituido por grandes espinazos de formas pesadas, que adoptan, casi exactamente, el dibujo de los estratos volcánicos terciarios subyacentes. Lo mismo sucede con la diferenciación entre Macuchi y Celica cuyo supuesto límite cruza oblicuamente esta vertiente de SSW a NNE, y que ningún trazo geomorfológico revela claramente.

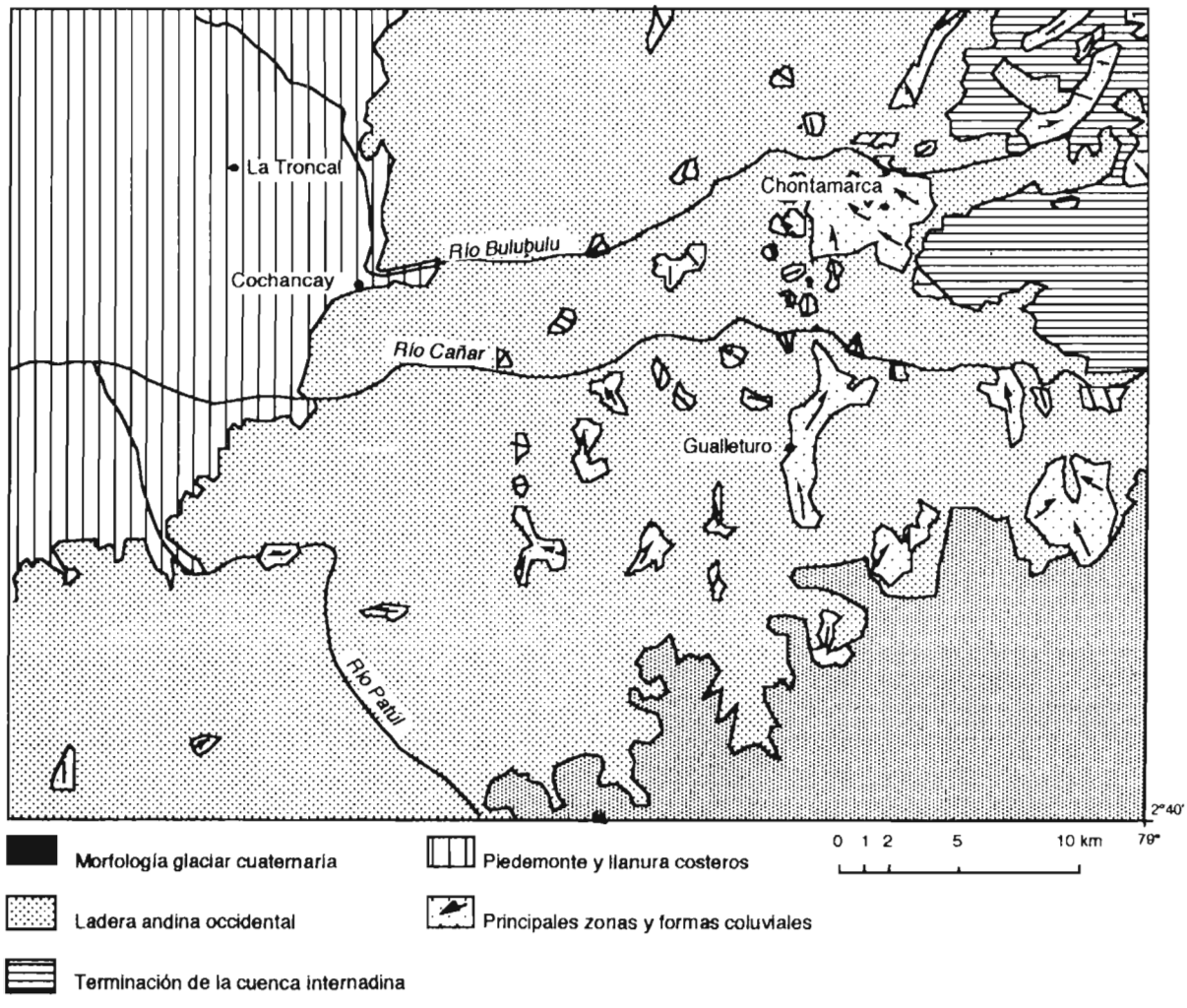
- Sin embargo, esta vertiente está afectada al Noreste de Balao por una gran falla (¿descolgante?) de orientación WNW-ESE, perpendicular a los accidentes tectónicos mayores. El compartimento Sur, desplazado de una decena de kilómetros hacia el Este, se traduce en un movimiento similar del límite inferior de la vertiente. La escotadura que así se originó está ocupada por vastos conos de deyección y esparcimiento, limitados al Norte por un abrupto de falla rectilíneo de varios centenares de metros de commando y situado dentro de la prolongación del límite Norte de la isla de Puná (Fig. 2). Este accidente, del que poco se hace mención en los documentos geológicos, tiene ciertamente un significado regional.

La unidad 135 situada exclusivamente al Sur del río Jubones corresponde a la parte superior del flanco occidental de la cordillera, entre Chilla y Paccha, cercando los valles y las depresiones de los ríos Jubones al Norte y Puyango al Sur. Su límite inferior desciende hasta 800-1.200 m mientras que su límite superior coincide con el abrupto de la orilla de las tierras frías cimeras, hacia los 2.800-3.200 m.

Su basamento, idéntico a la parte Sur de la unidad 134, asocia las lavas "Celica" en posición inferior, coronadas a partir de los 2.500 m aproximadamente por recubrimientos de lavas y piroclástitas más recientes "Saraguro". El modelado general está constituido por grandes espinazos con cimas redondeadas, formas pesadas y grandes vertientes heterogéneas con resaltos cuyos más bellos ejemplos son los que entornan la depresión coalescente Piñas-Portovelo-Zaruma.

Tienen como particularidad, unos recubrimientos parciales de cenizas volcánicas eólicas. Dichos recubrimientos son siempre poco espesos (50 cm aproximadamente) y por lo general están situados en lugares con

Fig. 3. Los coluviones de la entalladura del río Cañar



Elaboración: A. Winckell; Fuente: Inventario PRONAREG-ORSTOM, hoja de Guayaquil

modelados suaves, de pendientes moderadas o de abrigo como el paso al Norte de Paccha o los rellanos y zonas coluviales.

La cobertura pedológica asocia entonces a los suelos ferralíticos desaturados, de la unidad 134, andosoles desaturados típicos tanto más humíferos cuanto que están a mayor altitud.

El origen de un semejante recubrimiento de cenizas, a una gran distancia del volcán reciente más cercano, puede sorprender. Un estudio reciente (A. Winckell, C. Zebrowski et al, 1994 en publicación) mostró que durante los recientes paroxismos volcánicos, las caídas de cenizas experimentaban un alargamiento en sentido NE-SW, en función de la dirección de los vientos de altitud predominantes. Según estas observaciones, los depósitos reliquias conservados aquí, son originarios del Sangay, a aproximadamente 220 km de distancia, sobre el flanco amazónico de los Andes. Constituyen el testimonio de una cobertura de piroclástitas más extensa que la que actualmente se observa y testifica el poder de las erupciones volcánicas causantes.

Depósitos abundantes de vertientes, localmente espesos de varios metros, también recubren las pendientes de esta unidad: deslizamientos de la capa de alteritas, extensas zonas coluvionadas o formas de solifluxion encerrando localmente bloques rocosos con dimensiones métricas hasta decamétricas. Todas estas formas no presentan actualmente ningún carácter de funcionalidad y atestiguan una evolución morfodinámica bajo un clima más húmedo. Son particularmente abundantes y notorias entre Uschcurrumi y Chilla en donde dibujan alveolos semicirculares en formas de circos de dimensiones kilométricas, de los cuales, los más altos, han podido también funcionar como nichos de nivación durante los episodios más fríos del Cuaternario.

La unidad 136 se localiza todavía en el límite superior de la vertiente, entre los 2.400 y 2.600 m y el abrupto topo-

gráfico de 50 a 200 m, que aquí constituye el límite inferior de los páramos entre 2.800 y 3.200 m. Situada de un lado y otro de la garganta del río Cañar, corresponde a modelados ondulados, más suaves que aquellos de las vertientes más bajas, con cimas convexas redondeadas, separadas por interfluvios convexo-concavos de 50 a 100 m de desnivel relativo. Tienen un dibujo en plano característico de lenguas alargadas en el sentido de la vertiente, y bajan gradualmente del ESE hacia el WNW, donde terminan por pequeños abruptos, rebasando los flancos accidentados de la vertiente occidental.

Esta morfología típica de disección es heredada de la naturaleza del substrato, parcialmente constituido aquí por recientes derrames de piroclástitas ácidas cimentadas, de edad pleistócena (formación Tarqui).

Situadas abajo del límite inferior de los glaciares cuaternarios, estas zonas no experimentaron entonces el cepillado glaciar y están recubiertas por alteraciones relativamente espesas. Los suelos, de tipo ferralítico o fersialítico humífero, están también localmente recubiertos por delgados enchapados de cenizas volcánicas recientes.

Las vertientes volcánicas, con cobertura de cenizas (unidades 124, 125)

Ocupan casi la totalidad de la vertiente andina occidental, al Norte de una línea Babahoyo-Alausí. Sus altitudes extremas son bastante variables. Así, cerca de Babahoyo empiezan a 50-100 m al contacto con los conos de piedemonte del borde de la planicie y alcanzan hasta los 3.000-3.200 m alrededor de la cuenca de Guaranda. Mientras que al Norte, su límite con los conos de esparcimiento se sitúa cerca de 600-800 m hacia de Santo Domingo e incluso 1.600 m al Oeste de Lita, para culminar cerca de 3.200-3.600 m en los paisajes de páramos. Es en la parte noroccidental que alcanzan una extensión máxima con una amplitud de cerca de 100 km al Norte del río Guayllabamba.

El dibujo en plano, que asocia una dirección NS en su parte central y un tramo SW-NE entre el río Blanco y la frontera con Colombia, es heredado de la tectónica. El límite rectilíneo en su parte noroccidental se sitúa en la prolongación del gran accidente regional que limita, por una parte, la cordillera costera hacia Pedernales y, por otra, la alta llanura costera al Norte de Quinindé (Fig. 2). También es probable que la mayor parte de los límites de la parte central, con similar orientación, sean también de origen tectónico. En efecto, el límite inferior se descompone en una asociación de tramos SSW-NNE en la prolongación de los accidentes en las estructuras sedimentarias costeras terciarias y cuaternarias, separados por segmentos de orientación ortogonal SE-NW de los cuales el más significativo es, evidentemente, el que desplaza el bloque noroccidental con un centenar de kilómetros hacia el NW al Norte del río Guayllabamba.

Esta disposición es ciertamente heredada de la colisión del Arco Macuchi con las estructuras continentales anteriores y de deslizamientos internos de bloques acompañando su rebote hacia el Norte. Esta disposición ilustrada en la fig. 2, ameritaría un estudio geológico profundo. Grandes alineamientos rectilíneos explotados por la red hidrográfica son, igualmente, muy claramente observables sobre toda esta vertiente, que entrecortan del SW-SSW hacia el NE-NNE. Toman una importancia considerable en el segmento Norte, compuesto por una asociación de formaciones dispuestas en bandas paralelas SW-NE, dirección que guió, incluso, al establecimiento de extensas intrusiones grániticas (Fig. 4).

Pero la principal originalidad de estas vertientes reside en la existencia de una cobertura piroclástica casi continúa. Estas vertientes, colindan con el tramo andino más volcánico que abarca la totalidad de los volcanes recientes y activos, del Chiles al Norte hasta el Sangay al Sur; además se situan bajo la influencia de las altas circulaciones atmosféricas responsables del esparcimiento de las nubes de cenizas (A. Winckell, C. Zebrowski et al, 1993, en publicación).

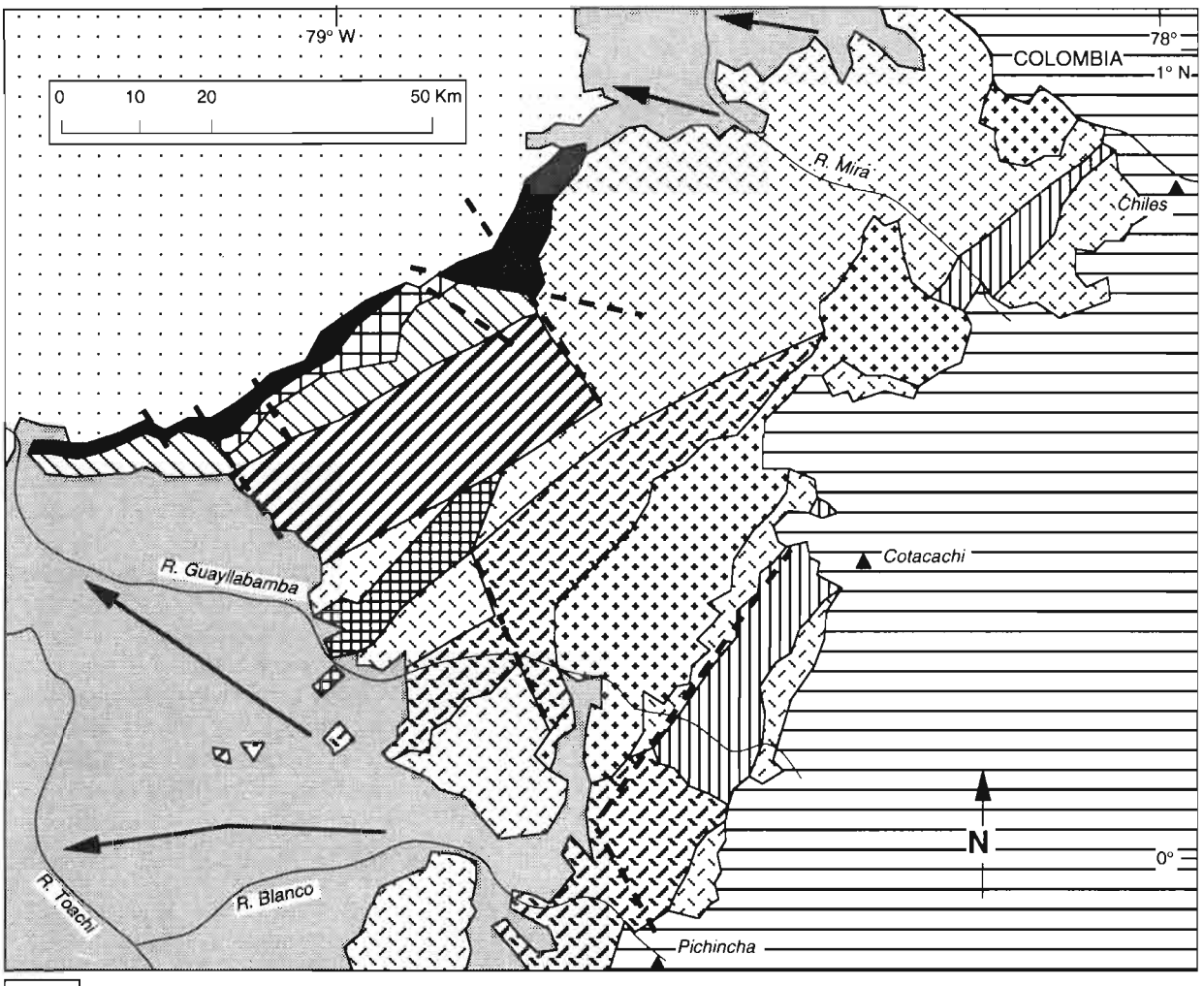
Las capas piroclásticas son más importantes a la cercanía inmediata de los principales volcanes recientes (9 m al Suroeste del Cuicocha), llegan a rebasar los 6 m de espesor cerca de las cimas, y todavía alcanzan entre 3 y 4 m al pie de la vertiente. En las pendientes más fuertes, donde estas cenizas se enganchan bajo condiciones sorprendentes, los espesores son evidentemente menores pero, no obstante, participan en una difuminación generalizada de las formas de relieve. Esta cobertura está ausente sólo en los abruptos, las paredes y vertientes rocosas y en la superficie de las formas de origen fluvial, remodeladas recientemente por los flujos hídricos.

A pesar de las condiciones de alta humedad ambiental, es también posible de reconocer aquí las dos generaciones de piroclástitas que caracterizan los volcanes recientes.

Abajo las proyecciones antiguas meteorizadas, de textura entre limosa y limo-arcillosa, de color entre amarillento y gris-amarillento, en las cuales sólo algunas gradaciones de color o de textura permiten adivinar las diferentes emisiones, sobre todo cerca de los centros eruptivos.

Arriba, las proyecciones más recientes, de color entre gris y gris-azulado estan mejor conservadas y muestran la típica superposición en capas centimétricas y decimétricas de arenas finas a gruesas con lapillis centimétricos blancuzcos y amarillentos con una granulometría que aumenta gradualmente en las cercanías de los volcanes. Su

Fig. 4. La estructura en franjas de la cordillera occidental



Medio andino

Modelados graníticos

Cordillera volcánica

Relieves disectados

Valles y crestas orientadas

Barras y alineaciones rocosas

Cordillera volcano-sedimentaria

Relieves muy disectados

Valles y crestas paralelas, disectadas

Relieves sedimentarios

Superficie monoclinal de cuesta

Chevrones (espigas) y barras paradas

Barras rocosas alineadas

Cuenca sedimentaria de Borbón

Conos cuaternarios de esparcimiento

Principales fallas con papel geomorfológico

Elaboración: A. Winckell; Fuente: Cartografía geomorfológica de la Sierra a 1:500.000, inédita

espesor sobrepasa 6 m en las proximidades del Pichincha y alcanza todavía 1 a 2 m al pie de la vertiente.

Las cenizas de la parte Norte son originarias del Chiles, del Cuicocha pero también parcialmente de volcanes colombianos (Cumbal y volcanes asociados) y posiblemente también del Pichincha. Las proyecciones de este último imbricadas con las del Cotopaxi han recubierto las vertientes de la parte central, mientras que aquellas de la parte meridional provienen del Tungurahua y del Sangay.

Geomorfológicamente esta vertiente se distingue poco de su homóloga meridional, sin cenizas (unidad 134). Las formas de relieve son globalmente similares a excepción de una precisa orientación SW-NE, en la excrecencia noroccidental de la orilla derecha del río Guayllabamba. Por una parte, se trata de la explotación por la red hidrográfica, de los accidentes (¿fallas de rumbo?) heredados del establecimiento del arco volcánico pero también de alineamientos monoclinales formados por estratos rocosos (¿llegadas tardias ultrabásicas?) en relieve sobre el trazo de ciertos accidentes.

Sin embargo los modelados de detalle están menos marcados que al Sur, ya que el recubrimiento de cenizas generó una difuminación generalizada de las formas. Este anegamiento es todavia más acentuado por los movimientos posteriores de vertientes (creep, solifluxión lenta, coluvionamiento) que provocan un adelgazamiento de las capas de piroclástitas sobre los relieves más expuestos y, correlativamente, un engrosamiento por acumulación en las depresiones y zonas bajas.

En las proximidades de los volcanes de la cordillera occidental, numerosas formas volcánicas vienen a sobreponerse al modelo preexistente; coladas de lava, lahares, corrientes lodosas de deshielo, flujos piroclásticos, etc. Ellos engendran formas características, más caóticas, generalmente sobrepuestas o con niveles escalonados que la escala de cartografía no permitió figurar.

Por fin, anotaremos también la presencia de numerosas paleoformaciones de vertientes como deslizamientos de masa, fenómenos de gravedad o coluviones; están bien representadas sobre los flancos de los valles de la vertiente noroccidental o en la proximidad del piedemonte central. Constituidas por depósitos arcillo-pedregosos recubiertos de cenizas, colonizados y estabilizados por la vegetación, estas formas, actualmente no funcionales, constituyen un recurso agrícola no despreciable, razón por la cual comienza comúnmente aquí el desmonte agrícola.

Las dos unidades representadas provienen de variantes edafológicas:

La unidad 124 situada unicamente en la excrecencia noroccidental, bajo condiciones climáticas hiperhúmedas, presenta andosoles desaturados y perhidratados, relativamente arenosos.

La unidad 125, es la unidad más extensa, recubre la totalidad de la vertiente. Sus suelos, siempre ándicos, están menos hidratados que los precedentes, pero más humíferos, especialmente en las partes elevadas.

1.1.2. Las vertientes metamórficas

La vertiente amazónica oriental

Los Andes erigen en el horizonte occidental de la Amazonía una gran barrera que culmina cerca de los 6.000 m en la cúspide de los volcanes recientes que coronan la vertiente. Esta es a la vez la vertiente amazónica de los Andes, como la orilla andina de la Amazonía sobre la cual toman su fuente la mayoría de los ríos que drenan la parte ecuatoriana de la Amazonía. Sin embargo, este conjunto no representa la línea divisoria de aguas de la cuenca vertiente amazónica pues que los principales ejes hidrográficos que son los ríos Pastaza, Paute y Zamora lo atraviesan por gargantas impresionantes, después de originarse en el corredor interandino. Estos altos valles ofrecen entonces paisajes típicos del ámbito andino. Fuera de estas tres gargantas ningún paso baja a menos de 2.700 m.

Conjunto montañoso imponente, la vertiente amazónica se caracteriza sobre todo por la amplitud de los desniveles, la inclinación de las pendientes, la presencia de macizos rocosos abruptos, de volcanes y de glaciares sobrepuestos sobre estos flancos disectados. Los modelados son diversos y algunas veces compuestos según el predominio de las manifestaciones antiguas, recientes o actuales del volcanismo, de la huella glaciar o de la erosión hídrica líneal.

La vertiente andina oriental del Ecuador esta constituida principalmente por rocas metamórficas donde los componentes estructurales son particularmente visibles, flanqueadas de formaciones graníticas intrusivas, coronadas por conjuntos eruptivos andesíticos recientes y recubiertas parcialmente por proyecciones piroclásticas.

Las altas vertientes del Norte y del centro bajo cenizas (unidad 123)

Estas altas vertientes se distinguen por la presencia de un manto de proyecciones de cenizas volcánicas. Por su altitud, escalonada entre 3.500 y 1.200 m, escaparon a la fase glaciar y son modeladas únicamente por la erosión lineal.

Este paisaje se desarrolla exclusivamente sobre formaciones metamórficas que fueron subdivididas por los geólogos en cuatro grupos: Cofanes y Ambuquí en el Norte, Llanganates en el centro y Zamora en el Sur. Se escalonan del Precámbrico al Paleozoico inferior. Constituidas por estratos fuertemente erguidos a subverticales con buzamiento dominante hacia el Oeste, estas formaciones se componen esencialmente de esquistos, cuarcitas y gneis con presencia más importante de filitas y anfibolitas en la parte septentrional de la vertiente.

Los modelados se caracterizan por una disección aguda, irregular y asimétrica, que se ve influenciada:

- por las direcciones estructurales del conjunto. Su expresión en el relieve se caracteriza, sobre todo, por alineamientos muy visibles de crestas agudas en sentido Norte-Sur (aquel de la dirección de las capas) y por una disimetria de las vertientes Oeste y Este, en función de los buzamientos siempre fuertemente erguidos;
- por la naturaleza de las facies dominantes. Así los sedimentos más blandos (esquistos y filitas) dieron lugar a formas "en hueco": valles alargados, corredores más o menos deprimidos; mientras que los estratos más resistentes (gneis y sobre todo cuarcitas), arman los principales relieves: barras rocosas, esperones longitudinales o pitones de tipo "inselberg" en las zonas deprimidas del Sur.

Las pendientes son cortas o largas, pero siempre fuertes y abruptas, generalmente superiores a 40% y, muy a menudo, a 70%. Las modalidades de contacto entre el substrato y el manto de cenizas condiciona el mantenerse en su lugar, la erosión o la transformación de la cobertura pedológica.

Las características climáticas son parecidas a las de la vertiente occidental: temperaturas medias anuales comprendidas entre 8 y 20°C, precipitaciones medias anuales de 1.200 a 5.000 mm, fuerte nubosidad. La vegetación natural es evidentemente forestal, con algunas formaciones estratificadas altitudinalmente.

La cobertura pedológica contiene suelos más o menos desarrollados, evolucionados, erosionados o removidos. El tipo predominante es un andosol perhidratado negro y humífero en altitud, beige y menos humífero en zonas más bajas, desarrollado sobre cenizas volcánicas. De la misma forma que sobre la vertiente occidental, hay que mencionar la gran abundancia de afloramientos rocosos y de zonas recubiertas por formaciones gruesas colocadas por gravedad.

Este paisaje, de dificil acceso no pudo ser estudiado más que a lo largo de algunas carreteras que sirven de caminos privilegiados. El paso de los andosoles de altitud a los andosoles perhidratados se efectúa entre 3.000 y 2.000 m, por el aumento de las temperaturas y de las precipitaciones. Pero esta franja de altitud corresponde a los tramos más accidentados de los itinerarios, donde la erosión es máxima.

Las altas vertientes del Sur, sin cenizas (unidad 132)

Se trata de un conjunto de formas que ofrecen las mismas características de disección que las precedentes pero que difieren por la ausencia de cenizas volcánicas eólicas, que, esporádicas al centro de la vertiente andina oriental, desaparecen hacia el Sur. Este conjunto no es bien conocido a causa de las dificultades de acceso y por la mala calidad de los documentos aéreos y de satélite disponibles sobre estas zonas.

Este paisaje se define sobre todo por una disección más vigorosa, irregular y asimétrica del substrato metamórfico; gneis, areniscas y esquistos. Las pendientes son, en general, superiores a 50%. Se escalona entre 3.000 y 1.000 m aproximadamente y asegura toda la transición entre los modelados glaciares andinos y el piedemonte colinar subandino.

Las temperaturas medias anuales están comprendidas entre 10 y 21°C, las precipitaciones varian de 2.500 a 3.500 mm. A igual altitud, el clima es aquí más severo que en el Norte; el paso de Zamora-Loja, frío, muy venteado y nublado está situado a 2.800 m, es decir a la misma altitud de Quito. Sin embargo un cierto contraste estacional se deja sentir a partir de 3°S y más claramente al Sur de 5°S, con una estación comparativamente menos húmeda, la cual permite efectuar desmontes por quema en el extremo Sur, facilitando la eliminación más rápida e irreversible de la selva.

Los suelos son de tipo ferralítico, amarillo/rojo, muy humíferos en los rellanos cimeros.

La terminación Sur de la vertiente occidental (unidad 133)

Se extiende al extremo Sur de la vertiente occidental, entre los ríos Jubones al Norte y Puyango al Sur. Se desarrolla como la precedente sobre substrato metamórfico, de la cual se diferencía en los siguientes puntos:

- Las altitudes son más bajas; se escalonan entre 400-500 m al contacto con las estribaciones del piedemonte y se elevan hasta 800-1.200 m máximo, abajo de los derramamientos volcánicos superiores. Los modelados son más moderados, presentandose más bien como relieves de disección relativamente densa, con crestas agudas, subparalelas y vertientes cortas rectilíneas, con fuerte pendiente, pero raramente disimétricas.

- El substrato está constituido por una gran variedad de formaciones muy antiguas puesto que la mayoría datan incluso del Precámbrico al Paleozóico inferior y están dispuestas en franjas globalmente orientadas Este-Oeste.

Estas asocian dos formaciones del grupo Tahuín: esquistos, micaesquistos y cuarcitas de la formación Ca-

piro al Norte y al Sur, rodeando los gneis, migmatitas, esquistos y anfibolitas de la formación San Roque. En el nucleo central aflora una asociación de esquistos verdes, micaesquistos, cuarcitas, gneis anfibólitas y facies ultrabásicas del grupo Piedras y de la formación Raspas (¿de edad cretácica inferior?).

Esta estructura heredada de una historia geológica muy compleja no se traduce claramente en la arquitectura general de la vertiente, directamente derivada de los movimientos tectónicos recientes responsables del levantamiento de los Andes y por consecuencia de su estratificación en pisos altitudinales.

- Por último, siendo esta vertiente el primer relieve desde el océano, recibe el azote de las precipitaciones orográficas y se caracteriza por una cobertura casi constante de nubes y neblina, bloqueada sobre el obstáculo físico de la cordillera.

En estos substratos metamórficos relativamente alterables, sometidos además a condiciones climáticas húmedas o muy húmedas, las alteraciones son profundas y avanzadas. Formaciones rojizas de arcillas abigarradas, provenientes de la alteración in situ de las rocas del substrato, recubren el conjunto de modelados en más de una decena de metros de espesor. Presentan todas las características de las rocas subyacentes cuya estructura conservan: muy arcillosas sobre facies esquistosas, son más ricas en elementos gruesos y seudo-arenas sobre gneis y cuarcitas, encerrando numerosos bloques cuarzosos derivados de nódulos y filones originales, únicos fragmentos al no estar totalmente arcillificados. Su nexo con el substrato metamórfico es evidente; en granito son menos coloreadas y más arenosas, mientras que sobre rocas volcánicas son mucho menos profundas. Aunque, en las partes central y alta de este paisaje, parecen estar en equilibrio con las condiciones climáticas actuales, las interpretamos como formaciones en su mayoría heredadas. Se extienden hacia abajo, en zonas actualmente demasiado secas para dar lugar a la producción de alteritas ferralíticas.

Los suelos son ferralíticos desaturados rojos, de textura distinta, según la naturaleza del material original.

Resulta interesante relacionar estas alteritas espesas con las formas de esparcimiento abundantes en el piedemonte costero Sur: conos de deyección, de esparcimiento y glacis. Las formaciones que las constituyen son en efecto muy parecidas, arcillosas rojizas con piedras y bloques, y están también en desequilibrio con las condiciones climáticas actuales, muy secas en esta franja baja. Además en muchos lugares de este piedemonte, entre Pasaje y La Avanzada, estas formaciones de esparcimiento se empalman suavemente con las bajas vertientes coluvionadas de la unidad 146. Es evidente que se trata de un mismo conjunto elaborado bajo un clima francamente más húmedo que el actual, y confeccionado superficialmente por procesos morfogenéticos donde el escurrimiento difuso era preponderante. Las alteritas producidas en los relieves andinos más cercanos, verdaderas zonas de alimentación, eran removilizadas y luego depositadas a la orilla del piedemonte.

1.1.3. Las vertientes con características estructurales marcadas (unidades 127, 143)

Reunimos en este grupo dos unidades de paisajes exclusivamente localizadas en la parte septentrional de la vertiente andina occidental, al Norte del río Blanco, donde las formas del relieve son completamente regidas por las características estructurales de las formaciones geológicas en donde se encuentran desarrolladas. Su dificil acceso no permitió un estudio profundo.

La unidad 127, constituye una gran parte del flanco occidental, al Oeste de Quito. Se sitúa en la más alta mitad oriental, de este último. Tiene la forma de un triángulo de base Suroeste, que se cierra en las proximidades de la frontera con Colombia, cuyo centro está ocupado por una gran intrusión granítica. Aflora entonces en dos partes, una franja occidental cuyo límite inferior se sitúa entre 1.000 y 1.600 m y una franja oriental que se eleva hasta la línea de separación de las aguas con la cuenca interandina, hacia los 2.800-3.200 m.

Poco accesible, esta zona fue delimitada mediante interpretación de imágenes RADAR y de satélite, sobre las cuales se reconoce fácilmente la presencia de orientaciones preferenciales que "cebran" los paisajes de líneamientos contínuos, del Suroeste hacia el Noreste (Fig. 4).

Estas traducen la presencia de una estratificación de las formaciones subyacentes, diferenciadas por los geólogos con los nombres de Yunquilla, Silante y Chontal, de edad cretácica y de composición variada, pero provenientes todas de la destrucción de los relieves emergidos en este entonces: cordillera oriental o arco volcánico "Macuchi" y de la sedimentación de estos sedimentos dentro de una fosa según procesos de tipo flysch. La primera incluye una alternancia de capas centimétricas a decimétricas de lutitas y arcillas compactas, negruzcas, con areniscas, lavas y calizas. La secunda, se compone de capas decimétricas a métricas, rojizas a violetas, de sedimentos volcano-clásticos diversos: areniscas y grauwackas de todas granulometrias, conglomerados, lutitas, arcillas e intercalaciones de toba y de lava. La tercera muestra una asociación de esquistos, finamente estratificados y local-

mente pizarrosos con rocas silíceas muy duras, cuarcitas, arcillas, lutitas silicificadas y cherts de color dominante verdozo a amarillo-verdozo.

Menos que la naturaleza de estas rocas, es la existencia de las variaciones litológicas la que guía el desarrollo de los modelados actuales, compuestos de vertientes disectadas, algunas veces disimétricas, de extensión y desniveles moderados. La valoración de las estratificaciones y contactos litológicos - las capas, fuertemente erguidas están alineadas en el mismo sentido del alargamiento de la cordillera, del Suroeste hacia el Noreste - de las diferencias de dureza entre facies en contacto y al parecer, también, de los grandes accidentes tectónicos, se traduce sobre las cimas, los talwegs e incluso las vertientes, por la presencia de resaltos, rellanos y alineamientos que se prolongan sobre grandes distancias, en conformidad con la dirección de los estratos. Estas características son siempre más fácilmente identificables sobre la imagen aérea que en la observación de campo.

En estos paisajes de disección vigoroza y de pendientes siempre muy fuertes, superiores a 70 e incluso 100%, las vertientes se componen de una asociación de afloramientos rocosos predominantes y de alteritas relativamente poco espesas, constantemente rejuvenecidas y siempre muy pedregosas. A pesar de encontrarse situados dentro de la zona con depósitos piroclásticos contínuos, estos paisajes, por su disección y pendientes, no conservaron más que una cobertura discontínua de cenizas, sobre los relieves más moderados o en las partes protegidas.

Los suelos asocian entonces a los ferralíticos rejuvenecidosy coluvionados, con los andosoles desaturados típicos, muy humíferos en las zonas altas.

Por último, cerca de los principales edificios volcánicos de la cordillera occidental andina, que amojonan su terminación oriental (del Norte al Sur, Cotacachi-Cuicocha, Pululahua, Casitagua, Pichincha, Atacazo y Corazón), formas de origen volcánico están sobrepuestas a los relieves precedentes: derrames, lahares, flujos de piroclástos gruesos, vestigios de antiguas construcciones destruidas.

La unidad 143 corresponde a la terminación de la vertiente andina al contacto con los modelados sedimentarios de la cuenca de Borbón-Valdez, hacia los 150-300 m.

Presente en forma de una franja de 10 a 15 km de ancho, se extiende en el sentido de las direcciones estructurales predominantes, del Suroeste hacia el Noreste, terminándose con estrechamientos marcados sobre sus bordes entre los ríos Blanco al Sur y Mira al Norte.

Los modelados exclusivamente estructurales marcan alineamientos muy claros, en el mismo sentido SW-NE, compuestos por una sucesión de formas monoclinales muy erguidas con superficies inclinadas hacia el Noroeste, resaltando el fuerte buzamiento de las capas subyacentes, y de abruptos cortos pero fuertes, dirigidos hacia el Sureste. Esta asociación superficie-abrupto se repite localmente más de una decena de veces sobre todo lo ancho de la unidad, resultado de una fragmentación de las capas por un gran número de rupturas internas paralelas a los grandes accidentes regionales, o bien de una valorización, por erosión diferencial, de los estratos resistentes de una sedimentación rítmica. Las pendientes, similares en las superficies y en los frentes, son casi siempre superiores a 70%.

Estas formas están bien representadas sobre todo en el borde externo de la unidad al Noroeste, esquema clásico de un macizo con estructura monoclinal inclinandose bajo depósitos sedimentarios más recientes. Se asemejan a barras monoclinales que se siguen paralelamente al alargamiento de las capas, con inflexiones locales en la parte central. En la terminación Norte, de dirección más puramente NNE, los buzamientos estructurales más acentuados favorizaron una disección avanzada y la confección de verdaderos pequeños "chevrones" buzando hacia el Noroeste. Hacia el interior, las estructuras monoclinales se difuminan progresivamente, reemplazadas por formas fuertemente disectadas pero siempre caracterizadas por un claro alineamiento de crestas y valles en sentido SW-NE. Estos alineamientos son atravesados de un lado a otro por los ríos provenientes de la vertiente andina: San Miguel, Agua Clara y Bravo Grande, que los franquean en gargantas perpendiculares impresionantes, verdaderos "cortes de sierra" estrechos en cuyos fondos los escurrimientos son violentos torrentes con lechos llenos de bloques y peñascos.

Las rocas, que solamente pueden ser observadas en los desfiladeros más accesibles, muestran una estratificación muy erguida con buzamiento de 15 a 30° hacia el Noroeste. Esta franja de relieves corresponde, en la parte más externa, con los alineamientos monoclinales más francos, al afloramiento de los sedimentos eócenos de las formaciones Santiago y Zapallo. La primera comprende un conglomerado basal cubierto por areniscas calcáreas interestratificadas con calizas arenosas y algunas capas de lumaquela. La segunda, aparentemente concordante, se caracteriza por facies silicificadas de gran dureza; areniscas cuarcíticas, arcillas silicificadas, lutitas muy consolidadas y algunas capas de toba.

Sin embargo, hacia el interior, parecería (según la carta geológica a 1:1'000.000, DGGM, 1985) que parte de la unidad, en donde las formas monoclinales son más difusas, corresponde a afloramientos volcánicos de tipo Macuchi. Tales formas no fueron jamás observadas en estas facies volcánicas, y nos parece probable que revelan

todavía aquí afloramientos de sedimentos eócenos precedentes, más extensos hacia el Sureste.

En estos vigorosos relieves, muy disectados, sobre materiales calcáreos o silíceos poco alterables, incluso bajo condiciones tropicales húmedas, los afloramientos rocosos son particularmente numerosos. Estos son asociados con alteraciones generalmente de poco espesor, más desarrolladas en los revés de las formas monoclinales.

En tal situación, la cobertura pedológica es compleja: los suelos ferralíticos o pseudoferralíticos están con frecuencia muy erosionados y asociados a suelos poco evolucionados.

La red hidrográfica se caracteriza esencialmente por su juventud - es poco jerarquizada y corre siguiendo la línea general de pendiente - y por un cierto grado de inadaptación. La larga depresión longitudinal que materializa el contacto entre esta unidad y los relieves volcánicos al Sureste no está ocupada por ningún eje hidrográfico importante a excepción de un afluente del río Canandé al Sur, y de un codo marcado, del Noreste hacia el Suroeste, sobre el trazo del río Agua Clara, normalmente orientado del Sureste hacia el Noroeste. Solo el río Santiago, al extremo Norte, desvía su curso sobre una decena de kilómetros hacia el NNE, al contacto con el corredor, antes de atravesar las barras rocosas por una garganta, en cuyo fondo dibuja meandros encajonados con tramos ortogonales, ciertamente adaptados a direcciones estructurales.

1.1.4. Las zonas deprimidas y los valles en garganta

Las depresiones y modelados graníticos (unidades 119, 120, 121, 122, 129, 130, 131)

Las dos vertientes andinas, occidental y oriental, están verdaderamente "agujeradas" por intrusiones granitoides numerosas y extensas. Las más importantes se encuentran en la vertiente occidental al Norte de Nanegalito, cerca de El Corazón, de Balzapamba o Chaucha y sobre la vertiente oriental entre La Bonita en la frontera colombiana y el volcán Reventador, entre Baeza y Mera o en las cercanías de Zumba; aunque muchas otras pequeñas intrusiones están diseminadas a lo largo de estas dos vertientes.

Regularmente se trata de rocas de grano medio a grande con cuarzo, feldespato, hornblenda, con composiciones de granito, granodiorita o tonalita. Las facies de grano fino están poco representadas.

Su edad es todavia mal conocida; parece que los más antiguos, encajados en las metamorfitas de la vertiente oriental tienen edades que van desde el Prejurásico al Cretácico y que han sufrido un cierto grado de metamorfismo, visible localmente por una orientación bien marcada, al Norte de Zumba, por ejemplo. Aquellos de la cordillera occidental netamente intrusivos en el volcanismo cretácico, son más isotrópicos y su formación se escalonó durante todo el Terciario, hasta el Mioceno (J.W. Baldock, 1982). Su establecimiento se acompaña por numerosas marcas de metamorfismo de contacto, fácilmente observables.

Los paisajes sobre granito ameritan una individualización porque la presencia de rocas granitoides se refleja tanto sobre los modelados de conjunto o las formas de relieve, como en las formaciones superficiales y los suelos.

- La mayor parte de los afloramientos se traducen, en efecto, en un "relieve en depresión" característico; uno de los más bellos ejemplos es la intrusión de Apuela-Peñaherrera (Fig. 5). Aquí, una vasta depresión alargada, en forma de almendra desde Cuellaje-Apuela al Noreste hasta las cercanías de Nanegalito al Suroeste, coincide muy de cerca con el afloramiento granítico. Se encuentra limitada al Oeste por una cresta, de similar dirección, parcialmente desarrollada en las rocas encajantes, la cual culmina cerca de los 3.200-3.400 m. Mas abajo se extiende su vertiente occidental granítica que se caracteriza por un descenso gradual pero muy marcado de las altitudes hacia el río Intag que representa, cerca de 1.200-1.600 m, el eje de esta depresión. Su vertiente oriental menos desarrollada culmina a los 1.600-2.000 m.

Una semejante adaptación del relieve a la litología se efectúa en tales condiciones "casi-perfectas" debido a que el afloramiento es aquí de gran extensión, pero este fenómeno se ha observado siempre. La zona de El Corazón-Angamarca, por ejemplo, siendo de dimensiones mucho más reducidas muestra aspectos idénticos.

- El relieve presenta características similares en todos los afloramientos. Está afectado por una disección homogénea, regular y densa, con corta distancia interfluvial. Esta refleja los constituyentes del substrato: rocas sin orientación, con granulación uniforme y estructura isotrópica, que no presentan asi ninguna dirección privilegiada susceptible de ser valorada. Crestas y valles tienen un dibujo dentrítico regular y estrecho, están separados por pequeñas vertientes rectilíneas a convexas de poco desnivel unitario y con pendientes fuertes casi siempre superiores a 40%. Sobre rocas granitoides, no se revela ninguna orientación, todo es simétrico y la red de talwegs muestra una jerarquización creciente uniforme, muy regular. Todas estas características, fácilmente observables en las imágenes aéreas, permiten una identificación fácil y una delimitación precisa de estos paisajes.

Fig. 5. El modelado de disección sobre granito: la zona de Peñaherrera

Fuente: Fotografías aéreas IGM

- Además, profundas arenizaciones y alteraciones afectan todos los cuerpos granitoides. Sobre espesores que pueden rebasar varias decenas de metros, afloran arenas de color blancuzco, amarillento a ligeramente rojizo cuya característica principal es el haber conservado claramente la estructura de la roca original. En estos medios relativamente húmedos, los granitos se comportan relativamente mal, tanto frente a la desagregación como a la meteorización y son rapida y profundamente transformados en alteritas arenosas o areno-arcillosas; sólo los cuarzos guardan una cierta coherencia. El muestreo de rocas es muy dificil excepto en el fondo de las incisiones y en los casos de bolas y bloques repartidos sobre las vertientes, pero estos últimos están comunmente desarrollados sobre variaciones locales de facies (granos más finos, variedades más ricas en sílice, etc.) de cuya representatividad real convendría cuestionarse. Sobre algunos de ellos se desarrollaron bellas formas de disolución superficial: pilones, seudocavidades y acanaladuras radiales que llegan a alcanzar la decena de centímetros en profundidad, como al Norte de Paccha. Allí emergen también de las arenas, magníficos bloques erguidos verticalmente, con formas ovoides y paredes negruzcas no alteradas perfectamente lisas; verdaderas miniaturas de inselbergs.

Todas estas facies granitoides son siempre comparativamente más alterables que las rocas encajantes, volcánicas, volcano-sedimentarias o metamórficas. Estas arenas graníticas, sin coherencia interna son así fácilmente despejadas por la erosión hídrica, superficial y líneal y estos procesos logran en medio granítico una de las mejores muestras de erosión diferencial reconocida en Ecuador. Es así como se dibujan estos marcados alveolos donde los granitos juegan, por comparación, el papel de rocas frágiles.

Son medios estabilizados bajo cobertura vegetal natural. Pero toda intervención del hombre y sobre-utilización agrícola se traducen rapidamente en la reactivación y el desencadenamiento de los fenómenos de arroyada con consecuencias a veces catastróficas.

Las diferenciaciones en siete unidades son esencialmente de orden pedológico.

En la parte norandina. Al Norte del paralelo 2°S, todas las unidades de la vertiente oriental y de la vertiente occidental están recubiertas por proyecciones piroclásticas de cenizas. Esta cobertura es, sin embargo, casi siempre discontinua, las pendientes fuertes y los fenómenos de escurrimiento superficiales habiendo contribuido a una ablación parcial pero rápida de las cenizas superficiales, incluso a poca distancia de los volcanes. Estas últimas son conservadas sobre todo en los interfluvios redondeados o convexos; un simple vistazo sobre estos paisajes muestra claramente la oposición entre los suelos limosos negruzcos y obscuros sobre las cúspides y las vertientes claras, amarillentas a rojizas, más arenosas sobre las arenas graníticas.

Las subdivisiones cartográficas siguen las topo-climato-secuencias entre los relieves superiores y las partes centrales deprimidas.

La unidad 119 corresponde a las partes superiores de estos batólitos: relieves encajantes de los bordes o flancos superiores de las depresiones, expuestos a las circulaciones dominantes y a abundantes precipitaciones orográficas. Ubicadas al extremo Noroeste de la vertiente occidental y en la mitad Norte de la vertiente oriental, gozan de condiciones que van de húmedas a muy húmedas con cobertura casi permanente de neblina y de nubes.

Los suelos, siempre desaturados y perhidratados, son andosoles, cafés en las zonas más bajas, negros y muy humíferos a mayor altitud.

En la vertiente oriental, el batólito La Bonita-Mera no forma un típico relieve en depresión. Esta excepción es probablemente debida a su posición original, como primera estribación de la vertiente amazónica, y a movimientos tectónicos verticales recientes.

Ubicado entre 1.200 y 3.500 m, este paisaje corresponde a una intrusión granítica que rodea al Este la vertiente andina metamórfica con una extensión submeridiana de más de 200 km (con excepción de una interrupción al nivel del volcán Reventador) y menos de 30 km de ancho. Abarca dos flancos simétricos separados por una larga cresta mediana y constituye una barrera continua que recibe directamente los flujos húmedos provenientes de la Amazonia, de aquí las fuertes precipitaciones, supuestamente superiores a 4.000 mm y la extrema nubosidad. Sus temperaturas varian entre 8 y 20°C.

Aquí se desarrollan pendientes largas y fuertes de más de 70%, limitadas por crestas anchas y rectas. La cobertura pedológica reune todos los estados de desarrollo, de evolución y de transformación de la alterita granítica, del manto de cenizas superficiales o de coluviones mezclados. El tipo de suelo predominante es ándico, perhidratado, beige.

La red hidrográfica que drena la vertiente occidental de esta barrera granítica se une a los desaguaderos del macizo metamórfico, después se concentra y explota la poca resistencia relativa de los flyschs del corredor submeridiano que separa las dos formaciones. Son muy raros los agujeros transversales en este macizo granítico, dominio de las "aguas verdes", extraordinariamente límpidas.

La unidad 120, es el equivalente de la precedente, pero se localiza exclusivamente sobre la vertiente occidental, bajo condiciones de húmedad menos marcadas. Sus suelos, todavía desaturados, están menos hidratados que los precedentes: son andosoles típicos cafés, en las zonas bajas, o negros en zonas de mayor altitud.

Las unidades 121 y 122, también típicas de la vertiente occidental, conciernen a los relieves centrales de los principales batólitos. Estos disfrutan de una posición de abrigo y se benefician de condiciones climáticas francamente más secas, contraste más observable en la medida en que el alveolo granítico es más grande, como en el de Apuela-Nanegalito por ejemplo. Esta diferenciación no es perceptible al nivel de las estaciones metereológicas, pero la poca densidad de la red no permite captar fenómenos a esta escala. Esta impresión de sequia es aún más acentuada por la fuerte permeabilidad del substrato alterado; esta además acompañada también por una diferenciación en la utilización agrícola actual y en la zonificación de los procesos morfodinámicos actuales.

En la unidad 121, los suelos son andosoles desaturados típicos.

En la unidad 122, menos húmeda, pero todavía con régimen údico, son brunizems.

En la parte surandina, sin recubrimiento piroclástico, la repartición es idéntica. Simplemente es necesario señalar, en relación a la ausencia del recubrimiento de cenizas y las condiciones climáticas netamente menos húmedas que al Norte, una agravación del papel de la ablación reciente y actual.

La unidad 129, representada sobre la vertiente oriental y sobre su homóloga occidental, corresponde a las partes altas más expuestas. Estan cubiertas por suelos ferralíticos rojizos arcillo-arenosos más o menos erosionados.

Las unidades 130 y 131 son características de las zonas protegidas, más secas.

La unidad 130 es la más común, sus suelos ferralíticos están poco desaturados.

La unidad 131, típica del alveolo de Chaucha, particularmente protegido, tiene suelos menos evolucionados; son suelos cafés, coluvionados, que presentan un espesor muy variable.

Las cuencas extra-andinas (unidad 128)

Son dos unidades muy localizadas y de poca extensión, corresponden únicamente a las cuencas de Guaranda y de Chillanes, situadas sobre la vertiente occidental. Esta disposición es excepcional en toda la cadena andina ecuatoriana, donde las cuencas están siempre ubicadas en posición central, encerradas entre las dos cordilleras meridianas y las altas tierras frías que les son asociadas.

No es sorprendente notar que esta posición descentrada, al Oeste de la cordillera occidental, está situada cerca de la fractura mayor Dolores-Guayaquil Megashear, más o menos paralela a la línea de sutura de la subducción "Macuchi" (M. Lebrat, 1985). La misma que atravieza la cordillera occidental según una dirección SSW-NNE, penetra en los Andes por el valle de Pallatanga, a una distancia de sólo 15 a 30 km al Sur y Sureste de las dos cuencas citadas. Estas últimas están además parcialmente limitadas por fracturas de dirección Norte-Sur, al parecer ligadas al accidente DGM, como la que guia localmente el curso del río Chimbo.

La cuenca de Guaranda, la más extensa, se sitúa inmediatamente al Suroeste del volcán Chimborazo, donde colinda directamente con los paisajes de páramo cerca de los 3.200 m y desciende hasta cerca de 2.400 - 2.500 m en las proximidades del río Chimbo, su único desaguadero. Su límite con la vertiente andina occidental se sitúa entre los 3.000 y 3.100 m. De forma globalmente circular, con una extensión de 30 km de Norte a Sur por 20 de Este a Oeste, presenta una topografía particular de interfluvios estrechos, con superficies planas o redondeadas y pendientes comprendidas entre 25 y 40-50%, repartidas a groso modo en forma de anfiteatro e inclinandose de los bordes hacia el centro de la cuenca materializado por el río Chimbo. Están separados por incisiones y gargantas estrechas, con flancos abruptos superiores a 70-100% (Fig. 6).

La cuenca de Chillanes, al Sur, tiene una disposición mucho más simple. Se asemeja a un valle cuyo fondo, ondulado a moderadamente disectado, se alarga sobre una extensión de 15 km del Norte al Sur, pero con sólo algunos kilómetros de ancho.

Reconocimos en el material de basamento, fechado del Pleistóceno, la sucesión de los tres conjuntos típicos de las cuencas interandinas.

- Abajo, un relleno lacustre con aportes torrenciales que no aflora más que sobre los flancos de las entalladuras recientes en la parte central de la cuenca. Se compone, sobre unas decenas de metros de espesor, de una alternancia de capas conglomeráticas medianamente cimentadas donde dominan los guijarros redondos de 2 a 20 cm (algunos bloques alcanzan hasta 100 cm), dentro de un cemento arenoso o areniscoso grueso de color pardo a ocre, y de estratos decimétricos poco consolidados de arenas finas a medianas, de areniscas arcillosas y de arcillas de color gris a beige amarillento. Estos depósitos se encuentran generalmente en posición horizontal, pero pueden estar localmente afectados por fallas verticales de desnivel métrico, contemporaneas del relleno, por ejemplo en el sector de La Magdalena.

- Está coronado por un conglomerado coluvio-aluvial compuesto por bloques decimétricos angulosos dentro de una matríz arcillo-arenisca. Este último no se encuentra presente en todas partes y su espesor parece que jamás rebasa 2 m.

- Están recubiertos por las dos generaciones de depósitos piroclásticos eólicos:

• La más antigua se compone de una superposición de capas decimétricas a métricas de tobas desigualmente cimentadas, de arenas y de areniscas más o menos tobáceas de color gris amarillento a pardo claro. Estos estratos muestran una cimentación moderada de tipo "Cangahua", típica de las cuencas interandinas. Contienen intercalaciones de lavas que van haciendose más importantes hacia el Suroeste donde ellas contribuyen a cerrar la cuenca; de edad plio-pleistócena tienen nombres diversos dependiendo de las localidades donde afloran y se componen de andesitas, traquitas y dacitas porfíricas grises, asociadas con ignimbritas localmente brechosas y facies ricas en sílice.

Fig. 6. La morfología de disección de la cuenca de Guaranda

Vertiente andina occidental

Mantos volcánicos cuaternarios

Vertiente interandina

Vertiente andina occidental

Cuenca volcano-sedimentaria deprimida de Guaranda

Superficies planas a suavemente onduladas

Modelados de disección moderada a fuerte

Quebradas y gargantas encañonadas

Entalladura erosionada del río Chimbo

Elaboración: A. Winckell; Fuente: Inventario PRONAREG-ORSTOM, hoja de Babahoyo

Las caídas de esta fase aquí también moldean un antiguo relieve, y son anteriores a la disección actual de los interfluvios recortados por las quebradas. Son posiblemente emisiones provenientes de los volcanes antiguos de la generación del Chimborazo y del Carihuairazo por ejemplo.

• La segunda fase es muy reciente, posterior a la fase principal de disección del actual relieve, de la cual recubre uniformemente los modelados bajo una capa de cenizas recientes, negras, arenosas o areno-limosas entre 2 y 3,5 m de espesor en los lugares menos inclinados y mejor protegidos. Estas cenizas provienen de volcanes recientes o actuales como el Cotopaxi, el Tunhurahua y posiblemente el Sangay.

Los afloramientos de la cuenca de Chillanes, menos disectada, son menos explícitos. Demuestran, sin embargo, una estratificación idéntica con una sedimentación lacustre horizontal conteniendo caidas piroclásticas eólicas con capas concordantes de toba y de areniscas finas, de gris a beige, localmente con estratificaciones entrecruzadas. Está recubierta por un episodio coluvio-aluvial con bloques y piedras angulosas, heterométricas y luego por los recubrimientos piroclásticos eólicas de cerca de 3 m de espesor.

Sobre el conjunto de estas cuencas, los suelos se formaron unicamente a partir de las caídas piroclásticas superiores. Son suelos isohúmicos, franco-arcillosos, profundos, que se convierten progresivamente en andosoles, a mayor altitud.

Primeras estribaciones, corredores deprimidos y valles en garganta

Hemos reunido en este grupo, unos paisajes cuya originalidad principal es el presentar relieves moderados o bien ocupar una posición abrigada de las principales circulaciones atmosféricas provenientes del Oeste y por consecuencia caracterizarse por condiciones climáticas comparativamente más secas - sería más adecuado decir menos húmedas - que las unidades circundantes.

Su diferenciación es esencialmente de origen edafológico, las condiciones climáticas favorecen la formación de alteraciones y de suelos originales con relación a los relieves vecinos de la vertiente, más húmedos.

Las primeras estribaciones de Balzapamba (unidad 137)

Al Este de Babahoyo, detrás de Juan Montalvo, la vertiente occidental de la cordillera andina, pierde una parte de sus características de "muralla". La ubicación en este lugar de la más antigua vía de acceso a la Sierra por el valle de Balzapamba, la subida llamada "El Torneado" todavía parcialmente empedrada, para llegar a la cuenca de Guaranda no es extraña a esta característica del relieve local.

Arriba de 70 y 100 m, al contacto con la parte superior de los conos del piedemonte, se extiende un conjunto de modelados cuyas cimas se levantan gradualmente hacia el Este hasta cerca de 1.200-1.600 m, altitudes a partir de las cuales reaparecen los relieves habitualmente abruptos de la vertiente. Dominan aquí colinas de formas relativamente pesadas, con cúspides redondeadas y vertientes convexas cuyas pendientes sobrepasan 40-50%.

El substrato está normalmente constituido por las volcanitas Macuchi, pero notamos gran abundancia de zonas entrecortadas por fallas o "mylonitizadas" y de intercalaciones de bancos decimétricos de arcillas negras silicificadas. Todo este conjunto está fuertemente meteorizado; tectónica y alteración son aquí estrechamente ligadas.

Esta zona presenta dos características relevantes.

- Gracias a sus relieves relativamente moderados y que se levantan gradualmente, no constituye un obstáculo frontal para las nubes costeras que tienen tendencia a acumularse en los relieves traseros, más altos, confiriendo así a estos primeros contrafuertes una húmedad inferior y una insolación más importante, que explica, entre otras cosas, la antigua extensión de los cultivos de cítricos tropicales en esta zona.
- Esta situada más alla de la extensión máxima de la capa de cenizas provenientes de los volcanes andinos, que cruzan la vertiente occidental desde su pie al Norte de Juan Montalvo hasta su cúspide al Sur de Pallatanga. Sin embargo, algunos recubrimientos localizados fueron observados; constituyen los últimos testigos, poco espesos, de la extensión original de las lluvias piroclásticas posteriormente decapadas.

Las alteraciones actualmente observables son desarrolladas únicamente sobre las rocas del substrato, y son profundas, arcillosas rojas a abigarradas, de tipo ferralítico. Los suelos presentan un complejo absorbente saturado, están arcillosos y muy compactos.

Las salidas de valles y depresiones, protegidos y erosionados

El contraste es muy singular en las desembocaduras de los principales valles provenientes de los Andes. En algunos kilómetros o algunas veces en solo unas cuantas centenas de metros, se pasa bruscamente de un medio

interandino muy seco a la vegetación forestal húmeda perenne de las vertientes exteriores. Esta brusca oposición obedece a una ley idéntica: las circulaciones atmosféricas pacíficas, responsables de los aportes de humedad sobre las estribaciones externas, no penetran en las zonas deprimidas del medio interandino, las cuales por un efecto de sotaviento no reciben más que una ínfima parte de las precipitaciones de la vertiente al barlovento.

Esta transición se realiza según varias modalidades:

- La más común es el papel de abrigo que juega una línea de cresta situada inmediatamente al Oeste de la depresión concerniente. Esta constituye el obstáculo topográfico en el que tropiezan las masas de aire, allí descargan su humedad y luego se levantan siguiendo los relieves de la vertiente andina.
- En ciertos casos es la orientación del valle, oblicua en relación a los vientos dominantes, la que no permite allí la penetración del aire húmedo, como sucede por ejemplo en Huigra.
- Por último, un codo marcado sobre el trazo del valle puede constituir una barrera muy eficaz. El ejemplo de la entalladura del Jubones es elocuente en este aspecto.

Entre estos dos medios existe toda una serie de vertientes en posición de transición o de semi-abrigo, menos húmedas y nubladas que las vertientes externas pero incomparablemente menos secas que los valles interandinos, a los que ellas anuncian.

La segunda característica de estos valles es de origen morfogenético y morfodinámico. Más que las formaciones en las cuales están entalladas, que incluyen rocas volcánicas recientes y antiguas, intrusiones graníticas y rellenos de tipo interandino, son las características actuales y la evolución de los modelados que marcan su unidad. Al contacto entre los valles internos y la vertiente externa, el encajonamiento de los ríos provenientes del medio andino es extremadamente vigoroso, las pendientes son comunmente abruptas y los desniveles fuertes, cercanos o superiores a 1.000 m.

Las vertientes protegidas en la desembocadura de los valles y depresiones interandinos (unidades 126, 138, 139)

Estas reagrupan tanto la terminación río abajo de las depresiones, al contacto con los relieves de las vertientes externas, como la parte superior de las vertientes que dominan la salida de las principales arterias hidrográficas.

La unidad 126 se localiza solamente en la parte Norte de la vertiente, con recubrimiento piroclástico de cenizas. Es la gran vertiente al sotavento de Pacto, desarrollada sobre rocas volcánicas antiguas en la prolongación de la depresión granítica de Apuela-Nanegalito. Situada detrás de una cresta a 1.600 m, desciende hasta el río Guayllabamba cerca de los 1.000 m.

También incluye a la pequeña cuenca deprimida de Sigchos, entre 2.400 y 2.800 m, protegida detrás de la cresta Norte-Sur de Chugchilán. Desarrollada sobre volcánitas recientes y sedimentos de tipo interandino, se caracteriza por niveles escalonados de rellenos fluvio-volcánicos provenientes del volcán Quilotoa.

Además está representada por el alto valle del río Changuil al Noroeste de Chillanes, sobre volcanismo Macuchi.

Se trata de paisajes todavía húmedos pero sin la cobertura de nubes y neblina que caracteriza las unidades circundantes. Las caídas de cenizas recubren uniformemente las formaciones subyacentes y los suelos son andosoles desaturados típicos, café oscuro.

Las unidades 138 y 139, subdivididas por razones edafológicas, se localizan en la parte central y Sur de la vertiente occidental sin recubrimiento piroclástico, y se desarrollan esencialmente sobre rocas volcánicas antiguas del complejo volcánico "Macuchi" en Huigra o en los bordes del río Cañar, volcánitas más acidas "Saraguro" en Santa Isabel y "Tarqui" en el alto valle del río Cañar.

Son grandes vertientes heterogéneas típicas, escalonadas entre 600 y 2.000-2.500 m, que asocian segmentos rectilíneos en pendientes superiores a 70-100%, rellanos estrechos con superficie ondulada e incisiones abruptas comunmente rocosas o cubiertas de escombros. Por todas partes muestran huellas de la elaboración morfogenética bajo la forma de niveles encaramados e ligeramente inclinados hacia el valle (terrazas suspendidas o niveles de aplanamiento fluvial), así como numerosos conos y depósitos coluviales areno-arcillosos con piedras y bloques grandes, testigos de la evolución de estas vertientes bajo un clima más húmedo que el actual.

Las señales de erosión superficial por escurrimientos están allí omnipresentes: ablación de alteritas, vertientes desnudas, incisiones lineales en barrancos y gargantas, etc.

La unidad 138 ocupa la salida de los valles de Huigra y Santa Isabel. Sus suelos son cafés, arcilloso-pedregosos, medianamente profundos.

La unidad 139 es típica de la parte río arriba y de los flancos superiores de la entalladura reciente del valle del río Cañar. Mejor protegida que las anteriores, se caracteriza por sus condiciones climáticas menos húmedas y los suelos, todavía menos desarrollados, están erosionados y poco profundos.

Los corredores y valles en gargantas, deprimidos y erosionados (unidades 140, 141 y 142)

Corresponden a la parte inferior de las entalladuras, más abajo de las vertientes representadas en las unidades 138 y 139; estan igualmente situadas en la prolongación de los valles interandinos pero totalmente insertadas en la vertiente exterior. Allí todas las formas son heredadas de las fases sucesivas de excavación y aluvionamiento, resultado del proceso de encajonamiento de la red hidrografica consecuentemente al levantamiento andino reciente. El valle es una entalladura con perfil en V, paredes fuertes a abruptas, desarrolladas en las formaciones del substrato o entre los testigos de antiguos conglomerados aluviales. Sus flancos asocian vertientes empinadas con cobertura pedregosa o llenas de bloques rocosos, angulosos o redondeados, con paredes y acantilados rocosos.

Las hondonadas están ocupadas por jirones discontinuos de terrazas pedregosas estrechas, en los que se empalman pequeños conos de deyección a la desembocadura de los arroyos afluentes. El canal de desagüe actual es casi exclusivamente rocoso y pedregoso, entrecortado por pasajes en cascadas. Las aguas de tipo torrencial están siempre muy cargadas de materiales en suspención; el color pardo-rojizo del río Chimbo a Bucay por ejemplo, traduce la removilización de las alteritas de la parte central de su cuenca.

Tres variantes han sido definidas:

La unidad 140 corresponde a los flancos superiores, entre 1.000 y 1.500 m, de los tres valles coalescentes que forman la depresión de Zaruma-Portovelo. Las rocas volcánicas antiguas del basamento están cubiertas por suelos ferralíticos rojizos, probablemente heredados, en parte, de una fase más húmeda; el clima actual parece muy poco húmedo para justificar semejantes alteraciones. Los suelos presentan un complejo absorbente saturado.

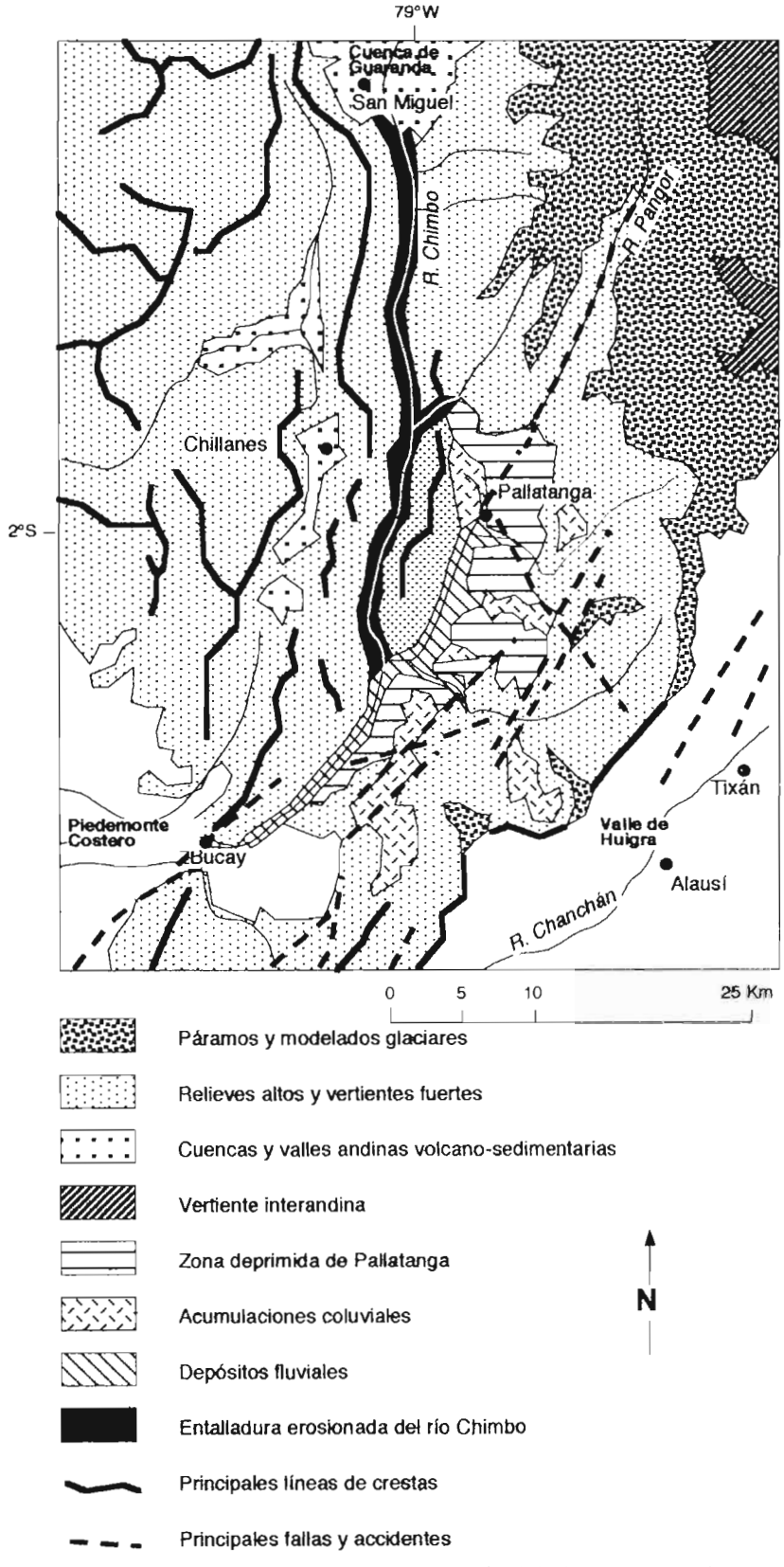
La unidad 141 caracteriza el valle Pallatanga - Bucay (Fig. 7). Este sector es una zona tectónica mayor de los Andes del Ecuador, por donde penetra al medio interandino el gran accidente Dolores-Guayaquil Megashear, límite entre los terrenos autóctonos orientales y los aportes alóctonos del arco volcánico Macuchi. Esta discontinuidad tectónica, materializada por fallas de rumbo SW-NE a SSW-NNE, ha constituido una zona de débil resistencia, explotada por la erosión y actualmente ocupada en su parte inferior por el curso de río Chimbo. Muy ampliamente excavado, este valle constituye una de las más fáciles vias de acceso al corredor interandino, donde se ubica el gran eje vial Guayaquil - Riobamba.

Comienza río abajo con una garganta estrecha, desde Bucay al contacto con la llanura a 300 m y se prolonga hasta la entrada en la cuenca de Pallatanga a 1.200 m. A partir de allí se extienden magníficas superficies que se levantan gradualmente hasta 1.600 m en la terminación de la cuenca más arriba del poblado de Pallatanga. Representan un nivel de origen fluvial, inclinado de 7-9 % aproximadamente hacia abajo al SSW, con una superficie no disectada en cima de un relleno de conglomerado torrencial grueso, cuyo espesor sigue siendo indeterminado pero que al parecer rebasa unas centenas de metros. La red actual está encajonada de 150 a 250 m, al fondo de impresionantes gargantas, estrechos cortes en V, como aquella que atravieza la carretera al puente Salsipuedes. Esta pequeña cuenca de 10 a 12 km de largo sobre un máximo de 2 km de ancho, se enlaza con los relieves andinos de borde mediante abruptos de falla muy claros con bellas facetas, amojonados al pie por una serie de pequeños conos de deyección pedregosos, algunos de los cuales, que son todavia funcionales, muestran desbordamientos devastadores.

En lo que se refiere a su origen, dos hipótesis pueden anticiparse. Puede ser que se trate de depósitos resultantes de procesos de tipo "cono de deyección" a la llegada de torrentes cargados dentro de una depresión topográfica, o del relleno por estos mismos torrentes de un antiguo lago. Si fuera el primer caso, se deberian notar pendientes convergentes de estas descargas de sedimentos hacia el centro de la cuenca, lo que no aparece en la topografía

Pensamos que la segunda hipótesis es la más probable. En esta zona, muy afectada por fallas, se creó una depresión tectónica dibujada por fallas SSW-NNE y limitada río abajo por un horst. También ésta pudo ser parcialmente excavada por erosión diferencial, ya que corresponde bastante bien con una inclusion de facies volcano-sedimentarias (¿formación Yunguilla ?) compuestas por cuarcitas y por bancos decimétricos rítmicos de lutitas negruzcas y de areniscas de color gris a rojizo. Estas formaciones fuertemente tectonizadas y erguidas con buzamientos cercanos a 50° hacia el NE, son muy profundamente alteradas y parecen menos resistentes que las rocas volcánicas encajantes. Posteriormente al relleno en ambiente lacustre por ríos de regimen torrencial, un basculamiento, debido al levantamiento andino reciente dió al depósito su inclinación general actual. Su disección posterior, que llega ahora al substrato, se efectuó en función del avance de la incisión del horst, río abajo.

Fig. 7. La depresión de Pallatanga



Elaboración: A. Winckell; Fuente: Cartografía geomorfológica de la sierra a 1:500.000, inedita.

Es necesario hacer notar, a proposito de esta zona, el extraño trazo del río Pangor. Este último, rectilíneo en su parte, desde su fuente, sobre el trazo del accidente regional, dibuja río arriba de Pallatanga un brusco codo hacia el Oeste para llegar a unirse, encajonandose en altos relieves, a la garganta del río Chimbo. El trazo más lógico

hubiera sido de seguir la dirección SSW y atravesar luego la cuenca de Pallatanga, depresión que el contribuyó a llenar. El cambio de curso es relacionado con la erección reciente del horst de San Rafael-El Tablón, al NE de Pallatanga. Otras señales de una tectónica muy reciente a actual son evidentes, testificada por ejemplo por el aspecto rectilíneo y la extraordinaria frescura de ciertos abruptos de falla de los bordes de la depresión de Pallatanga, o los pequeños resaltos de dirección SSW-NNE y de amplitud métrica que afectan sobre distancias de varios kilómetros los modelados actuales de las vertientes del alto valle del río Pangor.

Un estudio sobre la cinemática de la falla de Pallatanga (T. Winter, 1990) permitió cuantificar estos desplazamientos. Levantamientos precisos de terreno efectuados hacia los 3.600 m de altitud, arriba de este valle, dentro de un sector donde el río Pangor abandona el trazo del accidente, aquí desplazado de 1 a 1,5 km sobre el flanco izquierdo del valle, han puesto en evidencia lo siguiente:

- desplazamientos horizontales sobre los cursos inferiores de los afluentes paralelos de orilla derecha, recortados por el accidente, variando de 50 a más de 300 m,
- desplazamientos horizontales de los pequeños interfluvios, que separan los diferentes drenes afluentes, comprendidos entre 27 y 60 m con desniveles del orden de 5 a 7 m,
- que las aparentes anomalias que afectan el conjunto del relieve y de los ejes hidrográficos de este sector podrían explicarse perfectamente por un desplazamiento de 590 ± 110 o más probablemente de 995 ± 145 m del compartimento occidental hacia el NNE, siguiendo la dirección exacta de este accidente.

Estos desplazamientos permiten deducir una velocidad media de deslizamiento horizontal del orden de 4,2 mm por año para el Holoceno, mientras que las reconstrucciones que permiten explicar los desplazamientos a largo plazo hacen intervenir velocidades iguales o superiores a 5,3 mm por año.

Las colinas vecinas están cubiertas por dos tipos de alteritas. Las más comunes corresponden a suelos relativamente poco desarrollados, cafés, arcillo-pedregosos. Pero resulta interesante señalar la presencia de abundantes alteritas arcillosas profundas, sobrepasando localmente varios metros, de color rojizo abigarrado. Se desarrollan sobre todos los substratos, incluso en algunas intrusiones graníticas locales y son heredadas, ya que el clima actual es a la vez muy seco y muy fresco para permitir la ferralitización. Además, están localmente coronadas por suelos pardos más recientes, y desaparecen arriba de 1.400 y 1.500 m.

La unidad 142 corresponde a la parte terminal, protegida, de los valles recientes. Estas bordean casi todos los cauces actuales pero sólo las de los ríos Chimbo y Cañar tienen el tamaño suficiente para poder cartografiarlas. Se trata de cortaduras con flancos entre empinados y abruptos, gargantas estrechas que asocian diversas vertientes erosionadas recubiertas de formaciones pedregosas y de bloques socavados, con afloramientos y acantilados rocosos que se desarrollan uniformemente cualquiera que sea la naturaleza del substrato, volcanismo antiguo, intrusiones graníticas o rellenos volcano-sedimentarios de tipo interandino.

Los suelos, troncados por la erosíon, son poco evolucionados, pedregosos y poco profundos.

Los cauces actuales son de aspecto torrencial y alternan los lechos atestados de materiales gruesos con guijarros y bloques, los desfiladeros rocosos y los pequeños ensanchamientos formados por jirones de terrazas o conos de deyección laterales.

UTILIZACIÓN Y EVOLUCIÓN MORFODINÁMICA ACTUAL

Los flancos exteriores de los Andes del Ecuador, relieves vigorozos con pendientes entre fuertes y muy fuertes, sometidos a condiciones climáticas entre húmedas e hiperhúmedas con presencia casi constante de nubes y neblina, constituyen un medio relativamente poco propicio para la implantación del hombre y para el desarrollo de las actividades agrícolas.

Bajo condiciones naturales, lo cual es todavía lo dominante, constituyen un medio relativamente estable donde los movimientos actuales se limitan casi exclusivamente a los fenómenos de deslizamientos por gravedad sobre las vertientes de los valles donde descalzan grandes paredes rocosas. Pero su poca extensión relativa proviene de la buena protección asegurada por una cobertura vegetal forestal, perenne, que incluye los diversos estratos de los niveles tropical, templado y frío cerca de las cúspides.

Las actividades agrícolas se limitan a las zonas más accesibles: vías de comunicación terrestres más importantes como las de Santo Domingo-Quito-Nueva Loja, Quevedo-Latacunga, Babahoyo-Guaranda-Ambato-Puyo, Guayaquil hacia Riobamba o Cuenca y Machala-Cuenca, y la via férrea Ibarra-San Lorenzo. Pero también se localizan en la desembocadura de los valles andinos o sobre las primeros estribaciones de relieve moderado al contacto inmediato con los conos de piedemonte cerca de La Maná, Echeandia o Balzapamba. Nuevos frentes pioneros se desarrollan actualmente a lo largo de las vías de penetración de apertura reciente como la que une Naranjal con Cuenca por Molleturo.

Generalmente se trata del desmonte de la vegetación forestal en claros con implantación de pastos, cultivos de subsistencia y arboricultura tropical de café, cacao o citrícos (bien representados en la unidad 137, en los alrededores de Balzapamba) asociados a la caña de azúcar destinada a la destilación. En la mayor parte de los casos, una cobertura relativamente buena del suelo es mantenida y asegura una protección suficiente contra los fenómenos erosivos. Estos, localizados, se limitan a movimientos de maza por solifluxion y deslizamientos por gravedad que una vez desprendidos se ven acompañados por escurrimientos difusos y concentrados. Su extensión es todavia limitada, pero sería conveniente asegurarse que el rápido proceso de colonización en curso en ciertas zonas, entre Ibarra y San Lorenzo o hacia Molleturo por ejemplo, no implique una destrucción sistemática de la cubierta forestal con consecuencias catastróficas sobre el equilibrio ecológico y el papel hidrológico regulador de estas vertientes.

Sobre la vertiente amazónica, los daños a los recursos naturales parecen haber alcanzado un estado más avanzado. La cubierta vegetal natural contiene un piso de maleza y varios estratos de bosques que son substituidos, a lo largo de los frentes de colonización que progresan a partir de la infraestructura vial, por desmontes con cultivo de maíz sobre talas pronto reemplazados por pastos llamados "naturales". Esta substitución que llega incluso a las pendientes más fuertes tiende a generalizarse a lo largo de las carreteras que se encuentran por debajo de los 2.000 m. Desafortunadamente, estos medios se caracterizan generalmente por aptitudes extremadamente limitadas a excepción de los derrames de lava insertados en los principales valles, y ahora disectados en jirones con superficie levemente ondulada y cubierta por suelos espesos sobre cenizas volcánicas.

Referente a la unidad 123, no se puede negar que la explotación haya ofrecido algunas perspectivas a corto plazo, en compensación a importantes limitaciones que afectan a esas zonas: clima, pendientes, inestabilidad de los substratos y de los suelos, carácter esponjoso y extrema lixiviación de los suelos, susceptibilidad a la erosión y a los efectos degradantes del pisoteo del ganado. Estas limitaciones permanecen drásticas y deberían motivar una severa protección de las inmediaciones de las infraestructuras viales, petroleras e hidroeléctricas. Sino hay que temer graves daños y serias repercuciones ecológicas, la sedimentación en la represa de Paute es un ejemplo muy ilustrativo.

Los paisajes de la unidad 132 presentan limitaciones climáticas, morfológicas y edafológicas aún más desfavorables a toda explotación. El relieve de disección muy jóven, las pendientes fuertes y los materiales comunmente inestables del substrato no están protegidos por cenizas volcánicas como en los paisajes equivalentes del Norte. Aquí se observan marcas de una intensa actividad morfodinámica: desprendimientos continuos de terreno y abarrancamientos consecutivos cuya sucesión cronológica es dada por el aspecto de la vegetación que los ha colonizado. Las agresiones suplementarias que son la extensión de los desmontes para cultivo y pastoreo así como los trabajos de infraestructura afectan a un paisaje ya inestable por naturaleza. Se puede temer los daños que podrían resultar de esto, tanto para el mantenimiento de la infraestructura vial como para los grandes equilibrios ecológicos. Se hace indispensable una preservación.

Los paisajes desarrollados sobre las intrusiones graníticas constituyen, desde el punto de vista de su utilización y de su evolución morfodinámica actual, un medio original. Son generalmente zonas muy frágiles, donde las alteritas predominantemente arenosas y en consecuencia sin cohesión interna, son removidas por escurrimientos, con el más mínimo aguacero, en cuanto el suelo está al desnudo.

Resalta una zonificación muy clara, entre los paisajes que cuentan con un recubrimiento superficial de cenizas volcánicas eólicas o aquellos que están desprovistos por una parte, entre las regiones superiores y los sectores deprimidos de estos relieves por otra.

Así, el recubrimiento piroclástico superficial, incluso discontinuo y de débil espesor, aporta una protección no despreciable a las arenas subyacentes y los fenómenos de escurrimiento están mucho menos desarrollados dentro de las unidades 119, 120, 121 y 122.

Pero es sobre todo la estratificación altitudinal, la que ocasiona la oposición más clara. Los relieves más fuertes y las partes altas de las depresiones, sometidas a condiciones de humedad relativamente fuertes con nubosidad frecuente, han conservado gran parte de su cobertura forestal original, solo reemplazada localmente por claros de cultivos de subsistencia y pastos asociados. La protección del substrato está entonces todavía globalmente asegurada y los fenómenos erosivos son muy localizados (unidades 119, 120 y 129).

Al contrario, las partes inferiores de las depresiones (unidades 121, 122, 130 y 131) situadas en posición de abrigo climático, constituidas por relieves con pendientes menores y ubicadas en zonas facilmente accesibles, son el dominio de una utilización agrícola más intensa caracterizada por la asociación caña de azúcar para alcohol, pastos y cultivos de subsistencia. En las regiones de Nanegalito, El Corazón o Chaucha, que constituyen buenos ejemplos de tal situación, estos cultivos ya no aportan una protección suficiente a las formaciones arenosas del substrato que sufren, con cada aguacero, una ablación de las capas superficiales, seguida de incisiones que progresan rápidamente en la medida en que el espesor de estas arenas es considerable. Es así como se forman entalladuras y barrancos algunas veces de dimensiones decamétricas, con sus acumulaciones terreras correlativas, en forma de conos y de esparcimientos, que se desarrollan en las zonas bajas, obstruyendo las vías de acceso y la red fluvial elemental. Sobre la ma-

yoría de las vertientes sólo afloran arenas amarillentas o blancuzcas, casi estériles que contrastan claramente en el paisaje con las cúspides de los interfluvios o de las colinas, de menor pendiente y relativamente protegidas, donde afloran andosoles desaturados negruzcos sobre cenizas volcánicas al Norte y suelos rojizos, ferralíticos al centro y al Sur.

Sobre el batólito Baeza-Mera de la vertiente amazónica (unidad 119) las limitaciones debidas al clima, las pendientes, la inestabilidad del substrato meteorizado, al carácter esponjoso y a la extrema lixiviación de los suelos, y a su susceptibilidad al escurrimiento superficial, exigen una protección integral. Ninguna forma de explotación parece poder sostener una producción duradera sin repercuciones ecológicas.

La vegetación climácica es un bosque denso, escalonado, de montaña que sufre las primeras consecuencias de colonización y desmonte a lo largo de las carreteras de penetración. La colonización anterior a la oleada de los años 70 se estableció en el piedemonte subandino más alla de la barrera granítica y sin fijarse allí; sucedia lo mismo para las poblaciones indígenas. El contraste es aún impresionante, tanto sobre el terreno como en las fotografias aéreas, entre los desmontes del piedemonte y la selva virgen densa y obscura del macizo granítico. Es desconsolador constatar que la reciente colonización no fue disuadida, ni se le impidió implantarse a lo largo del eje Cosanga-Jondachi a pesar de las condiciones que invariablemente condenan sus explotaciones al fracaso. Esta implantación amenaza en el futuro la misma existencia de la carretera y las funciones ecológicas esenciales del paisaje.

En el extremo Sur, en las cercanías de Zumba (unidad 130) los desmontes están en progresión a lo largo del eje vial Loja-Zumba, ahora practicable en todas las temporadas. La destrucción del bosque, facilitada por la posibilidad de realizar quemas, se traduce por el desencadenamiento de diversos fenómenos de escurrimiento de superficie. Si no se pone algún freno a este tipo de desmonte será todo el stock de alteritas de estas pendientes que se verá gravemente amenazado.

Ultimo grupo de paisajes de estas vertientes externas: las cuencas, los corredores y valles responden a una problemática similar en cuanto a su utilización actual y morfodinámica.

Por su posición protegida, estas zonas se benefician de condiciones climáticas netamente menos húmedas que las vertientes circundantes. Estas han permitido la implantación de sistemas de ocupación del suelo parecidos al tipo interandino y de los cuales, la cuenca de Guaranda (unidad 128) con una agricultura que asocia trigo, maíz y praderas, constituye un buen ejemplo. Más abajo, la vegetación forestal a retrocedido mucho, reemplazada por cultivos de subsistencia a base de maíz, de praderas localmente asociadas con plantaciones artesanales de caña de azúcar para destilación o a la arboricultura del café como cerca de Portovelo-Zaruma (unidad 140).

Desde el punto de vista de la morfodinámica actual una clara degradación aparece según una zonificación altitudinal.

- Las unidades superiores (128, 138 y 139) se caracterizan por una dinámica semejante a aquella de las cuencas interandinas: escurrimientos difusos de superficie, con ablación localizada y aparición de erosión líneal con formación de desgarramientos, incisiones y barrancos, bien desarrollados en las cercanías de las entalladuras recientes de las quebradas.
- Las unidades inferiores, con pendientes más fuertes, muestran fenómenos similares pero más activos y extensos que afectan por ejemplo la mayoría de las vertientes de la depresión de Zaruma-Portovelo (unidad 140). Dentro del valle de Pallatanga (unidad 141) la ablación es muy activa sobre los niveles, mientras que los conos de los bordes se ven afectados por desbordamientos catastróficos. Por fin, en los flancos fuertes de las entalladuras y gargantas de la unidad 142, totalmente erosionados por los escurrimientos difusos y concentrados, afloran casi exclusivamente paredes pedregosas o rocosas. El valle medio del Chimbo, se caracteriza además por una intensa erosión eólica que llega a penetrar río arriba hasta en la cuenca de Guaranda (unidad 128).

Todos los fondos de valles son finalmente sometidos a crecidas de desbordamiento con consecuencias a veces devastadoras sobre las infraestructuras de comunicaciones que las siguen, a la salida de las cuencas interandinas.

1.2. LAS ESTRIBACIONES DEL EXTREMO SUROESTE

Esta región es singular dentro de los medios andino y costero, no pudiendo ser anexada a ninguno de estos dos conjuntos. Al contrario del primero, no toma nunca el aspecto de barrera con relieves vigorosos y pendientes extremas. Pero también se diferencia de la zona costera por la existencia de relieves moderados muy claramente delimitados de la planicie aluvial baja al Norte.

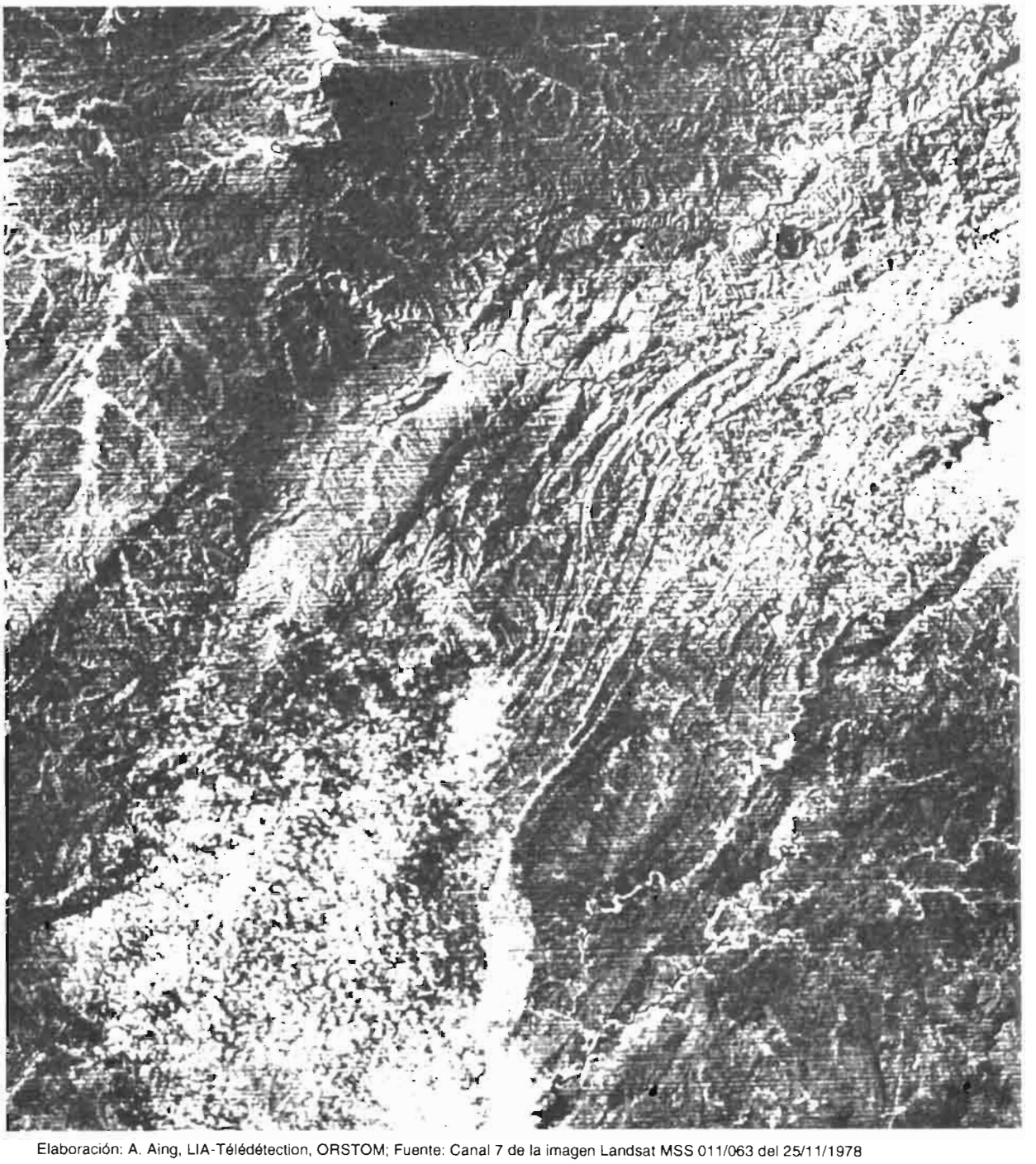
Sus contornos geográficos son muy claros. Comienza sobre el borde izquierdo del valle del río Jubones, de donde sigue la dirección NE-SW hasta la frontera occidental con Perú, al Sur de Chacras-Carcabón. Su límite oriental es una línea quebrada, compuesta por tramos NW-SE y N-S, de conformidad con los límites de la vertiente andina

occidental entre Uzhucurrumi y Balzas y de la cordillera Celica-Alamor al Sur. Alcanza la frontera peruana meridional al Sureste de Sabanilla, delimitando así un triángulo, que se abre hacia el Suroeste (Fig. 8).

Sus altitudes son relativamente bajas, en su casi totalidad inferiores a 800 m; situandose el límite con los fuertes relieves de la vertiente andina entre 800 y 1,000 m. Al contacto con la zona costera al Norte, las altitudes varían entre 100 y 150 m, bajan igualmente hacia el Sur donde son inferiores a 200 m cerca de Zapotillo.

Son formas muy moderadas pero bastante diversificadas, estas asocian ondulaciones y relieves de colina que se levantan progresivamente hacia el Sur, pequeños macizos relativamente gallardos pero siempre aislados y de poca extensión, depresiones y valles que contribuyen a "abrir" el conjunto, y modelados monótonos desérticos desarrollandose ampliamente hacia el Sur. Esta diversidad de formas y de relieves es, en parte, debida a la variedad de formaciones petrográficas que afloran: metamórficas, volcánicas, graníticas y ultrabásicas entre las más importantes.

Fig. 8. Los contrafuertes suroccidentales



Elaboración: A. Aing, LIA-Télédétection, ORSTOM; Fuente: Canal 7 de la imagen Landsat MSS 011/063 del 25/11/1978

Presentando una gradiente climática muy pronunciada, calcada sobre la fisiografía, estos contrafuertes suroccidentales se asemejan a colinas que preceden una primera cordillera montañosa. El alza, aunque moderada, de las altitudes de sus vertientes expuestas al viento, se traduce por la aparición de pisos húmedos y muy húmedos, con una importante cobertura nubosa. Las vertientes Noroeste de las cordilleras de Tahuín y Chilla son representativas de estas zonas muy húmedas, pero la ausencia de estaciones climatológicas solo permite, por comparación, estimar el número de meses secos en menos de 4.

Por el contrario, ciertos valles o depresiones muy protegidas se distinguen por condiciones mucho más secas. De conformidad con la zonificación climática regional caracterizada por una sequía acentuada hacia el Oeste y el Suroeste, los paisajes occidentales llegan a niveles muy secos y hasta áridos cerca de Chacras o Zapotillo. Las características de estas zonas son variadas y en las dos estaciones escogidas para representar los extremos, Zapotillo y Marcabelí, las precipitaciones medias anuales van de 500 a 1.000 mm (con 30 a 65 días de lluvia); el número de meses secos varía de 7 a 10 y el déficit hídrico anual de 600 a 800 mm.

En relación con las altitudes moderadas, las temperaturas medias anuales no pasan generalmente los 20°C.

La conjunción de esta variabilidad climática y de una litología diferenciada explica en parte la diversidad de las coberturas pedológicas en esta región y la fragmentación relativamente acentuada de los paisajes morfopedológicos.

Resumen

- *Estribaciones de relieves con altitudes moderadas*
- *Substrato litológico muy diversificado*
- *Condiciones climáticas con tendencia semidesértica*
- *Suelos muy diferentes, según el gradiente climático: de poco evolucionados en las zonas secas, a ferralíticos en las zonas las más húmedas*
- *Muy escasas ocupación humana y utilización agrícola*
- *Fenómenos de escurrimiento superficial difuso y concentrado*

1.2.1. Los relieves y estribaciones escalonados

Estos constituyen relieves generalmente moderados que se levantan progresivamente de la planicie costera al Noroeste hacia los Andes al Sur y al Sureste, llevando así una transición gradual según un dispositivo global en escalera.

Las ondulaciones y colinas metamórficas (unidad 144)

Dibujando un ángulo cuya cúspide está situada en La Avanzada y que se abre sobre Palmales al Suroeste, éstos paisajes forman el primer nivel de los relieves escalonados. Las altitudes son bajas, cercanas a 100-120 m al contacto con los relieves costeros al Norte y no llegan a alcanzar más de 400 m hacia el límite Sur, en las inmediaciones del arroyo de Las Lajas. Este aumento lento de las altitudes caracteriza modelados monótonos constituidos por colinas con vertientes muy suaves convexo-concavas y con cimas subiguales, redondeadas o aplanadas, rebajadas.

El substrato es metamórfico, dispuesto en franjas con orientación Este-Oeste, bastante diversificadas:

- Un predominio de filitas, esquistos, micaesquistos y cuarcitas, al Norte y al Sur, pertenecientes a la formación Capiro (Grupo Tahuín, de Precámbrico a Paleozoico).
- Una zona central formada por facies más metamorfizadas: micaesquistos con muscovita y granate pero sobre todo gneis cuarzo-feldespáticos y migmatitas (embrechitas) de la formación San Roque, segundo miembro del grupo Tahuín. Estos dos conjuntos contienen igualmente intercalaciones anfibolíticas y volcánicas metamorfizadas.
- Un núcleo ocupado por una formación todavía más antigua (Grupo Piedras, de edad precámbrica), compuesta esencialmente por rocas verdes: esquistos verdes, anfibolitas, gneis y cuarcitas. Conviene incluir también en este núcleo los esquistos péliticos azules, los esquistos verdes y las facies ultrabásicas asociadas (serpentina, peridotita y eclogita) de la formación Raspas (¿Cretácico?) de gran interés geológico pero de muy limitada extensión.

Estas diferenciaciones litológicas están escasamente traducidas en los relieves actuales; al contrario, son derivados en su mayoría de los procesos exógenos de erosión. Numerosos afloramientos testifican uno o varios episodios de enrasamiento superficial.

Primero son potentes formaciones pedregosas con guijarros, heterométricas y sin clasificación; los espeso-

res pueden rebasar la decena de metros como en La Chilca al Sureste de La Avanzada o al Sur de Arenillas, a lo largo de la antigua vía ferrea a Tahuín y Piedras. Los guijarros, de litología variada según la naturaleza del entorno, son muy redondeados, de tamaño decimétrico aunque pueden alcanzar localmente el medio metro. Están asociados a lentes con cantos angulosos en una matriz variable entre arcillosa y arenosa gruesa. No es raro observar secciones muy alteradas, totalmente "arcillificadas" con guijarros fantasmas. Estas formaciones, cuyo origen aluvial y torrencial no se pone en duda, se localizan siempre en antiguas depresiones topográficas que contribuyeron a rellenar y atestiguan por lo menos de un episodio de crísis climática. Se desarrollaron bajo condiciones climáticas incomparablemente más húmedas que las actuales y necesitaron de la existencia de importantes stocks de alteritas. Su removilización y transporte se efectuaron por corrientes hídricas relativamente violentas, hasta su depósito bajo forma de conglomerados con guijarros. Posteriormente sufrieron una alteración y "arcillificación" localmente muy intensas que confirman la persistencia de condiciones climáticas, posteriores a los depósitos, netamente más húmedas que las actuales.

Más arriba están los testigos de depósitos superficiales, muy abundantes en toda esta zona. Los más típicos se localizan al Sur de Arenillas, por ambas partes del arroyo de Palmales y sobre todo alrededor de La Victoria. Son en su mayoría depósitos de glacis, con un espesor que va desde algunos centímetros hasta uno o dos metros, conformados por piedras y bloques entre centimétricos y decimétricos, angulosos, dentro de una matríz areno-arcillosa generalmente amarillenta u ocre-rojiza, comunmente muy rica en fierro y de color rojo-vino. Pueden estar localmente endurecidos.

Son herencias, ahora no funcionales, elaboradas bajo condiciones climáticas todavía húmedas:

- Corresponden a una fase posterior al establecimiento de los rellenos torrenciales, los cuales recubren localmente.
- Están siempre situados en posición alta de los modelados, en la cima de las colinas subiguales, que permiten así reconstituir la topografía de la antigua superficie de esparcimiento. Su poca pendiente de sólo algunos grados está casi siempre orientada hacia el Norte, conforme al descenso general de los relieves.
- Necesitaron de la existencia de un escurrimiento superficial, no concentrado, relativamente abundante y generalizado en toda la zona, lo cual no es actualmente el caso.
- Sufrieron una cavadura posterior por erosión hídrica líneal responsable de su situación encaramada y de la disección de las superficies sobre las que se expandieron. Esta fase húmeda podria ser la misma que provocó la alteración de los rellenos torrenciales anteriores subyacentes.

Su estudio permite comprender y reconstituir la génesis de los paisajes de esta zona. Se ha reconocido una serie de pequeños niveles, escalonados del Norte al Sur (Fig. 9 y 10). Están dispuestos en franjas globalmente paralelas, con orientación Este-Oeste siguiendo los principales conjuntos litológicos; incluso desbordan hacia el Sur, más alla de la unidad de paisaje presentada:

- un primer nivel al Norte del arroyo de Palmales entre los 100-120 m,
- un segundo, entre 160 y 200 m al Oeste de El Mango, o más elevado hacia La Florida entre 230 y 280 m,
- un tercero, al Oeste de La Victoria, entre 350 y 450 m,
- finalmente, los testigos cimeros sobre el flanco Norte del valle del río Puyango, escalonados entre 650 y 800 m.

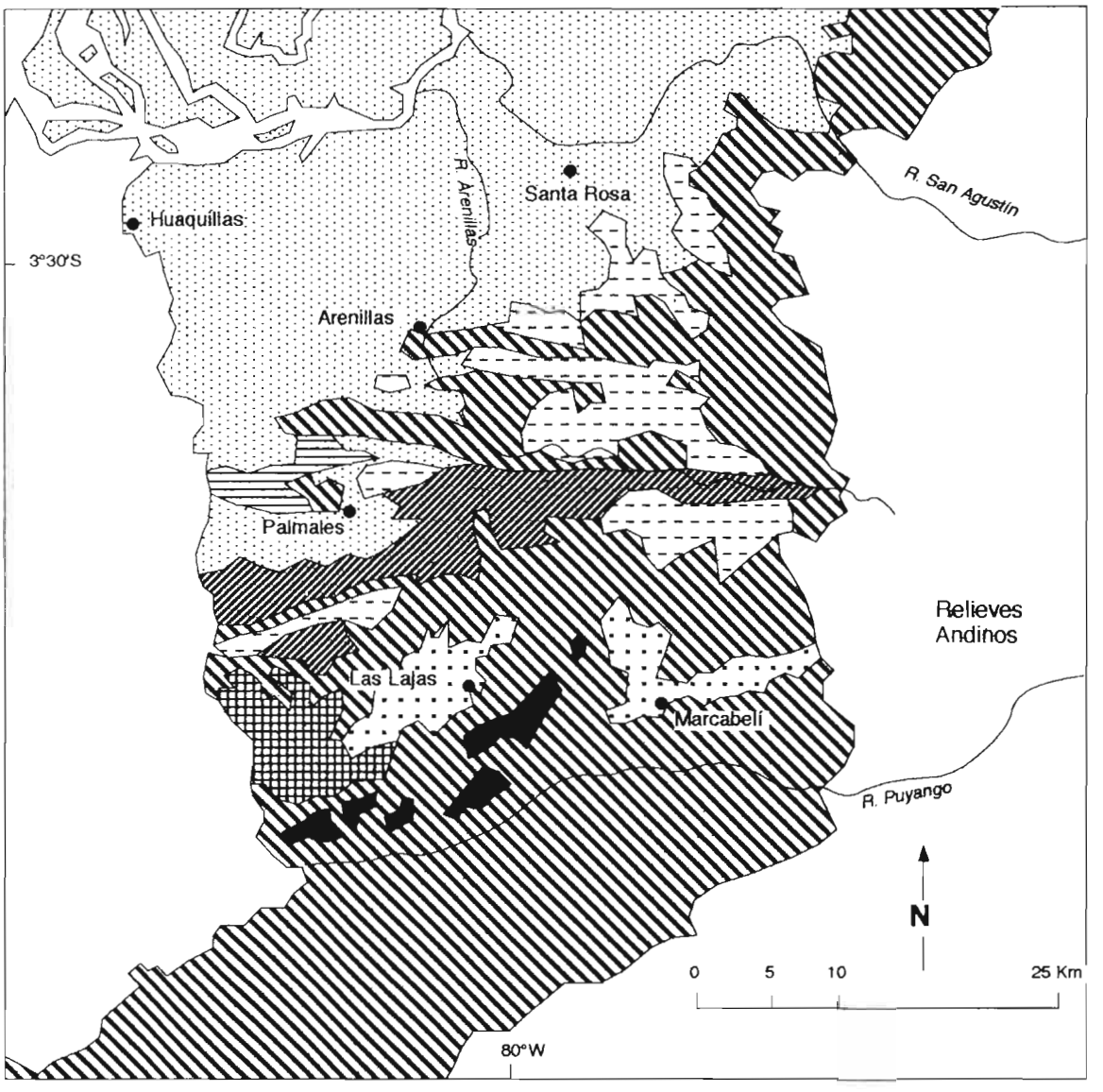
Si los dos primeros presentan una morfología de superficie relativamente plana con débiles desniveles, los siguientes, topográficamente más elevados, sufren una disección más profunda. El tercero es una asociación de colinas entre bajas y medianas, convexo-concavas, donde sólo las cimas conservan todavía rastros de los glacis originales, mientras que el cuarto subsiste sólo en forma de jirones encaramados, planos o débilmente ondulados, recubiertos de depósitos esparcidos, que contrastan claramente con las grandes vertientes circundantes.

En detalle, es interesante subrayar que la baja global de las altitudes del Sur al Norte, no es gradual pero revela de facto esta sucesión de pequeños rellanos, escasamente inclinados hacia el Norte y separados por bandas paralelas de relieves mucho más disectados; el recorrido de las dos carreteras Arenillas-Alamor permite observaciones interesantes en esta sucesión.

Aunque su origen en relación con fenómenos de tipo glacis no pueda ponerse en duda, no se excluye la posibilidad de que reactivaciones recientes de antiguos accidentes tectónicos, paralelos a los contactos litológicos, hayan también participado en la conformación de algunos de estos desniveles.

Sobre el conjunto de estas zonas, cubiertas o no por los glacis, las alteraciones de los substratos son siempre muy evolucionadas, de color rojo vivo y de tipo fersialítico. Con excepción de los depósitos de glacis más espesos, son relativamente poco profundas, inferiores a un metro y rebasan los substratos siempre visibles mediante contactos

Fig. 9. Los niveles en los contrafuertes de Arenillas



Llanura y piedemonte costeros

Contrafuertes andinos

Niveles escalonados de abajo hacia arriba:

1

2

3

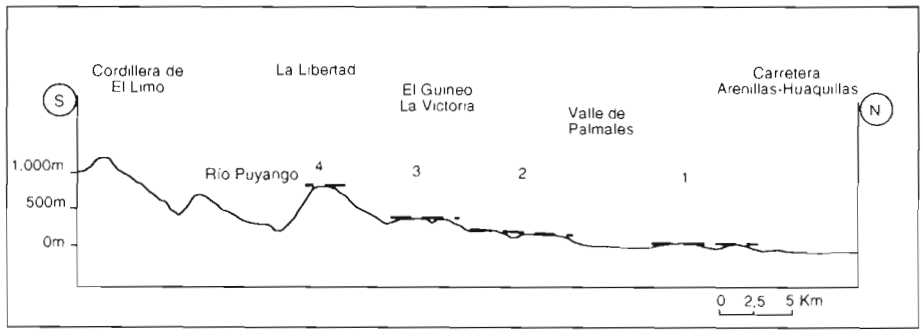
4

Relieves bajos a moderados que derivan probablemente de la disección de antiguos niveles

Cuencas y valles deprimidos y abrigados

Elaboración: A. Winckell; Fuente: Cartografía geomorfológica de la Sierra a 1:500.000, inédita

Fig. 10. Corte en los niveles de los contrafuertes de Arenillas



Elaboración: A. Winckell

comunmente abruptos. Por una parte, porque los diversos procesos, en el origen de su transporte y depositación superficial, lograron un rejuvenecimiento acentuado de las formaciones-madre constitutivas de los modelados; por otra, porque se trata de formaciones heredadas que evolucionan poco o nada actualmente.

Por lo tanto es posible observar una cierta influencia de la litología. Sobre las facies de esquistos, las alteraciones son más profundas, rojas y arcillosas; sobre los gneis y migmatitas éstas se hacen más arenosas y más amarillentas, mientras que sobre rocas básicas se conservan muy rojizas, arcillosas pero muy superficiales. Finalmente, sobre las vertientes de las zonas más accidentadas estas alteraciones fersialíticas tienden a desaparecer y los afloramientos rocosos se vuelven dominantes.

Los suelos son muy rojos, medianamente profundos, y presentan una estructura en seudoarenas, típica de ciertos suelos fersialíticos.

Señalaremos también el evidente vínculo entre estos diferentes niveles de glacis y los esparcimientos del mismo tipo que están situados en la franja costera septentrional (unidades 100 y 101), los primeros habiendo sido las zonas de alimentación de los segundos.

Los pequeños macizos-barrera cristalinos (unidad 145)

De extensión muy restringida y geográficamente casi integrada en su totalidad en el paisaje 146, esta unidad única fue delimitada a causa de su originalidad en relación a los paisajes circundantes.

- Sus altitudes y topografía son claramente más contrastadas. Esta unidad está bordeada al Norte por una franja de colinas monótonas subiguales entre 230 y 300 m, que prolongan al nivel de La Florida, situada más al Oeste. La carretera que sigue hacia el Sur se levanta bruscamente a lo largo de un abrupto, orientado al Norte, para alcanzar un paso cerca de 450 m. Pero los relieves vecinos, con cimas gallardas y grandes vertientes rectilíneas fuertemente inclinadas, alcanzan 720 m en el Cerro El Batan e incluso 780 m en el punto culminante, el Cerro Buenavista; de ahi dominan netamente la depresión de La Victoria situada hacia los 400 m al Sur.

- Un substrato en gran parte constituido, al menos en la mitad inferior del abrupto, por rocas granitoides que han sido calificadas como intrusivas pero que también pueden constituir los términos más granitizados de migmatitas locales (gneis San Roque). De grano medio a grueso, son granitos o granodioritas con biotita y accesoriamente muscovita u hornblenda. Ciertos pasajes son orientados, otros no, algunos otros con facies pegmatíticas, pero todos están coronados por potentes alteritas arenosas, blancuzcas a blanco-amarillentas, típicas de los afloramientos graníticos.

Causa sorpresa encontrar estas rocas granitoides en posición de relieve, dentro del contexto regional donde la erosión diferencial llega normalmente a la excavación de los granitos en relación con las rocas volcánicas encajonantes. Aquí, dos fenómenos pueden ayudar a explicar esta aparente anomalía. Por una parte las facies vecinantes, esquistos, gneis o migmatitas presentan un aspecto, una composición y por consecuencia una alterabilidad muy semejantes a las de este batolito. Por otra parte no se debe subestimar el papel de reactivaciones tectónicas recientes, sobre el trazo de antiguos accidentes Este-Oeste, en la surreción de esta barrera de misma orientación. Su parte superior, constituida parcialmente por gneis San Roque parece comprobar esta segunda explicación, pero la adaptación de los contornos del macizo a la litología no es más que muy aproximativa.

- Su originalidad más notable proviene de su papel de "micro -barrera" topográfica. A pesar de la poca al-

tura del macizo, el abrupto Norte constituye un obstáculo muy eficaz para las masas de aire provenientes del océano. Se produce un interesante efecto de pantalla, con aparición de precipitaciones orográficas y ocultas (nubes y neblina muy frecuentes) y una transición climática extremadamente rápida. Mientras que los paisajes circundantes y la parte baja del abrupto están sometidas a condiciones secas a muy secas, por arriba de los 400 m aparece una vegetación densa y húmeda, helechos arborescentes y líquenes, que revelan condiciones húmedas (que ninguna estación climática permite medir) y que incluso hacen posible el cultivo del café y del plátano.

Esta característica climática se acompaña de una profundización de las alteraciones y de la presencia de suelos ferralíticos.

Los contrafuertes del pie de la vertiente andina (unidades 146, 147)

Este tercer grupo de paisajes morfopedológicos, mucho más extensos, asegura la transición entre los modelados costeros o los precedentes relieves al Oeste, la vertiente andina externa al Norte y los altos macizos de la Sierra que lo prolongan al Sur. Es un medio que se asemeja mucho a aquel de las vertientes andinas.

Las altitudes son más elevadas que en los paisajes precedentes. Las más bajas al Oeste varían de 100 a 400 m, pero el límite con la vertiente andina se sitúa cerca de 400-500 m al pie de la Cordillera de Chilla, y hacia los 800-1.000 m en las proximidades de la cordillera Celica-Alamor.

Los modelados son incomparablemente más vigorosos. Sin alcanzar las características de las vertientes andinas, éstos no dejan de ser medios muy accidentados e inhospitalarios donde se asocian espinazos con cimas agudas que descienden de los Andes hacia La Costa, grandes vertientes rectilíneas y abruptas, muy comunmente rocosas, entalladuras estrechas y profundas en el lugar de cada arteria hidrográfica.

Se desarrollan sobre formaciones litológicas idénticas a aquellas de la unidad 144, a las que es conveniente anexarlas en la parte Sur, en las cercanías de la cordillera Alamor-Orianga, las facies volcano-sedimentarias del grupo Alamor, formación Ciano, de edad cretácica a principios del Terciario. Estos últimos son interpretados como la sedimentación de los productos de la erosión del arco volcánico continental, conocido como Celica, resultado de la subducción del arco Macuchi, cuya actividad va del Aptiano al Cretácico final, y provoca el relleno de la fosa desarrollada sobre su flanco WNW. Se trata de una sedimentación rítmica de tipo flysch en capas sobrepuestas, entre decimétricas y métricas, de colores obscuros, entre verdosos y negros, compuestas de limolitas, lutitas y arcillas con pasajes de grauwackas y areniscas. Contienen también intercalaciones volcánicas de andésitas y pyroclástitas (tobas y aglomerados consolidados en medio acuoso) muy numerosas hacia Buenavista o Chaguarpamba, resultados de las manifestaciones ligadas al volcanismo Celica, y de erupciones internas a esta formación. La parte Norte sufrió un ligero metamorfismo regional que es el origen de una neta foliación y de la aparición de facies esquistosas y filitosas.

Estos sedimentos fueron intensamente tectonizados, y las capas, orientadas en sentido de la cuenca de ENE hacia el WSW, son siempre fuertemente erguidas con pendientes de 25 a 45°, de dirección NNW y SSE, lo que implica pliegues según el eje de la cuenca.

La diferenciación en dos unidades responde a un orden topográfico, climático y pedológico.

La unidad 146 corresponde a la franja inferior de estos relieves. Las altitudes se ven afectadas por un ascenso gradual hacia el Este y el Sureste, de 100 m al contacto con los relieves costeros a 400-500 m en las cercanías de los relieves andinos de la cordillera de Chilla al Este, o de la unidad 147 al Sur. Estos paisajes se extienden también hacia el Suroeste donde alcanzan 800 m hacia El Limo o al Noreste de Cazaderos.

Se trata de un medio muy disectado pero aún muy abierto, con modelados moderados constituidos por una asociación de cimas redondeadas estrechas dominando vertientes relativamente fuertes. En estos pisos los aportes de humedad son menores que en los estratos superiores y las alteraciones menos evolucionadas. Estas últimas, ferralíticas, son rojas y espesas (algunos metros sobre las facies metamórficas) pero más amarillentas y menos profundas sobre los afloramientos de flysch. Los suelos son ferralíticos, todavía saturados a consecuencia de precipitaciones relativamente débiles.

Hemos unido a esta unidad el paisaje accidentado situado al Sur de Gramadal y constituido por sucesiones de cuchillas, orientadas del ENE hacia el WSW. Aunque netamente más elevado (sus cúspides rebasan los 1.000 m), se beneficia, gracias a su entorno climático, de condiciones morfo y pedogenéticas similares

La unidad 147 está constituida por la franja superior de los relieves precedentes entre los 400-500 y 1.000-1.200 m, altitudes que son alcanzadas cerca de la cordillera Alamor-Celica en las cercanías de Orianga o al Noroeste de Alamor. El punto culminante de estas estribaciones es una excepción, no representativa, por estar situada sobre un pequeño macizo aislado que culmina a los 1.730 m, al Noroeste de Marcabelí.

Los relieves son aquí más macizos que en la unidad precedente, compuestos por grandes espinazos parale-

los SSE-NNW que avanzan desde los relieves andinos y descienden, muy progresivamente, como al Norte de Orianga y Buenavista. Dominan, por grandes vertientes rectilíneas, los valles de trazo generalmente paralelo y con igual orientación.

Las alteraciones son muy parecidas a las de la unidad precedente pero en relación con las condiciones de humedad más acentuada, los suelos son más lixiviados, son suelos ferralíticos desaturados.

1.2.2. Los valles y cuencas en depresión y abrigadas

Aunque son de extensión relativamente pequeña, estas unidades no son paisajes menos característicos de esta zona. Abrigados detrás de los relieves que hacen frente a las circulaciones de aire húmedo prevenientes del océano, estos micropaisajes deprimidos se caracterizan sobre todo por sus condiciones climáticas desfavorables, entre secas y muy secas; estas se reflejan en la vegetación, en las actividades agrícolas, en las características de las morfogénesis y pedogénesis antiguas y actuales.

Las vertientes entalladas del valle del río Puyango (unidades 148, 149)

Siendo el mayor eje hidrográfico de estas estribaciones, el río Puyango adopta un trazo de dirección ENE-WSW, conforme con las direcciones estructurales regionales, sobre la ubicación de una discontinuidad mayor, al contacto con la serie metamórfica Tahuín sobre la orilla Norte y los flysch Alamor al Sur. Su valle es una profunda garganta con perfil en V, flancos empinados, en cuyo fondo el río circula desde los 800 m al Este en dirección de la frontera peruana donde sólo está a 300 m.

La unidad 148 corresponde a su vertiente Norte. El encajonamiento es allí muy fuerte y el descenso, brutal desde el Norte, puesto que los desniveles son del orden de 400 a 500 m abajo de los testigos de la superficie cimera de La Libertad.

Cuando la parte superior está elaborada sobre los esquistos y cuarcitas Capiro; en la parte inferior, estas facies metamórficas están recubiertas, en discordancia, por estratos sedimentarios de espesor entre decimétrico y multimétrico, con inclinación Sureste a Sur de 15 a 25°. Se trata de depósitos muy diversificados que comienzan por series detríticas gruesas, negruzcas, amarillentas a rojo-violetas, compuestas de conglomerados y areniscas, coronadas por lutitas más o menos calcareas intercaladas con pequeñas capas de calizas. El conjunto fue fuertemente silicificado (por ¿metamorfismo ?); numerosas facies presentan aspectos cuarcíticos o sacharroides. Es en estos estratos que se localizan los enormes troncos silicificados del Puyango. Estas rocas fueron incluidas en el grupo Alamor, en donde constituyen el término basal, y recibieron el nombre de formación Cazaderos (Cretácico inferior).

Su influencia en los modelados es muy visible. Los estratos monoclinales homogéneos y fuertemente resistentes bajo condiciones climáticas secas, arman en efecto típicos relieves de cuestas y espigas (o "chevrones") cuyos frentes en forma triangular se elevan hacia el NNW y los revés se hunden paralelamente a la pendiente de la garganta hacia el lecho actual del Puyango. El relieve de este flanco de la garganta puede ser, entonces, calificado de estructural.

Sobre los revés, con modelado de superficie ligeramente ondulado y con disección poco acentuada, se localizan alteraciones ferralíticas de mediana o poca profundidad, y testigos de depósitos de glacis, pedregosos, rojizos y localmente ferruginizados. Alcanzan su espesor máximo cerca de 2 m, al fondo de la garganta.

Las otras vertientes son generalmente abruptas, ocupadas por afloramientos rocosos claramente dominantes y algunos enchapados de alteraciones rojizas que son también reliquias.

Los suelos, en gran parte heredados de una antigua pedogénesis, son ferralíticos y saturados.

La unidad 149 se localiza únicamente al Sur, y se diferencia de la precedente por dos elementos:

- Las inclinaciones de los estratos sedimentarios y del flanco de la vertiente son aquí secantes a la topografía, lo que no permitió el desarrollo de relieves monoclinales como al Norte. Los modelados se presentan entonces como una sucesión de crestas poco claras, yacentes paralelamente al curso del Puyango y que se elevan gradualmente en dirección al Sur, hasta cerca de 600-700 m.
- El otro elemento de diferenciación es su posición al abrigo de los relieves en la orilla Norte, lo que origina en esta vertiente pocas precipitaciones. Las alteraciones son escasamente desarrolladas, poco evolucionadas y en su mayoría pedregosas.

El paisaje típico es entonces una vertiente heterogénea, globalmente rectilínea y fuerte, donde predominan los afloramientos rocosos en salientes, asociados a algunos enchapados de alteraciones heredadas rojizas, de aspecto ferralítico. Los suelos están sin embargo rejuvenecidos por la erosión, y aquellos poco profundos y poco evolucionados son dominantes.

Anexamos a esta zona la parte extrema occidental de la orilla izquierda del Puyango, al Noreste de Cazaderos, muy semejante por sus aspectos morfológicos y climáticos.

Por último, la parte inferior de la cortadura del valle (unidad 227) bajo un clima desértico y con numerosos restos de glacis, se asemeja a las unidades similares de los valles de la región surandina que ésta prolonga hacia el Oeste.

Cuencas y valles recubiertos por testigos de glacis (unidades 150, 151, 152)

Los paisajes con restos de glacis son otro elemento característico de la región.

- Son modelados topográficos netamente más bajos en comparación con los relieves circunvecinos. Las altitudes varian relativamente poco, de 500 a 540 m en el alveolo de Marcabelí al Sur de los relieves que rebasan 800 y 1.000 m, de 360 a 440 m en el rellano de la Victoria detrás de una barrera que culmina a 600-700 m, y entre 200 y 400 m en los glacis de Gramadal a orillas del Puyango.
- Tienen una posición de abrigo por detrás de barreras más húmedas por precipitaciones orográficas. Todas estas unidades se caracterizan por precipitaciones débiles y pueden asimilarse a las zonas secas por Marcabelí y La Victoria o incluso muy secas en Gramadal.
- Su morfología es muy suave. Las pocas variaciones de altitud atestiguan la existencia de modelados planos o escasamente ondulados, con desniveles de poca amplitud. Así el alveolo de Marcabelí o el nivel de La Victoria están constituidos por cimas redondeadas y rebajadas, muy poco disectadas. La depresión de Gramadal, con 200 m de desnivel relativo, constituye la única excepcion a esta regla.
- Estan cubiertos por extensos restos de glacis. Estos depósitos coluvio-aluviales, conformados por material detrítico, de rojizo a rojo, localmente endurecidos, son también aquí formaciones heredadas que fueron posteriormente disectadas y no subsisten más que como testigos cimeros. Constituyen los testimonios de la existencia de procesos generalizados de escurrimientos difusos y luego de condiciones climáticas, con estaciones contrastadas, más húmedas que las actuales.

La unidad 150 corresponde al rellano de La Victoria. El paisaje es una asociación de colinas subiguales muy aplanadas de 20 a 50 m de desnivel relativo, de perfil suave convexo-cóncavo que llevan a su parte superior los testigos de glacis. Son aquí depósitos detríticos con espesores variables de algunos centímetros hasta uno o dos y excepcionalmente tres metros, constituidos por una matriz areno-arcillosa, generalmente de amarillenta a ocre-rojiza hasta roja a color heces de vino, comunmente muy rica en fierro. Los elementos gruesos pueden llegar a constituir hasta 50 o 80 % de la formación, son guijarros y bloques de centimétricos a decimétricos angulosos, con ángulos recortados o hasta seudo-redondeados. Estos depositos pueden ser localmente endurecidos o más ricos en cuarzo.

El origen coluvio-aluvial es atestiguado por el comienzo de desgaste en los ángulos, signo de una colocación por via hídrica. Su posición topográfica les cataloga como formaciones reliquias, correlativas a la elaboración de la superficie de erosión representada por la subhorizontalidad y subigualdad de las cimas de las colinas.

La zonificación de la cobertura pedológica sigue la repartición de las formas:

- Sobre los restos de glacis, los suelos ferralíticos rojo vivo y pedregosos contrastan claramente con los suelos superficiales de pedogénesis más actual, y de color marrón-amarillento ligeramente rojo, limo-arenosos y poco pedregosos.
- Sobre los flancos de las colinas, recubiertos de alteraciones arcillosas profundas, rojas, desarrolladas sobre el substrato metamórfico son suelos ferralíticos.

La unidad 151 representa el alveolo de Marcabelí. Su dibujo, de forma sinuosa corresponde casi exactamente al del afloramiento del granito-granodiorita de Marcabelí, con grano medio, biotita y hornblenda.

Los modelados son muy suaves, compuestos por pequeñas colinas entre rebajadas y muy débiles desniveles, inferiores a 20 m y con cimas suavemente redondeadas o aplanadas. Se desarrollan sobre arenas graníticas, casi siempre de color blancuzco cuyo espesor puede sobrepasar la decena de metros. Rodeado de relieves desarrollados sobre metamorfitas, este alveolo debe su origen a una alteración diferencial del granito.

Es una zona relativamente seca, protegida por los altos relieves de Balzas, lo que explicaría la meteorización menos intensa y la presencia de alteritas arenosas no rubificadas. Sin embargo también puede tratarse de una sequía edáfica ya que no se debe subestimar el papel "desecador" de esta espesa cobertura arenosa donde el agua se infiltra muy rápida y profundamente, volviéndose indisponible para la vegetación.

Esta zona contiene, sobre algunas cimas de colinas alrededor del poblado de Marcabelí, testigos de glacis, constituidos por formaciones areno-arcillosas muy ricas en granos de cuarzo del granito y con bloques de centimé-

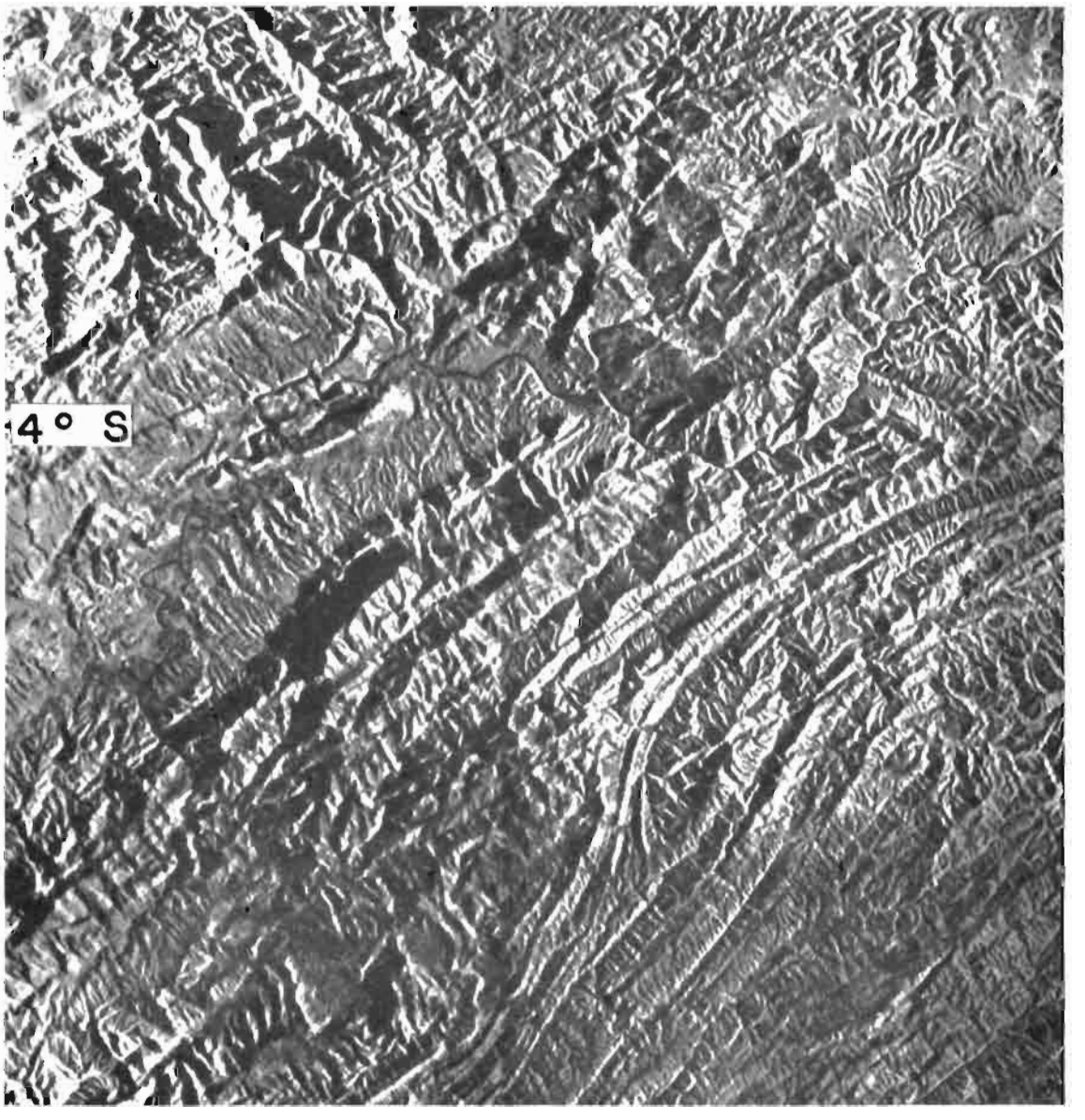
tricos a decimétricos provenientes de los filones de cuarzo lechoso. Generalmente son amarillentas, hasta ligeramente rojizas y poco ferruginizadas, en relación con las características del substrato. Siguen siendo relativamente escasas, pero su espesor que puede alcanzar 2,50 m y las características del modelado actual nos hacen suponer que estos glacis recubrieron originalmente superficies más extensas, que fueron posteriormente decapadas.

Los suelos, con régimen de humedad actual ústico, son sin embargo suelos ferralíticos.

La unidad 152 es el glacis de Gramadal (Fig. 11). De muy difícil acceso, esta unidad no pudo ser reconocida de manera satisfactoria. Se trata de un glacis muy disectado que se extiende desde los 400 m al piedemonte de los relieves de la parte occidental de la unidad 146, y se prolonga hasta cerca de 200 m a orillas del río Puyango. En la misma forma que en los glacis de la Península de Salinas, existen por lo menos dos fases de elaboración:

- un glacis antiguo con cima plana, encaramada, digitada y muy disectada, mejor representado en los bordes de los relieves o encima de los interfluvios,
- una segunda generación abajo, imbricada al pie de los testigos superiores. Elaborada en el transcurso de una segunda etapa, después de una fase de erosión del glacis superior (en un periodo probablemente más húmedo) se caracteriza por un modelado más ondulado y una asociación de cimas redondeadas suaves, rebajadas que se unen insensiblemente con los rellenos aluviales de los valles.

Fig. 11. El glacis de Gramadal



Fuente: Imágenes RADAR, CLIRSEN

Esta asociación de formas, situada en un medio climático con tendencia desértica prefigura los paisajes del Perú, al Sur.

Sus suelos son generalmente poco evolucionados de erosión, asociados con algunos testigos de suelos fersialíticos rojizos, poco profundos sobre las cimas de los glacis.

1.2.3. Los modelados desérticos de Zapotillo

Estos paisajes se diferencian claramente de los precedentes.

- Por su clima, en primer lugar. Protegidas detrás de las estribaciones estudiadas anteriormente, estas zonas reciben sólo precipitaciones muy débiles, por debajo de 300-500 mm, según datos disponibles. Es difícil estimarlas con precisión, pues la red pluviométrica es muy deficiente en este sector, pero debido a sus caracteristicas vegetales, estas zonas deben recibir precipitaciones todavía menores y merecen ser clasificadas entre muy secas y áridas, hacia el extremo Suroeste. Es el comienzo de las extensiones costeras desérticas que se desarrollan ampliamente en Perú, al Sur y al Oeste.

- Por su topografía, en segundo lugar. Limitados al Norte y al Este por pequeñas barreras montañosas, estos paisajes se encuentran, en efecto, totalmente abiertos y orientados hacia el SSW. Las altitudes representan un perfecto reflejo de esta situación y caracterizan muy bien este gran plan inclinado topográfico: alcanzan sus valores máximos al Norte y al Este, donde se acercan a los 800 m al pie de los relieves, de ahi se inclinan muy progresivamente hacia el Suroeste. Se acercan a los 500-550 m sobre el río Puyango, no sobrepasan los 400 m hacia Mangaurcu en las cercanías de la frontera o al Suroeste de Sabanilla, y bajan hasta 160-200 m en la excrecencia al Sur de Zapotillo.

- Por las condiciones de afloramiento del substrato, también. Esta zona está totalmente ocupada por los sedimentos de tipo flysch de la formación Zapotillo (Grupo Alamor). Se trata de una variación lateral de facies de los sedimentos descritos como formación Ciano (unidades 146 y 147) y de origen semejante.

Aquí se componen de capas sobrepuestas y rítmicas, mostrando una alternancia de arcillitas, lutitas y limolitas, dominantes, entre compactas y finamente estratificadas, de color negro, con areniscas y grauwackas, casi siempre de color de amarillento a habano-rojizo. Las primeras presentan bancos decimétricos sobrepuestos que se desagregan en plaquetas que afloran hasta la superficie, por oposición a las segundas, mas macizas, en capas de algunos decímetros a dos o tres metros de espesor. Hay que notar también la presencia local de conglomerados y la abundancia de vetas oblicuas rellenas de productos cuarzosos.

Estos sedimentos fueron afectados por intensos pliegues generalizados. Muchos ejes sinclinales y anticlinales con corto radio de curvatura y con flancos fuertemente erguidos se suceden así según las direcciones ENE-WSW en la parte Norte y toman más netamente la dirección NE-SW hacia Zapotillo.

Los modelados son esencialmente de estilo apalachiano con los afloramientos en relieve de los frentes de esas capas monoclinales (orientados hacia el Noroeste o el Sureste, según su posición en relación al eje del pliegue) que se prolongan en forma rectilínea sobre varios kilómetros, siguiendo las direcciones estructurales hacia el SSW. Estos aspectos son particularmente visibles sobre el terreno pero también muy fácilmente identificables en los documentos aéreos: Landsat MSS y RADAR (Ver fig. 8). Resultan de la explotación, por erosión diferencial, de las diferencias de resistencia de los constituyentes, después de una fase de aplanamiento general que niveló las estructuras originales. La posición topográfica relativa de los diferentes elementos está asi estrechamente ligada a la dureza local de las facies. En función de su grado de consolidación comunmente son las areniscas y grauwackas, pero también localmente las lutitas negruzcas las que arman estas barras serpenteantes en superficie.

El dibujo de la red hidrográfica demuestra una adaptación casi perfecta. Todos los ejes mayores orientados paralelamente al alargamiento de los estratos, circulan hacia el SSW, cuando sus afluentes secundarios drenan perpendicularmente los modelados en función de los buzamientos estructurales.

- Por sus formaciones superficiales, por último. Sometidas a escasas precipitaciones, estas zonas sólo soportan alteraciones superficiales muy delgadas, aflorando las rocas casi hasta en superficie. Sobre las areniscas y grauwackas, las alteritas son arenosas, con un espesor de algunas decenas de centímetros; sobre las lutitas rebasan muy raramente los 20 cm y contienen esencialmente bloques y plaquetas desagregadas hasta en los horizontes superiores.

Distinguimos dos grupos de unidades en razón a la disposición estructural del espesor relativo de las capas duras y suaves, a la presencia frente a frente de facies de diferentes resistencias y por último a las variaciones climáticas.

Barras y cadenas seudo-apalachianas (unidades 153, 154)

Estas unidades se localizan en la parte Norte y corresponden a las zonas más elevadas, entre los 400 y 800 m. Los contrastes son más fuertes: grandes barras y espinazos areniscosos rodeados por abruptos cuyos desniveles pueden rebasar 200 m, dominan depresiones y pasillos estrechos excavados en las lutitas, donde se localizan la mayoría de los ríos de escurrimiento intermitente. Ciertos relieves, al Noroeste, parecen verdaderos sinclinales encaramados, uno de ellos es el Cerro Negro, punto culminante que alcanza 1.074 m. Las superficies, niveles y planos de origen estructural son abundantes, tanto en los relieves superiores anticlinales o sinclinales como en los flancos y abruptos o sobre los modelados de los sectores deprimidos; marcan cada vez la presencia de facies más resistentes.

Sobre estos modelados muy accidentados y bajo clima muy seco, las alteraciones son muy poco profundas, areno-pedregosas y los afloramientos pedregosos y rocosos son los elementos esenciales del paisaje.

La unidad 153 corresponde a las partes septentrionales más altas con un clima seco. Los suelos son poco profundos y poco evolucionados. Tienen un régimen de humedad ústico.

La unidad 154 es su variante muy seca, situada más abajo al Sur. Sus suelos todavía poco evolucionados de erosión, presentan aquí un régimen de humedad arídico.

Ondulaciones con marcas estructurales difuminadas (unidades 155, 156)

Se localizan sobre todos los contornos Oeste, Sur y Este de las unidades precedentes. El substrato es idéntico, pero al Sureste de una línea Alamor-Quebrada Pilares los pliegues fueron menos intensos y de mayor radio de curvatura. Las formas estructurales alineadas NE-SW son todavía visibles pero ya no presentan el aspecto tipico de "dientes de sierra" como en el Norte; sus modelados son redondeados y suaves. Las barras resistentes resaltan con sólo algunos metros o decimetros sobre los modelados circundantes, en cuya superficie se prolongan serpenteando a lo largo de muchos kilómetros. El paisaje se transforma haciéndose más de tipo colinar suave, y los contrastes entre facies duras y blandas sólo se manifiesta por desniveles o resaltos sobre las vertientes de perfil convexo-cóncavo.

Sin embargo las formaciones superficiales no llegan a ser más espesas que en las unidades precedentes, limitadas en su desarrollo por condiciones climáticas muy secas y la presencia de facies resistentes. Raramente rebasan algunas decenas de centímetros y los afloramientos pedregosos y rocosos siguen predominando.

La unidad 155 corresponde a la parte oriental, y se sitúa al pie de los relieves montañosos de las vertientes de Loja. Se escalona entre los 400 y 800 m y se beneficia de condiciones climáticas todavía secas. Los suelos están poco profundos y poco evolucionados.

En la unidad 156, al suroccidente, el descenso generalizado de las altitudes conlleva variaciones topográficas mínimas, y los paisajes presentan ondulaciones de escaso desnivel y de gran longitud de onda. A pesar de los pocos contrastes topográficos, las alteraciones son todavía muy superficiales o inexistentes. Incluso las ondulaciones más suaves están recubiertas por los afloramientos rocosos hasta en superficie.

Estas extensiones que localmente adoptan aspectos desérticos se caracterizan también por la presencia de depósitos de glacis que prefiguran los paisajes desérticos peruanos. Coexisten dos tipos de formas:

- Algunas cimas de colinas conservan, sobre 20 a 40 cm, formaciones arcillo-arenosas, rojizas, ricas en piedras. Son los testigos de glacis que se depositaron según el antiguo nivel inclinado hacia el Suroeste y que se puede reconstituir por la subigualdad de las cimas. De esta fase erosiva, elaborada bajo condiciones más húmedas que las actuales, se deriva la morfología general de la zona.
- Abajo dominan ondulaciones levemente convexas y vastas extensiones con débil inclinación o casi planas que se extienden al pie de las pequeñas colinas precedentes y se unen gradualmente con las formas aluviales actuales. Son resultantes de fenómenos de escurrimiento y arroyada difusos, que funcionan en época de lluvias (de diciembre a marzo), y remodelan una segunda serie de glacis, entre recientes y subactuales. El material de superficie es areno-guijarrosa, café amarillento, no ferruginoso.

Los suelos presentan diferenciaciones similares, todos son poco evolucionados y poco profundos, pero:
Sobre los restos de glacis cimeros son rojos y muy pedregosos,
Sobre los flancos de las colinas son amarillos y poco pedregosos,
Sobre los glacis de segunda generación son amarillos a rojizos, un poco más profundos que los precedentes.

UTILIZACIÓN Y EVOLUCIÓN MORFODINÁMICA ACTUAL

A pesar de las características topográficas, relativamente favorables para las actividades humanas, esta zona sólo es objeto de una débil utilización agrícola, basada en una ganadería extensiva, debido a que está sometida a una sequía acentuada.

Desde el punto de vista de la actividad agrícola se pueden distinguir dos zonas.

- Los sectores occidentales representados por los alrededores de Huaquillas, el valle del río Puyango y la excrecencia de Sabanilla-Zapotillo. Aquí las condiciones van de muy secas a áridas y, por lo menos, diez meses secos al año impiden el desarrollo de cualquier agricultura significativa. La cobertura vegetal natural domina con extensiones arbustivas muy abiertas o por el contrario casi impenetrables con cactus, plantas espinosas o formaciones arbóreas, deciduas, localmente con ceibos.

La agricultura está muy localizada y representada por cultivos de hortalizas en las principales zonas aluviales hacia Zapotillo, sea por irrigación (cultivos de vega), sea durante la estación de lluvia (cultivos de decrecida). También se encuentran cultivos de subsistencia, predominando el maíz, sobre los relieves que reciben algunas precipitaciones orográficas en las cercanías de los relieves andinos.

- Las estribaciones Arenillas-Valle del Puyango, en condiciones menos desfavorables (que van de húmedas a muy secas) están principalmenete ocupadas por pastos mejorados, con restos de bosques en las zonas demasiado secas del Oeste o sobre los más fuertes relieves. Están siempre asociados a algunos cultivos de subsistencia con maíz o yuca y con una pequeña arboricultura tropical con café, platano y cacao en las zonas más húmedas, sobre los más altos ejes de relieve.

Los movimientos de morfodinámica actual aún están poco desarrollados en razón a la escasa ocupación humana. Prefiguran sin embargo aquellos que se observan más al Este y que son una de las marcas distintivas de la provincia de Loja.

Los fenómenos más comunmente observados conciernen la arroyada difusa y concentrada. Se manifiestan sobre todo en las zonas más secas donde la cobertura vegetal natural, muy discontinua, no constituye un obstáculo al escurrimiento de las aguas superficiales. Son fenómenos muy limitados en el tiempo, cuyos efectos localmente catastróficos varian en función de la intensidad de los aguaceros, en ocasiones muy violentos. Estos son visibles en los paisajes 144, 148 y 156 de los cuales afectan grandes extensiones. Las huellas de escurrimientos anastomosados son allí evidentes incluso para el no-especialista; escurrimientos difusos serpentean desde las cimas de las pequeñas colinas donde decapan las alteritas aflorantes. Primero provocan su transporte sobre las vertientes donde cavan pequeñas incisiones de orden métrico y, después, su depósito en forma de acumulaciones terreras en las hondonadas. Tales fenómenos se producen aún en pendientes muy suaves o casi-horizontales, como los glacis-bajos de la unidad 144 donde contribuyen a la alimentación de los rellenos aluviales de las planicies inferiores. El resultado es una ablacíon superficial generalizada y dramática porque afecta stocks de alteritas que en su mayoría han sido heredados y que no pueden renovarse en las condiciones climáticas actuales, poniendo así al desnudo substratos rocosos particularmente ingratos. Este vigor de los fenómenos puede contribuir a explicar la casi desaparición de los restos de glacis ferruginosos en las cimas de las colinas de la unidad 144.

Son fenómenos crónicos de estas zonas en condiciones naturales, donde retocaron la mayor parte de los modelados, mediante la elaboración de generaciones de glacis superficiales. La intervención humana, que puede provocar la destrucción de la cobertura vegetal por un sobrepastoreo (por ejemplo), tal como en el caso de la región comprendida entre Sabanilla y Zapotillo, sólo favorece un incremento local de su intensidad.

En lo que se refiere a los demás paisajes, otros fenómenos pueden ser observados.

- Las vertientes que bordean la entalladura del Puyango (unidades 148 y 149), muestran, por sus pendientes fuertes y su cobertura vegetal abierta relacionada con el clima muy seco, fenómenos de escurrimiento difuso sobre las vertientes y superficies, volviendose concentrado en las cortaduras, hondonadas y sobre los testigos de antiguos depósitos de glacis.

- Las fuertes pendientes sobre alteritas graníticas sobre todo cuando estas no están protegidas por una cobertura vegetal, como en el caso del alveolo de Marcabelí bajo clima seco, sufren los ataques de un intenso escurrimiento. Sus consecuencias van desde una simple ablación de superficie hasta la excavación de quebradillas e incluso de barrancas métricas sobre las vertientes, así como a potentes depósitos terreros arenosos en las hondonadas. No se deben desestimar las consecuencias de estos fenómenos de relleno en el lago artificial de la presa de Marcabelí, cuya edificación es proyectada en un lugar particularmente vulnerable.

- En los otros paisajes de la zona, los daños son mínimos. Se limitan, sobre las pendientes más fuertes, a los efectos mecánicos del pisoteo del ganado; pies de vaca y terracetas que algunas veces son el punto de partida de

pequeños desmoronamientos o abarrancamientos locales. Finalmente, en los niveles superiores más húmedos, situados en las cercanías de la zona de contacto con los relieves de Loja, muchas vertientes tienen una topografía de perfil aborregado, signo de grandes paleo-deslizamientos ahora estabilizados.

2. LAS CIMAS FRÍAS DE LA CORDILLERA DE LOS ANDES

Las "tierras frías de los Andes" constituyen un conjunto original de paisajes, que todo visitante guarda en su memoria luego de una estancia en el medio andino.

Ellas se caracterizan primero por una fragmentación geográfica, desde la frontera colombiana al Norte, hasta el Sur de Amaluza, en la frontera peruana. Pero esta aparente dispersión está sin embargo regida por reglas estrictas de repartición. Las tierras frías dibujan dos fajas paralelas globalmente meridianas que coronan las dos cordilleras andinas, occidental y oriental, de la frontera Norte hasta la latitud del río Puyango, con excepción del borde occidental de las cuencas de Ibarra y de Quito. Se hallan también presentes sobre las partes superiores de los edificios volcánicos del interior de las cuencas interandinas septentrionales.

En la región de Loja, al Sur, esta regla desaparece y las tierras frias se ven sólo bajo la forma de una delgada franja, serpenteando la cima de la cordillera oriental.

La altitud es el segundo punto común a esos paisajes andinos, alcanza los 6.310 m en el volcán Chimborazo, punto culminante del Ecuador. A parte de los volcanes, las cimas de las dos cordilleras, constituyendo una barrera uniforme cerca de 3.800-4.000 m, son más representativas de estos paisajes. Sus límites inferiores son todavía muy elevados: varían entre 3.300 y 3.400 m en la región Norte, alrededor de Tulcán y del páramo de El Angel, pero bajan a 3.100-3.200 m hacia Amaluza, en el Sur.

La relativa homogeneidad de las elevaciones, a todo lo largo de los 650 km de cordilleras del Norte al Sur, indica claramente que esos límites tienen un origen climático.

Esta entidad, geográficamente dividida, se caracteriza sobre todo por temperaturas bajas (temperatura media anual de 8,0°C en Cotopaxi a 3.560 m de altitud y de 5,6°C en el río Pita a 3.870 m de altitud) con medias mensuales estables a lo largo del año y temperaturas mínimas absolutas inferiores a 0°C durante todos los meses del año (heladas nocturnas).

Las precipitaciones medias anuales dependen de la ubicación. Las estaciones ubicadas en las vertientes interiores de los Andes reciben aproximadamente 1.000 mm repartidos en más de 200 días por año mientras que las que están expuestas a los aportes de lluvia de la región amazónica o de la costanera tienen una precipitación media anual superior (1.455 mm en Pisayambo,1.370 mm en Tufiño); sólo las zonas bien protegidas de los vientos húmedos o las ubicadas en altitudes muy importantes reciben precipitaciones menores (425 mm en el río Colorado durante 105 días al año). Las precipitaciones mensuales están relativamente bien repartidas, el número de meses secos no sobrepasa los 4 y los déficits hídricos anuales sólo se vuelven notables en altitudes mayores o en posiciones protegidas de los vientos húmedos (más de 100 mm por año en el río Colorado). Los regímenes pluviométricos son variados: un máximo en marzo en las vertientes externas orientadas al Oeste, un máximo discreto a mediados de año en las que están orientadas hacia el Este y, finalmente un régimen con dos máximos en la mayor parte de las vertientes internas de los Andes.

Las vertientes internas se singularizan también por una fuerte nebulosidad. Los valores de insolación varían entre 830 (Mariscal Sucre) y 1.250 (Cotopaxi) horas por año. La humedad atmosférica es superior al 85 % y la evaporación Piche se ubica entre 500 y 700 mm por año.

Tres conjuntos de paisajes conforman las tierras frías de los Andes:

- los magníficos modelados típicos de glaciares, heredados de elaboraciones antiguas, como los situados al Oeste de Cuenca,
- los paisajes monótonos de páramos, cuya definición de órden biogeográfico recubre zonas con significación paleoclimática y paleogeomorfológica,
- los edificios volcánicos actuales y antiguos, activos o dormidos, recubiertos de hielos actuales o no.

Resumen

- *Cimas frías de las cordilleras andinas*
- *Paisajes glaciares heredados y de "páramo"*
- *Conos volcánicos de diferentes edades*
- *Climas fríos o muy fríos con heladas nocturnas cotidianas*
- *Suelos negros humíferos y minerales poco evolucionados*
- *Utilización agrícola casi inexistente, pastoreo ovino extensivo y localizado*
- *Acciones glaciares y periglaciares actuales*
- *Algunos fenómenos de escurrimiento, localizados y poco activos*

2.1. EXTENSIONES CIMERAS MODELADAS POR LOS GLACIARES CUATERNARIOS

Estas reagrupan tres tipos de paisajes cuya formación se deriva de acciones morfogenéticas antiguas, y cuyo modelado actual, heredado, ha experimentado sólo retoques menores posteriormente a su formación.

2.1.1. Los paisajes glaciares típicos (unidades 157, 158, 159)

Habiendo desaparecido casi totalmente los glaciares que las formaron, las magníficas formas glaciares, reconocibles fácilmente, que jalonan la mayor parte de las crestas andinas, hoy no son, evidentemente funcionales. Por definición, constituyen las huellas del máximo glaciar, ya que su delimitación coinciden con el límite externo de la morfología glaciar, heredada de la fase glaciar más extendida, aquella que alcanzó las altitudes más bajas. Rasgos de elaboración glaciar inferior se observan en los principales valles glaciares, pero no tienen más que un significado local y la escala de este estudio no permite tomarlos en cuenta.

Este modelado es generalizado por encima de los 3.600 m de altitud en el Norte y baja progresivamente hacia el centro y el Sur del país, en donde no alcanza más de los 3.200 m. A tales altitudes, las temperaturas medias anuales son inferiores a 10°C, pero heladas nocturnas se producen diariamente. Las precipitaciones parecen reducidas, se presentan parcialmente en forma de nieve, y van acompañadas de una fuerte nubosidad. No existe desafortunadamente una estación meteorológica representativa que permita medir con precisión esas estimaciones de campo.

En detalle, las altitudes extremas de la morfología glaciar muestran variaciones bastante notables, directamente dependientes del balance alimentación-deshielo de los antiguos casquetes glaciares.

- Los parámetros climáticos son el primer factor de diferenciación: cantidad y forma de las precipitaciones, temperaturas medias y frecuencia de las heladas. Resulta casi imposible estimar, partiendo de los datos actuales deficientes en esos dominios, las características de las precipitaciones y temperaturas durante la extensión máxima de los glaciares. Sin embargo, dos observaciones merecen ser mencionadas. La baja gradual del límite inferior de 3.600 m al Norte, hasta 3.200 m en la frontera Sur implica ya sea un gradiente creciente de las precipitaciones en el mismo sentido (hipótesis poco probable), o bien una decrescencia general de las temperaturas del Norte al Sur, baja que aún es sensible en la actualidad.

Además, la mayor extensión de zonas cubiertas por glaciares sobre la cordillera oriental -que no es globalmente más alta que su homóloga occidental- tiene que ver con la mayor abundancia de precipitaciones debidas a las masas de aire provenientes de la Amazonía. Esta situación se mantiene todavía en la actualidad: los "nevados" sometidos a dos influencias, como el Cotopaxi o el Antisana, muestran en efecto una clara disimetría entre vertientes. Los límites inferiores de las nieves y hielos permanentes son más bajos al Este.

- Las altitudes medias y extremas de los relieves de la zona glaciar juegan también un papel importante. Una alta cima cubierta de hielo o "nevado" posee una inercia térmica considerable que se repercute, a menudo, por efecto de proximidad, sobre los glaciares cercanos. Provoca una baja de las temperaturas locales y un aumento de precipitaciones de tipo orográfico, por lo general en forma de nieve. Coadyuva así, doblemente, al crecimiento de la cobertura glaciar vecina, directamente por aportación de sus propios glaciares, e indirectamente por una mayor alimentación de los glaciares de su entorno. Es el caso de las zonas glaciares que se extienden del Cayambe al Cotopaxi, o sobre los relieves que rodean el Altar.

- La morfología ante-glaciar de la zona afectada es el tercer factor importante. Un relieve masivo y homogéneo, en donde todos sus componentes tienen altitudes uniformes, favorece el desarrollo de una importante capa nivo-glaciar; más que un relieve a altitud similar pero con amplios desniveles y variaciones de altitud y consecuentemente gradientes hacia temperaturas más elevadas en las partes inferiores. Así se explica la gran extensión de la morfología glaciar al Oeste de Cuenca, en una zona donde las altitudes máximas no rebasan los 4.445 m. Pero, la presencia en este lugar, de un vasto entablamiento heredado de erupciones volcánicas efusivas plio-cuaternarias, con una superficie monótona compuesta de cimas redondeadas situadas entre 4.000 y 4.200 m, separadas por hondonadas de bajo desnivel relativo, favoreció claramente, por su uniformidad de conjunto y su efecto de masa, la formación de potentes glaciares.

Esos modelados glaciares recubren una gran variedad de formaciones geológicas: metamórficas sobre la cordillera oriental, volcánicas de edad terciaria y cuaternaria sobre la cordillera occidental o localmente graníticas en el extremo Sur de la provincia de Loja. No estudiaremos esos sustratos detalladamente, ya que las formas glaciares que derivan son poco dependientes de la litología, excepto las mencionadas en la presentación de las unidades.

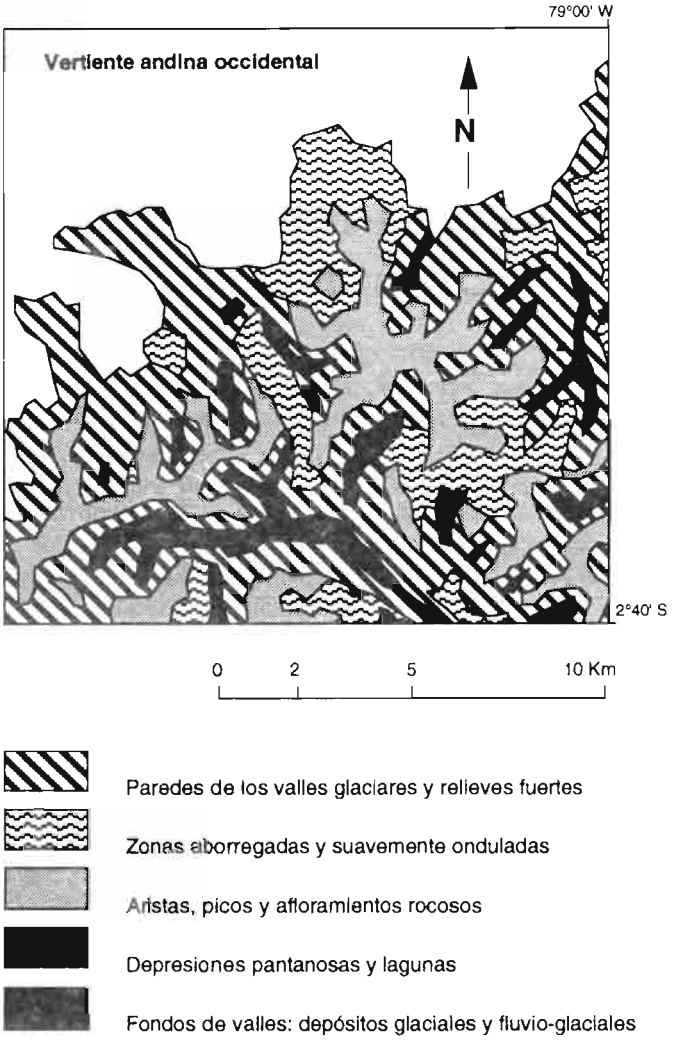
Entre los bellos paisajes glaciares de Ecuador, fácilmente accesibles, en donde podemos observar el conjunto de las formas típicas, figuran el puerto entre Pifo y Papallacta sobre la ruta Quito-Amazonía, las orillas del trayecto Ambato-Guaranda al Este del macizo Chimborazo-Carihuaïrazo. Los más relevantes son ciertamente aquellos situados al Oeste de Cuenca sobre la cordillera occidental, lugar donde ha sido delimitado el Parque Nacional de Cajas, cruzado por la carretera de Molleturo (Fig. 12).

Ahí, la morfología glaciar muestra magníficos conjuntos de circos y de valles glaciares. Los primeros se localizan sobre los espinazos en relieve, cuyos flancos son recortados por una sucesión de anfiteatros de forma semicircular, con paredes verticales y fondo plano. Pero el paisaje dominante es constituido por valles de perfil en pila o "U", que surcan esos paisajes de altura e imprimen sus modelados "en hueco" tan característicos.

Los perfiles transversales son muy demostrativos. Los dos grupos de formas asocian acantilados rocosos, desarrollados sobre las rocas in situ, localmente interrumpidas por magníficos rellanos, a menudo estriados en el borde de los valles. Ellos incluyen por lo general, en su base, un tapiz de conos de desprendimientos que se empalman con fondos amplios, en suaves pendientes, de planos a ligeramente cóncavos.

Los perfiles longitudinales presentan igualmente la irregularidad típica de los glaciares de valles. Estos son una serie de cubetas ensanchadas, sobrecavadas y ocupadas por rellenos pedregosos morrénicos y/o aluviales, muy frecuentemente pantanosos, los ombligos, en donde están diseminados una multitud de pequeños lagos. Están separados por umbrales normalmente rocosos y magníficamente estriados, "los cerrojos", los que han constituido tantos niveles de base locales para los rellenos río arriba y que las actuales corrientes de agua atraviesan en cascadas.

Fig. 12. Un modelado glaciar: el extremo noroeste del Parque de Cajas



Elaboración: A. Winckell; Fuente: Inventario PRONAREG-ORSTOM, hoja de Guayaquil

Magníficos especímenes de estos yacen en los valles glaciares al Noroeste de Cuenca, a 3.430 m río arriba del valle del río Machángara, o sobre su afluente de ribera derecha a 3.330 y 3.410 m, este último habiendo sido utilizado para la confección del dique de represa de El Labrado.

Estas formas incluyen varios grupos de morrenas, sobre todo bien representadas por arcos terminales aguas abajo de los grandes valles glaciares. Ellos jalonan los más grandes avances glaciares (hacia 2.950 m en el valle del río Machángara), a partir de los cuales se produjeron los retractos sucesivos. Pero también son visibles en todos los niveles del valle con formas de morrenas laterales y medianas.

Dos tipos de formas emergen de esos paisajes:

- Crestas y cuchillas rocosas y agudas. Demasiado inclinadas para conservar una cobertura de hielo durante el Cuaternario frío, estas formas, no protegidas, sufrieron ataques de tipo periglaciar (ver la unidad 164). Los modelados son audaces: numerosas agujas (los horn), paredes disgregadas y fraccionadas por la helada, pies tapizados de escombros. Los principales rasgos de su morfología son pues heredados, pero siguen siendo funcionales en la actualidad, debido a las alternancias helada nocturna-deshielo diurno.

Ellas reflejan la valoración de facies rocosas resistentes. Corresponden muy frecuentemente a puntas volcánicas rodeadas de circos coalescentes o constituyen alineamientos sinuosos que separan los valles de los diferentes ejes glaciares. Pero ellas pueden también corresponder a diferenciaciones estructurales o litológicas y entonces aparecen en forma de diques que surcan la superficie, como a lo largo de la carretera Pujilí-Angamarca.

- Formas suaves, convexo-cóncavas. Su origen es más enigmático, ya que parece que esos relieves suaves no fueron elaborados por hielos cuaternarios. Simplemente recubiertos por nieves o nevizas poco potentes, no sufrieron más que retoques superficiales menores, y sus formas se relacionan más con los modelados de nivación de los páramos (unidades 160, 161 y 163).

También hay que notar la presencia de numerosos grandes bloques de rocas, dispersos en la superficie. De origen diverso -bloques morrénicos erráticos, porciones derrumbadas de acantilados, rocas aborregadas sobre afloramientos más resistentes- todos llevan los rasgos de estrías dejadas por el flujo de los hielos cuaternarios. Entre los más accesibles, un magnífico lomo de ballena de dimensiones decamétricas, está situado en una pequeña plaza más abajo de la carretera, en la localidad de Papallacta, a 3.100 m.

Siendo imposible una cartografía de formas glaciares a la escala de 1: 1'000.000, sólo tres unidades han sido representadas en el mapa de paisajes. Se trata de variantes, resultados tanto de formaciones superficiales diferentes (la presencia o ausencia de cenizas piroclásticas), como de la evolución de la pedogénesis en función de las variaciones climáticas.

Las unidades 157 y 158 reagrupan los paisajes glaciares que se podrían calificar de típicos en Ecuador. Tienen una cobertura importante e uniforme de proyecciones de cenizas recientes, con excepción de las pendientes más acentuadas sobre las cuales no pudieron mantenerse (picos y agujas rocosas, flancos de circos y de valles en acantilados, rocas aborregadas de modelado liso o inclinado, etc). Estas cenizas han fosilizado los modelados bajo una capa que, luego del retiro de los últimos glaciares, suavizó las formas y atenuó las diferenciaciones topográficas originales, pero que también constituyó un material parental uniforme para los suelos desarrollados ulteriormente. Constituyen magníficos paisajes como los de la cordillera oriental entre Cayambe y Cotopaxi, o del Parque Nacional de Cajas, pero engloban también conjuntos de formas glaciares menos marcadas como los de las crestas de la cordillera occidental, al Sur del Chimborazo, del Sur de Cotopaxi a la entalladura del Pastaza o al Noroeste de San Fernando.

- La unidad 157 se extiende desde la frontera Norte hasta la latitud de Cañar. Los suelos, desarrollados a partir de capas de piroclastos de gran espesor, son andosoles desaturados humíferos y negros.

- La unidad 158 constituye una delgada franja al Sur de la precedente, hasta el nivel de la garganta transversal del río Jubones; y está esencialmente representada en el Oeste de Cuenca. La capa de piroclastos es de menor esperor y la granulométría de las cenizas más fina; los suelos son andosoles desaturados, muy humíferos y perhidratados.

La unidad 159 abarca todos los paisajes glaciares meridionales. Mucho menos extendidos que sus homólogos del Norte, estos presentan un dibujo en plano más filiforme, que traduce su posición en la cima de estrechos interfluvios. Su anchura que no excede nunca de 10 km, es a menudo de 2 a 5 km. Al Sur de Loja no subsisten más que bajo la forma de una muy estrecha banda sinuosa, a veces discontinua, que marca la divisoria de aguas entre los medios andinos y amazónicos. Esta situación es reveladora de los profundos cambios estructurales en

la Sierra del Sur y de la desaparición de la cordillera occidental por ejemplo.

La ausencia de cobertura piroclástica se traduce en profundos cambios de las formas y formaciones aflorantes. Las primeras no presentan la misma esfumación generalizada que en el Norte, en donde todos los contrastes son suavizados por las últimas caídas volcánicas. Por la misma razón, las variaciones de los sustratos (litología y formaciones superficiales) se vuelven perceptibles. Así, los modelados glaciares sobre granito, en las cercanías de Amaluza, presentan formas más redondeadas con afloramientos rocosos homogéneos, masivos; en cambio sobre las rocas metamórficas, inmediatamente más al Norte, las discontinuidades litológicas de foliación y estructurales se traducen netamente tanto sobre el relieve general por la presencia de numerosos alineamientos muy visibles, cuanto sobre las agujas rocosas que presentan formas superficiales muy disectadas.

Por otra parte, las formaciones superficiales originales afloran hasta la superficie. Los depósitos relacionados con las acciones glaciares se caracterizan por una gran diversidad: morrenas conglomeráticas sobre metamorfitas o volcanitas y más arenosas sobre granitos, rellenos infra-glaciares, glacio-lacustres o fluvio-glaciares de granulometría fina, vertientes rocosas y conos de escombros pedregosos, etc.

Las alteraciones superficiales del sustrato presentan características particularmente interesantes. Ahí, es posible observar varias generaciones de alteritas: las más recientes, post-glaciares, desarrolladas sobre los relieves deshielados o sobre los depósitos dejados por la retirada de los glaciares, son generalmente arenosas y poco evolucionadas. Afloran también alteritas antiguas, de las cuales la mayoría son potentes, arcillificadas, rojizas o abigarradas, y muestran características ferralíticas. Tal pedogénesis no es evidentemente concebible en las condiciones actuales de temperatura y precipitación; las interpretamos como alteritas reliquias, heredadas de períodos más calientes y más húmedos (anteglaciares o interglaciares) y conservadas en la cima de colinas o en condiciones de abrigo particularmente favorables. Así, al Sur de Amaluza, a 3.425 m en la orilla de un pequeño puerto hacia la Amazonía, existe una raíz profunda de alteritas graníticas, ferralíticas, heredadas, blanquecinas, totalmente arcillificadas sobre más de 5 m de espesor que, habiendo guardado toda la estructura de la roca in situ, ha sido truncada en su parte superior, recubierta por unos 3 m de morrenas más recientes, areno-pedregosas con bloques y cantos rodados sanos.

Según la intensidad y la edad de los truncamientos, los suelos poco evolucionados están asociados con los testigos de las alteraciones ferralíticas. El único rasgo común a todos esos suelos es la acumulación de la materia orgánica debido al clima actual frío. Sobre las zonas glaciares cimeras de la vertiente oriental, los afloramientos rocosos dominan en superficie; asociados con algunos suelos distribuídos esporádicamente, son de tipo poco evolucionado, orgánico, ándico o hidromórfico.

2.1.2. Los paisajes de páramo

Estos paisajes (bien conocidos por autóctonos o turistas, quienes han atravesado esas altas tierras frías de los Andes del Norte y en particular del Ecuador) responden en primer lugar a una definición biogeográfica. Es el dominio de una vegetación natural herbácea perenne (la estepa de *Stypa Ichu*), adaptada al entorno climático: temperaturas bajas con fuerte contraste cotidiano y heladas nocturnas, asoleamiento irregular pero muy intenso en períodos cortos y humedad acentuada. Las precipitaciones son estimadas en aproximadamente 1.500 mm, las mismas que incluyen nieve y se acompañan de una fuerte nubosidad. Es uno de los raros paisajes en los que observamos una tan clara correlación entre modelado físico y cobertura vegetal natural.

Sus límites parecen igualmente naturales, hacia arriba con su desaparición gradual en el nivel montañoso de mayor altitud sin vegetación, y hacia abajo con una formación leñosa densa, arbórea o arbustiva: el "matorral", bosque bajo muy cerrado de altura.

El término "páramo" empleado en este estudio de Paisajes Naturales de Ecuador tiene un significado más restringido. Los páramos, según la acepción biogeográfica del término, recubren en efecto, con la misma vegetación herbácea, la casi totalidad de las tierras frías de Ecuador; tanto los paisajes de morfologia típicamente glaciar, descritos anteriormente (unidades 157 a 159), como los modelados monótonos cercanos que hemos delimitado en situación inferior (unidades 160 a 164). A fin de no introducir una nueva palabra, escogimos para esta franja "periglaciar" el nombre de "paisajes de páramo".

Esos paisajes de páramo pueden ser localmente muy perturbados por remodelación eólica.

Los páramos estricto sensu (unidades 160, 161, 163)

Ellos tienen una repartición idéntica a la de los modelados glaciares, en la cima de las dos cordilleras andinas, rodeándolos hacia abajo con una franja discontinua (como al Oeste de Guamote), u ocupando los ensillamientos, a altitud más baja, entre dos zonas glaciares (entre Sigsig y Saraguro por ejemplo).

Su extensión se relaciona directamente con la superficie de las zonas glaciares. En numerosos lugares, estas últimas descienden en efecto hasta el borde de los relieves interandinos, siguiendo los parámetros locales de

alimentación de los glaciares que les modelaron. Esas condiciones siendo globalmente mejores en el Norte de la Sierra, netamente más elevada, parece "normal" que hayamos identificado unidades de páramos más extendidas en las regiones centrales y meridionales.

Si su límite superior coincide exactamente, según los términos de la definición, con la terminación de los modelados glaciares; su límite inferior presenta variaciones notables. Mientras que principian por encima de 3.400 m al Oeste de Tulcán y al Noreste de Quito, no están a más de 3.200 m al Sureste de Guamote, 3.150 m al Sur de Cuenca, y descendien hasta 3.100 o 3.000 m al Este de Loja y al Sur de Amaluza. Aunque este límite sea parcialmente artificial, ya que representa localmente al frente de colonización de la progresión en altitud del campesinado andino tradicional, no es menos cierto que esas variaciones, similares a las de las zonas enhieladas durante el Cuaternario, se relacionan con el gradiente climático meridiano.

Describir un paisaje de páramos es a la vez sencillo y arduo. Sencillo, si nos interesamos en el aspecto global. Se trata de extensiones monótonas en donde todas las diferenciaciones se realizan mediante transiciones, con desniveles relativos que no sobrepasan los 100 m. El paisaje se compone esencialmente de cimas suavemente onduladas y rebajadas, con cumbres anchas, redondeadas o aplanadas, de donde emergen localmente espinazos rocosos. Sus vertientes tienen débiles pendientes, convexo-cóncavas, que se enlazan suavemente con hondonadas. Estas últimas pueden estar representadas por simples acumulaciones coluviales o por rellenos aluviales de tipo terraza en donde los cauces actuales serpentean en el fondo de pequeñas entalladuras de algunos metros con perfil en V. La característica esencial de esos fondos bajos es la presencia de grandes extensiones pantanosas, con suelos esponjosos y pequeños montículos enyerbados en almohadillas decimétricas, los "Thufur".

Pero es arduo si tratamos de interpretar esos relieves. Es un paisaje de morfoloía compuesta; no tiene la nitidez de los paisajes glaciares, pero guarda de estos algunos aspectos: circos y nichos con paredes atenuadas, valles serpenteantes y ensanchadas, acumulaciones de tipo morrénico y lagos en ombligo. Contiene también rasgos volcánicos: picos o diques salientes, despedazados por el hielo, con grandes vertientes cubiertas de escombros, derrames volcánicos que se adivinan a poca profundidad y más o menos colonizados, campo de proyecciones piroclásticas cerca de los edificios volcánicos. Finalmente, tiene en su parte inferior las primeras huellas de la reanudación de la erosión lineal ligada al encajonamiento de la red hidrográfica en las vertientes andinas.

Un ejemplo particularmente interesante de estos paisajes está constituído por el páramo situado al Sur de Cuenca, entre los valles de Girón-Santa Isabel y el de Nabón. El modelado general se caracteriza principalmente por un aborregamiento general de las formas, ondulaciones con vertientes suaves, hondonadas pantanosas llenas de material coluvio-aluvial y una gran abundancia de relieves "en hueco". Son pequeñas depresiones en anfiteatro de dimensiones entre decamétricas y hectométricas, con fondo plano o hinchado, y limitadas por pequeños taludes decamétricos con perfil rectilíneo muy suave; las interpretamos como nichos de nivación derivadas de antiguas acumulaciones de nieve y/o nevizas.

Su origen geomorfológico no puede ser definido con certeza sino por comparación con los paisajes vecinos. Se trata, de hecho, de modelados circunglaciares, heredados de acciones periglaciares, nivales o nivoglaciares.

El paisaje de páramos es mucho menos desarrollado sobre las vertientes externas de las crestas andinas que sobre el flanco interandino. Esta disimetría es particularmente notable en los puertos entre Gualaceo y Limón (Gral. Leonidas Plaza G.) en la Amazonía, o entre Pujilí y La Maná. Mientras que se observa un extenso paisaje aborregado glaciar o de páramo sobre las vertientes internas; la reanudación de la erosión lineal es total desde el paso del puerto, probablemente en relación con las pendientes más acentuadas y las precipitaciones más fuertes sobre los flancos externos.

Las diferenciaciones entre las unidades de páramos son esencialmente de orden edafológico, y siguen las mismas reglas de repartición que los relieves glaciares.

Las dos primeras unidades se caracterizan por la presencia de la cobertura continua de cenizas recientes, negruzcas, postglaciares, con espesores que varían de algunos decímetros a varios metros a proximidad de los principales volcanes recientes. De ahí resulta el suavizamiento general de las formas, la acumulación de las proyecciones piroclásticas siendo generalmente más importantes en las zonas deprimidas que sobre los relieves. Posteriormente a su depósito, esta cobertura de cenizas fue afectada por numerosos deslizamientos internos, visibles en los afloramientos por la presencia de horizontes humíferos secantes o entrecruzados y reconocibles por los hinchazones generalizados de la superficie actual. Son testigos de una fase de solifluxión, perteneciente a un período más húmedo.

Pero esos recubrimientos de cenizas también trajeron una uniformización de las alteraciones superficiales y de los suelos, siendo todos desarrollados a partir de productos volcánicos recientes bastante homogéneos. Las diferenciaciones pedológicas son entonces únicamente dependientes de condiciones climáticas: efectos del escalonamiento altidudinal y variaciones pluviométricas.

La unidad 160 representa todos los páramos del Norte, hasta la latitud de Chunchi. Los suelos son andosoles desaturados típicos negros, humíferos, profundos.

La unidad 161 es un medio de transición, correspondiente casi exactamente al "Nudo de Azuay", y a los altos relieves que rodean Cañar. Sus suelos son menos profundos pero siguen siendo andosoles desaturados y muy humíferos. Se caracterizan por su contenido en agua extremadamente elevado (más de 200%).

La unidad 163 reagrupa todos los páramos que se extienden del Sur de Cuenca hasta el Perú. Desprovistos de cobertura piroclástica, los modelos guardaron sus características originales heredadas de diferenciaciones en la litología, la estructura o la tectónica: diques o picos volcánicos en relieve al Sur y al Sureste de Cuenca, valoración por erosión diferencial de los bancos de cuarzitas más duras formando alineamientos en la superficie de los páramos orientales, etc. Se encuentran sobre todas esas zonas alteraciones desarrolladas sobre rocas del sustrato. La mayoría son de tipo ferralítico humífero. Pero mientras los verdaderos suelos ferralíticos amarillo/rojo se sitúan en los niveles menos elevados, los niveles superiores más o menos troncados presentan suelos rejuvenecidos e incluso poco evolucionados.

"El Arenal" del Chimborazo (unidad 162)

Esta unidad corresponde a un paisaje casi "legendario", bien conocido de todos, el verdadero desierto de arena del Chimborazo, ubicado al pie de la falda occidental del volcán Chimborazo, y barrido por vientos violentos. Con tales condiciones naturales, extremadamente rudas, toda actividad humana es casi imposible.

Principia hacia 4.400-4.600 m. al pié de las vertientes rocosas o de escombros de la cara Oeste del edificio volcánico, y se extiende hacia el Oeste y el Suroeste, sobre una superficie de alrededor de 200 km^2; se termina, un poco más abajo de 4.000 m, sobre las estribaciones que dominan a la cuenca de Guaranda.

A paisaje y situación excepcionales corresponden condiciones específicas.

- De orden climático inicialmente. Toda la zona es barrida por vientos extremadamente violentos que soplan del Noreste hacia el Suroeste. Existen, con este mismo componente, sobre la casi totalidad de los altos relieves serranos, pero aquí tal violencia es debida a la configuración particular de la cordillera. La escotadura que representa al Este el cauce del río Pastaza constituye un acceso privilegiado para las circulaciones que provienen de la Amazonía. Los vientos, ya fuertes en este pasillo, pierden por efecto orográfico una gran parte de su humedad cuando penetran en el medio interandino. Ningún obstáculo se interpone enseguida a su trayecto en la cuenca de Ambato y luego tampoco a su ascenso sobre la cordillera occidental, a partir de la cual son canalizados por la depresión de Guaranda, en dirección del Golfo de Guayaquil en la región costera. La recrudescencia de violencia que les caracteriza sobre el páramo del Chimborazo, debe ponerse también en relación con las diferencias térmicas y de presión entre las alturas de la Sierra y las planicies costeras vecinas.

- Luego de orden vegetal. Ya que se trata de vientos secos, resecan todo a su paso, y no permiten más que el crecimiento de una vegetación herbácea, rasa y poco densa, incapaz de asegurar una protección eficaz a los suelos subyacentes.

- Finalmente de orden morfoedafológico, por la naturaleza y la evolución de las formaciones aflorantes. Son proyecciones piroclásticas, no cimentadas por doquier, de dos tipos: una capa superficial de cenizas recientes, arenosas finas, negruzcas, de aproximadamente un metro de espesor que alcanzan excepcionalmente 2,50 m (a partir de las cuales se formó un andosol humífero desaturado típico) y proyecciones inferiores más antiguas de lápilli, cenizas y escorias de varias decenas de metros de potencia. Las piroclastitas superiores, originalmente arenosas y sin cohesión interna, conservan sus características originales, el clima seco y su edad relativamente reciente no han permitido una alteración significativa.

En esas condiciones, si es sorprendente observar un modelo eólico tan perfecto en esas altitudes, ello es perfectamente explicable.

Las formas son notables, heredadas de la deflación y de la corrasión. Las más típicas se constituyen de lomitas "testigo" de 1 a 1,5 m de alto. Verdaderos hermitaños negros -ya que se desarrollaron casi únicamente sobre la cobertura de cenizas superficiales recientes, negruzcas, de las cuales son el único testigo, habiendo sido el conjunto de esta formación casi totalmente decapado- dominan extensiones desérticas, de topografía plana o ligeramente ondulada. Muy a menudo tienen la forma de islotes con dimensiones métricas y se asemejan a yardangs[1], a los que les falta un verdadero alargamiento longitudinal que ha podido haber desaparecido en vista de la fuerte erosión posterior en esas proyecciones de débil coherencia.

(1) Lomitas y surcos alargados modelados por el viento y paralelos a su dirección dominante

El piso inferior corresponde generalmente al afloramiento de las proyecciones antiguas más gruesas, amarillentas, de lápilli, escorias y cenizas. Cuando esas proyecciones son ligeramente endurecidas, han permitido el desarrollo de un piso rocoso moldeado por el viento, liso y patinado, en la superficie del cual están, en vías de elaboración, formas de corrasión (acanaladuras, pilas, etc.). Pero existen también numerosas formas de descalzamiento: adoquinado con piedras o gravillas de estilo "reg", resultado de ablación selectiva, por el viento de los elementos finos; las escorias más gruesas, no transportables, constituyen entonces la casi totalidad de los afloramientos. Bloques y piedras muestran también bellas superficies patinadas y moldeadas por la abrasión eólica.

Si la explicación y la comprensión de tales fenómenos no plantea problema -en las condiciones actuales que se podrían calificar de naturales y normales, es evidente que esas formas están en equilibrio con la dinámica eólica- no es lo mismo en lo que toca a su origen.

Pensamos que este último debe ser relacionado con una crisis, una ruptura de un equilibrio particularmente frágil, debido tal vez a un exceso de pastoreo ovino. Sería interesante investigar en los textos del pasado, la pertinencia de esta hipótesis. En nuestros días, los páramos cercanos al Arenal son utilizados como terreno de recorrido para la crianza de ganado ovino y bovino. Una vez degradada la cobertura vegetal herbácea natural, estos suelos sin cohesión interna están expuestos a fenómenos eólicos, que provocan el decapado rápido de las capas superficiales y la elaboración de esas formas, sin necesidad de intervención humana.

Como corolario de esta ablación, las partículas finas llevadas de las alturas dan lugar a dos grandes tipos de acumulación.

Las dunas, localizadas en zonas abrigadas o marcadas por una baja notable del viento, son lo más espectacular. Las principales se localizan en los valles de los ríos Colorado y Culebrillas y de sus afluentes. Se trata de campos de barkhanes sucesivas, de algunos metros de alto sobre una decena de metros de extensión, cuya progresión en situación de tempestad logra ser extremadamente rápida. A su paso, pueden formar considerables barreras en los caminos sobre el trayecto Ambato-Guaranda.

Pero la movilización más importante está tal vez relacionada con vientos cargados de arena que reinan en los paisajes cercanos. Las partículas más finas son así transportadas sobre varios kilómetros, luego depositadas en la superficie de todos los relieves del contorno Suroeste del Arenal y en toda la parte superior de la cuenca de Guaranda. Este fenómeno, a menudo espectacular para los que frecuentan de la carretera Ambato-Guaranda, es una de las características atmosféricas mayores de la cuenca de Guaranda. Estimamos que las cantidades de sedimentos finos así transportados eólicamente y luego depositados son ínfinitamente superiores a los constituyentes de las barkhanes.

2.1.3. Los paisajes periglaciares, rocosos del entorno (unidad 164)

Este tercer tipo de paisaje está bien representado sobre todo en la cima de la vertiente amazónica, en la prolongación de los relieves glaciares, sobre los interfluvios al inicio de las grandes vertientes externas. Lo identificamos también en el interior de algunos grandes conjuntos glaciares de la cordillera oriental entre Guamote y Cuenca, en donde se desarrolla indiferentemente a la naturaleza del sustrato, volcánico, volcano-sedimentario o metamórfico.

Es un relieve muy accidentado, lejos de todo acceso, y que no pudo ser reconocido satisfactoriamente más que por el estudio de los documentos aéreos. Se compone esencialmente de afloramientos rocosos en forma de cuchillas, crestas y agujas, con cimas muy despedazadas dominando paredes rocosas abruptas, y partes inferiores de vertientes empinadas, a menudo recubiertas de escombros y amontonamientos rocosos.

Las formas glaciares típicas están ausentes de estos paisajes, sometidos, en su mayoría, a procesos de tipo periglaciar. ¿Por qué razón, esos paisajes no han sido cubiertos, como sus vecinos, de una capa de hielo o nieve?

- Para los localizados en cumbres de las vertientes amazónicas, las razones son climáticas. Ligeramente más bajos que los paisajes anteriores, estaban situados por debajo del límite de las nieves permanentes y se beneficiaron sólo de una cobertura localizada y episódica. Además, su modelado muy disectado, en relación con su situación geográfica sobre la reactivación de la erosión lineal, no comprendía formas suficientemente suaves y estables para favorecer la formación y la permanencia de una cobertura importante de nieve o hielo.

- Para los relieves situados en posición interna, las razones son esencialmente topográficas. Todos son modelados muy disectados, compuestos por crestas angostas y agudas, separadas por pequeñas vertientes rectilíneas y pendientes que enmarcan entalladuras estrechas en V, es decir formas que hacen imposible toda acumulación significativa de nieve.

Todos los modelados observados de origen estructural, volcánico, tectónico o erosivo, sufrieron, por la gelifracción, un remodelamiento completo.

Las superficies rocosas son la regla, puestas al desnudo, descalzadas y destrozadas sobre las cimas por las alternancias hielo-deshielo que explotan todas las debilidades de la roca: fallas, fisuras y diaclasas, planos de foliaciones, etc. Estos procesos de agrietamiento por helada acarrean una producción de grandes volúmenes de rocas, bloques y piedras que recubren por depósitos de gravedad todos los modelados inferiores: amontonamientos de bloques desprendidos de los acantilados y picos cimeros, "madrigueras" rocosas, conos de escombros.

Se trata de un paisaje esencialmente mineral en donde la vegetación es extremadamente reducida, con excepción de los músgos y líquenes. Sometidas a condiciones más favorables con aportaciones de humedad provenientes de Amazonía, las unidades situadas en la cima de la vertiente externa oriental son parcialmente recubiertas de vegetación de páramos o de matorral. El clima actual es rudo por todas partes, con alternancias cotidianas hielo nocturno-deshielo diurno.

Esos fenómenos periglaciares son también muy activos y extensos en las zonas de modelado glaciar, pero no se representaron en razón de la escala de la cartografía. Están presentes sobre todos los afloramientos rocosos: relieves agudos y destrozados de horn emergiendo de las superficies antiguamente cubiertas de hielo, pero también sobre flancos abruptos de los valles glaciares situados por encima del límite superior de la capa de hielo.

Encontramos, en el seno de los paisajes glaciares del Parque Nacional de Cajas, algunas formas periglaciares menores típicas:

- muy numerosos conos y vertientes de escombros rocosos que tapizan las partes inferiores de las crestas rocosas o los flancos de valles;
- alteritas desplazadas pero raramente "lechigadas", con o sin trenes de bloques, provocadas por el movimiento descendente de los restos sobre las vertientes (solifluxión lenta), en el curso de períodos relativamente húmedos;
- escombros rocosos ordenados, muy numerosos por encima de 3.850 m. Se trata de verdaderos déposito lechigados (grèzes litées), cuyos cortes muestran, en algunos casos, varias generaciones con pendientes que varian de 23 a 26° para los mas inclinados hasta 10-12° para los de pendiente menor.

El material, de origen volcánico, es diverso:

- capas de espesor inferior a 50 cm., compuestas de plaquetas de roca de tamaño decimétrico (1 a 5 cm. de espesor por 10 a 20 cm. de largo), dispuestas paralelamente a la pendiente, a veces a contrapelo, con o sin matriz;
- capas más finas, compuestas exclusivamente de arenas gruesas, a veces de grava, de color amarillo herrumbre, muy parecidas a la matriz de las capas precedentes.

Esas formaciones, no funcionales hoy, reposan ya sea sobre el sustrato rocoso localmente aborregado o bien sobre depósitos fluvio-morrénicos parcialmente removidos por vía hídrica. Están recubiertas por cenizas recientes negruzcas. Son heredadas de períodos fríos, contemporáneos de las fluctuaciones glaciares y/o ligeramente posteriores al deshielo. Las diferencias de composición y estratificación observadas están posiblemente relacionadas con diferentes fases climáticas (¿locales o regionales ?) más o menos agresivas, y con sus efectos sobre la gelifracción de las rocas y los transportes "asistidos" sobre las vertientes. Un estudio más profundo de esos depósitos recientes permitiría ciertamente confirmar estas hipótesis.

Los suelos, desarrollados a partir de cenizas volcánicas, son andosoles humíferos desaturados típicos. En las hondonadas pantanosas, los suelos impregnados de agua presentan evidencias de hidromorfía con una removilización importante de hierro: gleyficación y plintita aparecen en el horizonte en contacto con el sustrato.

PROBLEMAS COMUNES DE LOS PAISAJES GLACIARES Y DE PÁRAMOS

El conjunto de las unidades 157 a 163 plantea problemas de tipo geomorfológico del mismo orden:

- ¿ Hasta qué altitud descendieron los glaciares ?
- ¿ En qué período tuvieron lugar las diferentes glaciaciones ?
- ¿ Puede darse un significado paleogeomorfológico a los páramos actuales ?

La altitud inferior del modelado glaciar

"¿A qué altitud descendieron los glaciares ecuatorianos?" Esta pregunta parece haber apasionado a los diferentes naturalistas que estudiaron el Ecuador.

Si T. Wolf (en su obra magistral "Geografía y Geología del Ecuador", publicada en 1892) no menciona más que el límite de las nieves permanentes actuales, muy pronto, E. Bruet (1947) intentó un primer bosquejo de las paleoglaciaciones. Cita así un modelamiento glaciar a 2.400 metros en Tumbaco, una morrena en el origen de la

laguna de Yambo (2.600 m), morrenas recortadas por el río Pastaza al pie del Tunguarahua, a sólo 1.690 m de altitud.

Pero fue W. Sauer (Geología del Ecuador, 1965) quien abordó por la primera vez el problema globalmente Dejaremos de lado su cronología de las glaciaciones y períodos interglaciales, dudosa y controvertida, para considerar únicamente sus observaciones en el terreno. En los Andes ecuatorianos septentrionales cita un glaciar proveniente de la cordillera oriental, a la salida de la Quebrada Palugillo hacia 2.600-2.800 m, morrenas a 2.400 m en Guangopolo, a 2.350 m sobre los flancos del río Chiche o en Tumbaco, 1.600 m cerca de Macuchi en la cordillera occidental y a 1.400 m sobre unos afluentes del Pastaza provenientes de los Llanganates en la cordillera oriental.

En los Andes meridionales, nota morrenas hacia 3.000 m entre Chunchi y Cañar en el nudo del Azuay, pero también las observó a 2.060 y a 1.750 m en el valle de Girón y aún entre 1.014 y 800 m en los alrededores de Piñas! Esta última interpretación le pareció tan poco plausible que intentó explicarla así: "...Más bien es de suponerse que esta región haya sido sometida a hundimientos considerables después de la formación del glaciar..." Lo que era lo mínimo necesario para concebir tal anomalía!

Publicaciones recientes aportan correcciones a las observaciones de W. Sauer.

Así, S. Hastenrath (1981, p 48 y 49) retoma las observaciones de W. Sauer, para discutir su interpretación. En un cuadro recapitulativo (p 63), menciona tres etapas de morrenas y una fase más baja representada por señales de estriaciones glaciares por debajo de 3.000 m.

C.M. Clapperton (The Glaciation of the Andes, 1984) se interesa sobre todo en los problemas de cronología y menos en la extensión supuesta u observada de los glaciares cuaternarios. Sus estudios recientes sobre los glaciares ecuatorianos (C.M. Clapperton y C. McEvan, 1985) mencionan morrenas más bajas a los 3.600 m y un "till" -un depósito de morrena de fondo- a 3.250 m cerca de Mocha. Esos resultados son dificilmente extrapolables en el conjunto de las zonas heladas de Ecuador, ya que se obtuvieron en los alrededores de los volcanes Chimborazo y Carihuairazo, y por lo tanto sobre glaciares de valles relativamente bien alimentados y desarrollados a partir de nevados de gran altitud.

Es en una publicación reciente (C.M. Clapperton y R. Vera, 1986), que aparece el primer cuestionamiento y un replanteamiento de las interpretaciones de W. Sauer concernientes a sus observaciones del río Chiche, de la Quebrada Guarangupugru y de Guangopolo. Los autores se alinearon en la evidencia de que la mayor parte de estos sedimentos asignados por W. Suaer a fenómenos glaciares, fluvio-glaciares o glacio-lacustres son en realidad depósitos interestratificados, principalmente de origen volcánico: proyecciones, flujos y lahares, o fluvial: aluviones y depósitos fluvio-lacustres.

Por otra parte, nos parece obvio que las formaciones pedregrosas como las de Piñas o Girón por ejemplo, no tenían ninguna relación con algún origen glaciar; trátan exclusivamente de conglomerados fluviátiles torrenciales, localmente en relación con fenómenos tectónicos locales.

En este estudio de los paisajes geográficos ecuatorianos, la aproximación de los fenómenos glaciares es diferente. Más que la observación minuciosa de depósitos morrénicos o correlativos de los glaciares, basamos nuestras investigaciones sobre la identificación de morfologías paleoglaciares y las correlaciones con la cronología de las manifestaciones volcánicas recientes.

La primera etapa fue facilitada por las condiciones mismas de desarrollo de la cartografía de los paisajes por interpretación de documentos de satélite Landsat y Spot, la identificación de control sobre fotos aéreas y los reconocimientos del terreno. En esas condiciones una delimitación precisa y completa de las zonas con morfología glaciar pudo realizarse sobre la totalidad de la Sierra ecuatoriana.

Aquí interviene la diferencia de significado entre el glaciar de valle (objeto de la mayoría de los estudios precedentes) y las altas tierras heladas que coronan las cordilleras. En efecto, mientras que el límite de los glaciares de valle depende ante todo de las condiciones locales de alimentación (altitud del nevado de acumulación, cantidad de precipitaciones y valores de las temperaturas locales), el de las tierras altas revisten una significación de orden general. Este corresponde a la extensión de un recubrimiento glaciar regional, ligado a la evolución de las condiciones climáticas generales, y cuyo límite inferior es necesariamente más elevado que el de los glaciares de valles que representan excrecencias puntuales en condiciones favorables.

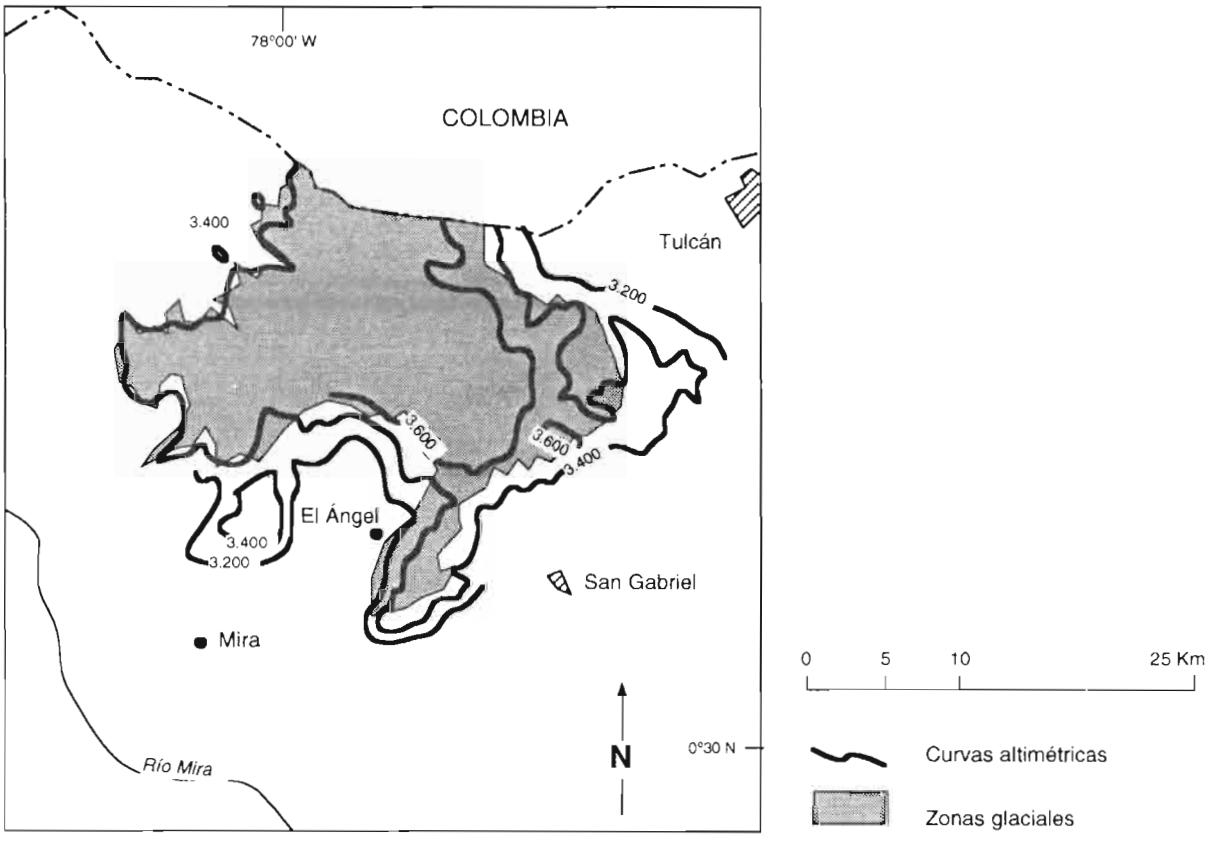
Nuestras observaciones nos permiten afirmar que el límite de las zonas enhieladas del Cuaternario se sitúa (Fig. 13: a, b, c):

- en la región Chiles-páramo de El Angel, por encima de 3.550-3.600 m,

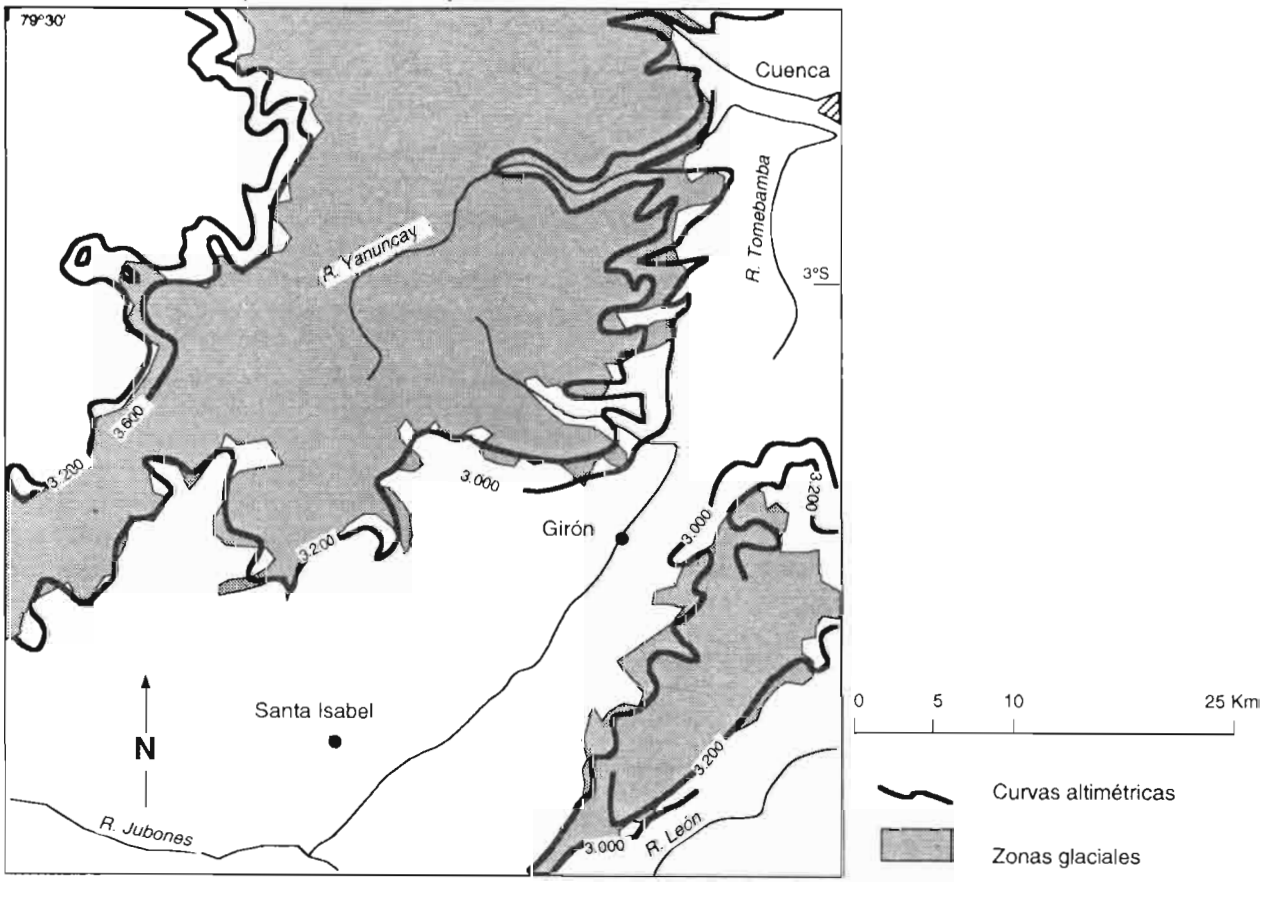
- a partir de 3.400-3.500 m sobre el trayecto Pifo-Papallacta o en los páramos al Norte del Cotopaxi,

Fig. 13. Las variaciones de altitud del modelo glaciar

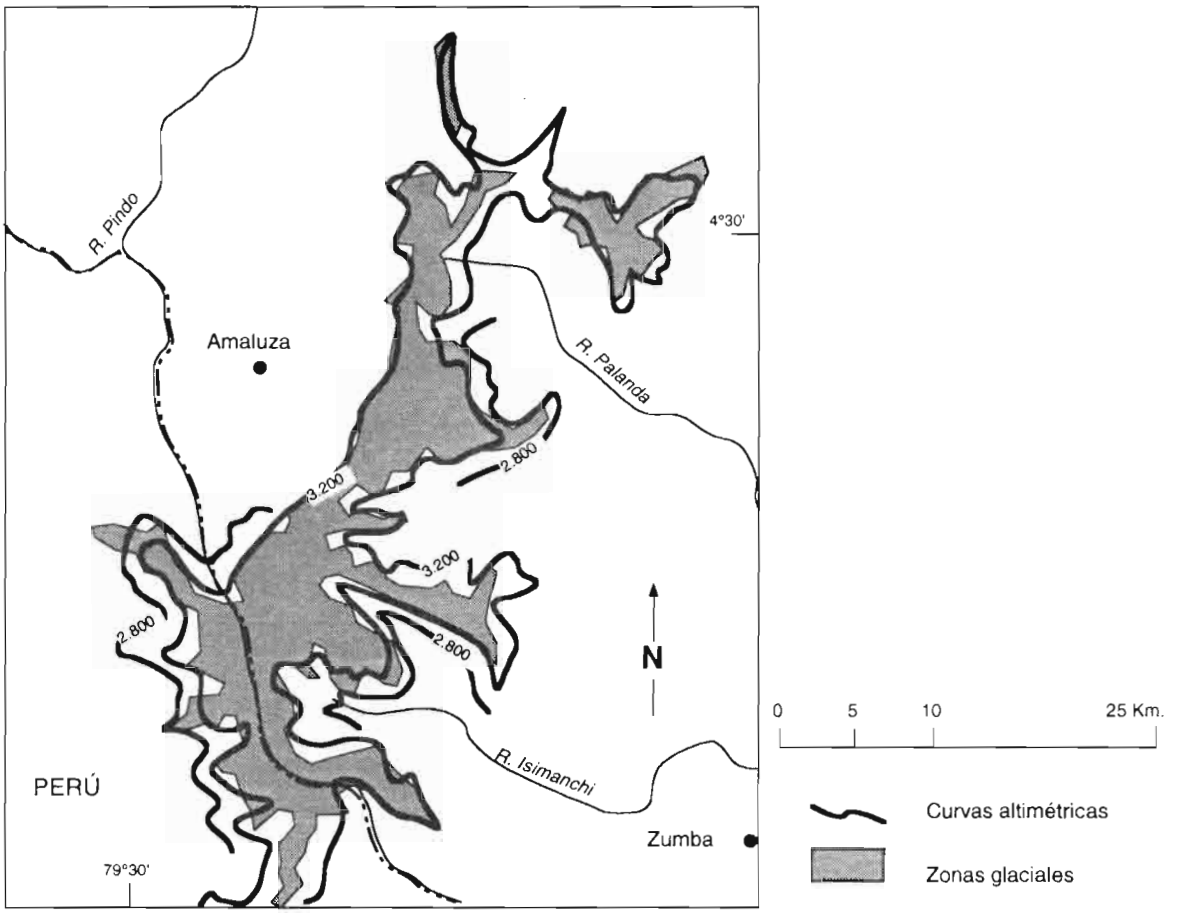
a. Al norte, los páramos de El Angel



b. En el centro, el Parque Nacional de Cajas



c. Al sur, los páramos de Amaluza



Elaboración: A. Winckell; Fuente: Cartografía geomorfológica de la Sierra a 1:500.000, inédita y Carta Aeronáutica del Ecuador a 1:500.000, IGM, hojas n° 1, 2 y 4

- finalmente a 3.250 m al Sur del país, hacia Amaluza.

Esta disminución notable del límite inferior de los hielos, de 350 a 400 m de Norte a Sur, no puede, al parecer, provenir más que de un paleogradriente térmico que varia en el mismo sentido.

No pudimos evidenciar claramente (a falta de documentos topográficos confiables sobre las vertientes externas, y por las dificultades de acceso a esas zonas) una baja de este límite sobre la cordillera oriental, más fría y más lluviosa por estar sometida al aporte de humedad proveniente de la Amazonía. Parece, no obstante, que este límite está unos cien metros más abajo.

En cada uno de esos grupos fueron modelados valles glaciares en altitudes inferiores. Marcas indiscutibles de este modelamiento como morrenas, rocas aborregadas, transformación brusca del perfil del valle de U a V, se notaron:

- a 3.400 m, entre Tufiño y el volcán Chiles,

- a 2.920 m, sobre el valle de la quebrada Guarmihuaycu, a lo largo de la carretera Pifo-Papallacta, y a 2.730 m, en el valle del río Papallacta sobre la vertiente oriental de la cordillera,

- a 3.060 y 2.950 m, en los valles del río Tomebamba y de Chiquintad, al Oeste de Cuenca, respectivamente.

Esas altitudes constituyen los límites inferiores, por debajo de las cuales ninguna marca de glaciación pudo encontrarse, y es muy poco probable que los glaciares hayan llegado. Ellas corresponden entonces al máximo glaciar.

A parte de algunas excepciones locales, situadas en valles particularmente bien alimentados, es posible en ende afirmar que en Ecuador, los glaciares recientes no recubrieron jamás superficies significativas inferiores a 3.250 m, y que las lenguas glaciares que ocupaban los más bajos valles no bajaron más que excepcionalmente por debajo de 2.900-3.000 m. Estamos lejos de algunas estimaciones anteriores, que habían identificado morrenas situadas a 1.500 o a 2.000 m más abajo.

En lo concerniente a las fases posteriores de glaciaciones tardías (ligadas a retiradas y avances sucesivos de los diferentes sistemas glaciares locales que acompañaron al retiro general de los glaciares a partir de su el máxima extension), nos referiremos a los estudios anteriores, sobre las morrenas. Sobre este aspecto, que se alejaba de las preocupaciones principales del presente estudio, los esquemas elaborados son muy satisfactorios.

C. M. Claperton y R. Vera (1986) citan la estratificación siguiente alrededor del Chimborazo y del Carihuairazo:

- un primer grupo de morrenas sobrepuestas, cerca de los límites glaciares actuales a 4.700-4.800 m,
- un segundo grupo entre 3.900 y 4.050 m,
- un tercer grupo a 3.600 m,
- la presencia de un till (morrena de fondo) fosilizado por una corriente de lava a 3.250 m.

Esas observaciones hacen válido el esquema que S. Hastenrath elaboró en 1981 para el conjunto del Ecuador. Proponía la secuencia siguiente:

- un grupo de morrenas (I) cerca de 4.600-4.900 m,
- un segundo grupo (II) cerca de 4.200 y 4.700 m,
- un tercer grupo (III) entre 3.400 y 4.500 m (!), subdividido en un complejo superior, pequeño, y un complejo inferior, más extendido y compuesto de tres arcos,
- estrías glaciares hasta por debajo de los 3.000 m.

En numerosos lugares observamos un claro escalonamiento de circos glaciares suspendidos. Así, sobre la vertiente occidental de la cordillera al Noroeste del conjunto Chimborazo-Carihuairazo, notamos la presencia de tres magníficos circos casi coalescentes. De tamaño kilométrico, todos están situados a orillas de un derrame volcánico andesítico Plioceno de aspecto tabular y se abren hacia el Oeste-Noroeste. Están rodeados por acantilados rocosos abruptos cubiertos de escombros en su parte inferior que culminan a 4.250 m. Sus fondos, situados entre 3.840 y 3.960 m, o sea 960 a 840 m por debajo del nivel de las nieves permanentes actuales, estan ocupados por depósitos morrénicos de más de 10 m de espesor, heterométricos con cantos rodados y bloques de centimétricos a métricos en una matriz blancuzca, arenosa gruesa o areno-limosa.

Por su majestuosidad, son la prueba de una fase glaciar importante. Además dominan, hacia abajo, a 3.600 m, formas del mismo tipo, aunque mucho menos claras, que indicarían otra fase anterior más baja y más extensa. Se pueden observar otros escalonamientos del mismo tipo en la proximidad de varios "nevados" actuales, como sobre el flanco Oeste del Illiniza.

Los diferentes ciclos glaciares

Si las primeras tentativas de correlaciones intentadas por W. Sauer, se apoyaban sobre la transposición en el medio andino de las enseñanzas de la glaciología europea, las reconstituciones cronológicas actuales basadas sobre dataciones absolutas, en su mayoría por el método C14, constituyen referencias totalmente satisfactorias.

S. Hastenrath (1981) permanece relativamente impreciso en cuanto a la edad de algunos de sus grupos. Basándose sobre un fechado efectuado a partir de sedimentos orgánicos, entrampados en la base de un derrame volcánico en la región de Azogues, donde la relación no aparece evidente con los períodos glaciares, asigna una edad máxima de 25000 años B.P. a las morrenas del grupo (III), siendo los grupos (I) y (II) evidentemente más recientes, y las estrías glaciares inferiores a 3000 m, más antiguas.

C.M. Clapperton y C. McEvan (1986), suministran informaciones precisas:

- el primer grupo, pertenecería al Neoglaciar con avances entre 900 y 4.000 años B.P.,
- el segundo grupo, tendría una edad glaciar tardía entre 10.000 y 12.000 años B.P.,
- el tercer grupo, señala fluctuaciones entre 13.000 y 16.000 años B.P. Eso correspondería a la fase tardía de la última glaciación, en donde todos los glaciares del mundo alcanzaron su extensión máxima entre 18.000 y 20.000 años,
- el till inferior, sería más antiguo.

Un estudio de la caracterización mineralógica de las emisiones piroclásticas de los volcanes recientes, de las dataciones de las últimas erupciones, y de la evolución geomorfológica (A. Winckell, C. Zebrowski et al, 1994, en publicación), nos permite aportar datos suplementarios a esta cronología, en referencia a los extensos glaciares superiores que modelaron las cimas de las dos cordilleras.

Por su composición, aspecto y evoluciones morfo y pedogenética posteriores a su depósito, las proyecciones piroclásticas conocidas en Ecuador bajo el nombre de "cangahua" (J.W. Baldock, 1982) deben ser divididas en dos conjuntos:

- Proyecciones antiguas, siempre transformadas. En clima húmedo, son totalmente alteradas en formaciones entre limosas y limo-arenosas amarillentas (las llamaremos: "cenizas antiguas"). En los medios más secos de las cuencas interandinas se encuentran cimentadas in situ sobre grandes espesores (merecen entonces el nombre de "cangahua").

Unas y otras son anteriores a la última gran fase de disección superficial del relieve andino ya que se encuentran disectadas por la superficie de entonces; desaparecen brusca y totalmente (hay algunas excepciones) en cuanto alcanzan los modelados glaciares cimeros.

- Proyecciones de segunda generación, siempre intactas: "las cenizas recientes". Compuestas de lápilli y de cenizas arenosas, varían de composición en función de los volcanes emisores pero recubren siempre en discordancia todas las formaciones anteriores y son subparalelas al modelado actual. Posteriores a la fase mayor de disección de la Sierra que fosilizan, recubren también la mayoría de las formas glaciares de las cumbres de las cordilleras y no están jamás endurecidas, ya que fueron depositadas después del período de cimentación de las cenizas antiguas.

Esta discontinuidad en la evolución morfo-pedogenética reciente del medio andino, fue probada por una serie de dataciones C14, efectuadas en su mayoría en horizontes humíferos enterrados entre los dos grupos de proyecciones o en el seno de cada uno de ellos.

La emisión de las cenizas antiguas inició antes de 42.000 años (madera enterrada bajo 9 m de cenizas antiguas, estando la base más profunda por lo menos de un metro) y prosiguieron hasta un período posterior a 17.150 años B.P. (horizonte humífero enterrado a 65 cm de la cima de las cenizas antiguas).

Las erupciones de cenizas recientes (horizonte humífero al contacto con las cenizas antiguas) iniciaron hace 11.600 años B.P. y se prosiguieron hasta nuestros días. La última datación efectuada, da una edad de 1.620 años B.P., pero existen erupciones posteriores, en curso de fechado, aunque de menor importancia.

Esas observaciones permiten proponer la interpretación siguiente.

- Las tierras frías de las cordilleras estaban todavía en 17.150 años B.P., recubiertas por una capa glaciar o glacio-nival que protegió los relieves de las caídas de cenizas. Descartamos la hipótesis de emisiones de cenizas más antiguas fosilizando un relieve y luego razgadas por un avance glaciar posterior, pues en ese caso los depósitos así despejados deberían encontrarse hoy, por lo menos parcialmente, en forma de grandes arcos morrénicos terminales. La escasez de tales formas puede explicarse por un máximo de actividad durante la glaciación con proyecciones sobre los casquetes glaciales o de nieve y un barrido de los materiales así depositados consecutivamente al deshielo de esta cobertura. Lo cual no plantea ningún problema de dinámica fluvial dada la pequeña granulometría de esas piroclastitas, y contribuye además a explicar la extrema abundancia de los depósitos de relleno en las cuencas interandinas, los piedemontes costeros y amazónicos. Este avance glaciar se caracterizó por un clima netamente húmedo ya que algunas capas de cenizas en las zonas no enhieladas contiguas estaban sometidas a una solifluxión entre 31.900 y 18.900 años B.P.

- Por el contrario, desde 11.600 años B.P., la mayor parte de esos modelados se encuentra libre del dominio de los hielos; la cobertura de cenizas recientes es generalizada sobre los relieves cimeros, los depósitos morrénicos fluvio-glaciares y aún sobre algunas rocas aborregadas. Ningún avance glaciar posterior de envergadura (con excepción de los glaciares de los valles próximos de las cimas más altas y de los nevados actuales) cepilló esta capa fosilizante. En detalle se puede precisar que la retirada glaciar se había iniciado antes del cese total de las emisiones de primera generación, ya que nosotros observamos, en lugares localizados, algunos estratos de las últimas cenizas antiguas, en posición post-glaciar y aprisionadas en concordancia bajo los depósitos de cenizas recientes. Su espesor, débil en comparación a la potencia total de esta generación de piroclastitos, no es más que de 65 cm en el páramo del Angel, pero alcanza un máximo de 3,50 m al Oeste del Chimborazo, por ejemplo.

Esta cronología se inserta perfectamente en los esquemas de la evolución propuestos y probados sobre el conjunto de la cadena norandina. La confrontación de estos datos permite situar con bastante precisión los principales estados de las evoluciones morfo y pedogenéticas del modelamiento superficial de los Andes de Ecuador desde hace 40.000 años. Así, el período de deshielo general a partir del máximo glaciar, corresponde exactamente con el retroceso glaciar entre 14.000 y 10.000 años B.P., observado por M. Servant en Bolivia (1987); después, un máximo entre 14.000 y 28.000 años B.P. J. Mercer (1977) llegó a conclusiones similares en los Andes peruanos. El retroceso generalizado de los hielos fue aparentemente provocado por un recalentamiento significativo del clima, probado por Van de Hammen (1974, 1981, 1986) en la sabana de Bogota. Este último de una amplitud de 7 a 10°C, comenzó hacia 14.000 años B.P para alcanzar entre 9.400 y 8.600 años B.P. un

máximo de calor superior de 1 a 2°C a las temperaturas actuales.

Algunas de estas implicaciones serán expuestas en la presentación del medio interandino.

¿ Tienen los páramos una significación paleogeomorfológica ?

Presentan en efecto una similitud desconcertante con las zonas en donde la presencia de los glaciares fue comprobada. Las capas de cenizas antiguas desaparecen también en las extensiones suavemente onduladas de los páramos, y no subsisten entonces más que capas sobrepuestas de proyecciones recientes, negruzcas, arenosas, globalmente paralelas a la topografía actual.

Hemos anotado ya la baja de las altitudes inferiores de los páramos de 3.400 m al Norte hacia 3.100 m al Sur, paralelamante a las zonas heladas.

Finalmente, también evocamos la probable influencia de fenómenos nivales o nivo-glaciares en la formación de modelados de páramos.

Relieves glaciares y páramos están entonces ligados no sólo geográfica sino también genéticamente.

Interpretamos los páramos como zonas que fueron ocupadas, en la época del máximo glaciar, por una cobertura casi continua de tipo nivo-glaciar. Su altitud más baja no permitió el desarrollo de una cobertura glaciar espesa y continua que permaneció probablemente nival, con desarrollo aquí y allá, de nevizas o pequeños complejos glaciares locales. Por ello, los páramos no llevan ninguna cobertura de cenizas antiguas, depositadas sobre esta cobertura nival y llevada consigo al deshielarse rápidamente. Así se explican por otra parte los modelados de nivación (nichos, pequeños anfiteatros, escombros ordenados, etc.), las formas y depósitos de origen más típicamente fluvio-glaciar como los esbozos de valles cóncavos y poco encajonados con fondo tapizado de gravas correspondientes a las morrenas de fondo o a los esparcimientos fluvio-glaciares o fluvio-lacustres.

Esta interpretación está probada por el examen de los páramos meridionales. Al Sur de Cuenca, en donde la cobertura de lavas y piroclastitas cuaternarias ya no existe, los modelados guardaron señas de los fenómenos morfo y edafogenéticos anteriores. Así también el páramo situado entre Santa Isabel y Nabón incluye dos elementos de altitud muy próximos pero netamente diferenciados:

- Un nivel superior por encima de 3.150 m con un modelado de nivación extremadamente neto y con una cobertura de cenizas recientes arenosas reposando directamente sobre el sustrato compuesto por las rocas y aglomerados ácidos de la formación Tarqui, no alterados o meteorizados en arcillas blanco-amarillentas sobre varios metros.

- Unos rellanos inferiores se encuentran localmente en sus bordes a proximidad de las entalladuras recientes, como el de La Paz situado a 3.050 m. Aquí, las cenizas recientes reposan sobre un perfil de más de diez metros de espesor de color rojo a violáceo desarrollado sobre el mismo sustrato volcánico. Esas formaciones siempre ausentes en el nivel superior, se desarrollan muy ampliamente sobre las vertientes más abajo, por uno y otro lado del Valle del río León, y sobre los relieves que rodean Oña y Saraguro, donde descienden hacia 2.650-2.700 m.

Se trata de alteraciones ferralíticas antiguas, cuyas características no corresponden en absoluto a las condiciones climáticas actuales, y que se desarrollaron a un nivel altitudinal en donde reinaba un clima más cálido y húmedo que actualmente. Esas formaciones afloran más ampliamente en la Sierra meridional.

Los perfiles blancuzcos observados sobre el nivel superior son las raíces truncadas de esas alteraciones ferralíticas, raspadas por la cobertura glacio-nival que remodeló las extensiones cimeras. Estas alteraciones permanecen al contrario completas a altitudes inmediatamente inferiores, en donde esta remodelación no se llevó a cabo.

Los paramos actuales subrayan muy fielmente la franja inferior de las tierras frías andinas, la cual por su altitud demasiado baja no permitió el desarrollo de grandes sistemas glaciares, pero estaba a la época del máximo glaciar y de las emisiones de cenizas antiguas, cubierta por una capa delgada y relativamente continua de nieve, nevizas y pequeños glaciaires. Su desaparición, contemporánea a la de los glaciares cimeros, hace 10.000-14.000 años, reveló estos magníficos paisajes monótonos de altitud, subrayados por su vegetación herbácea adaptada a las condiciones climáticas marginales.

2.2. LOS RELIEVES FUERTES DE LOS BORDES

El límite fisiográfico que separa las tierras frías de los Andes de los paisajes accidentados de las vertientes andinas exteriores es extraordinariamente neto: coincide hacia lo alto con la terminación de modelados glaciares, periglaciares o de páramos y hacia abajo con el inicio de la disección lineal. Además, esta generalmente subrayado por

un cambio entre la vegetación herbácea cimera y una cobertura pionera densa que asegura la transición con el bosque umbrófilo de las vertientes.

Por el contrario, sobre los flancos internos de las vertientes interandinas, este contacto puede efectuarse de acuerdo a diversas modalidades y sus límites son a menudo menos claros. La figura dominante en todo el medio Norte interandino (cuencas de Quito, Latacunga y, parcialmente, Riobamba) es una transicion gradual entre las tierras frías y las vertientes superiores. En unos sectores de las partes Norte y central de la Sierra, los relieves cimeros se limitan hacia abajo por abruptos y/o vertientes fuertes que justifican por sus razgos morfológicos y climáticos, su individualización y agrupación con las tierras altas de la cordillera.

2.2.1. Las cornizas externas de los entablamientos volcánicos (unidades 165, 167)

Estas constituyen la unidad típica de los abruptos en los bordes, y se extienden alrededor de las tierras altas de la Sierra central, desde el Noroeste del macizo Chimborazo-Carihuairazo hasta la entalladura de Santa Isabel al Sur.

La unidad 165 es el paisaje más elevado del medio interandino. Ocupa un estrato homogéneo de altitud que inicia cerca de 2.800-3.000 m para elevarse hasta las tierras frías altas hacia 3.200-3.400 m. Muestra el mismo descenso hacia el Sur que las zonas frías: entre 3.000 y 3.400 al Oeste del Chimborazo, 2.800-3.200 hacia Cañar o Cuenca.

Su modelado es también relativamente constante. Es un verdadero abrupto bastante imponente, con perfil rectilíneo y pendiente pronunciada superior a 70-100%, cuyo desnivel relativo avecina los 400 m y constituye un elemento resaltante de los paisajes alrededor de las cuencas de Cuenca, Santa Isabel y Nabón-Saraguro. Formas similares también estan presentes sobre la terminación occidental de las altas tierras andinas, entre Simiatug y la garganta del valle de Huigra, o entre Cañar y el valle del río Jubones, en donde un abrupto continuo corona los relieves disectados de la vertiente andina occidental.

Algunas variaciones de las formas de detalle merecen anotarse. Los relieves que dominan la parte Sur de la cuenca de Cuenca y el valle de Girón-Santa Isabel (Fig. 14), se asemejan ya sea con vertientes fuertes y abruptas con perfiles transversales accidentados en forma de "dientes de sierra", o bien con modelados de disección asociando interfluvios estrechos y entalladuras lineales muy acentuadas. Esto revela una acentuación de la evolución de las formas y debe ponerse en relación con el aumento de la disección consecutiva al cavamiento del valle de Santa Isabel, al fondo del cual el río Jubones corre hacia los 1.200 m. Los flancos de este valle, con desniveles totales del orden de 2.000 m han sido objeto de una intensa erosión hídrica lineal en las partes inferiores muy secas, aún sensible hacia arriba donde las formas originales del entablamiento están en vías de destrucción.

Este abrupto es de origen estructural y corresponde al derrame volcánico "Tarqui", presente en toda la parte central de la Sierra desde Guamote hasta Saraguro y que arma planicies tabulares elevadas con aspecto de los "trapp"(2). La base del afloramiento coincide con el pie del abrupto, cerca de 2.800-3.000 m mientras que sobre la superficie cimera, que puede sobrepasar los 4.000 m se desarrollaron los relieves glaciares y de páramos. Es una secuencia potente en donde predominan piroclastos cimentados de composición entre riolítica y andesítica: aglomerados de tobas, capas de pómez y lapilli, flujos de ignimbritas, medianamente consolidados. Las coladas de lavas son escasas, ácidas (dacíticas a riodacíticas), localizadas cerca de pequeños conos relativamente bien conservados, de unos cien metros de desnivel, y dispuestos según alineamientos bastante claros, fuera de la influencia glaciar como entre Cumbe y Saraguro.

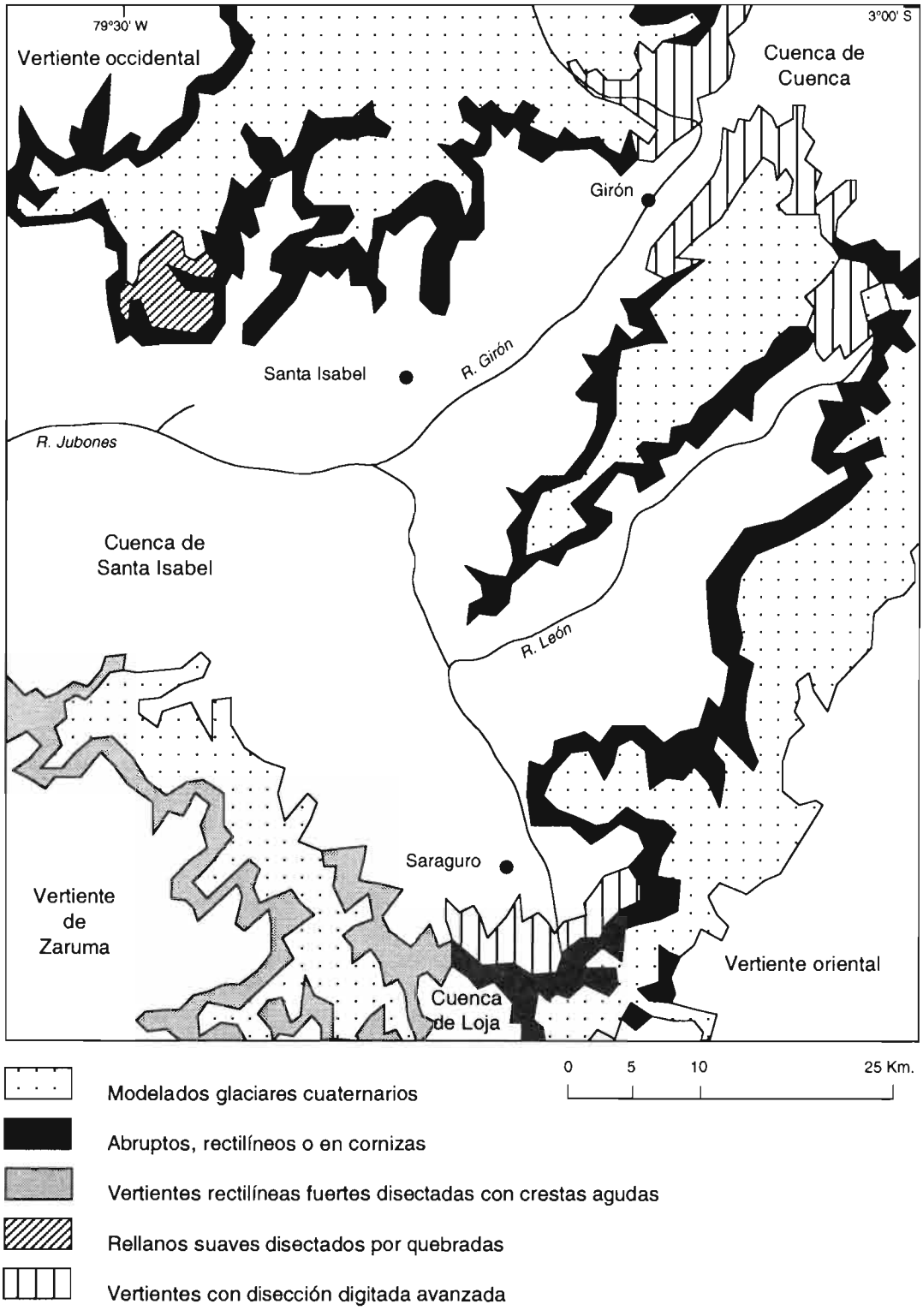
Se trata de un volcanismo efusivo, emitido a partir de numerosas pequeñas fisuras repartidas de manera bastante regular en el sustrato para permitir la colocación de verdaderas "galletas" cimeras con espesor relativamente constante.

J.W. Baldock (1982) propone una edad pleistocena, entre 25.000 y 34.000 años B.P. Esta estimación nos parece muy joven, por una parte en vista de las formas volcánicas de superficie muy atenuadas, y por otra parte por su muy fuerte remodelamiento glaciar posterior, al Oeste de Cuenca por ejemplo. Además, está localmente recubierto por formaciones conglomeráticas de la terminación del relleno interandino (formación Turi, de edad presumiblemente más antigua, Plioceno inferior) sobre el borde occidental de la cuenca de Cañar. Una edad pliocena sería más convincente.

El estudio reciente de Ch. Noblet et al. (1988), elaborado posteriormente a nuestros trabajos de campo, estima que los afloramientos cartografiados como "Tarqui", pertenecen de hecho al grupo "Saraguro", conjunto volcánico oligo-mioceno de la base de relleno de las cuencas interandinas vecinas. Es posible que las dos formaciones

(2)Ttrapp: es una altiplanicie o meseta volcánica constituida por un apilamiento de productos volcánicos emitidos a partir de fisuras y constituido por una alternancia de capas delgadas de lavas muy fluidas y de escorias finas. El trapp más conocido es la meseta del Dekkan en India.

Fig. 14. Los abruptos del contorno de las zonas con modelado glaciar



Elaboración: A. Winckell; Fuente: Cartografía geomorfológica de la Sierra a 1:500.000, inédita

hayan sido confundidas hasta la fecha en vista de sus litologías muy similares, pero, tomando en cuenta sus rasgos morfológicos mayores -un entablamiento generalizado extraordinariamente claro sobre los relieves preexistentes, en la continuidad de las formaciones volcánicas similares situadas más al Norte-, preferimos sin embargo seguir interpretandolo como un derrame volcánico cimero más reciente.

Incluimos en este grupo los abruptos similares desarrollados entre Angamarca y el flanco Norte del valle de

Pallatanga. Estos son aquí aglomerados (tobas y brechas) intercalados con flujos masivos basálticos y andesíticos pertenecientes a la formación Pisayambo del fin del Terciario, que arman una gran parte de los relieves interandinos superiores de la Sierra central.

Las formaciones superficiales, están en estrecha relación con la morfología.

Cuando la pendiente es pronunciada, con procesos de erosión consecutivos que provocan un rejuvenecimiento de las alteritas y de los suelos, las afloramientos están constituidos por una asociación entre rocas o aglomerados poco alterados y alteritas de varios metros de espesor. Estas últimas, de color blanquecino, conservan la estructura de la roca in situ, pero muestran una meteorización profunda y una tranformación completa en arcilla. Esta alteración muy visible sobre la ruta de acceso entre la Costa y la cuenca de Cañar, y sobre la carretera que conduce a Molleturo o al Sur de Cumbe, se acompaña de la oxidación de numerosas venas de pyrita y de la cristalización de azufre en manchas de color amarillento o de herrumbre, que constituyen elementos característicos de reconocimiento de este conjunto.

Cuando la pendiente es menos marcada, sobre los pequeños niveles suspendidos en la parte superior del abrupto, aproximadamente por encima de los 2.700 m, afloran alteritas que constituyen la continuación de las características de la unidad 163. Los cortes más representativos, situados a lo largo de la ruta Oña-Saraguro, sobre el descenso del páramo hacia Paquishapa, muestran alteritas jaspeadas de color entre rojo y violáceo con espesores que sobrepasan a menudo los diez metros.

El perfil tipo es el siguiente:

- un horizonte negro superficial de 30-40 cm,
- un horizonte café-amarillento de 50 cm, arcillo-limoso, masivo,
- un horizonte arcilloso muy rojo, muy compacto, que se derriba en bloques decimétricos y de espesor variable entre 60 y 150 cm,
- una zona de alteración salpicada, de color abigarrada, entre rosada y color vino. Su espesor varía de 2-3 m a unos diez metros. De textura limosa y muy friable, conserva la estructura de la roca in situ y se torna más amarillenta en profundidad al acercarse a la roca de color entre blanquecino y blanco-amarillento, a menudo bastante alterada y desmenuzable. Son las mismas raíces de estas alteraciones las que afloran sobre las pendientes más expuestas o los relieves erosionados.

Estas alteraciones ferralíticas antiguas, inadaptadas a las condiciones climáticas actuales demasiado frías, son heredadas de un período más cálido y más húmedo que el actual, lo que explica su estricta delimitación altitudinal y su extensión regional. Fueron paradójicamente mejor conservadas sobre las vertientes de las entalladuras que en los relieves cimeros más suaves de páramos, en donde se efectuó posteriormente a su formación, un decapado por procesos de tipo nivo-glaciar (unidad 163).

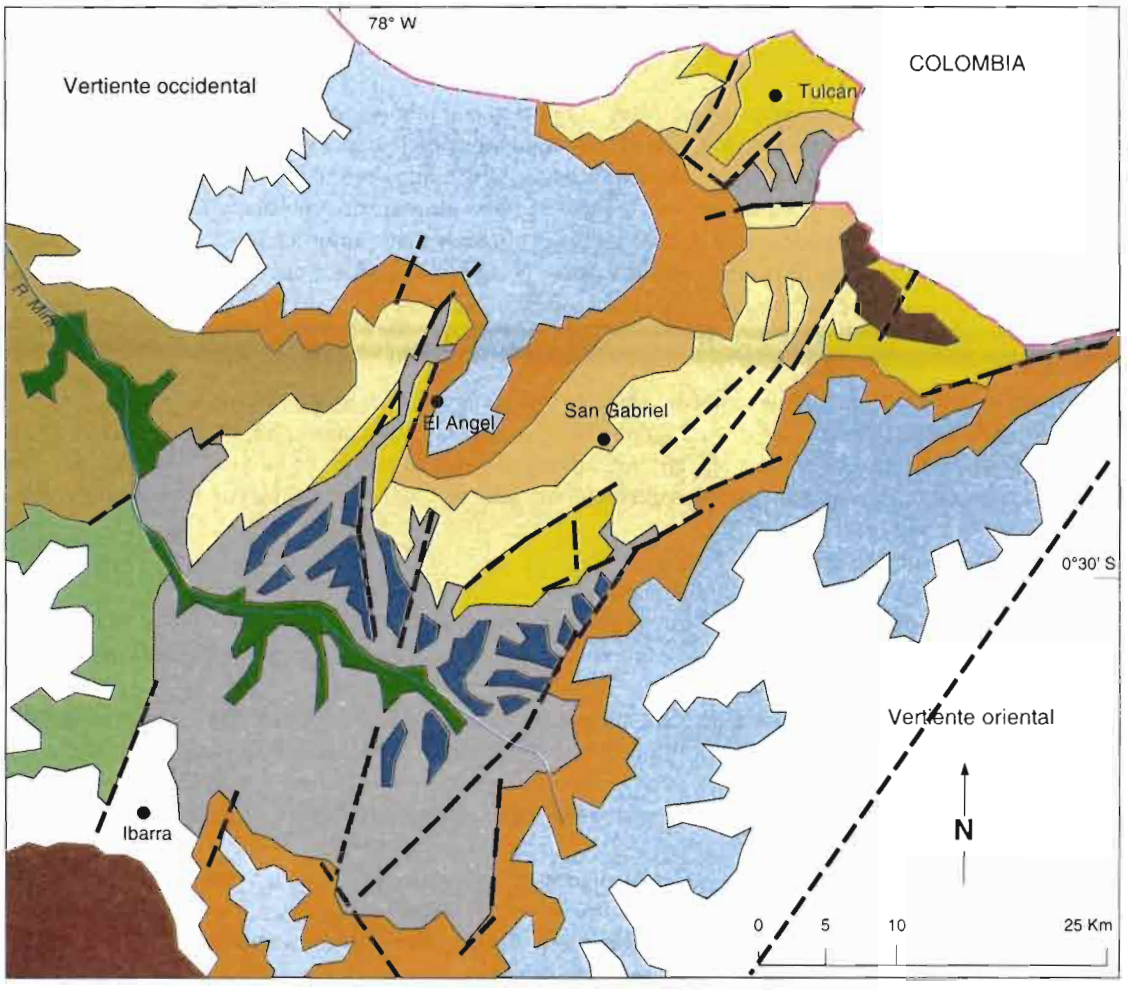
La unidad 167 constituye el borde compuesto de las alturas Chilla-San Lucas; es la extensión y la terminación hacia el Sur del conjunto precedente del que se diferencia por tres aspectos:

- Primero, por sus suelos poco desarrollados pero más arenosos.
- Segundo, por la composición de las formaciones aflorantes. Por sus formas típicas y el aspecto de sus afloramientos, se puede identificar en las partes noreste y noroeste las marcas del derramamiento superior volcánico de tipo "Tarqui". Se trata también de una orilla compuesta, desarrollada parcialmente sobre afloramientos localizados de lavas y piroclastitas terciarias de la formación Saraguro subyacente, y localmente en su parte meridional, sobre rocas volcánicas básicas de la vertiente occidental (formación Celica). Hacia el Sureste, desborda además sobre los granitos y granodioritas de la intrusión de San Lucas, en donde la profunda alteración se manifiesta por potentes arenas blanquecinas, particularmente sensibles al escurrimiento superficial.
- Finalmente, por su topografía. Las cornizas y abruptos, tan típicos de las tierras altas alrededor de Cuenca, desaparecen progresivamente hacia el Sur y el desnivel decrece (entre su límite inferior hacia 2.600-2.700 m y su terminación cimera hacia 2.900-3.100 m) siguiendo la disminución del espesor del derrame volcánico cimero superior. Este contacto se transforma entonces en un paisaje muy accidentado asociando pequeños interfluvios estrechos alargados, separados por entalladuras profundas con perfil en V. Además, sobre volcanitas antiguas y granito, el abrupto del borde desaparece y es reemplazado por un relieve fuerte y disectado de vertientes rectilíneas pronunciadas separadas por crestas agudas.

2.2.2. El abrupto-límite oriental de la cuenca de Tulcán-Ibarra (unidad 166)

La terminación oriental de la cuenca Tulcán-Ibarra es figura excepcional en toda la parte septentrional de la Sierra. Mientras que el contacto se efectua generalmente mediante una transición suave entre tierras frías de las cordilleras y medio interandino, ahí un abrupto neto y rectilíneo constituye la separación entre los dos ámbitos. Inicia al

Fig. 15. Tectónica y relleno en la cuenca de Tulcán y el valle del Chota



Tierras frías cimeras

Abruptos de su contorno interior

Prolongación del valle del Chota en la vertiente occidental

Relieves interandinos superiores (incluyen el pie de los volcanes)

Modelados y glacis interandinos inferiores

Acumulaciones fluvio-lacustres

Depósitos fluviales

Rellanos suspendidos

Modelados de relleno volcano-sedimentario:

- disectado con quebradas en V
- disectado en tiras y lenguas
- superficie ondulada, horizontal
- superficie disectada, inclinada

Principales accidentes con papel geomorfológico

Elaboración: A. Winckell; Fuente: Cartografía geomorfológica de la Sierra a 1:500.000, inédita

Norte de Mariano Acosta y se prolonga, según una dirección SSW-NNE, hasta la latitud de San Gabriel, de ahí se hace oblicuo hacia el Este (Fig. 15).

La ausencia de documentos topográficos confiables no permite una caracterización altimétrica precisa. Con un desnivel siempre superior a 500 m, se eleva aproximadamente entre 3.000 m, al contacto interandino, hasta 3.500-3.600 m, en la cercanía de los modelados glaciares superiores.

Las partes centrales más marcadas, tienen la apariencia de un abrupto con un dibujo en plano rectilíneo y un perfil muy tendido. En sus extremidades, los modelados son atenuados: al Norte a causa de la elevación del piso de la cuenca y al Sur por la existencia de contrafuertes muy disectados en los alrededores del alto valle del río Chota. Se transforma entonces en una vertiente disectada compuesta por una succesión de crestas agudas, paralelas a la pendiente, y separadas por entalladuras estrechas y muy pronunciadas con el característico perfil en V. Es localmente interrumpido por algunos niveles intermedios poco extensos, en forma de rellanos de inclinación diversa.

¿Cuál es el origen de este abrupto ?

Es un abrupto tectónico. Su trazado rectilíneo, su perfil tendido, la existencia de rellanos y gradas intermedios escalonados sobre la pendiente, identifican un abrupto de falla, con levantamiento del bloque oriental. Es característico el aspecto de su parte central, en donde se suceden facetas trapezoidales que, correspondiendo al plan de la falla, se hallan separadas por entalladuras en V elaboradas por los ríos provenientes de las tierras frías. Además, su orientación corresponde con las direcciones estructurales andinas mayores (SW-NE) en ese sector, cuya influencia se repercute hasta la repartición de las formas de la cuenca.

Pero también es un abrupto de erosión diferencial pues se encuentra casi exclusivamente desarrollado sobre un sustrato metamórfico de las series "Ambuquí" y "Cofanes" en el extremo Norte. Estas series constituyen la vertiente oriental externa (unidad 123) y se componen principalmente de esquistos, cuarzitas, gneiss y filitas. Son por ende facies casi siempre mucho más resistentes que las proyecciones y aglomerados volcánicos más o menos cimentados del relleno de la cuenca interandina. Aun más, es posible comprobar una concordancia casi perfecta entre los límites de formaciones y el pie del abrupto, en los sectores central y Norte de la cuenca.

Lo interpretamos por lo tanto como un declive originalmente tectónico, de edad plio-cuaternaria, pero cuyo diseño actual provien también localmente de una adaptación erosional a las diferencias litológicas entre los dos bloques.

Las formaciones superficiales son también originales. Las alteraciones blanquecinas, poco potentes, arenoarcillosas con gravas, asociadas a rocas aflorantes o a poca profundidad dominan; pero existen localmente testigos de alteraciones profundas, arcillosas, rojizas, y posiblemente ferralíticas. Esas formaciones, que desaparecen sobre las zonas cimeras, antiguamente enhieladas, son también aquí heredadas de un período anterior y se inscriben en la misma problemática de la evolución paleográfica de los altos modelados de la Sierra Sur, con formaciones idénticas (unidades 163 y parte de 165).

2.3. LOS VOLCANES ANDINOS

Los volcanes andinos, cuyo número total sobrepasa el centenar, juegan un papel primordial en Ecuador.

Inicialmente por los productos que han generado, y de los cuales los últimos cubrieron de una espesa capa de piroclastitas finas (lapilli y cenizas) alrededor de las dos terceras partes septentrionales y centrales de la Sierra, así como vastas extensiones de las regiones costeras y, más localmente, amazónicas. El volcanismo está así, en el orígen de la mayoría de los suelos andinos, capaces de soportar una agricultura muy variada. En la planicie costera central, modelados recubiertos de cenizas eólicas recientes constituyen "el granero del Ecuador"; en la región amazónica, son los transportes y removilizaciones fluviátiles de proyecciones volcánicas los que depositaron los suelos de Shushufindi, entre los más ricos del piedemonte andino oriental.

Son también, por su propia existencia, el elemento clave de la geografía de la cordillera de los Andes en Ecuador.

En efecto, los relieves interandinos les deben sus principales características. Ellos marcan los límites externos, sus emisiones contribuyeron para realzar las dos cordilleras submeridianas de una forma significativa, y algunos edificios entre los más altos (Cayambe o Chimborazo por ejemplo), aparecen como verdaderos guardianes; es imposible desplazarse en este medio sin tener frente a sí un horizonte con uno o varios de estos edificios.

Pero también están presentes en el valle interandino, donde subrayan los pasajes entre cada cuenca. Es la existencia de varios edificios coalescentes la que constituye los umbrales o "nudos" entre cuencas, delimitando así pequeñas entidades regionales con características tan diferentes que dan la impresión de cambiar de "mundo" cada vez que se cruza un paso y que se baja hacia otra cuenca.

Ningún otro calificativo podría aplicarse mejor a las partes septentrionales y centrales de la Sierra del Ecuador que el de "La Avenida de los Volcanes", según la expresión de A. von Humboldt (1837 - 1838).

HISTORIA DEL VOLCANISMO EN ECUADOR

Se han dedicado varios estudios a la presentación de estos grandes edificios volcánicos, que se eslabonan desde la frontera colombiana hasta el volcán Sangay, a 2° de latitud Sur. Todos tienen una orientación volcanológica y petrográfica; tratan de los tipos y períodos de actividad de los diferentes volcanes, la naturaleza y composición de los diferentes productos emitidos. Remitimos al lector interesado a las tres publicaciones importantes en este dominio de W. Sauer (1965), J.W. Baldock (1982) et sobre todo M.L. Hall (1977).

El volcanismo ecuatoriano puede componerse, según las huellas geomorfológicas que nos ha dejado, en dos grupos de origen, edad y aspectos diferentes.

El volcanismo del basamento

Los rastros más antiguos se localizan sobre la ladera Oeste de la Cordillera de los Andes, representados por un volcanismo básico sobre un arco oceánico (formación Macuchi), y un volcanismo de margen continental (f. Celica); son también presentes en la cordillera costera, donde la formación Piñón constituye un afloramiento de costra oceanica. Son el resultado de la primera fase de construcción del Ecuador por una subducción y una acreción de edad cretácica (M. Lebrat, 1985). Se componen principalmente de basaltos, andesitas y volcanoclastitas.

El volcanismo prosigue luego durante el Terciario sobre el emplazamiento actual de la cordillera donde sus productos constituyen el basamento de los Andes septentionales y centrales. Se trata principalmente de niveles volcánicos y volcano-sedimentarios de las formaciones Sacapalca y Saraguro, compuestas de andesitas, piroclastitas y localmente de facies riolíticas, con más de 2.000 m de espesor.

El área del volcanismo se restringe durante el Neógeno, y se localiza entonces sobre las cordilleras meridianas individualizadas en donde se acumulan las potentes series compuestas de lavas andesíticas y de piroclastitas cimentadas de las formaciones Pisayambo o Sicalpa que recubren las cordilleras de la parte central.

Finalmente, un volcanismo efusivo, provocó el derramamiento de aglomerados ácidos, riodacíticos (¿formación Tarqui, Plio-pleistóceno ?) los cuales, situados a más de 3.500 - 4.000 m constituyen los vastos entablamientos que dan a los páramos de la Sierra centro-meridional su aspecto monótono tan característico.

El volcanismo piroclástico andino

Los episodios más recientes o subactuales dieron lugar a dos grandes grupos de formas y formaciones:

- Un relleno de las cuencas interandinas por la sedimentación de productos volcánicos. Los primeros episodios son una sedimentación detrítica, con un régimen de tipo continental, lacustre a torrencial (formaciones Latacunga, Palmira, Chiche, con tobas, conglomerados, volcano-clastitas, ignimbritas, lahares, etc.) de edad pleistócena. Las más recientes son caídas piroclásticas aéreas cuaternarias de cenizas, lapilli y piedras pómez que fosilizan los relieves subyacentes, muy a menudo consolidados y conocidos bajo el nombre de formación Cangahua.

- Un volcanismo explosivo, responsable de la construcción de numerosos estrato-volcanes (3), *repartidos en las partes Norte y centro-Norte de la Sierra. Las síntesis geológicas (DGGM, 1982) mencionan dos generaciones, la más antigua, conocida como "Volcánicos Altar" del Pleistoceno y la más reciente bajo el término de "Volcánicos Cotopaxi" de edad holocénica.*

La clasificación de los volcanes, según M. Hall

Pero la realidad del volcanismo explosivo reciente, entre pleistóceno y cuaternario, es más compleja que los esquemas elaborados anteriormente. Un examen de los edificios volcánicos de la Sierra hace aparecer en efecto todas las gradientes entre viejas construcciones muy erosionadas como la de Las Puntas, en donde únicamente la mirada del especialista puede detectar un origen volcánico, y la del Sangay, volcán con cono perfecto

(3) Volcán de gran tamaño con evolución compleja y larga, aparentemente de varias decenas de miles de años, compuesto de una sobreposición de derrames de lava y proyecciones piroclásticas (brechas, escorias, lapilli, cenizas) emitidas desde una chimenea única en posición central. Cada elemento evoluciona luego dando formas características a su estructura.

de donde escapan regularmente proyecciones y fumarolas.

El primer intento de clasificación de los volcanes recientes de Ecuador le realizó M. Hall (1977). Hace la distinción entre dos tipos de actividad volcánica:

- Los ocho volcanes con una actividad actual o histórica: Antisana, Cotopaxi, Pichincha (Guagua), Quilotoa, Reventador, Sangay, Sumaco, Tungurahua.

- Los volcanes apagados o en estado latente (desde hace varios siglos) entre los cuales están los siguientes:

• Chiles, Cotocachi, Cuicocha, Pululahua, Atacazo, Corazón, Iliniza, Carihuayrazo y Chimborazo sobre la cordillera occidental,

• Imbabura, Mojanda, Ilaló, Pasochoa y Rumiñahui en el valle interandino,

• Cayambe y Altar en la cordillera oriental.

2.3.1. Las diferentes categorías de volcanes

Presentamos en este estudio las diferentes categorías de edificios volcánicos, según una aproximación esencialmente morfológica y/o "paisajística", que combina tres criterios de definición.

- Mediante una apreciación del aspecto físico general, que refleja la edad presumible de la construcción, se establecen cuatro generaciones de volcanes:

• los edificios de primera generación, muy antiguos y erosionados, en vías de destrucción y difícilmente identificables (unidad 168);

• los volcanes bien conservados (unidades 169, 170 y 171): volcanes antiguos, de segunda generación, con formas de descalzamiento típicas en pitones, chimeneas, necks o vestigios de conos, y volcanes más recientes, de tercera generación, con formas volcánicas originales;

• los conos perfectos (unidades 172, 173 y 174): volcanes recientes, con actividad actual, volcánica o fumarólica. Es la cuarta generación.

- Un segundo nivel de clasificación permite cuatro agrupamientos en función de la importancia de los modelados glaciares presentes en los conos volcánicos: los "nevados" de cobertura glacio-nival actual (unidad 176), los volcanes con morfologia glaciar cuaternaria generalizada (unidades 169 y 172) o simplemente localizada en la parte superior (unidades 170 y 173), por último los edificios sin huellas glaciares (unidades 171 y 174).

- Una tercera diferenciación basada en un examen de las formas de detalle: grado de erosión de las formas antiguas, aspectos morfológicos actuales. Entre los tipos de formas más comunmente encontradas, citamos en el texto:

• Cono redondeado. Son volcanes apagados, cuyo modelado actual, poco retocado por la erosión glaciar se caracteriza por vertientes masivas, cercanas de su perfil original, con formas suavizadas y relativamente poco entalladas.

• Cono escarpado. Contiene formas agudas, audaces, resultantes de la erosión glaciar con flancos empinados, entallados de antiguos valles glaciares obstruidos de morrenas y separados por crestas estrechas.

• Cono gallardo, muy reciente, con sus flancos originales, rectilíneos, resultado de la colocación por gravedad de materiales piroclásticos originales.

• Cima con o sin cráter, con caldera circular o en forma de herradura.

Nuestras observaciones están globalmente de acuerdo con las conclusiones del estudio de M. Hall, con excepción de algunas diferencias en cuanto a los volcanes activos. Mientras que la clasificación de M. Hall menciona todos los tipos de actividad: coladas, proyecciones de piroclásticos y fumarolas; nosotros tuvimos también en cuenta el estado de conservación de las construcciones y las características de la cobertura piroclástica superficial.

Por criterios morfológicos (frescura de sus formas y gran similitud con el Quilotoa) incluimos el Cuicocha en la categoría de los volcanes recientes. Esta inclusión se halla confirmada por las dataciones efectuadas en las cenizas recientes de su cercanía y el relleno que se le atribuye, más reciente que 4.780 años.

En cambio no clasificamos al volcán Antisana entre los volcanes activos, ya que las únicas marcas de actividad reciente a actual son los derrames localizados lejos del edificio, provocados por emisiones fisurales: flujos de Antisanilla, Papallacta y Cuscungo que datan al parecer de la segunda mitad del siglo dieciocho. La existencia de fumarolas, internas en la caldera próxima a la cima (?) no fue comprobada. Ese volcán no parece haber emitido tampoco proyecciones piroclásticas recientes; sus coladas históricas están desprovistas de tal cobertura.

Por otra parte, con la finalidad de conservar una densidad de edificios compatible con la lectura del mapa y

para figurar solamente aquellas formas actuales más características, no indicamos más que una parte de los volcanes ecuatorianos. Es evidente que existe un número mucho mayor de construcciones, que un estudio específico permitiría identifiar y caracterizar mejor.

La presentación adoptada para las unidades 168 a 174 de la carta de paisajes a 1:1'000.000, respeta la ubicación geográfica según las direcciones meridianas y lista de Norte a Sur los edificios de cada una de estas (Fig. 16).

Los vestigios de edificios muy antiguos, profundamente destruídos (unidad 168)

Esta unidad se limitó voluntariamente, debido al gran numero de los relieves erosionados o despedazados que se pueden observar sobre los flancos y partes altas de las cordilleras, en el modelado glaciar y glacio-nival, los cuales son de hecho derivados de construcciones volcánicas muy antiguas, de destrucción avanzada y difícilmente identificables. Los procesos meteóricos posteriores hicieron desaparecer la mayoría de sus formas originales de las cuales no subsisten más que algunos rasgos. Preferimos no incluírlos en nuestra clasificación, debido a que las formas actualmente observables provienen casi exclusivamente de fenómenos geomorfológicos posteriores a su formación y no volcánicos (ej: Saraurcu, Puntas).

Se cartografió en esta categoría cinco conjuntos de relieve.

- Los restos del o de los edificios sin nombre, situados al Oeste de Mojanda y que rodean San José de Minas, cuyas cimas, superiores a los 3.300 m, culminan a 3.713 m en el Cerro Cushnirumi, al Este. La depresión de San José de Minas, es seguramente una caldera. Su fondo plano, situado hacia los 2.400 m, se inclina ligeramente hacia el Suroeste y es rodeado de un abrupto imponente con forma de herradura orientada también hacia el Suroeste, como muchos volcanes interandinos. Sus flancos Noroeste y Sureste, de trazo bastante rectilíneo y abrupto, suben rápidamente hasta las cimas de los relieves dominantes hacia 2.800-3.300 m.
- Los vestigios de las primeras fases de la construcción de edificios compuestos: sobre las laderas Noroeste del Cotacachi hacia 2.900-3.500 m, del Guagua y del Rucu Pichincha entre 2.800 y 3.600 m, la parte Norte del Atacazo entre 3.500 y 3.800 m, los contornos Oeste y Suroeste del Sangay cerca de 3.500-4.000 m. Las descripciones, de estos vestigios constan en las de los volcanes correspondientes.
- Un edificio sin nombre (¿Cerro Almas Santas, 3.250 m ?), aislado sobre la ladera occidental de la cordillera, sobre el borde oriental del valle del Toachi en la prolongación de la cuenca Quilotoa-Sigchos. Su origen parece volcánico, pero, dada la gran dificultad de su acceso no ha sido confirmado.
- El viejo edificio totalmente erosionado en cuchillas agudas y alargadas separadas por amplios valles glaciares radiales, sobre el cual se edificó el Altar actual.
- El macizo volcánico difícilmente reconocible, ya que está en avanzado proceso de destrucción, situado en la parte Norte de la zona subandina, entre los flancos occidentales de los volcanes Sumaco y Pan de Azúcar y la garganta del valle del Río Quijos. Sigue siendo posible identificar el origen volcánico por el aspecto globalmente cónico de la construcción, pero sus formas actuales son siempre muy disectadas, compuestas de interfluvios estrechos con cimas agudas separadas por laderas empinadas, rectilíneas o heterogéneas. Sobre el conjunto del edificio, las formaciones aflorantes no son muy diferentes de las en los volcanes más recientes. La destrucción más avanzada se acompaña no obstante de una excavación mayor de las coberturas menos coherentes: proyecciones piroclástitas, lahares, etc. y por erosión selectiva de la puesta en relieve de las lavas. Picos, pitones y necks marcan el emplazamiento de las presuntas chimeneas; abruptos y desniveles más o menos discontinuos son seguramente el límite de antiguos diques de intrusión o derrames.

Esta unidad constituye, por este aspecto, una excepción entre todos los volcanes ecuatorianos, de dinamismo vulcano-estromboliano, sobre los cuales las piroclastitas constituyen los afloramientos superficiales dominantes.

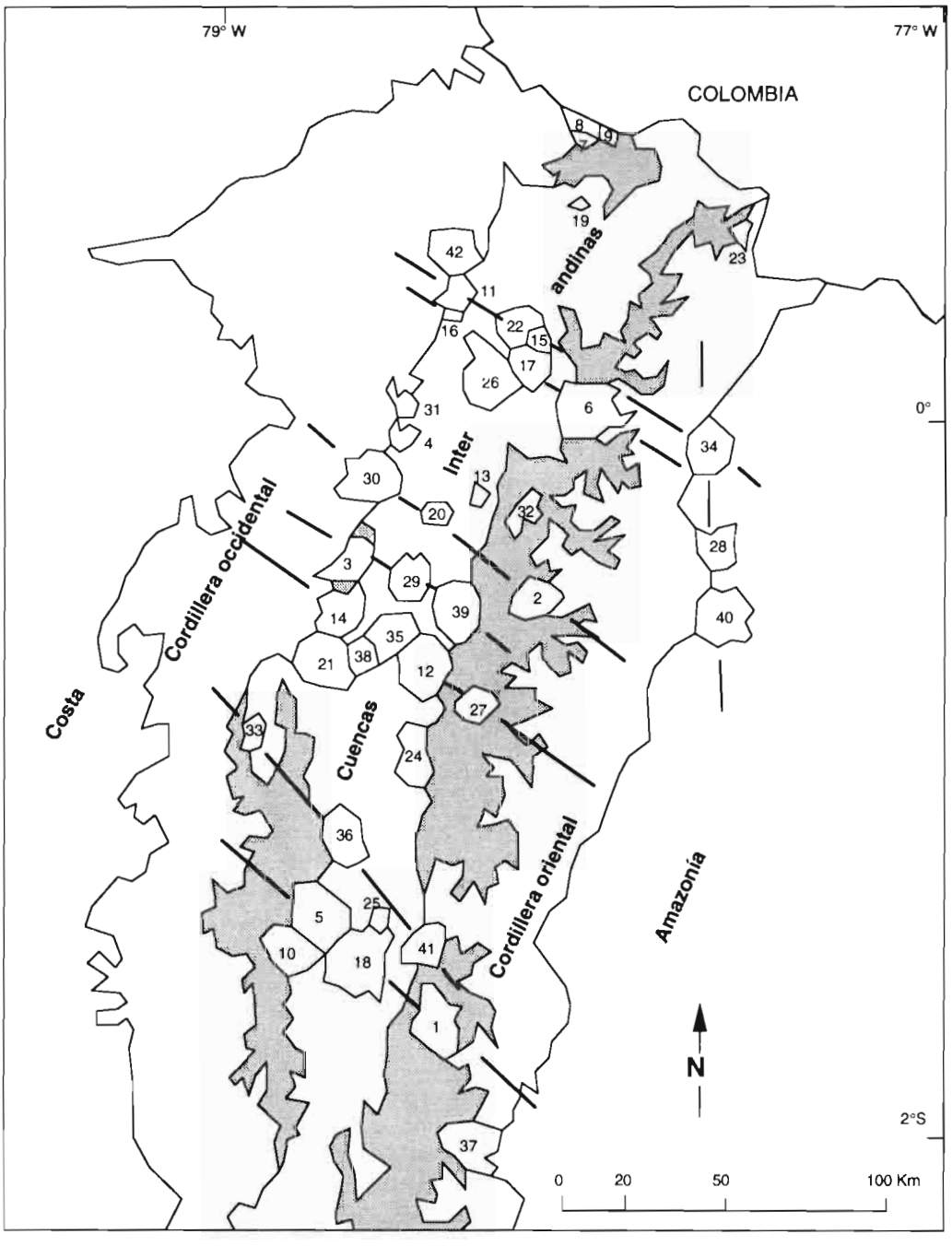
Debido su edad, se podría pensar que esos volcanes habrían podido tener un casquete glaciar, pero parece no ser así, por su altura demasiado baja, excepto en la parte Suroeste del Sangay que, al parecer, fue enhielada. Por el contrario, fueron seguramente recubiertos todos -con excepción de las pendientes y abruptos mayores- por las dos últimas generaciones de proyecciones piroclásticas andinas.

Los suelos que se desarrollan casi exclusivamente a partir de las proyecciones de superficie, son relativamente homogéneos. Son andosoles desaturados más o menos negros y humíferos según la altura a la cual se encuentran.

Los conos volcánicos bien conservados, sin actividad actual (unidades 169, 170, 171)

El grado de conservación de las formas originales es un excelente parámetro que permite apreciar la edad relativa de un volcán. Además, por su altitud elevada, un gran número de esos volcanes se recubrieron por glaciares

Fig. 16. Principales volcanes y lineamientos tectónicos



1. Altar
2. Antizana
3. Atacazo
4. Casitagua
5. Carihuairazo
6. Cayambe
7. Cerro del Medio
8. Cerro Negro
9. Chiles
10. Chimborazo
11. Cotacachi
12. Cotopaxi
13. Cotourcu
14. Corazón
15. Cubilche
16. Ciucocha
17. Cusin
18. Igualata
19. Iguan
20. Ilaló
21. Ilinizas (norte y sur)
22. Imbabura
23. La Bonita (volcán sin nombre)
24. (Este de) Latacunga: dos volcanes sin nombre
25. Llimpi
26. Mojanda (o Fuya Fuya)
27. Quilindaña
28. Pan de Azúcar
29. Posochoa
30. Pichincha (Rucu y Guagua)
31. Pululahua
32. Puntas
33. Quilotoa
34. Reventador
35. Rumiñahui
36. Sagoatoa
37. Sangay
38. Santa Cruz
39. Sincholagua
40. Sumaco
41. Tungurahua
42. Yanaurcu de Piñan (Negro Puño)

Zonas cimeras con modelado glaciar cuaternario

Principales alineaciones de volcanes

Elaboración: A. Winckell; Fuente: Cartografía geomorfológica de la Sierra a 1:500.000, inédita

cuaternarios. La importancia respectiva de las formas volcánicas originales, del remodelaje glaciar y de la erosión puramente hídrica en la elaboración de las vertientes permiten una estimación del período de construcción.

Unidad 169. Son los volcanes que, por su edad bastante antigua y su altitud elevada, se recubrieron de hielo y nieve durante los períodos glaciares cuaternarios. Todos presentan perfiles que sufrieron una remodelación profunda de su superficie: destrucción avanzada en los más viejos de los cuales no quedan más que crestas afiladas que dominan vertientes rocosas o recubiertas de caos de bloques y desprendimientos, separados por amplios circos o valles glaciares en cuneta.

Los mejor conservados tienen conos todavía bastante accidentados. Una forma particular es la disección de sus laderas en formas triangulares con la punta hacia arriba - las mesetas o "planèzes", resultantes de la erosión diferencial de los derrames volcánicos superpuestos - con entalladuras de valles glaciares en U atestados de derrames y complejos escalonados de morrenas. Asocian también a vertientes muy disectadas con formas audaces y escarpadas, separadas por crestas agudas o desgarradas.

Es difícil determinar cuál es el papel respectivo de los episodios volcánicos y glaciares en la elaboración de los relieves cimeros, ya que la mayoría de las calderas de hundimiento, a menudo en forma de herradura, fueron transformadas y remodeladas por los glaciares que las ocuparon.

Las formaciones piroclásticas superficiales antiguas están ausentas hasta el límite inferior del enhielamiento; las más recientes, estan removidas por gravedad o corriente hídrica. Los afloramientos provienen entonces casi exclusivamente del basamento: lienzos rocosos de los relieves residuales o flancos de valles, caos de bloques por desprendimientos, vertientes rectilíneas sobre piroclastitas o recubiertas de escombros rocosos, formaciones pedregosas de los arcos morrénicos, etc. Es solo en las formas menos inclinadas que se conserva la cobertura de cenizas recientes, arenosas, de edad postglaciar, idéntica a las de las cimas de cordilleras, y cuyo espesor, generalmente métrico, puede alcanzar 2 a 3 metros en la cercanía de los volcanes más activos.

Los suelos se desarrollan esencialmente a partir de estas cenizas. Su acumulación, más importante en los sectores deprimidos y abrigados que en los relieves más expuestos, suavizó las formas heredadas de la remodelación glaciar. Son suelos negros y humíferos y corresponden a andosoles desaturados típicos.

a) Cordillera occidental

Chiles, 4.768 m. Posee una caldera abierta al Norte, con una ligera actividad fumarólica, y dos volcanes adyacentes: el Cerro Negro al Oeste (4.440 m, caldera hacia el Oeste) y el Cerro del Medio (4.120 m, caldera hacia el Noroeste).

Yanaurcu de Piñan, 4.535 m. Es un antiguo volcán muy erosionado con dos volcanes coalescentes: el Negro Puño, situado al Oeste y con una caldera abierta hacia el Sureste, y el segundo (sin nombre) al Suroeste que no tiene cráter.

Ilinizas (Norte: 5.120 m y Sur: 5.248 m), "nevado". Son necks muy despezados sobre el flanco oriental de una caldera abierta al Suroeste, con un pequeño casquete glaciar en el más elevado, y rodeados de escombros y acantilados rocosos.

Sagotoa (4.162 m). Es un edificio antiguo masivo, redondeado, sin cráter.

Carihuayrazo. Este "nevado" es un gran volcán antiguo y elevado, 5.020 m, en un estado de destrucción avanzada. Su cima sería el borde Suroeste de una caldera, muy poco visible. Sus formas actuales son todas de descalzamiento: pitones y neck, murallas rocosas, partes de flancos inclinados en forma de "planèzes".

Chimborazo, "nevado". Este inmenso volcán cubierto de glaciares extensos, constituye la cima del Ecuador a 6.310 m, y es inclusive el punto culminante de la tierra, si se tiene el cuidado de medirla desde su centro, habida cuenta del abonbamiento de la línea equinoccial! Su tamaño se debería supuestamente a la adyacencia de dos volcanes: el más antiguo y erosionado al Este y un edificio occidental, más joven con algunas vertientes originales. Se supone la presencia de un cráter cimero, recubierto de hielo? Sus vertientes sufrieron una remodelación glaciar casi completa: valles, circos, murallas rocosas y vertientes de desprendimientos más abajo, etc. Su último período de erupción no parece muy lejano, ya que un lahar localizado en su ladera occidental se derramó en el fondo de un antiguo valle glaciar.

b) Cuencas interandinas

Igualata, 4.430 m. Gran volcán masivo, con formas redondeadas, sin cráter, unido al Chimborazo y al Carihuayrazo.

- Borde interno de la cordillera oriental.

Sincholagua, 4.893 m. Es un edificio muy erosionado del cual no subsiste más que un neck rodeado de acantilados rocosos coronando vertientes de escombros.

Al Este de Latacunga, se encuentran dos edificios pegados con formas suaves y cimas redondeadas, sin nombre preciso, que culminan a 4.155 m al Norte y 4.231 m al Sur.

c) Cordillera oriental

Cayambe, 5.790 m, "nevado". Es un gran macizo con formas angulosas y con una silueta general trapezoidal, cubierto por imponentes glaciares. La construcción actual se edificó en el seno de una gran caldera de la cual uno de los restos es claramente visible en el camino de acceso turístico por el Oeste. La forma alargada de su cima, parecería heredada de varias bocas de emisión alineadas, todas recubiertas de hielo y nieve.

Antisana, 5.758 m, "nevado". Es un gran edificio masivo, bastante parecido al anterior, pero con tres cabezas. La destrucción glaciar es bastante avanzada y es difícil reconocer las formas originales. Parece sin embargo que el espolón cimero corresponde al borde occidental de una gran caldera profunda, de alrededor de 2 km de diámetro, sobre la cual se edificó un nuevo volcán más joven que constituye el punto culminante central, y que sería el sitio de fumarolas actuales (?).

Quilindaña, 4.878 m. Volcán muy antiguo, totalmente remodelado por la erosión glaciar, con neck, paredes rocosas y vertientes de escombros.

Altar, 5.319 m, "nevado". Es un enorme macizo que se extiende sobre más de 30 km de Norte a Sur, con por lo menos dos fases de reconstrucción, y totalmente remodelado por los glaciares. La primera, con formas muy desgarradas, se representó con la unidad 168. El edificio culminante en parte central es un magnífico volcán gallardo pero truncado por una línea circular de crestas con formas de horns característicos, rodeando una caldera central redonda de aproximadamente 3 km de diámetro, abierta hacia el Oeste, y ocupada por glaciares encaramados. Picos y acantilados rocosos están recubiertos por una importante cobertura glaciar y nival.

Unidad 170. Pertenecen a la misma generación que los anteriores, pero no sufrieron un total enhielamiento cuaternario, ya sea por razones altitudinales dado que sus cumbres eran menos elevadas o situadas en un entorno por lo general más bajo, o bien a causa de las condiciones climáticas locales desfavorables: precipitaciones insuficientes, temperaturas demasiado elevadas. Son volcanes de modelado compuesto: la remodelación glaciar se limita a la parte superior de las construcciones, en donde las formas son estrictamente parecidas a la categoría precedente (unidad 169). Las partes inferiores fueron remodeladas simplemente por retoques glaciares locales: valles en U en el asentamiento de los glaciares más importantes o mejor alimentados, sobre las vertientes particularmente expuestas a los flujos húmedos, por ejemplo. Es probablemente a esta acción glaciar a la que se debe la similitud de las formas de las calderas de los volcanes de la fila occidental y de la cuenca interandina, en la parte Sur de la cuenca de Quito. En fin, algunos pequeños volcanes, teóricamente situados por abajo de la extensión máxima de los hielos cuaternarios, tienen también las marcas de una remodelación glaciar en su cima. Es el caso del Ilaló, por ejemplo, bien expuesto a la desembocadura del valle de Papallacta, una de las entradas del aire húmedo amazónico.

La mayoría de las formas actuales deriva directamente de las fases de la construcción y de su disección posterior por la erosión hídrica lineal. Es aquí y en la unidad siguiente (171) en donde las formas típicas de la erosión de los estrato-volcanes están mejor representadas: laderas masivas cercanas a su perfil original, recortadas por valles radiales en V, "planèzes" con modelado de superficie ondulado separadas por entalladuras con bordes abruptos, alineamientos en relieves sobre el emplazamiento de diques, pequeños domos parásitos redondeados, etc.

Las formaciones superficiales se caracterizan por la misma zonificación altitudinal. En las partes superiores, ocupadas por los glaciares, afloran las formaciones originales del sustrato, emitidas durante la fase de construcción: lavas y piroclastitas de toda naturaleza y granulometría, únicamente recubiertos de proyecciones piroclasticas arenosas recientes post-glaciares, negruzcas. Por el contrario, por debajo del límite del enhielamiento cuaternario, se acumularon las dos generaciones de piroclastos: proyecciones antiguas de lapilli y cenizas, muy a menudo cimentadas en tobas y cangahua en las zonas más secas, y recubiertas por las cenizas post-glaciares

El modelado de disección se desarrolló esencialmente en los materiales de esta cobertura que decapó parcialmente aprovechando las discontinuidades estratigráficas. Las formas de superficie se parecen mucho a las desarrolladas sobre los modelados de la parte inferior de las cuencas interandinas, y muy especialmente las unidades 175, 203 y 209.

Los suelos siguen siendo ándicos desaturados, y se acomodan de acuerdo a una gradiente climática muy clara. A los suelos de color café, poco humíferos, de baja altitud, les siguen progresivamente los suelos negros y muy humíferos en las altitudes más elevadas.

a) Cordillera occidental

Cotacachi, 4 939 m. Volcán antiguo, con laderas escarpadas, muy erosionadas por los glaciares cuaternarios, de las que no subsiste más que un neck central de forma burdamente piramidal, rodeado de acantilados rocosos abruptos y de vertientes de escombros.

Pichincha (Rucu), 4.640 m. (Ver volcán Guagua Pichincha, unidad 174).

Atacazo, 4.494 m. Antiguo edificio con flancos erosionados y una gran caldera abierta hacia el Suroeste, profundamente remodelada por glaciares cuaternarios y rodeada de laderas abruptas cuya terminación oriental constituye la cima.

Corazón, 4.788 m. Edificio parecido al anterior. Su punto culminante es una pirámide rocosa situada en el borde oriental de una caldera abierta hacia el Oeste y profundamente remodelada.

b) Cuencas interandinas

Imbabura, 4.560 m. Estrato-volcán antiguo y masivo, su cima es un cráter (¿o una pequeña caldera?) abierta hacia el Sureste, moderadamente retocada por los glaciares.

Cubiche, 3.836 m. Edificio pequeño de cima redondeada y débil enhielamiento cuaternario, pegado a la parte oriental del Imbabura.

Cusin, 3.989 m. Parecido a los dos anteriores, pero recortado por una gran caldera abierta sobre el relleno lacustre de San Pablo, al Noroeste.

Mojanda (o Fuya Fuya), 4.300 m. Es el más grande de los estrato-volcanes interandinos, con laderas masivas disectadas en "planèzes". Su cima es una gran caldera abierta hacia el Suroeste, con forma rectangular guiada por fallas ortogonales. Fue profundamente modificada por los glaciares cuaternarios de circos, separados por cuellos de difluencia y cuyas sobre-cavaduras están ocupadas por lagos (ver la descripción de la unidad 181). Su coalescencia con los dos anteriores constituye un nudo que separa las cuencas de Ibarra y Quito (Fig. 17).

Pasochoa, 4.200 m. Sus laderas relativamente suaves, están disectadas en bellas "planèzes", su cima esta reventada por una gran caldera abierta hacia el Noroeste y modificada por los glaciares cuaternarios.

Rumiñahui, 4.712 m. Volcán de la misma generación que el anterior, pero habiendo presentado un enhielamiento más importante, cima compuesta de picos y agujas muy desgarradas que dominan una gran caldera abierta hacia el Suroeste.

Santa Cruz (Este de Ilinizas), 3.945 m. Cima redondeada y vertientes suaves.

c) Borde interno de la cordillera oriental

Cotourcu (Este de Ilaló), 3.596 m. Similar al anterior, pero con un cráter (¿o pequeña caldera ?) abierta hacia el Norte.

d) Zona subandina

Volcán sin nombre, al Noroeste del pueblo de La Bonita, revelado por fotointerpretación, en la prolongación del alineamiento Sumaco-Reventador. Edificio redondeado, el cual no parece muy antiguo, con laderas rectilíneas, reventado por una caldera circular abierta hacia el Sureste y prolongada por un derrame meridiano de 10 km de largo, situado en el fondo de un valle.

Unidad 171. Son los volcanes menos elevados. Por su altitud baja o su posición en los medios interandino y subandino, no sufrieron enhielamiento y se caracterizan entonces por la ausencia de las formas reventadas típicas de esta remodelación. Se aproximan a la parte inferior de las vertientes de los volcanes de la unidad 170.

Los volcanes interandinos guardaron globalmente sus formas originales. Sus cimas son redondeadas, con cráteres o calderas no profundizadas por los glaciares. Las laderas externas rectilíneas, de pendiente entre moderada y marcada, están cercanas a la de los depósitos originales, y tienen un modelado superficial suavizado por las proyecciones piroclasticas, están a menudo disectadas en "planèzes" triangulares separadas por entalladuras estrechas en V, debidas al escurrimiento concentrado. Se encuentran generalmente menos disectadas que las de la unidad anterior, en donde un gran número de entalladuras, con funcionamiento actual episódico, fueron elaboradas por las aguas provenientes de los casquetes glaciares o nivales cuspídeos.

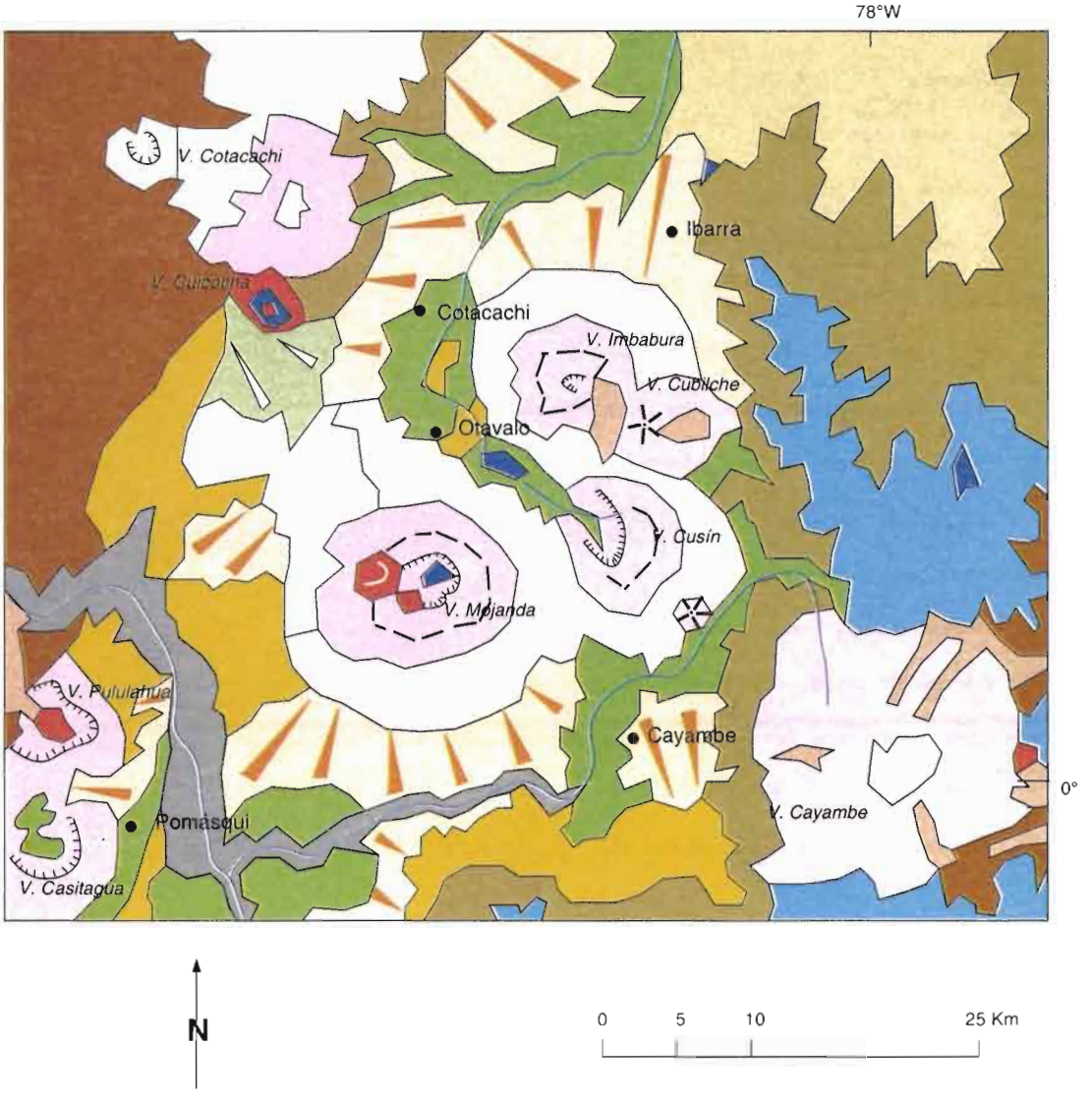
Sus formaciones superficiales son idénticas a las características de la parte inferior de los volcanes de la unidad 170: proyecciones piroclásticas antiguas cimentadas en tobas, cangahua y capas superficiales de cenizas recientes.

El modelado de superficie es también similar con una excavación parcial de las capas recientes blandas y la puesta en relieve de los materiales endurecidos de la cobertura antigua (ver unidad 175).

a) Cordillera occidental

Pululahua, 3.356 m. Pequeño volcán con laderas masivas disectadas por la erosión lineal. Su centro se abre en una gran caldera en herradura de 2,5 a 3 km de diámetro, hacia el Oeste, de donde se escapa un lahar. En el interior, sobre su fondo plano al parecer heredado de antiguos depósitos lacustres, se localizan extrusiones de lavas más recientes. Una de ellas, el Pondoña, se eleva a 2.969 m. Los flancos externos estan constituidos en su mayoría por

Fig. 17. Estructura del "nudo" Imbabura-Mojanda



Elaboración: A. Winckell: Fuente: Cartografía geomorfológica de la Sierra a 1:500.000, inédita

proyecciones piroclásticas gruesas: brechas, escorias y lapilli que parecen indicar erupciones explosivas violentas y se extienden hasta San Antonio de Pichincha. Es un volcán, del que no se ha reportado actividad alguna, pero cuya edad no parece muy antigua. La superficie de su lahar (unidad 183) no lleva cobertura de cenizas recientes; y por otra parte, es posible que las proyecciones que cubren las ruinas arqueológicas de Rumicucho provengan de una de sus erupciones.

Casitagua, 3.515 m. Situado inmediatamente al Sur del anterior , se le asemeja mucho. De edad al parecer más antigua, presenta laderas más erosionadas y una gran caldera central, abierta hacia el Norte, cuyo fondo ha evolucionado posteriormente en glacis.

b) Cuencas interandinas.

Iguán, 3.841 m, al Oeste de El Angel. Pequeño volcán de laderas cortadas por entalladuras en V, con una pequeña caldera en herradura, abierta hacia el Noroeste.

Ilaló, 3.169 m, entre las cuencas de Sangolquí y de Tumbaco. Sus laderas están disectadas, en pequeñas "planèzes" triangulares, por profundas quebradas en V, su cima revienta en una caldera abierta hacia el Noroeste

- Borde interno de la cordillera oriental.

Llimpi, 3.732 m. Volcán adjunto al Noreste del Igualata, con cumbre y laderas redondeadas y entalladas.

Vertiente externa

Modelados glaciares cuaternarios

Relieves interandinos

Vertientes superiores

Vertientes inferiores

Cuenca erosionada del Chota

Piso de las cuencas interandinas

Glacis y modelados interandinos inferiores

Rellenos lacustres , fluvio-lacustres, localmente coluvionados

Glacis de esparcimiento del Cuicocha

Gargantas y quebradas

Construcciones volcánicas

Relieve volcánicos indiferenciados, muy disectados

Edificios volcánicos, vertientes superiores fuertes

Edificios volcánicos, vertientes suaves y glacis-conos inferiores

Límite de la parte cimera

Abruptos de borde de crater o caldera

Domo

Casquetes glacial e nival

Volcanes y domos de construcción reciente

Coladas y lahares de las últimas fases volcánicas

Lagos

c) Zona subandina

La parte externa del Reventador (descripción incluída en la presentación del volcán Reventador, unidad 174)

Pan de Azúcar, 3.600 m. Se sitúa en posición central del alineamiento que une el Reventador con el Sumaco. Es el más antiguo de los tres, apagado desde hace milenios, y tal vez contemporáneo de la fase antigua del Reventador. Del edificio original, no subsiste más que un macizo de forma burdamente circular, con flacos muy disectados en cuchillas y entalladuras radiales muy densas. Su centro revienta en una depresión volcano-tectónica alargada del Sureste al Noroeste (¿antigua caldera?), en el sentido del alineamiento Sumaco-Reventador, y ocupada por relieves desgarrados.

Partes Este y Norte del Sangay, (descripción incluída en la presentación del volcán Sangay, unidad 174).

Estos volcanes parecen demasiado antiguos para haber emitido las piroclastitas de la última generación. Por el contrario, es evidente que contribuyeron a alimentar el potente manto continuo de proyecciones antiguas, que se observan actualmente bajo tres formas:

- los productos diversos (alternancias de derrames, lahares, nubes ardientes, piroclastitas, etc.), los que, removilizados, han contribuído al relleno detrítico continental de las cuencas interandinas,
- las cenizas eólicas antiguas, blandas,
- las formaciones llamadas "cangahua", facies endurecida de las anteriores.

Los conos volcánicos activos, recientes

Los volcanes de esta categoría fueron seleccionados mediante criterios geomorfológicos sencillos y evidentes y se caracterizan, a la vez, por su edad muy reciente y por la presencia de una actividad volcánica actual sostenida.

- Los más altos están actualmente cubiertos de glaciares y nieves permanentes por lo cual se les llama "Nevados": Cotopaxi, Tungurahua. Tienen sobre sus laderas, en la prolongación de las lenguas actuales, bellos valles glaciares. En su mayoría son herencias del retroceso de los glaciares cuspídeos actuales durante los últimos siglos. Los interfluvios guardan, por el contrario, el modelo volcánico original y dan a esos conos su característico perfil gallardo. Su excelente estado de conservación contrasta mucho con el entorno general profundamente marcado por un enhielamiento cuaternario. Hemos agregado a esta categoría el Sangay, aunque el casquete que tiene, más bien nival que glaciar, no modificó sensiblemente su morfología volcánica original.
- El Guagua Pichincha constituye un caso interesante ya que su elevación (cercana a los 4.800 m) lo sitúa a una altitud que hubiera permitido la formación de glaciares cuaternarios. Ahora bien, si el Rucu Pichincha, situado inmediatamente al Este y a una altitud ligeramente inferior, tiene en sus flancos un modelado glaciar notable, los del Guagua son indemnes, lo que muestra su edad posterior al máximo del enhielamiento cuaternario. Es también posible que la liberación de calor, proveniente de su actividad volcánica continua, haya impedido el desarrollo de un manto glaciar significativo.
- El último grupo no tiene rastros de enhielamiento, lo que es perfectamente compatible con su posición por abajo del nivel de la extensión máxima de los hielos para los casos del Cuicocha y el Quilotoa, o en altitudes demasiado bajas sobre la ladera amazónica de los Andes, para los casos del Reventador y del Sumaco.

Cuadro 1.Clasificación tipológica de los volcanes activos de los Andes del Ecuador

TIPOS DE ACTIVIDAD...	... VOLCÁNICA HISTÓRICA Y FUMARÓLICA ACTUAL	... VOLCÁNICA ACTUAL
Conos compuestos con caldera	Guagua Pichincha	
Conos truncados con lago de cráter o de caldera	Cuicocha Quilotoa	
Conos perfectos con cráter cimero	Sumaco	Reventador
Idem, con casquete glacio-nival cimero	Cotopaxi Tungurahua	Sangay

Consideramos a estos volcanes como la fuente de las proyecciones piroclásticas que constituyen los mantos de cenizas recientes: su espesor disminuye muy marcadamente a medida que su alejamiento es mayor del cono de emisión.

Una de las secuencias más demostrativas, a este respecto, es la del Pichincha. Su capa de cenizas se extiende hacia Quinindé en el medio costero en donde su espesor es de 80 cm; alcanza 150 cm en San Vicente de Andoas, a medio camino entre el límite de la capa y el cono de emisión; 200 cm en Los Bancos; 300 cm hacia Mindo y 510 cm en la cima de la vertiente andina externa occidental cerca de Tandayapa.

Los volcanes "Nevados" (unidades 172 y 173)

Volcanes de la cordillera oriental: Cotopaxi y Tungurahua

Su posición está ligada al accidente SSW-NNE, al contacto entre el graben interandino y la vertiente interna de la cordillera andina oriental. Es probable que se ubiquen también en la intersección de direcciones secundarias, como parecen indicarlo los alineamientos transversales de los edificios (Fig. 16).

Por su altitud elevada, esos nevados tienen todavía un casquete glaciar importante. Sin embargo, los rasgos

de modelado glaciar son visibles en altitudes muy inferiores al límite actual de las nieves (cerca de 4.600-4.800 m) y muestran vertientes recortadas por valles glaciares con perfil en U y llenas de complejos escalonados de morrenas.

Esos modelados son heredados de la retracción generalizada de los glaciares. Las morrenas más bajas han sido fechadas entre 10.000 y 16.000 años, es decir, correspondientes al último glaciar; en cuanto que las morrenas abandonadas en las partes superiores de los valles se escalonan entre 900 y 4.000 años (C. M. Clapperton y C. McEvan, 1986). Está comprobado entonces que esos dos edificios ya estaban construidos, con una configuración similar a la actual, durante las últimas grandes fases de enhielamiento cuaternario.

Los glaciares actuales se mantienen sobre casquetes cuspídeos y no se prolongan más que en las partes río arriba de los grandes valles glaciares abandonados, los que recortan los conos hasta su base.

Cotopaxi

Latitud Sur: 0° 41', longitud Oeste: 78° 26'
Altitud: 5.897 m
Desnivel relativo: 2.800 m

El Cotopaxi es uno de los más grandes volcanes del mundo; es también el más alto volcán activo. Es un magnífico edificio cónico gallardo, cubierto de un casquete de nieves y hielos permanentes por encima de 4.800 m. Constituye la separación de las cuencas de Quito y de Latacunga, las que domina desde sus 5.897 m.

Posee flancos rectilíneos muy empinados, cercanos al perfil de equilibrio en la parte superior, y profundamente esculpidos por grandes valles glaciares radiales. Llenos de numerosos depósitos morrénicos escalonados, estos valles están aún ocupados, río arriba, por la terminación de los glaciares actuales, y remodelados por las corrientes hídricas del deshielo de esos glaciares. El remodelamiento glaciar es sensible en la totalidad del edificio, al parecer por causa de su gran altura (casi 6.000 m) que favorece las precipitaciones, la alimentación y el mantenimiento de una importante capa de hielo. El edificio tenía en una forma muy similar al actual durante el último glaciar y sus erupciones posteriores no aportaron más que retoques menores a su morfología de conjunto.

Sus laderas exponen los productos piroclásticos del cono, compuestos por una sucesión de capas de espesor entre decimétrico y métrico de escorias, lapilli y cenizas arenosas. Las coladas de lava parecen mucho menos abundantes que las proyecciones, situándose las más recientes al Noroeste del edificio actual.

Su cima está ocupada por dos cráteres encajonados, con forma circular: un cráter externo de cerca de 800 m, encerrando a uno más pequeño de alrededor de 250 m de diámetro y de unos cien metros de profundidad.

Su historia geológica parece ser relativamente compleja. El Cotopaxi actual es un estrato-volcán, pero esta asentado sobre los restos de un antiguo edificio totalmente destruído, al parecer por explosiones, de las cuales el Morurco o Picacho al Sur (4.840 m) constituiría el único testigo fácilmente identificable, considerado como uno de los bordes de la antigua caldera (Hantke et al., 1966 y Hradeká et al., 1974). Si pocas observaciones geomorfológicas permiten confirmar esas interpretaciones, la gran abundancia alrededor del edificio de facies brechosas poco consolidadas con numerosos bloques angulosos, parecen indicar la existencia de antiguos episodios muy violentos que contrastan con las últimas emisiones compuestas de delgadas capas piroclásticas alternadas y concordantes. Es con esta fase que podrían relacionarse las gruesas capas de piedra pómez de las cuencas de Quito y Latacunga.

Los productos emitidos se componen de lavas andesíticas y dacíticas y de una gran cantidad de piroclastitas: aglomerados, brechas, escorias, pomez y tobas. Las facies más antiguas son más silíceas y de composición dacítica a riodacítica con pyroxeno, hornblenda y biotita, con 70% de SiO_2; mientras que las últimas son típicamente andesitas con hypersteno y augita, conteniendo entre 57 y 60% de SiO_2 (Hradecká et al., 1974).

Volcán históricamente muy activo, el Cotopaxi se caracteriza por tres tipos de fenómenos:

- Una gran extensión de los lahares, provocados por los deshielos (parciales o totales) de su cobertura de nieve y hielo, consecutivamente a fenómenos de recalentamiento interno con o sin episodios eruptivos. Los escurrimientos de tipo lodoso así provocados (mezclas de facies volcánicas y de deshielo del manto glacio-nival) recubrieron, de manera a veces catastrófica grandes extensiones hacia Limpiopungo y el valle del Río Pita al Norte (en 1877, según T. Wolf, 1982), o hacia la cuenca de Latacunga al Sur.
- Erupciones explosivas, originarias del cráter, y acompañadas de grandes columnas de gas, humos y proyección de espesas capas de piroclastitas (peleanas, escorias, lapilli y cenizas) sobre los relieves circundantes. El último período eruptivo muy activo se produjo entre 1877 y 1904 (fecha de los últimos derrames de lava conocidos).
- Una actividad fumarólica, contínua, localizada en la cima de los dos cráteres encajonados. Los dos últimos períodos de recalentamiento tuvieron lugar en 1975-1976 y en 1990, provocando en la parte superior suroccidental del cono un deshielo parcial de la cobertura glacio-nival. No se excluye que esos fenómenos, todavía localizados, sean los signos que anuncien una nueva fase de mayor actividad.

Tungurahua

Latitud Sur: 1°28', longitud Oeste: 78° 27'
Altitud: 5.016 m
Desnivel relativo: alrededor de 3.000 m

El Tungurahua es un joven estrato-volcán, constituído por un magnífico cono gallardo, de forma casi simétrica y con laderas escarpadas y rectilíneas cercanas al perfil de equilibrio, de 30 a 35°. Se localiza en el seno de la cordillera oriental en donde rebasa directamente el sustrato metamórfico, en la proximidad de la confluencia de los ríos Patate y Chambo, dominando la ciudad de Baños de alrededor 3.000 m.

La huella glaciar no es visible más que en la parte superior del cono. La altitud más baja (5.016 m) del Tungurahua explica la existencia de un manto glaciar menos importante y menos extenso, a pesar de su posición en la garganta del Río Pastaza, lugar privilegiado de entrada del aire húmedo amazónico. Por otra parte, su vertiente occidental es en parte posterior al máximo glaciar.

Se trata de un cono históricamente muy activo, cuyas laderas muestran una zonificación notable:

- Testigos de la construcción de un volcán más antiguo con algunos restos de sus flancos bajo la forma de pequeñas "planèzes" triangulares inclinadas hacia el Norte, aparecen al Sur de Baños.
- Sus flancos orientales y meridionales son recortados por las profundas entalladuras de los glaciares cuaternarios y escurrimientos hídricos; algunas están ocupadas por derrames recientes. Esos paisajes pasan sin transición a los modelados glaciares que se extienden ampliamente en el flanco Sureste del edificio actual, donde se terminan mediante un abrupto de forma curva (una "Somma") que culmina hacia 4.300 m y que representa la línea de cresta del antiguo edificio.
- Su mitad occidental, está por el contrario constituída por flancos rectilíneos, con pendiente fuerte y poco entallados, que descienden hasta el valle del río Chambo. Se trata en efecto de la última fase del volcán, representada por un cono reciente, encajonado en la parte noroccidental del volcán antiguo. Es evidentemente de modelado más reciente, ya que tiene muy pocas huellas de erosión glaciar. Recubiertos por espesos depósitos de materiales piroclásticos finos (lapilli y cenizas), esos flancos son recorridos por pequeñas entalladuras radiales poco profundas, debidas a escurrimientos hídricos de superficie.

Este edificio no tiene actualmente más que un casquete cuspídeo limitado de nieves y hielos, rodeando una cima compleja. Su cráter bien definido en forma de embudo, pero excentrado en lo alto de la ladera Noroeste, es de forma circular, y con un diámetro de alrededor de 800-900 m; es dominado hacia el Sureste por la cima actual a 5.016 m.

De este cráter, cuya boca da hacia el Noroeste, provienen la mayoría de las manifestaciones recientes; tanto las espesas capas de piroclastitas de los flancos occidentales que las corrientes de lava que bajaron sus laderas hacia los ríos Chambo al Oeste y Pastaza al Norte o en los alrededores de la ciudad de Baños.

Los materiales emitidos, homogéneos en su conjunto, se componen principalmente de grandes cantidades de proyecciones piroclásticas asociando escorias, piedras pómez, lapilli y cenizas, y de depositos peleanos (nubes ardientes) asociados con corrientes de lava y lahares. Las lavas más antiguas son andesitas porfiriticas con fenocristales de plagioclase, hornblenda, augita (diopsídica), hipersteno y olivino. Las más recientes muestran una basicidad más clara y son de tipo basáltico con fenocristales de plagioclase, hipersteno y olivino (DGGM, mapa geológico a 1:100.000 de Baños, 1980).

El Tungurahua presenta una gran actividad histórica. Así, desde 1850 por lo menos una decena de períodos de actividad se sucedieron. La mayoría de las últimas manifestaciones son de tipo explosivo, vulcano-peleano, con fuertes explosiones y proyecciones de grandes cantidades de piroclastitas, emisiones de nubes ardientes, y en segundo lugar derrames de lava y lahares. La última, muy importante, se produjo en 1944. El cráter es actualmente sitio de fumarolas.

Esas manifestaciones constituyen un gran peligro potencial, sobre los flancos occidentales, recientes del volcán actual, por abajo de la parte inferior del cráter actual.

Volcán del flanco amazónico de los Andes: Sangay

Latitud Sur: 02°, longitud Oeste: 78° 21'
Altitud: 5.230 m
Desnivel relativo: variable de 1.800 m al Oeste a 2.700 m al Este

Situado sobre la vertiente andina de los Andes, fuera de toda vía de comunicación, el Sangay es uno de los volcanes más activos del mundo. El Sangay tiene en su parte superior un pequeño casquete que parece más nival que glaciar, pero la presencia de pequeños glaciares cuspídeos locales no se debe excluír. Su identificación en fotos aéreas es imposible y su papel, extremadamente limitado, no modificó la morfología volcánica original.

Una interpretación minuciosa de los documentos aéreos muestra por lo menos tres generaciones sucesivas en la construcción de este gran estrato-volcán, que aparece como un edificio sobrepuesto sobre los relieves subyacentes de la cordillera oriental (Fig. 18).

Aproximadamente a 5 km al Suroeste del volcán actual se localiza un antiguo edificio rasgado (un proto-Sangay, unidad 168), rebasando el sustrato metamórfico de la cordillera oriental con un modelado característico en cuchillas disectadas, agudas, muy densas y orientadas según direcciones preferenciales. Esos relieves han sido totalmente remodelados por los glaciares cuaternarios.

En la periferia Noreste y Noroeste del cono actual, se levantan testigos triangulares de antiguos flancos, fuertemente disectados por una red densa de barrancos estrechos y profundos, perfilados en V. Están separados por corredores por donde bajan los torrentes de lahares y de proyecciones piroclásticas actuales. Según su pendiente y morfología, pareciera tratarse de restos de un edificio de mayores dimensiones que el actual Sangay.

El magnífico cono simétrico actual es la última fase de esta evolución, atestiguando la migración de la actividad hacia el ENE. Sus vertientes son rectilíneas y recorridas por una red superficial radial no encajonada y recubiertas por piroclástitas, y derrames limitados a proximidad de las bocas de erupción. En su mayoría se trata de vertientes de escombros, formados por el descenso de los materiales inestables sobre sus pronunciadas pendientes, cercanas a las de gravedad.

Estos flancos se prolongan al Este y al Sureste, hasta el contacto con los relieves amazónicos, mediante varias generaciones de glacis-conos de esparcimiento, localmente afectados por pequeños desniveles tectónicos meridianos, y disectados en paisajes de "bad-lands" por grandes barrancos estrechos y profundos.

Su historia volcánica no parece entonces muy compleja y las diferentes fases de la construcción no han estado separadas por largos períodos de calma o episodios de destrucción muy marcados.

Su cima es compleja. Se compone de tres bocas alineadas ENE-WSW. La más pequeña, al Este, parece estar inactiva. En 1956, el cráter central, de alrededor de 100 m de diámetro, estaba el sitio de importantes emisiones de humo, proyecciones y lavas que bajaban por la ladera Norte, en dirección del río Namaquimi, provocando una escotadura en la cobertura de nieve.

En 1981, la actividad principal se desplazó en el cráter occidental, proyectando piroclastitas y lavas sobre las laderas Noroeste y Oeste, mientras que el talud de escombros de la vertiente Norte estaba totalmente cubierto por la nieve.

La actividad volcánica actual, fumarólica y explosiva, es permanente y cercana a la actividad vulcaniana típica con producciones de grandes cantidades de piroclastitas, de derrames de lava y lahares cuyos efectos son particularmente visibles en los valles de la red hidrográfica naciente del lado oriental. En función de los vientos dominantes, que soplan hacia el Oeste-Suroeste, las cenizas proyectadas ininterrumpidamente se depositan sobre los modelados glaciares preexistentes, en donde difuminan las formas glaciares originales bajo una espesa capa fosilizante, prolongandose con rumbo hacia Palmira-Guamote en la cuenca interandina.

Las lavas emitidas son andesitas y andesitas basálticas con olivino, augita e hipersteno (M. Hall, 1977).

Los volcanes indemnes de modelado glaciar (unidad 174)

Dos grupos de volcanes activos, sin huella de enhielamiento cuaternario, guardaron todos sus rasgos morfológicos originales.

Volcanes de la cordillera occidental

Estos volcanes marcan las direcciones tectónicas, de orientación SSW-NNE, de la vertiente andina occidental. Mientras que el Cuicocha y el Pichincha se localizan en el contacto con la cuenca interandina, el Quilotoa está situado más al Oeste, en el interior mismo de la cordillera.

Cuicocha

10 km al Oeste de Cotacachi

Fig. 18. El volcán Sangay

Elaboración: A. Winckell; Fuente: Cartografía geomorfológica de la Sierra a 1:500.000. Inédita

Latitud Norte: 0° 18', longitud Oeste: 78° 22'
Altitud: 3.377 m, el lago de agua dulce está a 3.064 m
Desnivel relativo: de 100 a 250 m

Está situado sobre la ladera Sur del antiguo volcán erosionado Cotacachi (4.939 m), para el cual parece representar una chimenea terminal parásita. El Cuicocha es hoy, de hecho, un cráter de explosión (interpretación más acertada que la de caldera), ocupado por un lago de forma ovalada de 3,5 km de Este a Oeste por 2 km de Norte a Sur. Se sitúa al centro de un pequeño cono truncado de bajo desnivel. Sus vertientes externas en pendiente suave, están poco desarrolladas y se terminan en la verticalidad del lago por acantilados abruptos de cerca de 100 m de desnivel sobre su ladera Sur, pero que se aproximan a los 250 m al Norte (ver también la descripción de la unidad 181).

En el centro del lago emergen dos islotes separados por un pequeño canal. El islote occidental está constituido por dos pequeños domos volcánicos coalescentes, el islote oriental se compone de una sola extrusión, pero conserva sobre su ladera Norte un acantilado abrupto, vestigio de un cuarto edificio truncado. Constituidos por lavas andesíticas, son el testimonio de subidas viscosas de lava al parecer posteriores a las últimas manifestaciones explosivas.

Mientras que las rocas del basamento, constitutivas del volcán Cotacachi son andesitas gris-rojizas con plagioclase y biotita, los productos del Cuicocha son de composición dacítica a riodacítica (DGGM, mapas geológicos a 1:100.000 de Ibarra y Otavalo, 1980).

Todos sus productos muestran una actividad fuertemente explosiva. Con excepción de los bordes que ro-

Paisajes de cordillera

Modelados glaciares cuaternarios

Modelados glaciares cuaternarios cubiertos por cenizas del Sangay

Vertiente interandina, andina oriental, relieves subandinos

Paisajes amazónicos

Conos y llanuras de esparcimiento

Conos de esparcimiento, muy disectados

Entalladuras y quebradas

Abruptos y desniveles

Valles fluviales con terrazas

Paisajes del Sangay

Casquete nivo-glacial cimero

Corredores actuales de avalanchas piroclásticas y de lavas

Fase reciente - Flancos superiores fuertes y rectilíneos

- Flancos inferiores moderados

Fase intermedia - Flancos cavados por quebradas

- Flancos en avanzado proceso de disección

Fase antigua - Flancos disectados y remodelados por glaciares

dean el lago en donde afloran los productos del desembocamiento (brechas volcánicas con bloques de lava de tamaño decimétrico en una matriz piroclástica arenosa más o menos endurecida), la mayoría de las emisiones provenientes del Cuicocha son piroclastitas entre medianas y finas, compuestas principalmente de lapilli, escorias, tobas, pómez y cenizas, que parecen haber sido emitidas en una sola fase, de corta duración, posterior a la formación de la caldera por explosión. Afectan sectores relativamente limitados a los alrededores del volcán pero son particularmente abundantes al Sur y al Sureste en donde se elaboró, por remoción de esos productos, un gran glacis de esparcimiento coluvio-aluvial. Lleva en su superficie una capa de cenizas recientes de aproximadamente 1 metro de espesor.

Pichincha (Guagua)

Localizado inmediatamente al Oeste de Quito
Latitud Sur: 0° 11', longitud Oeste: 78° 38'
Altitud: 4.782 m
Desnivel relativo: 1.800-2.600 m (Su base está entre 3.000-3.200 m al Este y 2.000 - 2.200 m al Oeste)

El Pichinca es también un volcán con historia compleja. Enorme macizo de más de 25 km de base, se compone de por lo menos dos edificios sucesivos pegados, que atestiguan una migración de la actividad hacia el Oeste. Pero es probable que los contrafuertes situados más al Este, en la verticalidad de las urbanizaciones occidentales de Quito, conocidos bajo el nombre de Cerro Ventanillas o de Las Antenas (4.002 m) al Norte y Cerro Cruzloma (4.016 m) al Sur, sean los testigos de una fase más antigua.

Al Este, el Rucu Pichincha es un volcán, hoy apagado, que representa una fase antigua de construcción. Domina directamente Quito por flancos masivos recortados en pequeñas "planèzes" triangulares con pendiente fuerte y entalladas de valles en gargantas, en el fondo de las cuales las corrientes torrenciales consecutivas a fuertes aguaceros, constituyen una de las amenazas más graves para la ciudad de Quito. Su parte superior, que culmina a 4.640 m, lleva las huellas de una intensa erosión glaciar cuaternaria y se compone de cuchillas agudas con acantilados rocosos dominando vertientes de escombros bien desarrollados sobre los flancos de los antiguas valles glaciares.

Sobre su vertiente occidental, se levanta el Guagua Pichincha, edificio más reciente que culmina a 4.800 m. De forma globalmente cónica, fue destruido casi totalmente por una explosión y no queda más que una porción de una gran caldera en herradura, abierta hacia el Suroeste, de 4 km de diámetro y de 700 m de profundidad (Guagua, fase 1). El edificio subsiste solo por sus partes oriental y nororiental, en forma de cuerno. Sus paredes internas, muy inestables, muestran en su parte superior, una alternancia de derrames de lavas masivas, recubiertas por vertientes de escombros en la parte inferior. Los flancos externos son ya sea vertientes de gravedad sobre piroclastitas (El Arenal), o bien puntas volcánicas residuales, y están lardeadas por algunos derrames y diques radiales.

Sobre su piso interior, hacia 4.000 m, se edificó otro volcán más reciente (Guagua, fase 2), más pequeño, que culmina hacia 4.500 m, también parcialmente destruído por una segunda caldera de 1,5 km de diámetro y de la cual no subsiste más que la ladera Sur. En el interior, alrededor de un domo de lava situado cerca de la extremidad occidental se localiza una importante actividad fumarólica con depósitos de azufre, visibles también localmente en la base de la ladera de la caldera interna. La actividad actual se localiza entonces a unos doce kilómetros de Quito.

Aunque los materiales constitutivos de los diferentes edificios comprenden lavas y piroclastitas alternadas, los rasgos morfológicos actuales de esos volcanes son testigos de una actividad explosiva dominante, de estilo cercano al peleano, con emisión de grandes cantidades de proyecciones. Las lavas son andesítas porfíriticas con plagioclases y piroxeno, las de las últimas erupciones son dacitas con hornblenda (DGGM, mapa geológico a 1:100. 000 de Quito, 1980).

Quilotoa

Situado a 30 km al Oeste de Latacunga
Latitud Sur: 0° 51', longitud Oeste: 78° 54'
Altitud: 3.914 m, el lago de agua dulce está a 3.500 m
Desnivel relativo: 300 a 700 m

Ocupa una situación excepcional en el valle del río Sigchos, del que contribuye a cerrar la parte río arriba. Esta última está localizada en un "graben" sobre una falla meridiana y ubicado en la cordillera occidental. El volcán es una construcción original de pequeña dimensión, con un cono rebajado casi perfecto, y laderas de perfil rectilíneo pero fuertemente erosionadas por barrancos y gargantas radiales. Su desnivel es debil, ya que se eleva a partir de los relieves subyacentes situados entre 3.200 m al Norte y 3.600 m al Sur. En el centro se sitúa un gran cráter - al parecer caldera de hundimiento - que destruyó la parte central del edificio. Está ocupada por una laguna circular de 2 km de diámetro, rodeada de paredes abruptas inestables desarrolladas en proyecciones debilmente consolidadas.

Estas últimas son de extensión muy limitada y se componen casi exclusivamente de cenizas arenosas, lapilli y piedras pómez, con estratificación clara, constituyendo los afloramientos de las vertientes pero también el material de los niveles de relleno con removilización fluviátil situados al Sur, al Este y al Norte. Algunas coladas de lava son visibles en el fondo de las entalladuras, al pié de la vertiente Norte; son dacitas con plagioclases, hornblenda, biotita y un poco de cuarzo (DGGM, carta geológica a 1:100.000 de Latacunga, 1980).

Su mayor período de actividad no es muy reciente, ya que sus laderas fueron recubiertas, posteriormente a su abarrancamiento, por una capa de cenizas recientes de esperor métrico, originarias del Cotopaxi (A. Winckell, C. Zebrowski et al, 1994, en publicación).

La actividad actual se limita a despejes de vapores en el centro del lago (ver la descripción de la unidad 181) y localmente sobre las paredes internas de la caldera (?).

Volcanes de la ladera amazónica de los Andes

Se localizan al pié de la vertiente andina oriental, lo más a menudo sobre nudos tectónicos que jalonan los accidentes de orientación SSW-NNE, mediante los cuales la ladera andina cabalga a los terrenos terciarios amazónicos. El Sangay, ubicado ligeramente más al Oeste con referencia a esta disposición teórica, podría estar situado sobre un accidente de la misma orientación, pero incorporado a la vertiente andina.

Reventador

Latitud Sur: 0° 03', longitud Oeste: 77° 40'

Altitud: aproximadamente, 3.485 m
Desnivel relativo: aproximadamente, 1.300 m

Volcán descubierto en 1931, el Reventador se sitúa al pié de la vertiente andina oriental, metamórfica, en la extremidad Norte de una importante línea de fractura local submeridiana, asociada a los grandes accidentes del frente subandino, sobre la que se sitúan también el Pan de Azúcar y más al Sur, el Sumaco.

El Reventador domina el Río Quijos y amenaza a la vez la ruta de comunicación con la parte septentrional de la Amazonia ecuatoriana, así como los oleoductos provenientes de esta región.

El Reventador es también un volcán con historia compleja: el cono actualmente activo se localiza al interior de una caldera abierta hacia el Este, la que agujea la parte cuspídea de un edificio antiguo. El examen de las fotos aéreas muestra por lo menos tres fases de construcción en las que se ve una migración de la actividad del Oeste hacia el Este.

Un edificio antiguo, de dimensiones muy superiores al volcán actual, puesto que su base mide alrededor de 15 km de Norte a Sur, es el testigo de una primera fase de construcción. En estado avanzado de destrucción, este cono está constituído por vertientes con crestas agudas, disectadas por la erosión lineal, localmente reventadas y/o recubiertas por flujos más recientes como los del Noroeste. Un examen minucioso permite distinguir dos fases en la construcción de este edificio antiguo:

- Los restos de un antiguo cono, con laderas muy disectadas y entalladas con profundas barrancas en V, las que subsisten sobre todo en las partes occidentales y suroccidentales. Esta primera construcción fue destruída por una gran caldera, abierta hacia el Noreste. Está representada por un abrupto, semi-circular, discontinuo que coincide con el de la caldera actual al Sur, y es más claramente visible sobre su flanco occidental, en donde se abre hacia el Norte, con un desnivel creciente.
- En esta primera caldera, se edificó luego un segundo volcán, más alto que el actual, a juzgar por las pendientes que se observan. Sus flancos, mismos que se insertan localmente entre los restos de la primera construcción, hacia el Noroeste por ejemplo, están densamente disectados y presentan un perfil rectilíneo recorrido por pequeñas barrancas radiales.

Este segundo edificio ha sido casi totalmente destruido por la caldera actual con un diámetro de 4,5 km, e imponente abrupto semicircular de perfil rectilíneo. En forma de herradura, tiene un fondo ligeramente inclinado hacia el Este, con un modelado caótico y cortado en compartimentos por fallas de dirección Este-Oeste. El volcán actual se edificó en su extremidad occidental y su base, circular, mide alrededor de 2,5 km de diámetro. Es un cono muy gallardo con pendientes que se acentúan claramente hacia arriba, y cuya cima actual de 3.485 m es levemente superior al borde de la segunda caldera. Su corta ladera occidental, se une con la vertiente interna de la caldera, mientras que su ladera oriental se prolonga hasta el piso inferior de la misma.

Su cima está ocupada por un pequeño cráter circular de unos 200 m de diámetro, del cual escapan corrientes de lavas históricas y actuales que recubrieron todo el cono y, particularmente, su parte oriental, en las inmediaciones del fondo de la caldera. El cono está completamente recubierto por proyecciones piroclásticas, las que cubren también el borde cuspídeo de la segunda caldera.

Este volcán ha sido el sitio de una importante actividad, de emiciones de una gran cantidad de coladas de lavas y lahares que bajaron por sus laderas hasta obturar el curso normal del río Quijos. El río recortó estós obstáculos con gargantas y cascadas impresionantes. Río arriba, provocaron represas colmadas en su mayoría por aluviones pedregosos torrenciales. El cono actual, en el que se localizan numerosas fumarolas es el sitio de una actividad actual, relativamente importante con numerosos retornos cíclicos. Paroxismos se producen periodicamente; el último tuvo lugar en el transcurso del período 1972-1976 y dió lugar a la emisión de proyecciones peleanas, lahares y coladas que se derramaron en la ladera Sureste del cono reciente y en las partes cercanas de la caldera.

Las lavas emitidas, correspondientes a los viejos episodios de las calderas, son andesitas, mientras que las más recientes, más básicas, se aproximan a las andesitas basálticas con olivino, augita, hypersteno, plagioclase y un poco de hornblenda (M. Hall, 1977).

Sumaco

Latitud Sur: 0° 33', longitud Oeste: 77° 42'
Altitud: 3.900 m
Desnivel relativo: alrededor de 2.800 m

Aislado en el bosque amazónico en donde construyó su cono sobre las rocas terciarias del dono del Napo, apartado de toda vía de comunicación y de difícil acceso, el Sumaco es el menos conocido de los volcanes de Ecuador.

El examen de las fotos aéreas muestra un cono muy gallardo y simétrico que se compone de dos partes distintas:

- Laderas inferiores de perfil cóncavo que emergen suavemente del bosque y luego se acentúan progresivamente hacia lo alto. Presentan un modelado relativamente disectado por una red densa de barrancos radiales.

- Un cono superior, que se superpone al anterior. Sus flancos se empalman casi exactamente sobre los anteriores con un ángulo bastante claro; son netamente más suaves, en su parte inferior, que los subyacentes pero se elevan luego rápidamente hasta la cima. Están poco disectados, no tienen más que algunas estrías radiales debidas al escurrimiento hídrico y parecen más recientes que la base del cono. Existiría entonces ahí, marcas de la construcción de dos edificios superpuestos, situación única en Ecuador e hipótesis merecedora de una investigación más profunda.

Su cima tendría un cráter con un diámetro de algunos centenares de metros (M. Hall, 1977). Hemos visto tres pequeñas bocas alineadas hacia una dirección SSE-NNW; la más grande en la extremidad Norte es un cráter de 200 m de diámetro.

En cuanto a su actividad, existe la misma incertidumbre. Nadie señala alguna erupción de este volcán, lo que explicaría la presencia de una cobertura forestal muy significativa sobre sus vertientes. Pero la frescura de sus laderas superiores y su excelente estado de conservación general en una zona con fuerte lluviosidad implican, con toda evidencia, erupciones poco antiguas.

Los materiales emitidos son poco conocidos pero las morfologías visibles sobre fotos parecen indicar un claro predominio de las proyecciones piroclásticas. Las pocas rocas analizadas (M. Hall, 1977) son tefritas y basanitas con augita, plagioclase, un poco de olivina, hornblenda y feldspatoides (haüyna y noseana). Es el único volcán de Ecuador que haya emitido rocas tan deficitarias. Esta característica está relacionada con su posición muy oriental, en relación con la estructura de la zona de subducción actual. ¿Pero porque el Reventador, en una posición casi similar, emitió lavas diferentes?

Algunas reflexiones sobre el volcanismo andino reciente

La zonificación de las lavas y la evolución de su composición en el tiempo.

W. Sauer (1965) nota el carácter básico de las emisiones de los volcanes orientales en comparación con las de los volcanes occidentales. Según este autor, el volcanismo en Ecuador se repartiría entre un polo "pacífico" de composición alcalina cálcica, representado por las andesitas o las riodacitas de la cordillera occidental y las basanitas alcalinas de tipo "atlántico" del volcán Sumaco. Lígase directamente esta diferenciación con la zonificación entre corteza oceánica pacífica y placa continental suramericana.

<< En el transcurso del Cuaternario, la actividad volcánica se había trasladado, más y más, de la Cordillera Occidental a la Cordillera Real, donde en la actualidad se encuentran los cuatro volcanes activos del país: Reventador, Cotopaxi, Tunguragua y Sangay. Así con la migración de la actividad volcánica hacia el Este, se inició un cambio petrológico del magma, tendiente hacia una composición más básica... >>

Según M. Hall (1977) todo los volcanes andinos pertenecerían al primer tipo, con lavas y piroclastitas de composición andesítica, en asociación con dacitas para el Cuicocha, Pululagua, Pichincha (Guagua), Yanaurco, Quilotoa, Igualata, Sincholagua y Quilindaña.

Por el contrario, los volcanes de la cordillera oriental o situados sobre la ladera amazónica de los Andes, como el Tungurahua, emitieron lavas intermedias: asociación de andesitas y basaltos.

Finalmente, el Sumaco representaría, con su cortejo de tefritas y basanitas, la fase terminal básica de este volcanismo orogénico.

Las conclusiones de un estudio reciente (A. Winckell, C. Zebrowski et al, 1994, en publicación) confirman el paralelismo entre la migración de la actividad volcánica cuaternaria y la evolución de la composición del magma hacia el Este. Entre los fenómenos invocados para explicar esta variación, parecería que la composición y el espesor de la corteza juegan un papel primordial. Esta es oceánica y más espesa (40 km) bajo la cordillera occidental que bajo la cordillera oriental continental (30 km). El magma sufriría modificaciones en su composición, en el transcurso de su ascenso, en función del espesor y la naturaleza de las rocas transversadas, que se traducirían entonces en variaciones en la composición de este último de un polo andesítico-dacítico en la cordillera occidental hasta un polo andesítico-basáltico en el Este.

El origen de los materiales piroclásticos de la Amazonia

Numerosos paisajes amazónicos, subandinos y periandinos se caracterizan por una cobertura piroclástica,

homogénea y regular y por los andosoles que genera. Siete edificios volcánicos repartidos en dos alineamientos submeridianos, con altitudes comprendidas entre más de 5.000 m hasta menos de 1.500 m, presentan una morfología cónica que denota una actividad volcánica y una edad holócena. Pueden ser considerados como las fuentes más probables de esos materiales:

- El Pan de Azúcar está en vía de desmantelamiento y definitivamente apagado. Por el contrario, el pequeño volcán de "La Bonita", con formas claramente mejor conservadas, podría jugar un papel nada desdeñable.
- El Sumaco está casi intacto con sus tres cráteres principales; no se señala de él ninguna actividad histórica, pero sus formas frescas indican una actividad relativamente reciente.
- El Cotopaxi y el Tungurahua están intactos y la historia ha registrado sus despertares episódicos, que consistieron sobre todo en lahares, corrientes de lava o sismos y emisiones de proyecciones.
- En cuanto al Reventador y al Sangay, su actividad volcánica se mantiene, de acuerdo a ritmos más o menos intermitentes pero de baja intensidad.

Los otros, Cayambe, Antisana, Quilindaña y Altar, no parecen haber emitido desde hace mucho tiempo nada más que lavas y lahares, muy puntuales. Es a estos volcanes a los que hay que relacionar con las lavas masivas que se insertaron hace tiempo en los valles que cruzan la cordillera oriental, del Antisana hacia el Valle del Río Quijos, y del Tungurahua en el Valle del Pastaza. Ahora están disectadas en consolas colgadas a las laderas de los valles, tomando aspecto de terrazas suspendidas, con abruptos columnarios, recubiertos de cenizas evolucionadas, generadoras de andosoles perhidratados.

Tal vez no existe ninguna relación entre el recubrimiento piroclástico espeso que se extiende sobre largas superficies de la Amazonia ecuatoriana y el tipo de actividad de la cual son testigos los conos mejor conservados o los que se han reconstituído constantemente. Las escupidas actuales del Reventador y del Sangay son las que pueden acrecentar los terriles piroclásticos, cumbres de las cuales emergen, pero parecen incapaces de fosilizar los espacios aledaños bajo sus caídas.

Parece ser necesario atribuír el origen de esas coberturas piroclásticas a episodios pasados de un volcanismo mucho más intenso que el actual. En efecto, no hay que olvidar que la circulación atmosférica dominante de los vientos alisios tiene una dirección orientada hacia el Oeste y el Suroeste. Este componente caracteriza el conjunto de las coberturas originarias de los volcanes de la Sierra, que se alargan así todas, hasta el medio costero. Ahora bien, en Amazonia, las coberturas piroclásticas constituyen una capa que se prolonga en alrededor 80 km hacia el Este, a contra corriente de los vientos dominantes. Es imposible tratar de explicarlas con cambios eventuales de esas circulaciones, ya que en la misma época las proyecciones se depositaban sobre las regiones costeras según esta regla.

Por otra parte, los conos actuales están visiblemente encajonados en los vestigios de estructuras más antiguas y de extensión mucho más grandes: ¿ caldera o cráter de explosión ?

Consideramos entonces razonable admitir que estos 7 volcanes recientes conocieron, a lo largo de un pasado reciente, explosiones violentas, afectando regiones distantes de aproximadamente 80 kilómetros para explicar la repartición des piroclásticos sobre los paisajes del piedemonte amazónico.

Los suelos de los volcanes

Los suelos de los volcanes recientes interandinos son generalmente poco evolucionados; el rejuvenecimiento por aporte de materiales recientes, o por erosión sobre las pendientes pronunciadas de los conos, inhibe en efecto todo desarrollo del perfil pedológico. Los suelos presentan una sucesión de capas de arenas y lapilli cubiertas por un horizonte humífero mucho más desarrollado en la medida que el clima es más húmedo.

Los suelos de los volcanes subandinos se diferencían claramente de los precedentes. Las condiciones atmosféricas son allí particularmente desfavorables, pero más húmedas; a las lluvias abundantes se agregan a veces nieves y a menudo una intensa neblina. La vegetación está ausente cuando la altitud, la pendiente o la renovación reciente del material no le han permitido implantarse. Se desarrolla en otros lugares desde su primera etapa de crecimiento hasta lo más tupido o hasta el bosque más denso y húmedo. La cobertura edafológica es así muy diversa, constituída esencialmente de rocas coherentes o blandas asociadas a suelos más o menos evolucionados, de tipo ándico, habano o negro-habano.

2.3.2. Las formas volcánicas cartografiadas

La escala del mapa no permitió una representación detallada de las formas volcánicas elementales de los volcanes, algunos caracteres significativos pudieron sin embargo ser indicados.

Las laderas de los volcanes

Los "Nevados": casquetes cuspídeos de hielo o nieve actuales permanentes (unidad 176)

Dimos a esta apelación un sentido relativamente restrictivo: las altas cimas recubiertas de un casquete glaciar y/o de nieve permanente. Por este hecho, no seguimos la acepción ecuatoriana del término, por cierto bastante ambiguo, ya que basta una simple caída de nieve o de granizo, para que el Atacazo o el Corazón, por ejemplo, reciban entonces la apelación de "Nevado".

Es común encontrar caídas de nieve en los páramos por encima de 4.000 m, pero su desaparición por deshielo es muy rápida, del orden de un medio día. En los Andes del Ecuador, el límite altitudinal normal actual de los hielos y de las nieves permanentes esta situado alrededor de 5.000-5.200 m, la isoterma promedio anual 0°C, obtenida por cálculo, parece localizada cerca de 4.900-5.000 m. Es en efecto sólo más allá de esta altitud que la muy corta duración diaria de las temperaturas superiores a 0°C no permite una ablación significativa de las precipitaciones nevosas por deshielo o sublimación. Las caidas sucesivas acumuladas se mantienen así bajo forma de nieves a los niveles inferiores, luego de "névés" cuando la capa es más espesa y que una cierta compactación se haya llevado a cabo, y finalmente de hielo, con la acción conjugada de los ciclos de helada-deshielo y de la presión resultante de la acumulación de las nevadas renovadas sobre el manto nivo-glaciar preexistente.

Sin embargo, este rango de altitudes (4.900-5.200 m) no es más que el piso teórico del mantenimiento del manto glacio-nival. El límite inferior de la extensión de los glaciares es notablemente inferior (Cuadro 2).

Cuadro 2. El "enhielamiento" de algunos "nevados" del Ecuador

NOMBRE	ALTITUD DE LA CIMA *	LÍMITE DEL MANTO " NEVADO"	
		AL OESTE	AL ESTE
Cordillera occidental			
Iliniza Norte	5.120	4.840	4.840
Iliniza Sur	5.240 (5.248: CAE)	4.840	4.840
Carihuayrazo	4.960 (5.020: CAE)	4.560	4.560
Chimborazo	6.310	4.800	4.800
Cordillera oriental			
Cayambe	5.790 (CAE)	4.720	no disponible
Antisana	5.758 (5.753: CAE)	4.880	4.440
Sincholagua	4.893	4.520	4.520
Cotopaxi	5.897	4.640	4.560

* Las altitudes fueron leidas normalmente sobre los mapas topográficos a 1:50.000 y 1:100.000 del IGM. Cuando llevan la mención CAE, las medidas provienen del Mapa Aeronáutico del Ecuador a 1:500.000

Estos datos, no están disponibles para el conjunto de los nevados del Ecuador. A pesar de su carácter incompleto, ilustran bien las variaciones de los límites del enhielamiento que dependen de varios factores.

- Primero, la alimentación en nieve es función de la importancia de las precipitaciones. Es así como los relieves expuestos a los flujos de aire húmedo proveniente de la Amazonia reciben precipitaciones superiores. El límite inferior de los hielos se sitúa hacia los 5.200 m en la cordillera occidental o la cuenca interandina (comparación entre los dos Ilinizas), pero es notoriamente más baja (5.000 m) en la cordillera oriental. Así el Cotacachi (4.939 m, al Oeste) no lleva más que un minúsculo glaciar y un delgado manto nevado muy episódico, mientras que al Este, el Tungurahua (5.016 m) está recubierto de un casquete glaciar o glacio-nival cuspídeo permanente.

No debe extrañarnos la muy alta posición de los límites en el Chimborazo, ligado evidentemente a su situación en un medio climático muy seco. La mayor parte de las otras cimas con una altitud inferior a 5.000 m sólo presentan névés en forma muy episódica, con exepción del Saraurcu que parece escapar a esta regla. Debido a que culmina soló a 4.678 m, éste llevaría névés hacia los 4.300 m. Parece ser que, por una parte, se beneficia de un enfriamiento local debido a la proximidad de los hielos del Cayambe y, por otra parte, de una exposición muy marcada a las corrientes amazónicas.

Algunos volcanes de la cordillera oriental, como el Cotopaxi o el Antisana, muestran además una disimetría

muy acentuada entre sus vertientes con una disminución neta del límite nevado inferior al Este. Este último desciende 440 m más abajo sobre la ladera oriental del Antisana particularmente bien expuesto a las circulaciones amazónicas pero sólo 80 m en el del Cotopoxi (este último valor parece estar subestimado con respecto a la realidad).

- Su protección contra la radiación solar, particularmente asegurada por la presencia de nubes y neblinas, pero también por el manto nevado superficial. Ahí también, los relieves de la cordillera oriental disfrutan, por así decir (!¡), de condiciones más favorables.

- La existencia de una inercia térmica, función de la importancia del volante frigorífico que constituye la masa fría de nieve y hielo acumulada. Los glaciares descienden tanto más bajo cuanto más alto culminen: 5.897 y 4.150 m, respectivamente para el Cotapoxi (según S. Hastenrath, 1981. El lector interesado consultará con provecho este estudio muy completo, sobre todos los aspectos del enhielamiento actual en los Andes del Ecuador).

- Los efectos del calentamiento interno. Es así como el Sangay, que a pesar de elevarse a una altura de 5.230 m, no presenta más que un collar glacio-nival, por razones de su actividad permanente. El poco extenso manto glacio-nival del Tungurahua procede sin lugar a duda de una causa similar y, por otra parte, la orilla Suroeste del cráter del Cotopaxi es episódicamente desnevada a causa de las fumarolas que aquí se escapan.

Aunque no existen altas cimas actualmente nevadas en la parte Sur de la Sierra, se puede evidenciar la misma gradiente Norte-Sur que la verificada para las zonas de morfología glaciar heredada o de páramos, ciertamente por el doble efecto de la exposición a los flujos húmedos amazónicos y de la disminución lenta de las temperaturas promedio hacia el Sur.

Tres cimas, verosímilmente no volcánicas, situadas en los alrededores de la laguna de Atillo, al Sureste de Cebadas: el Yanaurcu a 4.580 m, el Achipungu a 4.630 m y el Soroche a 4.720 m, tendrían (según los mapas IGM) mantos nevados que descenderían, respectivamente, hasta 4.320, 4.400 y 4.160 m.

Se trata en sí de afloramientos rocosos y de escombros, pero que se encuentran a menudo recubiertos, según algunas tomas de vista aérea y hasta de satélite (Landsat MSS 10-61 del 17 de agosto 1978), por abundantes caídas de nieve o granizos a baja altitud. Una situación similar ha sido observada para todas las demás cimas iguales o superiores a los 4.500 m, de la cordillera oriental, como las crestas rocosas situadas al Sur del Altar, cubiertas de nieve o de névés temporales, en relación con los ritmos actuales, de enhielamiento o de deshielo, estacional o plurianual.

Conviene además precisar que estas observaciones fueron hechas en el curso de una década de deshielo generalizado (1975-1985). Las coberturas aéreas recientes parecían indicar una evolución contraria entre 1986 y 1988. En los años 1989-1990, un gran déficit de precipitaciones provocó una nueva recesión espectacular de los mantos de nieve. Las variaciones del balance glaciar general alimentación-ablación, se tradujeron entonces rápidamente por variaciones del enhielamiento actual, signo de glaciares en situación relativamente precaria.

Geomorfológicamente, estas zonas se presentan sobre todo como casquetes glaciares generalmente circulares conforme a la forma original de los edificios volcánicos. Estos se prolongan por glaciares de valles, radiales que forman excrescencias sobre el contorno de los conos, y se terminan en el fondo de valles glaciares sobredimensionados en relación con los glaciares actuales y siempre hacia atrás del último arco morrénico, lo que confirma su reciente retirada. Sobre los interfluvios redondeados, el manto de nieve está mucho menos desarrollado y no está representado más que por pequeños névés y glaciares, localizados en unos circos. El magnífico glaciar suspendido de circo que ocupa el fondo de la gran caldera del Altar (5.319 m) sigue siendo la excepción.

Las fuertes pendientes ocasionan aceleraciones locales de la velocidad y la superficie del hielo, quebrada, esta muy a menudo cebrada de fracturas transversales: las grietas o "séracs". Algunos presentan así un perfil longitudinal caótico, como en el Chimborazo o sobre la ladera Oeste del Cotopaxi. En la base Norte de este último, figuras de deshielo, de estilo "penitentes de hielo" de 2 a 5 m de desnivel, recubren la totalidad de la terminación de un glaciar.

¿Fueron los glaciares del Ecuador afectados por un notable retroceso histórico?

Paralelamente a la hipótesis de la acentuación del carácter árido de algunas regiones litorales y de la progresión de la désertificación, númerosos autores se refirieron a la literatura histórica para afirmar que los hielos y nieves cubrían, hace algunas decenas de años o algunos siglos, superficies incomparablemente más extensas que actualmente.

En este enfoque, los trabajos de M. Villavicencio (1858, reedición en 1984), E. Whimper (1892), W. Reiss y A. Stübel (1892-1898 y 1896-1902), T. Wolf (1892, reedición en 1976) y de W. Sauer (1965), para mencionar sólo los más importantes, atestiguan todos de un manto nevado más extenso, más bajo y presente sobre un mayor número de cimas que actualmente. Es así como el Pichincha, el Corazón, el Atacazo o el Casitagua se caracterizan como "recubiertos de nieve permantes" (contrariamente a los que no reciben más que precipitaciones de nieve ocasionales), y el Chiles como de "cima con nieves eternas y grandes glaciares". Otras ilustraciones muestran por ejemplo el Cotacachi con un importante manto glacio-nival. Estas afirmaciones parecen confirmarse en las observaciones hechas por los científicos de la misión geodésica francesa (1736-1743) que relatan en su crónica las dificultades, encontradas a lo largo de sus levantamientos, con tormentas de nieve, de extrema violencia sobre las laderas del Pichincha.

Nuestro propósito no es poner en duda el buen fundamento de estas observaciones, pero relativizarlas (Fig. 19). Por una parte, es difícil interpretar en estos trabajos si se trata realmente de nieves y hielos permanentes o de mantos ocasionales provocados por caídas de nieve o de granizo a la hora de las observaciones. No es raro observar hoy en día tales precipitaciones de nieve o de granizo que se mantienen por espacio de un medio día o incluso por algunos días sobre el Pichincha o el Corazón, por ejemplo. Por otra parte, las altitudes mencionadas, expresadas en medidas antiguas, son difícilmente comparables con los datos actuales y permiten rara vez afirmaciones definitivas. Por último, la confusión entre el límite de la nieve o hielo permanente y el de la progresión máxima de los glaciares, mucho más bajo, no desaparece siempre sin ambigüedad.

Un estudio exhaustivo y crítico de la abundante literatura escrita al respecto sería ciertamente muy instructivo, a fin de valorar con certeza la amplitud de las variaciones de los mantos nevados y glaciares a lo largo de los últimos siglos. En el estado actual de los conocimientos, algunos datos pueden permitirnos una estimación del retroceso.

- T. Wolf, utilizando las observaciones de W. Reiss y A. Stübel (en las cuales tiene total confianza) da un límite de las nieves permanentes a 4.742 m en la cordillera occidental (14 medidas), pero a 4.800-5.000 m al pie del Chimborazo y a 4.564 m en la cordillera oriental (19 observaciones); el más bajo alcanza a 4.242 m en el Cerro Hermoso, ya sea una variación del orden de 180-200 m a favor de la cordillera oriental, comparables a las observaciones actuales.¡Este límite habría entonces regresado globalmente de aproximadamente 450 m desde hace un siglo!

El mismo autor sitúa el límite inferior de los glaciares a 4.542 m en la cordillera occidental (promedio de 11 medidas), pero a 4.295 m en la cordillera oriental (9 medidas), siendo el límite más bajo alcanzad por un glaciar el del Cayambe a 4.134 m. Esta segunda serie de resultados confirma las diferencias actuales observadas entre las dos cordilleras.

- Los estudios recientes de S. Hastenrath (1981) confirman esta rápida subida a lo largo de los últimos siglos. Una compilación de toda la literatura existente le permite afirmar, para las cimas más conocidas y próximas a Quito (Pichincha, Atacazo, Corazón e Ilinizas), que el límite de las nieves permanentes se encontraba a:

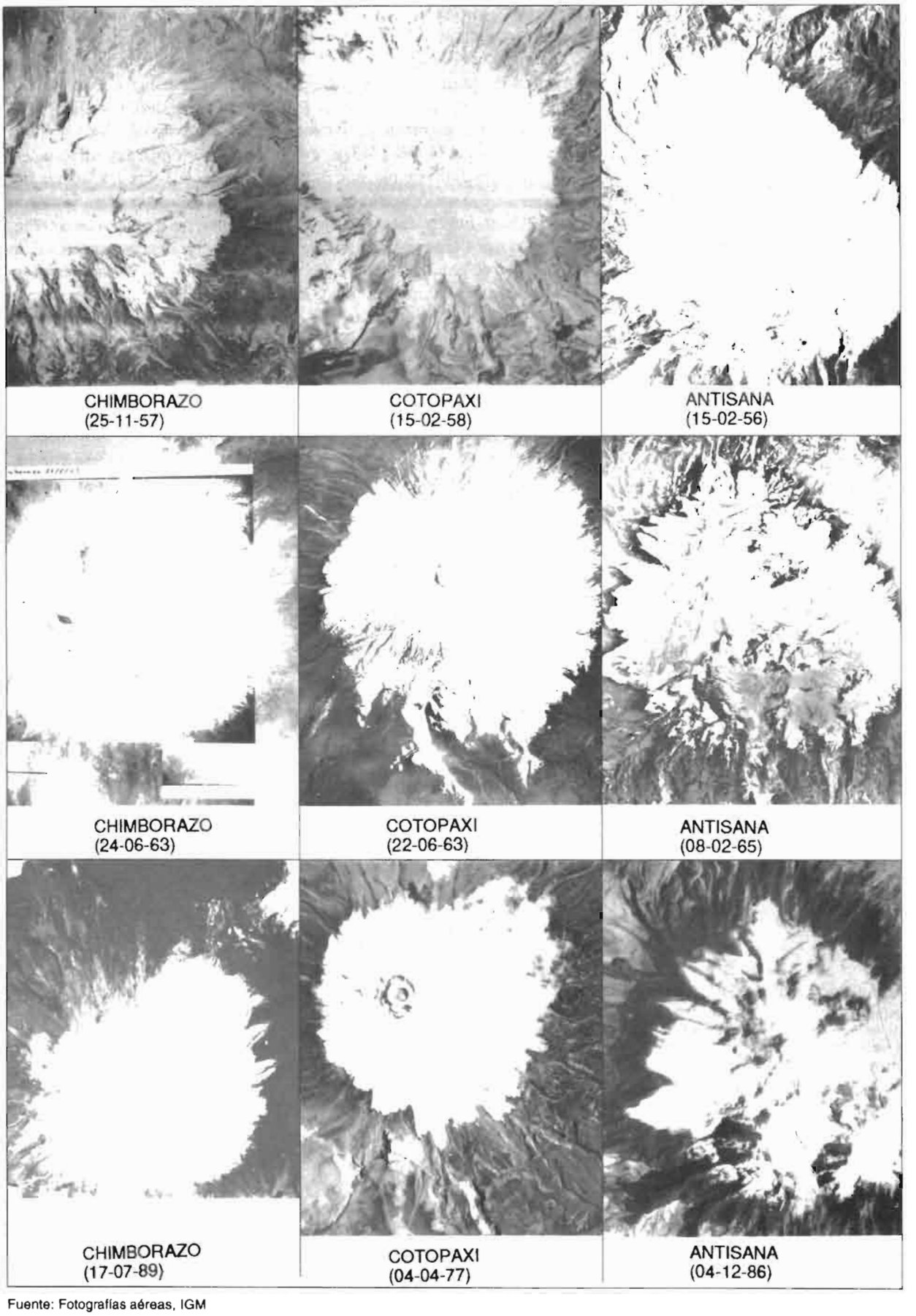
- 4.650-4.675 m en 1.740 y 1.802, respectivamente
- 4.725-4.750 m en 1.872 y 1.892, respectivamente
- 4.800 m en 1.903
- 4.950-4.975 m en 1.975.

Para los dos volcanes de la cordillera oriental (Sincholagua y Rumiñahui), los límites, muy ligeramente inferiores son afectados por variaciones idénticas con excepción de la de 1.975 situada hacia 4.875-4.900 m. ¿Acentuación muy reciente del contraste climático entre las dos cordilleras o afinamiento de las observaciones más recientes?

- Estas observaciones son confirmadas por las últimas publicaciones de P. Gouze et al, sobre Bolivia (1986) y de C. M. Claperton (1983) sobre el conjunto de la cadena andina, que prueban la existencia, desde el fin del último gran periodo glaciar, entre 14.000 y 10.000 años B.P.(antes del presente), de varias fases de progresos y retrocesos a partir de la posición glaciar consecutiva a la última desglaciación, muy próxima de la posición de los glaciares actuales.

Entre estas fluctuaciones, una de ellas conocida como pequeña edad glaciar, "Little Ice Age", se produjó en el siglo 14 y se mantuvo hasta el siglo 18 y posiblemente durante la primera mitad del siglo 19. Ocasionó un avance de los glaciares de aproximadamente 200 m por debajo de su posición actual, y la formación del complejo superior de morrenas, presente, río arriba, en la mayor parte de los valles glaciares. El estudio de las formaciones correlativas permitió deducir que este avance estaba más ligado a un crecimiento de las precipitaciones que a un descenso de las temperaturas (P. Gouze et al.).

Fig. 19. Las variaciones recientes de la cobertura de los nevados



Fuente: Fotografías aéreas, IGM

Son casi seguramente las fotografías de esta situación las que encontramos en los relatos de los distintos científicos o viajeros de los siglos pasados, a veces con algunas exageraciones...

Las laderas superiores sobre piroclastitas y escombros (unidad 177)

Esta representación fué útilizada solamente para los volcanes más importantes donde estos afloramientos ocupan una extensión suficientemente grande que permite su cartografía. Para la mayor parte de estos, se trata del piso de transición entre el manto glacio-nival superior y las vertientes de los conos, recubiertos de vegetación de páramos.

Es un medio totalmente mineral donde afloran, sobre laderas de pendientes pronunciadas próximas a la del equilibrio de los materiales (30-35°), los tres tipos de formaciones constitutivas de los estrato-volcanes:

- las diferentes capas sobrepuestas de proyecciones piroclásticas expulsadas por el cráter cimero y que luego se pusieron en su sitio por gravedad sobre los flancos del cono: bloques de lava más o menos escoriáceos, escorias, lapilli, piedras pómez, cenizas, etc.,
- los aglomerados volcánicos más o menos consolidados: nubes ardientes, flujos piroclásticos, ignímbritas, lahares, etc.,
- los derrames de lava, provenientes de las partes superiores de los edificios, y que bajaron por las laderas de los conos. Según los hazares de la evolución posterior del volcán (fracturación y hundimiento, por exemplo), estas pueden constituir grandes murallas rocosas, pero friables ya que están interestrátificadas con las formaciones precedentes. El mejor ejemplo de esto es el Chimborazo.

Pero esta franja corresponde también a las superficies recientemente deshieladas. A las formas de origen puramente volcánico estan asociados los modelados dejados por la retirada glaciar: grandes valles con paredes rectilineas sobre piroclastitas y fondo ocupado por morrenas escalonadas o por materiales desprendidos de las vertientes. Los escurrimientos quedan débiles, limitados a las aguas de deshielo de los glaciares más elevados.

La forma más común de los interfluvios es la vertiente de escombros, donde los materiales puestos en su lugar por gravedad, se deslizan y ruedan bajo los pasos, haciendo toda progresión lenta y difícil.

La juventud de los materiales renovados por los fenómenos volcánicos o por la gravedad, el reciente deshielo de algunas vertientes y las condiciones climáticas extremadamente frías y rudas no permitieron ni la implantación de un manto vegetal, ni la formación de alteraciones superficiales significativas. Este medio permanece mineral: arenoso, pedregoso o rocoso.

Entre las zonas así cartografiadas, dos de ellas constituyen relativas exepciones. Por simplificación cartográfica, las hemos asimilado a esta categoria: la parte alta del flanco Noroeste del Sangay, sin manto nivo-glaciar y constantemente recubierto por las proyecciones y lavas originarias del cráter cimero, así como las laderas rectilíneas superiores del Sumaco constituidas por piroclastitas pero aparentemente recubiertas de una densa vegetación.

Los glacis-conos al pie de los volcanes interandinos (unidad 175)

Esta unidad es representativa de las cuencas interandinas, pero debido a su origen, préferimos tratarla al mismo tiempo que los paisajes volcánicos con los cuales está geneticamente ligada.

La mayor parte de los grandes volcanes interandinos están rodeados, en su parte inferior, de una amplia corola de vertientes muy suaves, con dibujo en plano simétrico, que aseguran una transición gradual con los modelados del piso interandino inferior. Fueron unidos a estos últimos en forma local cuando no estaban representados más que por un ribete demasiado delgado para ser cartografiado, o porque una transición muy gradual convertía en imposible su delimitación con los fondos de las cuencas.

El perfil longitudinal es casi rectilíneo, con pendientes relativamente constantes: 10 % al Noreste del Ilaló, 11 a 12 % sobre la ladera Sur del Mojanda o al Oeste del Imbabura, 14 % al pie del Atazaco y casi 16 % sobre la vertiente Sur del Igualata al Norte de Guano.

El perfil transversal es, por lo contrario, relativamente heterogéneo. Asocia interfluvios de cima plana a ligeramente ondulada, de algunos cientos de metros de ancho pero que alcanzan localmente el kilómetro, separados por marcadas entalladuras conocidas bajo el nombre de "quebradas". Sus características son variables: carcavas de algunos metros o barrancas de varias decenas de metros; laderas empinadas, escarpadas, hasta abruptas o moderadas vertientes pero de perfil heterogéneo con numerosos resaltos; fondo cóncavo coluvial, plano, ocupado por pequeños jirones de depósitos aluviales o simples incisiones en V. Pueden ser totalmente colonizadas por una vegetación arbustiva densa cuyo desarrollo es favorecido por la presencia de escurrimientos en el fondo y de infiltraciones en las vertientes o, por el contrario, constituidos por acantilados vivos que se desprenden constantemente bajo el efecto del viento y de la gravedad.

Las quebradas proceden entonces a un recorte de estas unidades según un dibujo globalmente radial y constituyen así un elemento característico del entorno físico interandino. Estas son también una referencia esencial de la historia geomorfológica andina cuaternaria.

El origen de estas primeras estribaciones es evidentemente volcánico. En el período de las erupciones volcánicas los materiales proyectados caen, y se distribuyen según procesos de gravedad, para formar las vertientes externas de los conos (unidades 169 a 174). La parte de estos materiales que alcanza la base de los volcanes en formación es enseguida removilizada por escurrimientos hídricos, procesos que, por otro lado, están favorecidos por la presencia de grandes cantidades de agua, consecutivas a las erupciones. Dos series de procesos mayores intervienen:

- la elaboración de conos de deyección. Localmente coalescentes, se ubican en la desembocadura de los torrentes provenientes de las entalladuras en las laderas de los volcanes,
- una asociación entre tres formas de escurrimientos: superficial en capa, difuso y anastomosado, que provocan un esparcimiento generalizado de tipo glacis, asistido por vía hídrica, río abajo de los conos torrenciales.

Es así como se elaboran estos vastos planos inclinados, que se elevan lentamente a medida de la edificación de los volcanes y de la aportación de material. Su perfíl regular es ligeramente cóncavo, moderadamente ondulado al nivel de los conos de deyección coalescentes y luego más uniforme y con una pendiente suavizada hacia abajo, en donde estos esparcimientos se conectan insensiblemente con los modelados de los fondos de cuencas.

Este episodio de la elaboración de los relieves es prácticamente invisible en los afloramientos, puesto que la topografía original se halla recubierta como el conjunto del medio interandino inferior, por espesas proyecciones piroclásticas. Encontramos aquí el corte típico con superposición de las dos generaciones de piroclásticas, que serán estudiadas más detalladamente en la presentación del medio interandino (ver: Las vertientes interandinas inferiores: los recubrimientos piroclásticos y el problema de la cangahua), y que son jalones importantes de la evolución geomorfológica cuaternaria de los Andes del Ecuador.

- En la parte inferior afloran las proyecciones llamadas "antiguas", compuestas por la superposición de capas alternadas, de decimétricas a multimétricas, de cenizas, lapilli, intercalaciones más escoriáceas y de espesas capas continuas de blancuzcas piedras pómez. Esta primera generación está comúnmente endurecida con facies con aspecto de tobas, muy coherentes, de gris blancuzco a beige-amarillento: la "cangahua". Las numerosas interestratificaciones entre estos mantos piroclásticos y los productos emitidos (flujos piroclásticos, lahares, derrames de lava, etc., como cerca de Tabacunbo o alrededor del grupo Carihuayrazo-Igualata) por los antiguos volcanes de la Sierra, sin actividad actual, atestiguan una depositación contemporánea y la evidente relación entre estos productos y esta generación de volcanes. Estos depósitos están siempre recortados por las entalladuras de las quebradas.
- En la parte superior aflora el segundo grupo de proyecciones: capas decimétricas de cenizas más recientes, generalmente arenosas, siempre friables. De color obscuro, de café a café negruzco, moldean perfectamente la morfología de superficie, con capas parallelas de uno a dos metros.

Entre estos dos grupos, hay mucho más que una simple diferencia cronológica, pués se oponen también en el dominio de la morfogénesis y de la pedogénesis. Las primeras se depositaron bajo condiciones morfogenéticas poco agresivas, durante las cuales las transformaciones se limitaron a procesos de esparcimiento, participando así a la formación de los glacis-conos al pie de los volcanes.

La disección posterior de estos depósitos, cuyas herederas son las quebradas actuales , indica la existencia de una crisis climática y el paso, sobre estos glacis-conos, a un escurrimiento en forma concentrada.

Este modelado, recubierto por la caída de las proyecciones recientes, evolucionó, después de esta fosilización, en forma menos rápida, mostrando un regreso a condiciones morfodinámicas menos agresivas.

La unidad 175 del mapa no se limita a los solos glacis-conos, río abajo de los volcanes. Le hemos incorporado tres categorias de vertientes.

- Las vertientes bajas del Quilotoa. Situadas en idéntica posición topográfica, estas vertientes se distinguen de los glacis-conos por la naturaleza de sus formaciones. Los afloramientos se componen exclusivamente de proyecciones blanco-amarillentas, sin cimentación, de lapilli y arenas de la última emisión del Quilotoa, y de una fina capa de cenizas superficiales negruzcas. En relación con la poca coherencia de estos materiales, la disección esta muy avanzada, mostrando una fuerte densidad de torrenteras y barrancos profundos con laderas rectilíneas que dejan solamente muy escasas partes de interfluvios intactos.
- Las vertientes inferiores del conjunto Pichincha-Atacazo. Ubicadas al Oeste del rellano de Quito y sus estribaciones, son lugares privilegiados de las extensiones urbanas actuales, controladas o no, por ejemplo, las localizadas entre el paso de Lloa al Sur y el de Nono al Norte. Encontramos ahí pendientes más pronunciadas, de 15 a 20-25%. Dominan los interfluvios inclinados, a los que la gran pendiente longitudinal hace ver como pequeñas

"planèzes" triangulares. Su superficie ondulada es recorrida por pequeñas quebradillas superficiales. La disección es notoriamente más marcada y los cortes lineales son casi exclusivamente barrancos profundos, estrechos con laderas empinadas.

- La totalidad de los flancos de los volcanes Casitagua y Pululahua. Por su morfología, las laderas de estos pequeños volcanes (3.515 m y 3.356 respectivamente), tienen un gran semejanza con los anteriores. No obstante las pendientes son notoriamente más fuertes, cercanas de un 40% sobre la ladera Este del Casitagua. Pero su modelado general, con una disseción por carcavas y barrancos radiales, y sus formaciones superficiales -manto generalizado de proyecciones antiguas cimentadas en cangahua y capas superficiales de cenizas recientes- son similares. El Pululahua, de actividad más reciente, constituye un caso un poco particular, ya que posee proyecciones recientes gruesas, localmente importantes; brechas explosivas, piedras pómez asociadas con cineritas y cenizas.

En lo que concierne las formaciones superficiales, convienc distinguir entre los tres tipos de elementos que componen estos paisajes. Por otra parte, con el objeto de simplificar la definición y la cartografía de los suelos, hemos reunido las diferentes zonas climáticas bajo el nombre de "húmedo", aún cuando las condiciones climáticas de la parte inferior de algunas de estas, al Noreste del Ilaló o hacia Tabacundo por ejemplo, presentan características cercanas a un clima seco.

En la superficie de los interfluvios, los suelos se desarrollan sobre el manto de proyecciones piroclásticas recientes de cenizas arenosas entre gruesas y finas, conteniendo poco lapilli. Los suelos, isohúmicos, son arenosos y profundos.

En numerosos lugares, las cenizas recientes superficiales fueron objeto de una ablación parcial o total por procesos posteriores: escurrimiento de superficie, pero también, probablemente, deslizamientos en masa por pequeños paquetes sobre horizontes arcillosos profundos. El resultado es el afloramiento de las proyecciones cimentadas antiguas sobre grandes superficies endurecidas y estériles; las discontinuidades del sustrato provocan una nivelación diferencial en función de la resistencia de cada una de las capas constitutivas y forman un relieve en forma de escalones.

Estas mismas se hallan coronadas por las proyecciones más recientes, sueltas, que subsisten bajo la forma de cerros testigos cuya extensión va aumentando hacia arriba, en donde todavía puede subsistir el manto continuo. El contacto está materializado por un abrupto muy sinuoso con un desnivel que varía de algunos decímetros a unos pocos metros, siguiendo el espesor de los coberturas originales.

Los suelos obedecen a las mismas reglas de repartición:

- sobre los afloramientos superiores, son idénticos a los de los precedentes interfluvios no disectados,
- cuando la cangahua se encuentra al descubierto, los suelos se vuelven poco evolucionados, de erosión.

Las pequeñas carcavas superficiales o las incisiones coluviales presentan los mismos suelos que en los interfluvios. Por otra parte, las vertientes de los barrancos exponen el conjunto de las capas constituyentes: estratos coherentes de rocas y formaciones endurecidas (lavas, brechas, flujos piroclásticos, lahares, tobas, cineritas y cangahua) o niveles friables de proyecciones blandas (cenizas arenosas, capas de lapilli, etc.), en procesos continuos de derrumbe. Los suelos son entonces poco evolucionados, de erosión.

Las dimensiones de estas entalladuras, labradas por una red hidrográfica abundantemente alimentada durante la crisis climática consecutiva a la última desglaciación, son desproporcionadas en relación a las características de la red hidrográfica actual, muy subdimensionada. Muchas no son objeto de ningún escurrimiento perenne y funcionan sólo después de precipitaciones de fuerte intensidad.

Los diferentes tipos de conos y de "cráteres"

La symbología utilizada en esta rúbrica no amerita largos comentarios. Esta misma fué adoptada para proporcionar algunas informaciones suplementarias sobre el aspecto actual de los principales edificios volcánicos representados, y se refiere a las definiciones comúnmente utilizadas en los estudios de geomorfología volcánica.

Cráter cimero (unidad 178)

Todos los volcanes que poseen en la cima, uno o más cráteres, fueron clasificados en esta categoría. Se trata de la terminación al aire libre de la chimenea por la cual ascienden los gases y los materiales proyectados en el momento de las erupciones explosivas que caracterizan los estrato-volcanes del Ecuador. Su profundidad es algunas veces considerable y las paredes internas raspadas por los arrancamientos ocasionados por el soplo de las explosiones y proyecciones son mayormente subverticales. Los diámetros medidos, variables, no exceden jamás unos cen-

tenares de metros. La buena conservación de sus formas, en materiales no consolidados relativamente sensibles a los fenómenos morfodinámicos externos, implica una edad relativamente reciente.

Para los imperativos cartográficos, hemos utilizado una sola representación que reune los cráteres cónicos simples como el del Reventador, los cráteres disimétricos o desbocados como el del Tungurahua, los múltiples cráteres alineados tales como los del Sumaco o los del Sangay, o los cráteres encajonados del Cotopaxi.

Caldera (unidad 179)

La caldera es el segundo tipo de forma de la morfología cimera de los volcanes ecuatorianos. Una caldera es un orificio de gran dimensión, superior a 1,5 km de diámetro (M. Derruau, 1988) y acondicionado en la ubicación normal del cráter del volcán.

La definición original de la caldera implica un origen por hundimiento: la cámara magmática del volcán se vacía, al menos en su parte superior, en el transcurso de las erupciones y es entonces cuando la construcción aérea cimera comienza a faltar de soporte interno. Este fenómeno se manifiesta primero en las cercanías de la chimenea y es ahí donde aparecen fisuras, por lo general concéntricas que separan bloques con dibujo de cuernos que se hunden por paquetes en forma gradual. El proceso va amplificándose y provoca un acrecentamiento del cráter, hasta llegar a la formación de una gran depresión circular con bordes inestables: la caldera.

El término de caldera, empleado en la cartografía de los paisajes naturales a 1:1'000.000, reviste sin embargo una significación ampliada.

Las calderas de forma verdaderamente circular son poco numerosas. La del Quilotoa, ocupada por un lago, es particularmente espectacular. Ha sido representada con la del Cuicocha, que es mas un cráter de explosión, también occupado por un lago, en la unidad 181. La tercera concierne la magnífica caldera redonda agujera la cima del Altar. Con paredes rocosas abruptas, posee una pequeña apertura hacia el Oeste y su piso situado cerca de 4.400 m está ocupado por un glaciar actual, en vía de retroceso.

La segunda categoría de calderas "en forma de herradura" es más frecuente. Son más extensas que las anteriores, ya que comienzan en la parte superior de los conos en forma de aperturas semi-circulares y se prolongan luego sobre una ladera por abruptos más o menos rectilíneos, alcanzando a menudo la base de los edificios, que toman así el aspecto de volcanes desbocados. El proceso de formación es evidentemente el mismo, pero el hundimiento que inicia al centro del edificio afecta también una ladera: ¿cámara magmática excentrada? ¿intervención de líneas de fallas más rectilíneas? Su fondo tiene frecuentemente un modelado muy caótico, mostrando los diferentes paquetes derrumbados en forma de escalones ciclopeanos. Si la mayoría suben hasta las cimas de los edificios, algunas se desarrollan únicamente sobre el flanco, como la que escota la vertiente Suroeste del Iliniza.

Con excepción del Casitagua abierto al Norte y del Pululahua al Oeste, la mayoría de las aperturas se orientan siguiendo tres ejes principales: hacia el Noroeste como el Cusin o el Pasochoa, hacia el Suroeste en el Pichincha o el Rumiñahui, hacia el Sureste en el Imbabura o en el Reventador.

La predominancia de las direcciones transversas a la cadena andina: NW-SW así como también NE-SW, hacen pensar, en la formación de esas calderas, en un posible papel desempeñado por las fracturas y fallas, responsables de los alineamientos volcánicos andinos transversales.

La mayoría de estas calderas fueron ocupadas por glaciares cuaternarios, aún en la parte superior del Ilaló, cuya cima no sobrepasa 3.169 m, pero esta bien expuesta a los flujos de aire húmedo amazónico por la entalladura Papallacta-Pifo. Sigue siendo evidente que si los glaciares dejaron numerosas huellas de su acción (arcos morrénicos, paredes desgastadas, modelados aborregados, etc.), el origen de las calderas no es glaciar. Los glaciares no hicieron más que ocupar circos preexistentes que remodelaron. Además, su orientación hacia el occidente es globalmente contraria al aporte máximo de precipitaciones que provenien de la Amazonia, al Este.

La última clase puede ser asimilada a las depresiones volcano-tectónicas. Los hundimientos han sido guiados por una red de fallas transversas, que se identifican aún facilmente en los paisajes actuales, y que también fueron el sitio de erupciones fisurales o de la construcción de conos secundarios. El mejor ejemplo es la caldera de Mojanda (ver unidad 181), pero las del Pululahua o del Casitagua pueden también añadirse a esta categoria.

Cimas no diferenciadas (unidad 180)

Numerosos volcanes poseen cimas poco características, sin cráter, caldera, ni depresión que puedan ser interpretadas como restos de antiguas bocas de emisiones. Esta rúbrica engloba tres tipos de edificios.

- Los volcanes antiguos, muy erosionados o en vía de destrucción y en donde sólo un punteamiento o un

"neck" rodeado de paredes rocosas y de escombros, permiten identificar el emplazamiento de la antigua chimenea. Es el caso del Sincholagua o del Iliniza.

- Una segunda categoría de volcanes, en donde la cobertura de hielo y nieve no permite definir y localizar con certeza la presencia de un cráter o de una caldera, aún cuando éstos sean mencionados en la literatura especializada; como ejemplo tenemos al Chimborazo o al Antisana.

- Una última serie está constituída por volcanes más pequeños, no enhielados y apagados desde hace mucho tiempo; fueron remodelados por los procesos superficiales (meteorización y desagregación aceleradas por alternancia de los ciclos hielo-deshielo, procesos de gravedad, escurrimiento superficial, etc.) que llevaron a la desaparición de cráteres por rellenos y derrumbes de sus paredes. Esta difuminación se acentuó también por los recubrimientos piroclásticos originarios de los volcanes más recientemente activos de su alrededor. Sus cimas son domos redondeados, con formas masivas y con modelado más o menos caótico, como las del Sagoatoa o el Cubilche.

Lago de cráter y/o de caldera (unidad 181)

Tres volcanes fueron clasificados en esta clase: el Quilotoa, el Cuicocha y el Mojanda.

El primero posee una magnífica caldera redonda central. El Quilotoa, volcán reciente con baja actividad fumarólica actual, parece haber tenido una sola fase de erupción corta, continua y solamente visible a sus alrededores inmediatos, a juzgar por la extensión y la estructura de sus proyecciones. Dicha fase se acompañó por la formación de una caldera central de hundimiento según el proceso clásico. No nos adherimos a la hipótesis de que se trata de un cráter resultante de una violenta explosión, interpretación admitida comunmente, ya que los rasgos y productos de un fenómeno de este tipo no aparecen en el paisaje. El fondo está ocupado por un lago de agua ligeramente salada, al parecer a causa de la actividad fumarólica que le proporciona también una temperatura constante de alrededor de 16° (T. Wolf, 1982), la cual contrastando con el clima frío de los páramos circundantes, provoca despejes de vapores visibles sobre fotos aéreas.

No sucede lo mismo con el Cuicocha, cuya "caldera" de forma ovalada representa una chimenea lateral sobre el flanco Sur del gran volcán Cotacachi. Ella presenta todos los signos de un origen por explosión y tiene el aspecto de un "maar". Las paredes que la rodean no pueden haber sido recortadas sino por una potente explosión en el sustrato rocoso muy coherente que las constituyen, explosión que arrojó en sus alrededores inmediatos abundantes productos de desemboque bajo la forma de brechas con grandes cantidades de bloques gruesos de lava. Sus bordes no tienen rastros de fisuras relacionadas con un eventual hundimiento, y el fondo está ocupado por un lago, en el centro del cual emergen dos islotes correspondientes a subidas tardías de lava.

El Mojanda constituye el tercer ejemplo de esta categoría. Su depresión volcano-tectónica cuspídea, heredada de fallas ortogonales NW-SE y NE-SW, fue remodelada por glaciares cuaternarios. Está abierta hacia el Noroeste por una pequeña escotadura, exutorio de escurrimientos provenientes de los lagos. Su fondo está ocupado por tres lagunas; la más grande, en forma cuadrada "La Laguna Grande", ocupa el fondo inferior de la caldera. La segunda, "La Laguna Negra", se sitúa en un rincón hacia el Sureste, con laderas ortogonales de origen tectónico; esta realzada en unos metros con referencia a la anterior, de la cual esta separada por un pantano formado sobre antiguos depósitos infra-glaciares. Finalmente, último elemento de ese dispositivo, un antiguo valle glaciar de forma curva se abre hacia el Suroeste, al pie de un domo volcánico reciente. Posee un ombligo glaciar, ocupado por una tercera laguna, "La Laguna Chiquita".

Los flujos volcánicos más recientes

Corrientes de lava escoriadas (unidad 182)

Los volcanes andinos emitieron a lo largo de la edificación de los Andes, una gran cantidad de materiales piroclásticos, así como tambíen numerosas corrientes de lava. Estas útimas, interestratificadas con las proyecciones o en los rellenos de las cuencas interandinas, afloran únicamente en forma local, y no constituyen jamás un paisaje susceptible de ser identificado a la escala de 1:1'000.000. Preferimos representar en la Sierra, sólo las dos corrientes de lava históricas, originarias de bocas parásitas situadas en las faldas del Antisana, de edad muy reciente, ya que se encuentran en un estado de frescura notable y no están cubiertas por proyecciones piroclásticas recientes.

La más importante es el "Flujo de Antisanilla" y se ubica al Sur de Pintag, en el valle de los Chillos. Tiene por origen una boca que aparentemente no había funcionado antes y que hoy se localiza a la orilla de una quebrada, como a 4.000 m, hacia las laderas del costado Oeste del Antisana, rio arriba de la hacienda Pinantura. La cantidad de lava emitida es considerable ya que sigue el trazado de la incisión fluvial que participó en rellenarla sobre una decena

de kilómetros, de Este a Oeste, pudiendo su anchura alcanzar localmente 1,5 km; el desnivel total es del orden de 900 m. Se compone de un amontonamiento de grandes bloques escoriáceos entre decimétricos y métricos, de color de negruzco a café-rojizo, muy poco alterados. El examen de las fotos aéreas muestra un derrame con una rara frescura en donde todas las corrientes del escurrimiento de la lava son fácilmente discernibles. Su colocación en las entalladuras fluviales existentes desorganizó totalmente la red anterior, ocasionando la formación de numerosos lagos pequeños por represamiento (Laguna Muerte Pungu o de Secas), y obligó así a que los escurrimientos se abran camino entre los flancos de la colada y las antiguas riberas del valle. T. Wolf (1892), basándose en actas notariadas de cesión de tierras entre haciendas por causa de imposibilidad de hacer atravesar el ganado a raíz del "reventazón de Antisanilla", estima esta colada de lava ligeramente anterior a 1760.

La segunda es la de Papallacta o Potrerillos, en la ladera Norte del mismo volcán (Fig. 20). Tiene igualmente por origen un orificio sobre la ladera izquierda de un antiguo valle glaciar, como a 3.900m, en la salida del cual se edificó un pequeño cono desbocado de algunas decenas de metros de alto. La lava emitida sigue este valle sobre 6 km en dirección Noreste, originando, por contención, la formación de tres lagos: uno grande río arriba y dos pequeños en las confluencias con sus tributarios secundarios sobre la ribera derecha de la colada. Pero lo más espectacular es su terminación hacia los 3.350 m, justo arriba del pueblo de Papallacta, sobre la ruta Quito-Amazonía. Ahí, la lengua de la colada de lava compuesta por grandes bloques escoriáceos en más de un centenar de metros de espesor, desemboca en el antiguo valle glaciar del río Tambo, que atraviesa a todo su ancho de 500 m aproximadamente, hasta unirse con su ribera Norte. Es así como constituyó una magnífica presa de contención natural, detrás de la cual está retenida la laguna del Papallacta. Se trata de una barrera porosa en el seno de la cual las aguas se infiltran y descienden luego en cascadas hasta el pueblo de Papallacta, a unos 250 m río abajo. Lo que explica las fuertes variaciones de niveles de esta laguna tan tributaria de su alimentación, ya que el caudal de su exutorio puede ser considerado como relativamente constante. Este derrame dataría de 1773, según los informes recopilados por T. Wolf (1892).

Las otras corrientes de lava identificadas en el valle de Pifo y Papallacta, son todas ellas más antiguas, prehistóricas y casi siempre recubiertas de piroclastitas más recientes, con una meteorización y una cubierta vegetal significativa.

Representamos también en esta categoría, las coladas de lava, recientes a actuales, que recubren el cono actualmente activo del Reventador, incluyendo las de la erupción de 1976.

Lahares y otros derrames de lava no diferenciados (unidad 183)

Hemos agrupado bajo esta rúbrica todas las otras emisiones con aspecto de coladas de lava. Se trata de un grupo bastante heterogéneo, en el cual ciertos componentes, situados en lugares casi inaccesibles, los hacen poco conocidos. Se ordenan en tres grupos principales.

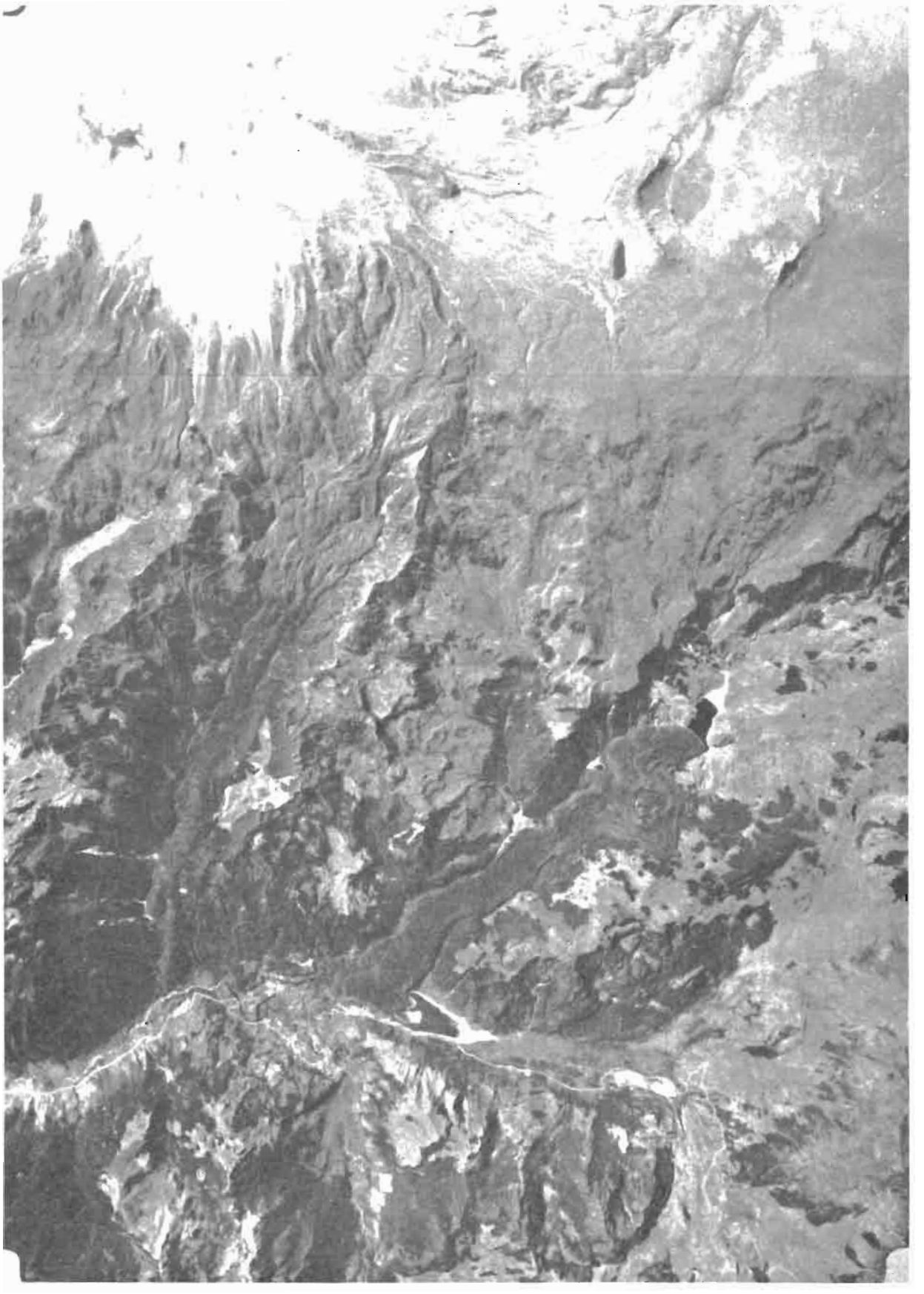
- Corrientes de lava, de edad relativamente antigua, pero todavía reconocibles en su superficie netamente ondulada o aborregada y en su perfil longitudinal caótico heredado de las desigualdades del basamento. Son los derrames de las laderas occidentales del volcán Chiles y de sus volcanes satélites.

- Coladas de lava, que parecen más recientes que las anteriores y en las cuales la superficie casi plana guardó las huellas de los escurrimientos originales. Estas ocupan los flancos de valles que originalmente colmaron siguiendo el curso río abajo, pero que fueron luego disectadas en consolas suspendidas por la cavadura posterior de la red hidrográfica, hoy encajonada sobre una de sus laderas. A juzgar por su aspecto en las fotos aéreas, reagrupan coladas de lava sensu-estricto pero tambíen derramamientos de tipo lahar. Las más notables se localizan en el valle meridiano que se abre al Sur del cráter desbocado del volcán de La Bonita y sobre los flancos Este y Noreste del Cayambe, río arriba de los valles que descienden hacia la Amazonia.

Añadiremos a este grupo el lahar del flanco Oeste de la caldera del Pululahua que se dirige hacia el Norte en un valle afluente del río Guayllabamba. Ahí, sobre algunas decenas de metros de espesor, aflora una formación homogénea de color entre blancuzco y blanco-amarillento, compuesta de brechas de explosion, pómez y lapilli en una matriz arenosa medianamente consolidada. El conjunto poco coherente, está fuertemente disectado y su superficie no subsiste más que en forma de jirones separados por barrancas empinadas y estrechas. No parece recubierto por cenizas recientes, lo que confirmaría su posterioridad. Es también posible que su elaboración sea contemporánea o ligeramente anterior a esas emisiones; las cenizas depositadas en su superficie pudieron haber sido luego arrastradas por el escurrimiento superficial intenso en este sector, además, favorecido por la existencia de una superficie entre plana y ligeramente inclinada, muy similar a la de un glacis.

- El último grupo se refiere a los fondos de las calderas del Atacazo, del Corazón y del Iliniza. Abiertas en herradura en los flancos Oeste de los volcanes, estas calderas tienen un fondo con un modelado muy caótico, constituído por una yuxtaposición de derrames de lava, de lahares y de bloques caídos de los abruptos circundantes. Por causa de simplificación cartográfica, los hemos agregado el fondo de la caldera del Guagua Pichincha, de origen si-

Fig. 20. El derrame lavico reciente de Papallacta



Fuente: Fotografía aéreas, IGM

milar pero de aspecto más complejo, y ocupado además por los restos de una segunda caldera, un domo de lava y sitios de fumarolas (ver la unidad 174)

UTILIZACIÓN Y EVOLUCIÓN MORFODINÁMICA ACTUAL

Las tierras frías de los Andes, no son objeto de una utilización agrícola significativa. Es conveniente sin embargo efectuar una distinción entre los paisajes heredados del modelamiento glaciar y los de origen volcánico.

Los primeros, heredados de la elaboración glaciar cuaternaria así como los paisajes de páramos y sus relieves asociados (unidades 157 a 167), están, en efecto, situados a elevadas altitudes, condición sin qua non de su formación. Las limitaciones son de orden climático. Las bajas temperaturas casi siempre acompañadas por acostumbradas heladas nocturnas, los vientos violentos, el manto muy importante de nubes y neblina, las importantes precipitaciones frecuentemente bajo forma nival y, por fin, los contrastes acentuados entre los periódos bajo el manto nublado y los momentos de exposición bajo un sol candente, constituyen factores que prohiben toda actividad agrícola. Sólo una explotación turística podría ser posible.

La vegetación está claramente estratificada. Arriba, los pisos superiores rocosos, pedregosos o arenosos que caracterizan a todos las agujas supra-glaciares, constituyen un medio mineral donde se desarrollan solamente musgos y líquenes. Abajo, la vegetación clímax es el páramo: estepa de altura, herbácea baja y sin arboles. Sobre los bordes, en las incisiones y hondonadas o en posición de abrigo al pie de los relieves, se extiende la densa vegetación, de arbustiva a arborea, pérena y difícilmente penetrable de matorral, remplazada localmente por islotes de vegetación mixta. Estos son maleza arbórea, arbustiva o herbácea con helechos numerosos que caracteriza zonas en proceso de recolonización, luego de un desmonte y de su abandono.

La utilización agrícola de los páramos se limita a los terrenos de recorrido o de pastoreo extensivo para ovinos como en la provincia de Chimborazo, o para bovinos acorralados naturalmente en el seno de inmensidades solamente delimitadas por trincheras ahuecadas de algunos metros de profundidad y de ancho. Pero, en las zonas interandinas donde la presión demográfica es la más fuerte (regiones de Chimborazo y de Bolívar), las partes más bajas de algunos páramos son objeto de desmontes localizados y progresivos para la implementación de parcelas destinadas al cultivo de papas y de habas, asociadas a la cría ovina y bovina. Bajo condiciones climáticas tan difíciles, tales actividades representan una utilización marginal y extremadamente riesgosa.

El conjunto de los paisajes volcánicos superiores, situados en pisos climáticos similares, soporta los mismos tipos de cubierta vegetal. El piso mineral superior (paredes rocosas, coladas de lava, desprendimientos y vertientes recubiertas de proyecciones piroclásticas arenosas) no lleva más que musgos y líquenes, mientras que los pisos inferiores estan cubiertos con páramos y matorrales. A pesar de eso, son objeto de una utilización turística naciente y para practicas de caminatas en montaña.

Por el contrario, los glacis-conos de la parte inferior de los edificios volcánicos ocupan una situación privilegiada al contacto con el medio interandino y soportan una utilización agrícola algunas veces intensa. Sobre estos modelados relativamente suaves, se localizan principalmente las culturas del piso superior interandino frío, lugar predilecto de la papa, asociada a la haba, a las praderas y localmente a la cebada. Las partes inferiores de estos paisajes alcanzan tan seguido la transición climática hasta los fondos secos de las cuencas y llevan cultivos de maíz en la zona de Otavalo, o sobre el contorno Sur de la cuenca de Ibarra al pie de los volcanes Imbabura y Mojanda.

En lo que concierne ***la morfodinámica actual,*** se trata globalmente de un conjunto de paisajes todavía relativamente poco afectados por los fenómenos de origen antrópico.

La evolución dominante es aún de origen natural y esta ligada al volcanismo; los edificios con actividad actual persistente o cíclica (unidades 172 a 174) muestran una dinámica acelerada.

Las caídas piroclásticas continuas sobre las laderas del Sangay provocan un rejuvenecimiento rápido de su cobertura, su bajada por gravedad y su transporte por vía hídrica río abajo; alimentan luego aluvionamientos excesivos que perturban la red hidrográfica amazónica en este sector. Estas caídas se encuentran a lo largo de grandes distancias, enchapados sobre los relieves glaciares y de páramos situados al Oeste y al Suroeste o recubrimientos de cenizas en las estribaciones y la cuenca de Guamote-Palmira-Alausí. Parecería que las del Reventador afectan zonas más limitadas y muy poco conocidas sobre la cordillera oriental. Estos volcanes emiten también coladas de lava que se limitan a las laderas inmediatas del cono; la mitad occidental del Sangay y la casi totalidad del cono reciente del Reventador.

En lo que concierne los volcanes andinos, tres conservan una actividad fumarólica y representan un riesgo potencial. El más conocido es el Cotopaxi cuyas últimas erupciones se caracterizaron por la emisión de un manto de cenizas y lapilli, lo que no significa un gran peligro para el futuro ya que los accesos inmediatos del cono, sometidos a estas proyecciones, estan practicamente despoblados. Sus lahares con consecuencias catastróficas son potencionalmente mucho más peligrosos para las cuencas de Quito y Latacunga, estos riesgos serán estudiados al mismo tiempo que los paisajes interandinos a los que afectan (unidades 220 y 221).

Un segundo volcán peligroso es el Guagua Pichincha, en el cual, la actividad explosiva (vulcano-peleana) constituye un peligro potencial para Quito, situado sobre su ladera oriental. Sin embargo hay que mencionar que las fases volcánicas sucesivas, han migrado netamente hacia el Oeste y llevaron a la construcción de edificios cada vez más alejados de Quito. El tapón de lava que obtura la chimenea actual, sitio de la actividad fumarólica, y del cual la explosión constituye el mayor peligro, está situado a 12-15 km en linea recta de Quito, en una caldera profunda y abierta hacia el Oeste. Los riesgos conciernen principalmente a la vertiente occidental, poco poblada, pero sobre todo al pueblo de Lloa, situado al Suroeste.

El Tungurahua es, a nuestro juicio y por su localización, el volcán más peligroso para el hombre en el Ecuador. Domina una zona dedicada a una actividad agrícola intensa y occupada por una población numerosa, habiendo tenido el hombre la poco afortunada idea de construir inmediatamente en sus faldas la ciudad de Baños, sitio termal y lugar estratégico de comunicación con la Amazonia. Por otra parte, debido a la estructura misma del volcán y la orientación de su cráter desbocado, sus laderas Oeste y Noroeste son las más expuestas a emisiones piroclásticas, lahares y derrames de lava, como lo demuestran claramente los últimos acontecimientos históricos y las numerosas coladas que bajaron hasta obturar el valle del Pastaza. Este último presenta en todo este sector un perfil longitudinal muy irregular, compuesto de represamientos por derrames lávicos, atravesados por cascadas o gargantas impresionantes y tramos poco inclinados, derivados del relleno por acumulaciones de aluviones torrenciales, río arriba. Este peligro es permanente, como lo podemos apreciar en las pinturas expuestas en la iglesia de Baños, bello muestrario de los diferentes tormentos que trae consigo el Tungurahua.

Pero tampoco hay que descuidar los efectos indirectos de estos reinicios de actividad. Tuvimos la ocasión de observar in situ diferentes movimientos de vertientes (deslizamientos de terrenos, derrumbamientos, etc.) consecuencia de las erupciones del Reventador en 1976, que afectaron en una decena de kilómetros los principales ejes de comunicación. Por otra parte, estas reactivaciones acarrean enormes riesgos sobre las infraestructuras que fueron construidas o estan en proyecto al pie de algunos volcanes: la planta hidroeléctrica de Agoyán, río abajo de Baños, y el proyecto" Cascada del Coca", que utilizará el desnivel ocasionado por una antigua colada de lava, en el eje de la caldera del Reventador (!). Estos dos conjuntos serán sometidos, en el futuro, a fenómenos sísmicos intensos, y también a movimientos de terrenos consecuentes a ciertas erupciones, e incluso posiblemente a derrames lávicos. El riesgo, evidentemente tomado en cuenta en el momento del establecimiento de tales proyectos, ¿ no es acaso demasiado grande?

Fuera de las zonas expuestas a los fenómenos volcánicos, la morfodinámica que afecta estas áreas se ordena siguiendo un escalonamiento altitudinal neto, de origen climático.

Los estratos superiores (unidades 168 a 174 y 177) debajo de las nieves y los hielos permanentes, pero por arriba de la aparición de la vegetación, esto es entre 5.000-5.200 m y 4.400-4.500 m, son el dominio de acciones periglaciares actuales y reguladas por las alternancias de la helada nocturna y el deshielo diurno. Se acompañan de dos tipos de acciones.

Fenómenos directos de destrucción de los relieves in situ, por la acción combinada de la penetración del agua, de los cambios de temperaturas y de la gelifracción que provoca la desagregación de las rocas, el arranque de bloques en los acantilados y la formación de taludes y vertientes donde se ordenan por gravedad los restos así producidos. La mayor parte de estas formas observables son heredadas de los períodos cuaternarios fríos. Las localizadas en este piso estan todavía en funcionamiento, como bien lo muestran las caidas de bloques o los desprendimientos de partes de murallas que es común encontrar en cada mañana, en las vertientes de los macizos volcánicos o en las faldas de los abruptos y de las agujas modeladas por los glaciares cuaternarios.

Acciones de transporte que comprenden ya sean escurrimientos hídricos localmente muy abundantes, por deshielo de los mantos nivo-glaciares provocando una erosión selectiva de las materias finas (cenizas volcánicas, limo y polvos glaciares), ya sea una ablación de estas mismas partículas por los vientos, comúnmente violentos a estas alturas.

Los suelos y formaciones superficiales de los pisos inferiores de las zonas de modelados glaciar y volcánico

(unidades 157 a 164), cubiertos por la vegetación de páramo, son el sitio de fenómenos periglaciares más indirectos. Es ahi en donde se forman los terreros cespederos o "Thufurs" según un término de origen islandés, cuyo origén se ha explicado por las alternancias repetidas de heladas y deshielos que provocan segregación del hielo e inchamientos del suelo. Estos últimos forman unos extensos campos típicos en los sectores de los páramos andinos con abundante agua superficial.

Pero, estos suelos frágiles, muy a menudo impregnados de agua, experimentan también une activa dinamica superficial. Por una parte, se produce un movimiento lento del manto superficial, por creeping, reptación y gelifluxión, que desemboca en la formación, aún sobre las pendientes débiles, de depósitos de alteritas asistidas, estriadas o lechigadas.

Por otra parte, las alternancias diaras muy marcadas debidas a las heladas nocturnas provocan, por congelamiento y deshielo de la capa superior de agua, continuos movimientos internos (inchamiento-retracción) del manto superficial que lo hacen muy fragil, especialmente cuando pasa por un estado lodoso, al deshielarse cada mañana. Si existen discontinuidades en la superficie o el sustrato (rupturas de pendiente, cambios litológicos o de formaciones superficiales), se producen pequeños asentamientos localizados, que evolucionan en hundimientos y en desgarramientos de amplitud decimétrica en la cobertura vegetal, poniendo al desnudo sobre algunos metros, las formaciones del basamento.

El manto vegetal y herbáceo juega ahi un papel muy importante de protección. Si existen condiciones favorables de pendiente o de régimen hídrico, se realiza muchas veces una recolonización lenta del suelo así descubierto. Pero si estas formas experimentan una coacción externa incluso muy débil, por ejemplo el paso del ganado cuando el páramo es utilizado como pastizal muy extensivo o el pisoteo de caminantes y turistas (sobre todo si se realiza en la mañana cuando el suelo está lodoso), el descalze de la vegetación herbácea se vuelve rápidamente catastrófico. Es entonces cuando se desencadena, sobre estos suelos arenosos sueltos particularmente vulnerables, una importante erosión lineal que subraya cada escurrimiento superficial, seguido por el deslizamiento en paquetes de las cenizas negras superficiales, simulando grandes "golpes de cucharadas ", y, localmente, por fenómenos eólicos. La evolución parece ser entonces irreversible, pues la recolonización por la vegetación no se efectua más que muy lentamente bajo tales condiciones extremas. La susceptibilidad crónica de estos paisajes a la erosión implica un severo control de su utilización turística, condición sine qua non de su conservación.

Algunos sectores son, por naturaleza, particularmente más sensibles a los efectos del escurrimiento. Este es el caso de los relieves de paso entre las cuencas de Saraguro y de Loja (unidad 167). En los alrededores de San lucas, las vertientes del margen de las antiguas zonas enhieladas, elaboradas en arenas graníticas blancuzcas, muy potentes, son sometidas a procesos de escurrimientos concentrados muy activos, que provocan el abarrancamiento de un paisaje típico de "bad-lands" río arriba, y aluvionamiento considerable sobre los modelados fluviales, río abajo.

Dos unidades son objeto de una reanudación neta de la actividad morfodinámica a causa, en parte, de una utilización antrópica inadecuada.

En primer lugar, las faldas del Quilotoa (unidades 174 y 175), donde se realiza un intenso abarrancamiento hídrico. Están totalmente disectadas por una multitud de entalladuras radiales, de profundidad entre métrica y decamétrica, estrechas y con laderas fuertes; forman otro típico paisaje de "bad-lands". El material del cono, con proyecciones de lapilli y cenizas arenosas sin coherencia interna, es originalmente muy sensible al escurrimiento superficial, pero la práctica extensiva de ganadería ovina y caprina sobre estas laderas constituye también un segundo factor favorable al desarrollo de estos fenómenos de ablación del manto arenoso. Las consecuencias son particularmente espectaculares en el camino de Chugchilan, donde las formaciones decapadas experimentan luego una removilización y depositación por vía hídrica acompañadas por una ablación eólica, particularmente violenta en este pasillo Norte-Sur de comunicación con la zona costera.

Los fenómenos más activos afectan el conjunto de glacis-conos en las faldas de los volcanes (unidad 175).

Hemos anotado en su descripción, el papel preponderante de las dinámicas superficiales recientes -escurrimientos difuso y concentrado, casi siempre acompañados de deslizamientos- en la elaboración de los modelados de superficie. Estos últimos son la sede de una intensa actividad actual que, aunque temporal o estacionaria, no deja de ocasionar una evolución rápida de las formas. Cada precipitación de fuerte intensidad se traduce por fenómenos diversos, dependiendo de las formaciones.

Las aguas que escurren en la superficie del manto de cenizas recientes arenosas se concentran y cavan rápidamente pequeñas cárcavas decimétricas. Estas alcanzan dimensiones métricas en los abruptos terminales de erosión, cuyo retroceso se relaciona directamente con la erosión regresiva de estos escurrimientos. Pero, en estas formaciones permeables se establece también una circulación subterránea, al contacto con las cenizas profundas endurecidas, casi siempre subrayado por un horizonte más arcilloso. Estas aguas resurgen en las faldas del abrupto, provocando desprendimientos por "soutirage" de los materiales inferiores, así como deslizamientos por bloques sobre

este horizonte resbaloso y, en definitiva, asentamientos seguidos de hundimientos de la parte frontal del abrupto.

Sobre las superficies endurecidas, con un substrato de permeabilidad débil, los procesos son generalmente más sencillos y la evacuación del agua se efectua únicamente por escurrimiento. Es en un principio, al pie del abrupto, un escurrimiento difuso que evacua rápidamente los materiales ya desprendidos, haciendo rodar piedras y bloques decimétricos. Pero también se produce en forma concentrada en las incisiones lineales entre métricas y multi-métricas, con perfil transversal característico en escaleras que revelan las diferencias de resistencia de las capas endurecidas; ahí se elaboran localmente lindas figuras de erosión hídrica como pequeños méandros encajonados o "mini-ollas de gigante". Este escurrimiento hídrico puede ser extremadamente violento y la desembocadura de estas láminas o cascadas sobre los frentes de los abruptos, tallados en cangahua, que jalonan la mayor parte de las rutas interandinas, puede ser muy espectacular en caso de una lluvia de fuerte intensidad. Tales paisajes, próximos a los "bad-lands", se observan regularmente en las laderas inferiores del Ilaló, sobre los contornos Sur de la cuenca de Quito y Norte de la de Latacunga, o cerca de Pomasqui, aquí asociados con una removilización eólica secundaria de las formaciones arenosas descubiertas.

Es problable que se trate de un medio degradado por una utilización agrícola inadecuada. Estas zonas fueron objeto de explotación agricola, pero también de un intenso pastoreo ovino y caprino (todavía practicado localmente) que provocó el deterioro del manto vegetal, la ablación de las cenizas arenosas superficiales por escurrimiento y la puesta al desnudo de la cangahua subyacente. Tales procesos certifican el frágil equilibrio morfodinámico de algunos paisajes interandinos, fácilmente roto por la intervención del hombre con vistas hacia su aprovechamiento.

Son ahora sitios casi estériles, inutilizables o en proceso de abandono, donde la recuperación de las formaciones endurecidas aflorantes será muy difícil, teniendo necesariamente que ser operada por arado y reblandecimiento mecanizado con bulldozer, solución que amerita un cálculo previo de rentabilidad.

3. EL ÁMBITO INTERANDINO

El ámbito interandino se encuentra notablemente limitado. Se ve reducido a un estrecho corredor meridiano, encerrado entre las dos cordilleras, con un ancho relativamente constante, siempre comprendido entre 25 y 40 km; por lo tanto, representa menos del 20 % de la superficie de la cordillera andina.

Pero el realizar una presentación geográfica sencilla de este estrecho corredor resulta ser una ardua tarea. En efecto, su realidad geográfica, compleja y extraordinariamente variada, se traduce por una fragmentación generalizada del espacio. Por lo tanto, escogimos quedarnos en un nivel de acercamiento paisajístico, con el fin de proporcionar una imagen relativamente simple, aquella impresión que el viajero guarda desde su primer contacto con este entorno geográfico excepcional.

Se ofrecían varias soluciones para esta presentación. Una de ellas, siguiendo las "tradiciones locales", consistía en tomar en cuenta, sucesivamente, los diferentes conjuntos físicos que se suceden durante un viaje Norte-Sur por la Sierra: describir la cuenca de Tulcán, la bajada al valle del Chota, el cruce por la cuenca de Ibarra-Otavalo, la subida al paso que la separa de la cuenca de Quito, los diferentes niveles de esta última, etc.

Si bien esta presentación ofrece la ventaja de lo conocido, presenta, por otra parte, varios inconvenientes mayores:

- Mientras este esquema se aplica bastante bién a las partes septentrionales y centrales de la Sierra, en donde la arquitectura general guarda el ordenamiento longitudinal: dos cordilleras externas y una cuenca central; ya no sucede lo mismo a partir de Cañar en donde la realidad se aparta del modelo, y se le aleja definitivamente al Sur del Río Jubones.
- Introduce importantes repeticiones, ya que numerosas unidades son idénticas de una cuenca a otra, y que, como en todo medio de montaña, la regla de repartición de los paisajes sigue una zonificación basada en el escalonamiento altitudinal y sus consecuencias climáticas. Pero también porque procesos morfogenéticos idénticos en pisos similares de todas estas cuencas, generaron unidades muy parecidas.
- Por fin, sólo rinde cuenta, en forma parcial, de las variaciones de los materiales y formaciones superficiales, a pesar de que constituyen elementos esenciales para la comprensión de estos paisajes ya que guían su morfodinámica y hasta su uso actual.

La arquitectura de la presentación adoptada para el comentario del mapa tiende por lo tanto a evitar estos escollos y a proporcionar la mejor visión posible de la realidad geográfica de este medio.

El primer nivel de divisiones adoptado es de orden morfo-pedológico, tomando en cuenta las diferenciaciones morfológicas, la naturaleza de los constituyentes del sustrato o de las formaciones superficiales, y en consecuencia, de los suelos. Desde este punto de vista, los Andes ecuatorianos se dividen en tres tramos claramente diferenciados:

- Al Norte, la Sierra con un recubrimiento total de proyecciones piroclásticas provenientes de los volcanes recientes. Es el típico medio interandino, con sus dos cordilleras, sus alargadas cuencas meridianas, dominadas por volcanes diseminados. Esta se termina a la salida del valle de Alausí-Chunchi.
- Al centro, la Sierra con basamento volcánico antiguo, pero sin volcanes ni cobertura de cenizas superficiales; se prolonga hasta el paso de San Lucas, entre las cuencas de Saraguro y de Loja. Las dos cordilleras todavía existen pero están orientadas NNE-SSO; las cuencas centrales, entre las cuales algunas se asemejan más a valles ensanchados, se dividen en dos alineamientos: Cuenca-Santa Isabel al Oeste, y Gualaceo-Nabón al Este.
- Al Sur, los relieves de la provincia austral de Loja, sin una estricta regla de repartición y con una apariencia desordenada. Los ejes de relieves, las cuencas y los valles están dispuestos según direcciones ortogonales, derivadas de la estructura y de la litología del basamento.

El segundo nivel de diferenciación, individualiza tres estratos altitudinales:
- las altas vertientes y relieves interandinos superiores,
- las bajas vertientes y los relieves inferiores,
- los paisajes de los pisos de las cuencas y de los valles.

Al interior de cada uno de estos subconjuntos, las distinciones entre unidades se basan, según las características del medio, en variaciones que afectan las formas de relieve, los microclimas, las formaciones superficiales y los suelos.

3.1. LAS CUENCAS INTERANDINAS DEL NORTE DE LA SIERRA

Los Andes del Norte del Ecuador se caracterizan ante todo por la omnipresencia de la actividad volcánica

antigua y reciente, sobreimpuesta sobre el sustrato montañoso, como resultado de la orogénesis andina, y que se traduce por modelados y formaciones superficiales originales, tanto sobre las cordilleras como en las cuencas interandinas.

Esta porción comprende más de la mitad de la cordillera y se extiende sobre 350 km desde la frontera colombiana, al Norte, hasta aproximadamente la latitud de 2°30'S, a la salida occidental del río Chanchán, materializada por el valle de Alausí-Chunchi. Presenta una dirección totalmente meridiana al Sur de Quito y una ligera inflexión hacia el NNE, desde Quito hasta Tulcán.

Evidentemente, su mayor característica resulta ser la presencia de un gran número de estratovolcanes, entre los cuales, el más meridional, el Sangay, se encuentra exactamente a 2° de latitud Sur. Pero escogimos un límite más al Sur, debido a la extensión de las coberturas de piroclastitas recientes que proporcionan a la Sierra septentrional su originalidad.

La arquitectura general del medio interandino del Norte es la que ha sido muchas veces descrita como la "avenida de los volcanes" de Humboldt. Entre las dos cordilleras, están insertas depresiones topográficas estrechas y alargadas en la dirección meridiana, las "hoyas". Estas están dominadas por numerosos volcanes diseminados sobre las dos cordilleras, las vertientes y en las cuencas interandinas. La posición de la mayoría de estos edificios esta ligada con líneas de fracturas longitudinales y transversales a la cordillera; cuando están cercanos, constituyen barreras topográficas que delimitan así claramente las cuencas entre sí: son los "nudos". El cruce se realiza por intermedio de un paso ubicado sobre los glacís-conos inferiores de estos volcanes coalescentes.

El generalizado recubrimiento de proyecciones piroclásticas provocó una homogeneización de las formaciones superficiales y de los suelos. Por lo tanto, su evolución depende esencialmente de su edad y del régimen climático al cual están sometidos (precipitaciones y temperaturas, esencialmente); así, su repartición se ordena según notables topo-climato-secuencias.

Ocurre muchas veces lo mismo con fenómenos morfodinámicos actuales, relacionados con la naturaleza y la evolución pedológica de las formaciones afectadas, pero también con las características climáticas y sus consecuencias en cuanto a la utilización agrícola actual de los suelos.

Resumen

- *Cuencas interandinas con rellenos volcano-sedimentarios*
- *Omnipresencia de la morfogénesis volcánica*
- *Grandes estratovolcanes de recientes a activos*
- *Suelos desarrollados sobre recubrimientos piroclásticos generalizados*
- *Intensa actividad agrícola y morfodinámica actual.*

GEOMORFOLOGIA Y GEOLOGIA REGIONAL

Geografía de las cuencas y nudos

La Sierra septentrional comprende cuatro cuencas o valles dispuestos de Norte a Sur:

- *la cuenca de Tulcán-valle del Chota-Ibarra-Otavalo,*
- *la cuenca de Cayambe-Quito,*
- *la cuenca Latacunga-Ambato,*
- *la cuenca Riobamba-Guamote y el valle Alausí-Chunchi.*

Son cuencas separadas por tres pasos formados por la coalescencia de al menos tres edificios volcánicos:

- *el paso de los volcanes Imbabura-Mojanda-Cusín,*
- *el paso de los volcanes Rumiñahui-Cotopaxi-Iliniza,*
- *el paso de los volcanes Carihuairazo-Igualata-Tungurahua.*

Todas estas entidades, provenientes de una génesis similar, poseen numerosos caracteres comunes. Sus diferencias provienen esencialmente de las modalidades de repartición de sus diversos componentes.

La cuenca de Tulcán-valle del Chota-Ibarra-Otavalo (Fig. 15)

Es la más compleja ya que está constituida por dos cuencas extremas, la de Tulcán-San Gabriel al Norte y la de Ibarra-Otavalo al Sur, separadas por el gran corte transversal, con orientación ESE-ONO, del valle del Chota. Este último provoca un desvío de la parte meridional, sobre unos veinte kilómetros, hacia el Noroeste, proporcionando así a esta cuenca una forma original, compuesta por tres elementos ortogonales.

La de Tulcán-San Gabriel es una cuenca con doble orientación a ambos lados de un paso al Norte de Huaca, ubicado a 3.290 m, y armado por una punta volcánica interandina, parecida a los nudos. Su fondo está conformado por niveles de relleno, con disección variable, suavemente inclinados desde los rebordes hacia el eje en donde se acercan a la horizontalidad.

Su parte Sur aparece desdoblada. Al Este, la cuenca de San Gabriel conforma un corredor NNE-SSO, de unos quince kilómetros de ancho, inserto entre los dos abruptos rectilíneos de misma dirección que limitan las cordilleras. Su piso, por los 3.000-3.100 m al Norte, baja progresivamente en dirección al Sur hasta 2.400 m en el reborde de la entalladura del Chota. En este sector y en la cercanía del abrupto oriental, el corredor está compuesto por una sucesión de niveles altitudinalmente escalonados, la mayoría de origen tectónico; pero algunos, en el borde del valle del Chota, fueron parcialmente remodelados por acciones fluviales. Esta cuenca se prolonga hacia el Oeste, más allá de los relieves de García Moreno, por la depresión de Mira-El Angel, verdadero golfo enclavado en la cordillera occidental, entre 2.200 y 3.100 m.

Se ensancha al Norte del paso, alrededor de Tulcán, abriéndose así hacia Colombia. Los relieves del piso bajan desde 3.100 m a proximidad del paso y sobre los rebordes, hasta 2.950 m en Tulcán y 2.780 m en la frontera, al Norte.

La red hidrográfica refleja esta división, la parte de Tulcán es drenada hacia Colombia, al Norte, mientras que al Sur del paso, todos los drenes son tributarios del sistema Chota-Mira.

En la orilla izquierda del río Chota, la parte meridional de la cuenca está representada por la depresión Ibarra-Otavalo. Sus rebordes suben por lo general hasta 2.800 m pero alcanzan 3.200 m al Sur de Cuicocha. Su piso es netamente más bajo, 2.600 m en Otavalo, 2.250 m en Ibarra y alcanza menos de los 1.800 m al acercarse al valle del Chota. Su morfología se caracteriza además por un predominio de las formas de esparcimiento y de relleno de origen volcánico: grandes glacis-conos inclinados y disectados en piedemonte de los volcanes de reborde (Cuicocha, Cotacachi e Imbabura) y cubetas centrales con superficies planas heredadas de rellenos fluvio-lacustres.

La parte central está ocupada por el valle de los ríos Chota y Mira, exutorio de esta cuenca en dirección al ámbito costanero. Es un gran corte transversal, entre ambas partes de la cuenca, materializado por una profunda entalladura con barrancos empinados y erosionados cuyo fondo varía desde 1.800 m río arriba, al Sureste, hasta 1.400 m río abajo, al Noroeste. Este valle, con un trazado rectilíneo, derivado de una gran fractura transversal, se prolonga hacia la parte baja, mucho más allá de la terminación de la cuenca interandina, por una quebrada estrecha y encajonada sobre unos treinta kilómetros, en la vertiente occidental. Es un lugar privilegiado de penetración de las masas de aire costanero, que se manifiestan por vientos constantes y relativamente fuertes provenientes del Noroeste. Desecado por precipitaciones orográficas, este aire contribuye a acentuarse el carácter semidesértico de este valle y de sus rebordes, que constrasta claramente con los relieves circundantes hiperhúmedos, y es todavía muy marcado en el pueblo de Chota, al pie de la vertiente interandina oriental.

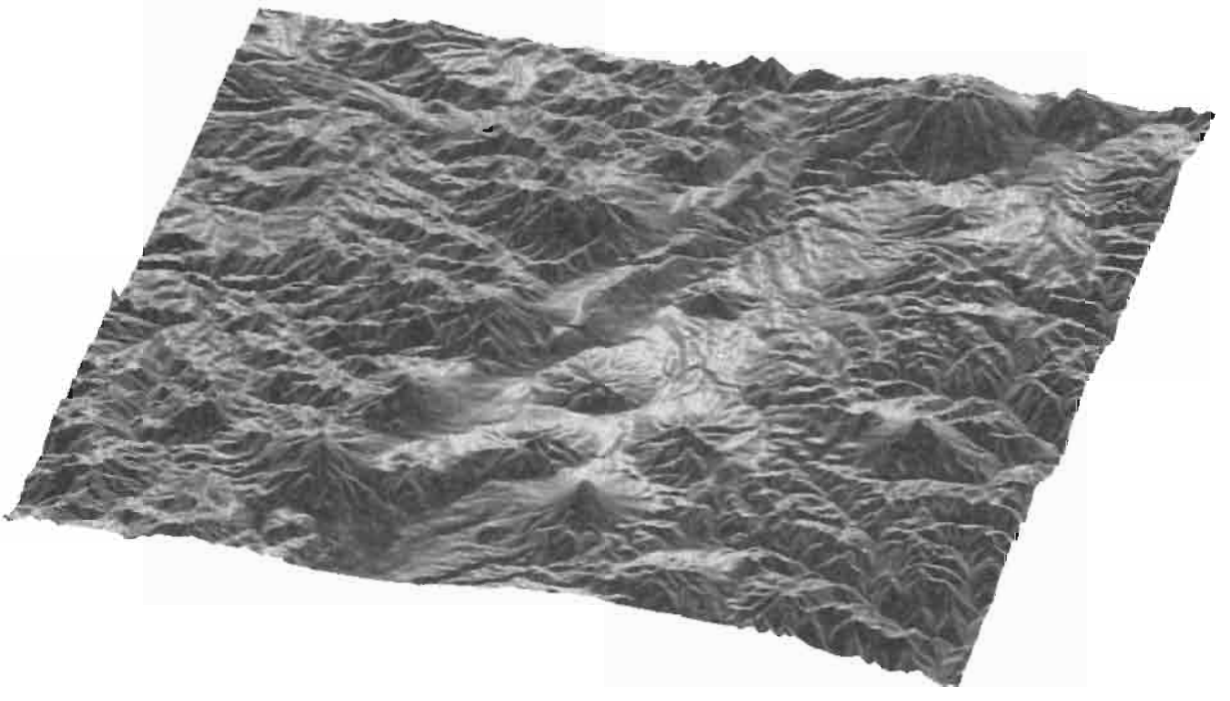
Esta cuenca septentrional está limitada al Sur por un primer nudo volcánico que resulta de la coalescencia de los volcanes Imbabura (4.500 m) y Mojanda (4.300 m) a los cuales están arrimados el Cubilche y el Cusín al Este (Ver fig. 16 y 17). El nudo se prolonga hacia el Oeste por intermedio de los vestigios del antiguo edificio reventado por la depresión de San José de Minas. El paso entre las dos cuencas se encuentra a 3.100 m. Este conjunto de edificios está ordenado según una dirección NO-SE, oblicua a la cordillera y toscamente paralela al valle del Chota, reveladora de la existencia de fracturas transversales que cortan indistintamente el medio interandino y las dos cordilleras. Se pudieron evidenciar dos: el alineamiento Norte compuesto por el Cotacachi, el Imbabura y el Cubilche (que se prolonga hasta el Reventador) y un alineamiento Sur con el Cuicocha, el Cusín y el Cayambe. El Mojanda, por su parte, se encuentra apartado de esta repartición.

Las dos cordilleras que rodean esta cuenca están casi desprovistas de grandes edificios volcánicos recientes; al Este, el volcán de La Bonita ya está ubicado sobre la vertiente amazónica, mientras que al Oeste se encuentran los conjuntos del Chiles cerca de la frontera colombiana y de los Negro Puño-Cotacachi, al Sur.

La cuenca de Cayambe-Quito (Fig. 21)

Segunda cuenca en dirección al Sur, esta es más sencilla que la anterior. Su orientación general, submeridiana, sigue la de la cordillera andina. Es un corredor de unos veinte kilómetros de ancho que baja lentamente desde 3.800 m al pie del Cotopaxi hasta 2.200-2.400 m cerca de su exutorio por Guayllabamba. La única excepción es la depresión de Tabacundo-Cayambe que la prolonga hacia el Noreste, con un desvío lateral de unos

Fig. 21. Vista desde el Sureste de la cuenca de Quito



Elaboración: Marc Souris, Modelo Numérico de Terreno, Sistema SIG-Savane

veinte kilómetros hacia el Este, revelador de un accidente tectónico importante en el alineamiento del valle del río Pisque, y bien marcado por un desplazamiento correspondiente en la cordillera oriental. Por lo tanto, su parte Norte, al pie del Mojanda, se ve afectada por una pendiente contraria con dirección al Sur.

Su zonificación geomorfológica sigue la repartición interandina general: vertientes internas sobre derramamientos volcánicos y un fondo de cuenca conformado por formas de rellenos y de esparcimiento. Río arriba, en la parte Sur predominan las llanuras de esparcimientos laháricos provenientes del Cotopaxi. Estas se ven reemplazadas hacia el centro y río abajo por niveles de rellenos lacustres modelados superficialmente por los esparcimientos del pie de los volcanes y de las cordilleras, formando así unos conjuntos de glacis-conos coalescentes que pasan gradualmente a las llanuras inferiores localmente remodeladas en niveles escalonados, de origen fluvial. Algunos rellenos lacustres recientes se produjeron en sectores deprimidos, alrededor de Cayambe o por Machachi.

El sitio de Quito presenta una notable originalidad. La ciudad está ubicada en el reverso, relleno por sedimentos lacustres, de una grada tectónica ubicada al pie del Pichincha y que domina, por medio de un abrupto rectilíneo de 300 m de mando, la depresión interandina propiamente dicha. Su trazado sigue fallas meridianas (¿réplicas de las que limitan la cuenca interandina?), el abrupto aparece progresivamente a partir del Atacazo al Sur y desaparece así mismo al Norte del Casitagua.

Esta cuenca es drenada por un único sistema fluvial, la red del Guayllabamba, en dirección al ámbito costanero. El encajonamiento es muy pronunciado, sobre todo río abajo, en donde los principales ríos fluyen en verdaderos cañones, entallando las diferentes formaciones del relleno. Luego se escapan en la cordillera occidental, cerca de 1.500 m, o sea altitudes bastante similares a las del río Chota al Norte. Alrededor del pueblo de Guayllabamba, algunos fenómenos de divagación hídrica (¿en una zona tectonizada?) elaboraron una depresión sub-circular compuesta por niveles escalonados. La quebrada, río abajo, también es un lugar de penetración de aire caliente y seco proveniente de las regiones costaneras, pero su configuración particular con un brusco codo de 90° hacia el Oeste al principio del cruce de la cordillera, limita los efectos de estos vientos desecantes sobre la parte inferior de la cuenca. Sólo resultan realmente sensibles en la depresión de Perucho-Chavezpamba, y en menor escala hasta en el alveolo de Guayllabamba y el valle de Pomasqui.

La principal originalidad de esta cuenca proviene de la gran importancia de los edificios volcánicos, que constituyen los elementos dominantes al Sur y al Oeste (Fig. 16). Están ordenados según cuatro filas paralelas, con orientación meridiana:

- *en la cordillera occidental: Pululahua, Casitagua, Pichincha, Atacazo, Corazón, Ilinizas;*
- *en el centro de la cuenca: Ilaló, Pasochoa, Rumiñahui;*
- *en el reborde oriental de la cuenca: Cotourcu, Sincholaguá, Cotopaxi;*
- *en la cordillera oriental: Cayambe, Antizana, Quilindaña.*

Si bien estas filas meridianas son evidentemente responsables de los rasgos de la morfología general de la cuenca, tres alineamientos transversales, con dirección NO-SE, pueden también ser fácilmente evidenciados:

- *Pichincha, Ilaló y Antizana*
- *Atacazo, Pasochoa y Sincholagua*
- *Corazón, Rumiñahui, Cotopaxi y Quilindaña.*

Estas direcciónes revelan accidentes con importancia regional, en la exacta prolongación de algunas porciones rectilíneas de los ríos Toachi y Blanco en el ámbito costanero.

La abundancia de edificios volcánicos al Sur de Quito explica la clara oposición entre la parte Sur de la cuenca, constituida por volcanes aislados separados por corredores deprimidos y la parte al Norte del Ilaló, exclusivamente conformada por los niveles volcano-sedimentarios. Pero también contribuye a la formación de una clara barrera que separa esta cuenca de la cuenca de Latacunga, al Sur. El nudo es el fruto de la coalescencia de tres volcanes principales, de Oeste a Este: Iliniza (5.248 m), Rumiñahui (4.712 m) y Cotopaxi (5.897 m); el paso ubicado entre los dos primeros se acerca a 3.500 m.

La cuenca de Latacunga-Ambato (Fig. 22)

Ubicada inmediatamente al Sur, presenta bastante similitudes con la de Quito: una orientación rectilínea meridiana y un ancho equivalente de unos veinte kilómetros de Este a Oeste. Está limitada por vertientes interandinas volcánicas y su fondo está constituido por la misma secuencia de formas volcano-sedimentarias: llanuras de esparcimientos laháricos del Cotopaxi al Norte, luego glacis y niveles de esparcimiento coluvio-alu-

Fig. 22. Una cuenca intermedia del norte: Latacunga- Ambato

Elaboración: A. Aing, LIA-Télédétection, ORSTOM; Fuente: Canal 7 de la imagen Landsat MSS 010/061 del 17/08/1978

viales moderamente disectados y, por fin, rellenos lacustres horizontales en las partes central y baja.

Sus diferencias más notables son las siguientes:

- Su drenaje se realiza de Norte a Sur. La baja de las altitudes del piso sigue una inclinación gradual desde aproximadamente 3.400 m al pie del Cotopaxi al Norte, hasta 2.400-2.600 m al Sur de Pelileo.

- Es la única cuenca interandina del conjunto volcánico en poseer un exutorio sobre la cuenca Amazónica, materializado por la entalladura Este-Oeste del río Pastaza entre Baños y Puyo. Su altitud, al entrar en la cordillera oriental río arriba de Baños, es de aproximadamente 1.800 m, es decir ligeramente más alta que las anteriores.

- Pese a estar claramente separada de la cuenca de Riobamba al Sur por un nudo muy marcado, las dos cuencas poseen una conexión por intermedio del río Chambo. Su red, que drena toda la parte Norte de la cuenca de Riobamba, se reune con el río Patate, por una incisión muy pronunciada entre los volcanes Igualata y Tungurahua en el margen oriental del valle interandino, para luego conformar el río Pastaza, por los 1.900 m. Esta entalladura en la vertiente oriental favorece el acceso del aire proveniente de la Amazonia, y provoca violentos vientos. Descargados de su humedad por precipitaciones orográficas, toman luego una dirección oblícua hacia el Sur, en la cuenca de Riobamba, y provocan o mantienen fenómenos de erosión eólica particularmente desastrosos hacia el Oeste (Arenal del Chimborazo) y el Suroeste (Arenal de Palmira).

- Ningún gran volcán está presente entre los nudos del Cotopaxi y del Chimborazo, ya que las únicas construcciones notables, son antiguas o con dimensiones modestas, sobre las cuales la erosión ha ampliamente borrado las formas originales: Sagoatoa, o los dos edificios al Oeste de Latacunga. El único volcán reciente es el Quilotoa (3.914 m), ubicado sobre la franja externa de la cordillera occidental, en el seno del valle hundido de Sigchos. Enclaustrado entre relieves con altitudes similares, sólo se vuelve visible al acercarse y no llega nunca a constituir un elemento geomorfológico mayor, como los alineamientos paralelos del valle de Quito.

- La separación con la cuenca de Riobamba, al Sur, es particularmente clara y alta (Fig. 16). Resulta de la coalescencia de los volcanes Chimborazo (6.310 m), Carihuairazo (5.020 m), Igualata y Tungurahua (5.016 m). Allí también, las elevaciones volcánicas han sido guiadas por fracturas transversales NNO-SSE, la principal está localizada sobre el alineamiento Carihuairazo-Igualata-Altar, pero una secundaria, ubicada inmediatamente al Norte, podría poner en relación el Tungurahua y el Llimpi, pequeño volcán interandino al Sur de Pelileo. El paso de la carretera panamericana, ubicado al Oeste, entre el conjunto Chimborazo-Carihuairazo e Igualata, constituye, a 3.600 m, el más alto de los pasos interandinos. Sin embargo, esta barrera puede ser rodeada, ya que las comunicaciones son posibles por el valle del río Chambo al Este, en donde las altitudes no sobrepasan los 2.500 m.

La cuenca Riobamba-Guamote y el valle Alausí-Chunchi

Ultimo elemento de la sucesión, esta depresión continua que se extiende sobre unos 100 km de Norte a Sur, se caracteriza sobre todo por la desaparición de los edificios volcánicos (Fig. 16). Los últimos volcanes interandinos no sobrepasan 1°30' de latitud Sur, en el nudo Chimborazo-Igualata-Tungurahua. La desaparición es un poco más meridional sobre la cordillera oriental (1°40'S para el Altar) y progresa todavía para el Sangay, ubicado a 2°S sobre la falda andina oriental. En la cuenca y sobre sus inmediaciones, en donde ningún volcán reciente es claramente identificable, sólo subsisten restos de edificios antiguos, muy erosionados y casi destruidos, probablemente contemporáneos de las primeras fases de manifestaciones volcánicas pliocenas a pliocuaternarias.

También constituye una entidad topográficamente diferenciada que está compuesta por dos conjuntos distintos:

- Al Norte, se extiende la última verdadera cuenca interandina volcano-sedimentaria, con orientación meridiana. Sus altitudes bajan progresivamente desde 3.300 m por Palmira al Sur, hasta 2.600 m, en Riobamba al Norte. Está drenada en dirección al Norte por la red del río Chambo, cuya entalladura de empate con el río Patate empieza por los 2.500 m, aguas arriba al Sur.

Presenta una zonificación física muy clara. Por Riobamba y Chambo, constituye una cuenca bien individualizada, similar a las cuencas septentrionales: llanuras laháricas y conjuntos de glacis-conos de esparcimiento provenientes del nudo volcánico del Norte; rellenos lacustres y fluvio-lacustres horizontales al Este.

Su parte central es mucho más accidentada, constituida por relieves colinarios bastante macizos que pueden alcanzar 3.400 m. Armados por capas superpuestas de piroclastitas cimentadas, conforman una pequeña barrera que se cruza por ejemplo entre Colta y Guamote, y que se junta con las estribaciones interandinas.

A partir de Guamote, se abre de nuevo una depresión interandina con un fondo entre plano y ondulado, bien

diferenciado en relación con los relieves circundantes. Su altitud crece lentamente de 3.000 m en Palmira a 3.300 m en Guamote por el Sur. Está formada por típicos rellenos interandinos fluvio-lacustres a partir de elementos volcánicos removilizados cubriendo el basamento volcánico; pero su principal característica es la presencia de una intensa morfodinámica actual eólica, generalizada en el extremo Sur. Esta depresión está ligeramente desviada hacia el Oeste y limitada sobre su margen oriental por relieves en continuidad con los de la zona central.

- La región de Palmira constituye una notable línea de demarcación de las aguas. Allí, los paisajes cambian bruscamente. A las formas suavemente onduladas de la cuenca de Palmira, con pendiente suave hacia el Norte, se opone, en cuanto se cruza el paso, una vertiente Sur muy desnivelada, en donde se abre un gran valle con faldas escarpadas que recorta todos los relieves andinos en dirección al SSO (Fig. 23).

Este valle, obra de los ríos Atapo y luego Chanchán, posee un nivel de base inferior a 1.400 m, cerca de su salida hacia el ámbito costanero, por Huigra. Los procesos de regularización, por lo tanto muy eficaces, explican las dimensiones de la entalladura con desniveles relativos de 1.500-2.000 m por Chunchi y muestran con toda evidencia una potente erosión regresiva, mucho más eficaz que la de la cuenca del Chambo, como lo prueba la disimetría de la divisoria de aguas y el vigor de la reanudación de la erosión inmediatamente al Sur de Palmira. El límite actual de las redes está en curso de evolución, y es probable que se realicen en el futuro cambios de curso por captura de la red río arriba del Río Chimbo, a costa de los ríos Guamote y Cebadas.

Las vertientes son variadas, rectilíneas, con rellanos y muchas veces afectadas por movimientos de terreno antiguos y actuales, exacerbados por los desniveles y las pendientes muy fuertes. La fuerte erosión alcanzó las formaciones del sustrato interandino y de las primeras fases volcánicas y volcano-sedimentarias del relleno, haciendo de este valle, un lugar privilegiado para su observación.

Si bien su modelado proviene, en gran parte, de la cavadura fluvial, no se excluye que se pueda tratar también de la explotación de grandes accidentes tectónicos, de misma naturaleza y orientación que los del valle de Pallatanga. No se pudieron evidenciar, pero queda por realizarse un estudio geológico profundizado. Este valle, ubicado en la prolongación del límite externo de la vertiente occidental, sigue en efecto exactamente el cambio de orientación de la Sierra, al contacto con el tramo Sur, claramente orientado NE-SO. También coincide con la desaparición de las dos fracturas paralelas meridianas que delimitan el valle interandino en toda la parte central de la cordillera, desde Quito hasta Guamote.

Por fin, hay que anotar que esta última depresión interandina posee dos redes hidrográficas con direcciones opuestas y exutorios en los dos ámbitos costanero y amazónico, la parte Norte siendo drenada hacia los ríos Chambo y luego Pastaza

El marco geológico y estructural

La bajada, desde las tierras frías de las cordilleras, hacia el medio interandino, representa un cambio brusco de medio geográfico calcado sobre un conjunto morfoestructural diferente.

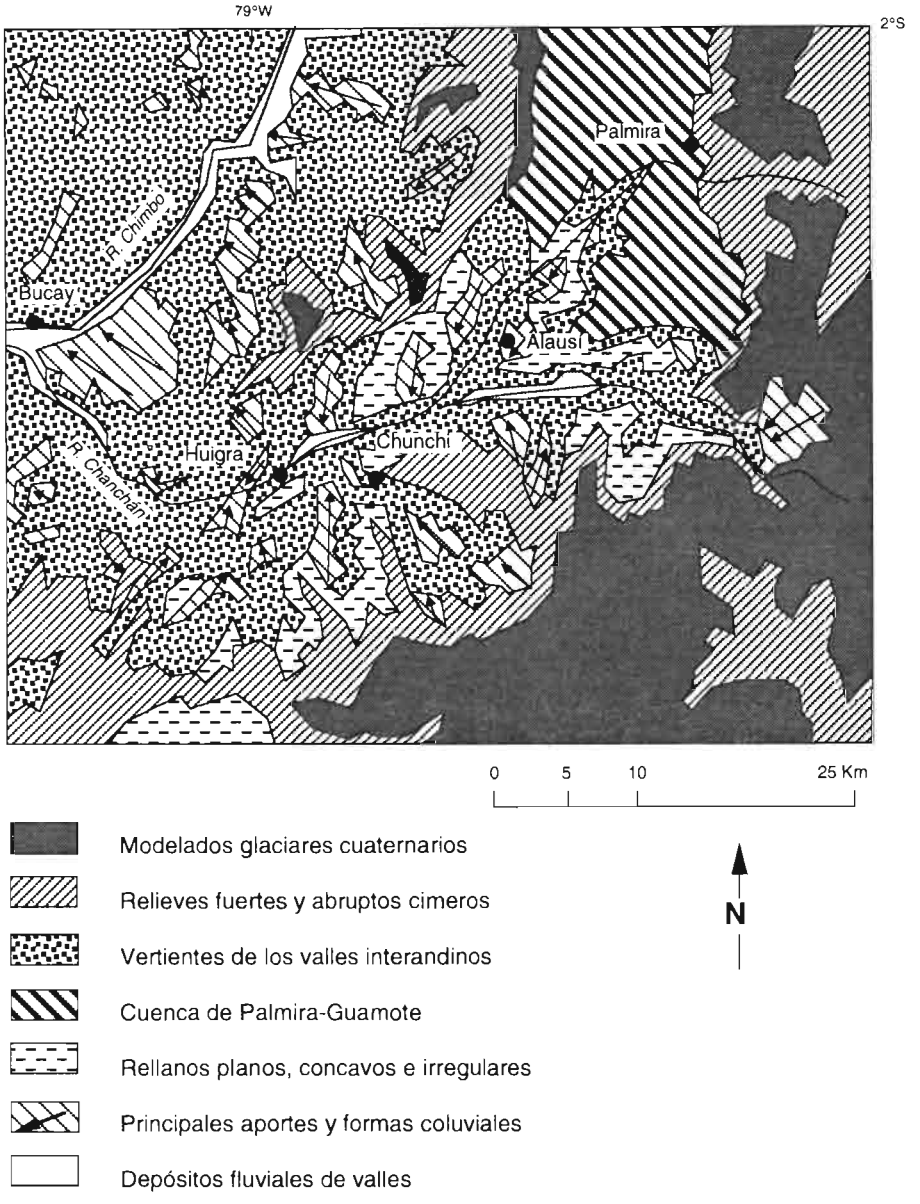
Los relieves interandinos septentrionales presentan una estructura general relativamente sencilla. Paralelamente a la edificación de los Andes, unas rupturas de dirección globalmente meridiana, provocadas por fenómenos de distención consecutivos a la orogénesis andina, guiaron el hundimiento de la parte central de la cordillera donde las cuencas ocupan las "grabens". Su presencia sigue siendo muy clara en la morfología de algunas estribaciones, empinadas y con un dibujo muy rectilíneo como al Este de Tulcán-Ibarra, o a ambos lados de las cuencas de Quito y Latacunga.

Las dos cordilleras de reborde, en posición de "horst", deben sus posiciones altas a estos movimientos tectónicos diferenciales. Pero los desniveles originales se han visto luego amplificados por los numerosos derramamientos volcánicos apilados sobre las cimas y las vertientes de los bloques levantados del basamento, originando así vertientes interandinas compuestas.

Los estudios geológicos publicados al momento de la realización de este estudio, eran poco numerosos e imprecisos sobre este aspecto de la geología de los Andes del Ecuador. Por una parte, porque resulta muy difícil poder observar el sustrato, cubierto por potentes depósitos de lavas y de piroclastitas terciarias y cuaternarias y, por otra parte, porque la cartografía geológica detallada es incompleta y lleva a una delimitación de los diferentes esparcimientos volcánicos según su lugar de origen, o propone una sucesión volcánica (Grupos Saraguro, Pisayambo, Sicalpa, Altar, Latacunga, Cangahua y Cotopaxi, J.W. Baldock, 1982) localmente poco satisfactoria. Sin embargo se pueden discutir tres puntos.

- La edad de esta diferenciación tectónica. No se dispone de ninguna datación de esta última, pero correlaciones realizadas con la llegada masiva de sedimentos detríticos gruesos en las formaciones costaneras y sub-

Fig. 23. Los paleo-movimientos de vertientes en los valles de Huigra y Pallatanga



Elaboración: A. Winckell; Fuente: Cartografía geomorfológica de la Sierra a 1:500.000, inédita

*andinas atestiguan de una surrección andina accelerada en la segunda mitad del Terciario. Ademas, una com-*paración con la base de los rellenos de las cuencas sedimentarias del centro y Sur del Ecuador permite afirmar que su individualización se realizó en la misma época. Por lo tanto, es probable que la formación de la depresión interandina le sea contemporánea, prosiguiendo luego durante toda la duración de la surección de la cordillera andina en el Plioceno y el Cuaternario.

- La amplitud del desnivel original. Se disponen de pocos datos, pero las lavas de tipo Macuchi son visibles por los 1.700 m en el fondo de la quebrada del río Guayllabamba sobre el camino de San Antonio de Pichincha a Atahualpa, es decir que la cuenca de Quito tiene un espesor de relleno del orden del kilómetro. Este espesor debe ser considerado como un mínimo, ya que este punto está ubicado cerca de la cordillera occidental, probablemente sobre una grada intermedia. Otros afloramientos del basamento, metamórficos, pueden verse por los 1.600-1.700 m en el fondo del valle del Chota, o por Palmira, Alausí y Chunchi. Estos indican espesores equivalentes de rellenos.

- Las diferentes etapas del volcanismo y del relleno. Todavía se conoce relativamente mal la historia geológica reciente de estas zonas. Podemos destacar cuatros fases principales:

- Un volcanismo antiguo que se derramó sobre el sustrato del piso de la depresión. Se trata de potentes conjuntos volcánicos compuestos por lavas andesíticas, con intercalaciones de brechas, flujos y tobas piroclásticas, pero que incluyen también términos más ácidos, riolíticos. Estos depósitos sobrepasarían 1.500 a 2.000 m de espesor. Reagrupamos en esta fase, de edad miocénica, las diversas formaciones geológicas conocidas como Saraguro, Alausí, Chinchillo, etc. Es posible que estos conjuntos, constitutivos de las partes altas de las cordilleras centrales, esten también presentes en el ámbito interandino del Norte, pero totalmente cubiertos por derrames más recientes.

- Las cimas de las cordilleras llevan, sobre más de 1.000 m de espesor, formaciones más recientes pero con una litología parecida a las anteriores. Es la formación Pisayambo, de edad ligeramente más reciente, miopliocena y compuesta por brechas, aglomerados y tobas piroclásticas cubiertas por potentes coladas de lavas andesíticas. Las piroclástitas similares de la formación Sicalpa, en el corredor Riobamba-Palmira, constituyen probablemente su equivalente en el medio interandino. Resulta imposible distinguir los volcanes o centros eruptivos suceptibles de haber emitido los productos de estos dos conjuntos.

- El relleno de las cuencas interandinas seguramente empezó, por comparación con las cuencas del centro y del sur ecuatoriano, en el Mioceno. Luego fueron parcialmente colmatadas por depósitos volcano-sedimentarios que tapan las bases de la sedimentación original. Los sedimentos que hoy afloran, representan únicamente la parte superior de la sedimentación de estas cuencas, sin embargo muestran una zonificación bastante clara. El corte de Calderón a Guayllabamba, permite evidenciar tres grupos principales:

. un grupo inferior de sedimentos en donde alternan proyecciones piroclásticas cimentadas en cineritas, seguramente en ambiente lacustre, y aportes entre fluviales y torrenciales: gravas, conglomerados, gravillas, arenas y guijarros con estratificaciones entrecruzadas;

. un grupo intermedio, caracterizado por la intercalación de productos volcánicos (lahares, coladas de lava, proyecciones piroclásticas) en una sedimentación que pierde poco a poco su carácter fluvial dominante,

. un grupo superior, compuesto casi exclusivamente por productos volcánicos; coladas, lahares y piroclástitas y que termina con proyecciones piroclásticas aéreas (cenizas, piedra pómez y lápilli) sobre varias decenas de metros de espesor.

- Los últimos episodios morfogenéticos son volcánicos y están relacionados con los estratovolcanes. Los más antiguos, de edad pliocena: grupo Altar (unidades 168 a 171), emitieron lavas y aglomerados pirocásticos andesíticos bastante parecidos a los anteriores, que se mezclaron con los materiales de rellenos de las cuencas. Los más recientes: grupo Cotopaxi (unidades 172 a 174) se escalonan desde el Cuaternario hasta la época actual, y sus productos se intercalan con los rellenos superiores o constituyen los últimos recubrimientos de los modelados actuales.

Recientes estudios aportan precisiones y dataciones absolutas muy útiles. Así, T. Winter, tomando los resultados de los trabajos de F. Barberi y al. (1988) y de T. Bonhomme y al. (en proceso), propone para la cuenca de Latacunga-Ambato, un esquema en el cual se distinguen tres unidades litoestratigráficas:

- un volcanismo Mioceno superior (entre 12,5 ± 0,9 y 6,1 ± 0,6 M.A.), con predominio andesítico (lavas, flujos y tobas sobre más de 1.000 m de espesor) presente sobre las dos cordilleras pero constituyendo también la base de la depresión interandina;

- macizos andesíticos, que constituyen los estratovolcanes antiguos, de edad pliocena (de 5,1 ± 1,1 a 2,6 ± 0,2 M.A.);

- el relleno volcanoclástico Cuaternario de la depresión de Latacunga que está principalmente compuesto por lahares y aglomerados volcánicos, recubiertos por depósitos fluviolacustres, sobre aproximadamente 500 m de espesor. Algunas coladas de lava intercaladas fueron respectivamente fechadas en 1,8 ± 0,2 y 1,7 ± 0,4 M.A.

Esta interpretación confirma parcialemente nuestras observaciones. El esquema es sin embargo más sencillo, pero el hecho de que haya sido concebido para una sola cuenca interandina, la de Latacunga-Ambato, puede explicarlo.

3.1.1. Las vertientes interandinas superiores

La franja superior de los relieves interandinos se diferencia claramente de los paisajes circundantes.

Por las altitudes. Las vertientes andinas internas alcanzan el límite inferior de las tierras frías de la cordillera por 3.400-3.600 m en la zona de contacto con los páramos de El Angel, sobre el reborde Oeste de la cuenca de Tulcán.

Paralelamente al descenso general de este límite hacia el Sur, ya sólo se encuentran a 3.300-3.400 m al Este de Quito o de Latacunga y a 3.200 m sobre la cordillera oriental de la cuenca de Riobamba. Su contacto con las partes inferiores de las vertientes andinas internas está ubicado globalmente por los 3.000 m sobre la falda oriental de la cuenca de Quito por ejemplo, pero varía así mismo de 3.200 m en la cuenca de Tulcán a 2.800 m para los testigos encaramados del valle de Chunchi.

Por la morfología de conjunto. Conforman una discontinuidad física y una zona de contraste, ya que están ubicados, en su parte superior, directamente al contacto con las tierras frías de la Sierra, extensiones cimeras onduladas, moldeadas por las coberturas glaciares y de nieves holocenas y cubiertas por vegetación de páramos. La ruptura de pendiente es siempre muy clara, y el descenso hacia las cuencas, es abrupto y rápido. Los modelados interandinos superiores están por lo general bien disectados, los desniveles amplios y las pendientes, longitudinales y transversales, de fuertes a muy fuertes.

Luego, por el contraste climático. Por oposición con las cimas de las cordilleras con clima frío, con precipitaciones muchas veces bajo la forma de nieve y con una cobertura nubosa y neblinas muy frecuentes; el medio interandino, detrás de estas barreras naturales, está en posición de resguardo climático ya que las masas de aire proveniente de las regiones occidental y amazónica han perdido parte de su humedad por precipitaciones orográficas sobre las vertientes externas y las cimas.

Las altas estribaciones interandinas están sometidas a condiciones climáticas muy húmedas (sin cobertura nubosa persistente) y frescas; cerca del límite superior, las temperaturas medias anuales son del orden de 8°C (con un riesgo importante de helada, sobre todo a mediados de año) y de cerca de 15°C hacia el límite inferior; las variaciones de estas temperaturas medias anuales son reducidas y no sobrepasan los 2°C.

El gradiente general de disminución de las precipitaciones medias anuales hacia las altitudes menores es difícilmente observable debido a la forma muy estrecha de estas vertientes; ademas, se encuentra muchas veces oculto por las importantes variaciones de las precipitaciones debido a la exposición de las estaciones; en el alto valle del Mira, separado de la región amazónica por una cordillera montañosa relativamente baja, se puede notar unas precipitaciones medias anuales superiores a 1.000 mm (1.065 mm en Sigsipamba, 1.080 mm en Mariano Acosta con 195 y 120 días de lluvia), mientras que en las pendientes de la cuenca de Palmira, protegida en sus dos faldas por altos relieves, las precipitaciones medias anuales se mantienen netamente inferiores a 500 mm (345 mm en sólo 75 días en Cebadas ubicada a la misma altitud que Mariano Acosta). Estas dos situaciones extremas que corresponden a un número de meses secos de 0 y 10 respectivamente sólo afectan a algunas zonas limitadas de la unidad cuya mayor parte tiene un número de meses secos entre 1 y 4 (zona muy húmeda con precipitaciones medias anuales de 750 a 1.000 mm repartidas en 120 a 160 días por año) y en una fracción reducida un número de meses secos de 4 a 8 (zona húmeda con precipitaciones medias anuales inferiores a 750 mm durante 100 a 150 días).

La humedad relativa del aire varía del 88 % en Patate, estación expuesta a los aportes de humedad provenientes de la región amazónica, al 73 % en El Angel, estación protegida. La evaporación Piche es elevada y depende de la altitud y de la temperatura media anual; los extremos observados son de 935 mm-año en Pachamam (altura 3.600 m temperatura media anual de 7,8°C) y 1.335 mm-año en Patate (altura 2.270 m, temperatura media anual de 15,8°C).

Estas altas vertientes se diferencian así fuertemente de los relieves interandinos inferiores, más calientes y más secos.

Las vertientes disectadas con relieves de fuertes a moderados

Estos paisajes reagrupan la casi totalidad de las facies de estas altas vertientes. Corresponden a los abruptos de fallas entre la fosa interandina hundida y las cordilleras externas levantadas, habiendo sido el desnivel tectónico original amplificado por los apilamientos de estratos volcánicos sobre las cordilleras. Casi nunca afloran los sustratos, por lo general cubiertos por los productos de las erupciones volcánicas generalizadas que se sucedieron desde el mio-plioceno, sobre las cordilleras, sus abruptos y en el ámbito interandino.

Estos recubrimientos también fueron fosilizados por las últimas manifestaciones volcánicas explosivas cuaternarias y los modelados se caracterizan así por una homogeneidad de la cobertura pedológica. Encontramos allí las dos generaciones de depósitos piroclásticos, cuyas diferenciaciones aparecen más claramente al nivel de las vertientes interandinas inferiores, más secas.

- La primera generación de las proyecciones antiguas en estratos decimétricos a métricos, de color pardo a blancuzco y compuestas por cenizas, arenas y lápilli, localmente un poco cimentadas. El espesor de esas capas sobrepasa algunas decenas de metros, y los estratos, por lo general concordantes, son ondulados, localmente fallados e independientes de la morfología superficial.

- La segunda generación de proyecciones recientes cuyo espesor varía de uno a algunos metros. Se trata de las cenizas arenosas negruzcas, cuyas capas abarrancan la generación anterior y siguen las ondulaciones de la topografía.

Sobre estas vertientes, el decapado de las piroclastitas superiores sigue siendo relativamente escaso y los suelos se desarrollan casi exclusivamente sobre las proyecciones recientes. Su diferenciación proviene de la estratificación climática altitudinal. Los suelos ubicados en partes altas, con un régimen de temperatura mésico y un régimen de humedad údico, son generalmente Andosoles desaturados, negros y muy humíferos. Al disminuir la altitud, la temperatura aumenta, el régimen del suelo se vuelve termico. Conservando un régimen údico, los suelos se encuentran bajo condiciones más secas, los minerales arcillosos aparecen, y los Andosoles pasan gradualmente a Brunizems franco-arenosos menos humíferos y oscuros que los Andosoles.

Las partes cimeras, moderadamente disectadas (unidades 184, 185)

Unidad 184. Estos modelados caracterizan exclusivamente las cuencas centrales, constituyendo en su reborde oriental, las estribaciones de contacto con los modelados glaciares y de páramos. Están presentes frente al volcán Sagoatoa, en la cuenca de Ambato y en la orilla derecha del río Chambo, al Sur del Tungurahua, en donde se aparentan a niveles y rellanos ligeramente inclinados hacia el ámbito interandino. La disección superficial es poco acentuada y los modelados de superficie constituidos por una asociación de superficies suavemente onduladas y moderadamente disectadas por pequeños valles con faldas ensanchadas y fondos coluviales.

Los interpretamos como superficies estructurales, pero con diversos orígenes.

- En la cuenca de Riobamba, parecen corresponder a cimas de derramamientos volcánicos plio-cuaternarios (Grupo Altar), modelando una grada tectónica intermedia, con una superficie cimera ubicada entre 3.000 y 3.400 m, sobre el borde de la vertiente interandina oriental.
- En cambio, en la depresión de Ambato, se desarrolla sobre los materiales mismos del relleno volcano-sedimentario (lahares y aglomerados volcánicos: brechas, tobas y piedras pómez, asociados con gravas y arenas torrenciales o lacustres del grupo Latacunga). El origen, también estructural, de esta superficie, ubicada entre 2.900 y 3.100 m sobre el reborde Oeste de la cuenca, no puede ser separado del abrupto rectilíneo que lo limita al Este, a la orilla del río Cutuchi (ver la unidad 187).
- El último testigo está ubicado sobre la vertiente suroriental de la salida del valle de Huigra. Constituye probablemente, aquí también, un rellano de origen estructural, desarrollado en la parte cimera de los esparcimientos volcánicos miocenos del grupo Saraguro, y también sobre el sustrato volcánico Macuchi en su parte inferior. Su posición es doblemente original. Por una parte, porque se trata de un verdadero mirador encaramado en la parte superior de la garganta, entre los 2.600 y 3.200 m, mientras que el pueblo de Huigra, ubicado abajo, en el fondo de la quebrada del río Chanchán, está a 1.250 m. Por otra parte, porque está recubierto y en su parte trasera, por el derrame volcánico plioceno de la fase Tarqui, y los paisajes fríos y glaciares cimeros asociados, que lo dominan por un abrupto marcado.

Unidad 185. Esta unidad está ubicada en continuidad con la anterior, de la cual se diferencia por una erosión más acentuada y un modelado disectado de superficie. Unas cimas, entre redondeadas y convexas, bajan suavemente en dirección al valle principal en estrechos jirones paralelos de unos cientos de metros de ancho, y están separadas por incisiones con perfil en V, drenadas en el sentido de la pendiente longitudinal. Su posición de "balcón" es todavía más notable, en el interfluvio de las salidas de las quebradas de los ríos Chanchán, al Norte y Cañar, al Sur.

Conviene recordar que, debido a su altitud más baja, estos dos grupos de testigos de superficies de rellanos encaramados no llevan huellas de glaciaciones cuaternarias.

Las grandes vertientes empinadas y disectadas (unidades 186, 187)

Se trata de las unidades que se podrían calificar como típicas: grandes vertientes con trazado global rectilíneo y con un perfil tendido, derivadas directamente, en su mayoría, de los desniveles tectónicos, a lo largo de las líneas de falla.

Unidad 186. Es el paisaje de reborde común de las cuencas del Norte, desde Tulcán hasta el volcán Cotopaxi. Está dividido en dos grupos geográficamente distintos:

- El reborde occidental, que limita la cuenca de Tulcán-San Gabriel-valle del Chota, se caracteriza por una

sinuosidad muy marcada que encierra totalmente los relieves volcánicos y glaciares del páramo de El Angel (Fig. 15). Empieza al Norte por un tramo ONO-ESE desde el pie del volcán Chiles hasta el Suroeste de Tulcán y se reune con el valle del Chota según una dirección NE-SO, luego de haber descrito un gran golfo hacia el Norte, alrededor de la depresión satélite de Mira-El Angel. Sus altitudes, relativamente uniformes, se escalonan entre 2.800-3.000 m en la parte inferior y 3.400-3.600 m en el contacto con los modelados de páramos.

Proximos a su terminación occidental, al Oeste de Mira, hemos asociado, a este paisaje, modelados volcánicos disectados similares, que derivan de la destrucción de edificios muy antiguos entallados por profundas quebradas con numerosas cicatrices de arrancamiento, cerca de Juan Montalvo. Aquí, el límite inferior se acerca por lo tanto excepcionalmente a los 2.600 m, por La Concepción.

- La franja oriental de la cuenca Cayambe-Quito, parece más compleja. Tiene un trazado en zig-zag, dividido en cuatro tramos:

• NO-SE, por Mariano Acosta, es decir una dirección similar al valle del Chota que domina hacia abajo,

• N-S entra la laguna de Yaguarcocha y Cangahua al Sur de Cayambe, en el reborde oriental del estrecho corredor de Olmedo,

• luego E-O, sobre unos treinta kilómetros al Sur de Cayambe,

• y por fin, NNE-SSO, en el reborde de la cuenca de Quito, en donde va a terminar al Norte del volcán Sincholagua.

Sus altitudes inferiores, en todas partes cercanas a los 3.000 m, bajan hasta 2.800 m por Mariano Acosta, en el borde del valle del Chota al Norte. Su límite superior, en la zona de contacto con los páramos, sube a 3.400-3.600 m.

El origen de estas estribaciones sigue sin explicaciones detalladas, ya que los episodios volcánicos sucesivos no permiten reconocer eventuales accidentes. El dibujo en tramos ortogonales nos permite sin embargo interpretarlos, por lo menos parcialmente, como abruptos tectónicos ubicados sobre las principales fracturas que limitan las cuencas interandinas.

La dirección predominante NE-SO a NNE-SSO, que se vuelve a encontrar en el límite de los páramos de El Angel, alrededor de la depresión de Mira, por Cayambe o Pifo, es la dirección interandina predominante de los Andes ecuatorianos, que guía el ordenamiento general de las cuencas.

La componente ortogonal NO-SE de Tulcán o Mariano Acosta, sigue la dirección de los ríos Chota y Mira. Es probable que se trate de una segunda red de fracturas regionales.

La tercera E-O, por Cangahua, parece ser excepcional; está ubicada en la prolongación del alveolo de Guayllabamba, en donde existen direcciones de este tipo que guian algunos tramos hidrográficos como en el río Pisque.

Es probable que se trate de abruptos compuestos. Estos son escarpamientos de falla, heredados directamente de los movimientos tectónicos originales, y también abruptos de línea de falla, es decir, ubicados sobre el lugar de la falla pero parcialmente elaborados por erosión diferencial, siendo excavados los materiales más blandos del relleno de las cuencas. Pues subrayan localmente los límites de los esparcimientos volcánicos plio-cuaternario de las cordilleras (Grupo Altar y Sicalpa) por abruptos de contacto litológico.

Los modelados son relativamente homogéneos. Dominan las grandes vertientes con perfil longitudinal rectilíneo, fuertemente disectadas por una densa red de quebradas: torrenteras y barrancos estrechos, con faldas empinadas y perfil en V. Esta red paralela a la pendiente dominante es sin embargo heredada; ya que la mayoría de las arterias, desprovistas de cualquier tipo de escurrimiento perenne, sólo es recorrida durante los aguaceros más fuertes. Su elaboración se relaciona con el deshielo de los casquetes glaciares y de nieves cimeras, hace unos 10.000-12.000 años. Entre estas incisiones, el modelado de superficie transversal es mucho menos accidentado, compuesto por interfluvios hectométricos suavemente redondeados.

Unidad 187. Esta segunda unidad, caracteriza paisajes geomorfológicamente próximos a los de la unidad anterior, de la cual representan un estado más avanzado de disección, con incisiones más densas y profundas.

Se encuentra en ambos rebordes de las cuencas centrales de Latacunga o de Riobamba, pero prosigue luego, en forma más discontínua, hasta la terminación de la Sierra volcánica, sobre las vertientes superiores del valle de Alausí hasta Huigra, al Sur. Se pueden distinguir tres subgrupos:

- Los rebordes de la cuenca de Latacunga y el borde oriental de la de Riobamba.

La franja meridiana de páramos que se extiende entre los volcanes Quilotoa e Iliniza, está limitada por un pequeño abrupto ubicado altitudinalmente entre 2.800 y 3.200 m. Sigue, en forma global, la extensión del manto de

lava y piroclastitas asociadas de los derramamientos pliocenos (Grupo Pisayambo), cuyas superficies superiores llevaron glaciares cuaternarios. Por lo tanto, se trata aquí de un abrupto de contacto litológico, pero también con un origen tectónico parcial, ya que está sobrepuesto a la fractura interandina occidental.

En la orilla izquierda del río Cutuchi, cerca de 2.600-2.800 m, el reborde oriental de la cuenca está también subrayado, entre las confluencias de los ríos Yanayacu y Ambato, por un abrupto bastante rectilíneo con una dirección igualmente meridiana, de 200 a 250 m de mando, debajo de una superficie ubicada por 2.900-3.100 m. Podría corresponder a una grada tectónica intermedia en el borde de la cordillera oriental, pero aparece más como un pliegue monoclinal. Los estratos volcano-sedimentarios detríticos del relleno de la cuenca de Latacunga, normalmente en posición subhorizontal, muestran en efecto una muy clara acentuación de los buzamientos cerca del abrupto, en donde se inclinan fuertemente hacia el Oeste, acercándose localmente a la vertical. Esto comprueba que unos movimientos tectónicos muy recientes han afectado los rellenos interandinos: ¿Compresión Este-Oeste, o remodelamiento en cobertura de movimientos verticales sobre un bloque fallado intermedio?

La superficie cimera, muy clara en posición central por Píllaro, se eleva progresivamente hacia el Este hasta 3.300-3.400m y parece cortada cerca de 3.200 m, por otro pequeño abrupto topográfico, con dirección meridiana, orientado hacia el Oeste y con menos de 100 m de mando. Se trata probablemente de una réplica del accidente anterior.

Esta grada oriental se prolonga hacia el Norte, en las cercanías del cerro Putzalagua, en donde se escalona entre 3.000 y 3.400 m, y más hacia el Sur hasta la entrada del desfiladero de Baños-valle del Pastaza, bajando por los 2.200 m, conforme a la pendiente general del fondo de la cuenca.

Luego de un hiato en la latitud del volcán Tungurahua, esta estribación continúa sobre toda la franja oriental de la cuenca de Riobamba, hasta el Este de Cebadas-Palmira. Su poca anchura no permitió representarla en forma continua, y hemos escogido privilegiar el nivel cimero que la corona (unidad 184). Lo interpretamos aquí como una grada tectónica intermedia sobre la falda interna de la cordillera oriental, moldeada en su mayoría, por derramamientos volcánicos pliocenos del grupo Altar.

- Los relieves de la parte central y de las estribaciones occidentales de la cuenca de Riobamba merecen una distinción pese a pertenecer al mismo grupo altitudinal. Constituyen un conjunto de altas colinas con formas pesadas, cimas anchas o redondeadas y vertientes empinadas, convexas en la cima y luego con tendencia rectilínea hacia abajo. Las incisiones, empinadas y en V, son relativamente profundas, con desniveles relativos del orden de 200 a 300 m. Todos estos elementos confieren a estos relieves un aspecto macizo, poco común en el ámbito interandino, como lo demuestra claramente el trayecto Sicalpa-Guamote. Las altitudes extremas se escalonan entre 3.000 y 3.600 m en la mayoría de la cuenca, pero las variaciones se estrechan al pie del Chimborazo, al Norte, en donde el piso está ubicado por 3.200-3.300 m, o al Oeste de Guamote en donde alcanza 3.400 m.

Estos modelados corresponden casi exactamente a los afloramientos conocidos bajo el término local de formación Sicalpa, que pertenecen al grupo de los derramamientos pliocenos sobre el piso del graben tectónico Riobamba-Guamote. Se compone de una superposicón de productos piroclásticos: tobas, cineritas y aglomerados con escasas intercalaciones de coladas de lavas. Estas capas potentes, de color gris-blancuzco a beige, muestran con toda evidencia varias generaciones, las más antiguas afectadas por fallas, y las más recientes por pliegues con largos rayos de curbatura, manifestaciones que atestiguan del proseguimiento de la tectónica interandina, durante las fases de relleno. Estas son por lo general secantes con los modelados y cubiertas por las proyecciones piroclásticas recientes.

Su afloramiento entre Riobamba y Guamote se relaciona con el levantamiento del piso de esta depresión en dirección al Sur; los rellenos de tipo volcano-sedimentario detrítico recientes están limitados a los pequeños grabens locales de ángulo de falla en Guamote o Palmira por ejemplo.

- Las vertientes del valle Alausí-Huigra (Fig. 23)

Fueron integradas a esta categoría ya que pertenecen al mismo piso climático y se caracterizan por procesos pedo y morfogenéticos similares; por lo tanto, sus coberturas de suelos son idénticas.

En cambio, su morfología es original, en comparación con las estribaciones sensu estricto de las cuencas interandinas. El valle Alausí-Huigra, incisión muy profunda con dirección NE-SO que entalla la Sierra central en dirección del ámbito costanero, esta drenada por el Río Chanchán, el cual se encuentra a 2.800 m inmediatamente río abajo de Tixán, pero baja a 1.200 m cerca de Huigra, a proximidad de la salida a las regiones costaneras, mientras que los relieves que lo rodean alcanzan 3.300-3.600 m al Oeste y 3.600-3.800 m en su orilla oriental.

Esta unidad cartográfica reagrupa diferentes paisajes:

• Las grandes vertientes superiores, rectilíneas o abruptas, raspadas y erosionadas longitudinalmente por estrechos barrancos profundos con perfil en V. Las pendientes son, por lo general, superiores al 70-100 %. Agrupamos con esta categoria las vertientes empinadas de la parte alta del río Cebadas, río abajo de las lagunas de

Atillo, profundamente encajonadas entre 3.200 y 3.600 m, pese a que este valle esté orientado sobre el río Chambo, hacia el Norte.

• Los gigantescos hundimientos y deslizamientos de paredes enteras, con una superficie caótica que cubren las faldas de la incisión alrededor de Chunchi entre 2.800 y 3.600 m y sobre las partes superiores de la orilla derecha, entre 2.800 y 3.400 m, de Alausí a Huigra.

• Los niveles y rellanos escalonados de diferentes orígenes: resaltos estructurales más o menos planos desarrollados sobre bancos volcánicos más resistentes, pequeñas gradas de origen tectónico, rellanos deslizados con una superficie aborregada e inclinada con dirección al valle, huellas de aplanamiento dejadas por los ríos durante su encajonamiento o rellenos superficiales coluviales, como entre 3.400 y 3.800 m, en la parte alta del río Guasuntos, río abajo de Totoras.

Todas constituyen grandes vertientes de erosión. Se desarrollan indeferentemente sobre varios tipos de sustratos volcánicos de edad terciaria (formación Macuchi y Saraguro) en las partes inferiores o de edad plio-cuaternaria sobre las estribaciones de la cordillera oriental al Este de Chunchi (volcanismos Tarqui y Altar) pero incluyen también gargantas en las metamorfitas de los grupos Paute y Llanganates, en las partes altas de las incisiones. Las formaciones aflorantes son en todas partes similares y asocian el sustrato rocoso con depósitos de vertientes, por gravedad o coluvionamiento, muy pedregosos, con matriz areno-arcillosa.

El aborregamiento general de los perfiles longitudinales, es el signo de una crónica inestabilidad de estas vertientes. El paisaje está marcado en todas partes por las huellas y cicatrices de antiguos movimientos superficiales (Fig. 23): paredes deslizadas con superficie aborregada al pie de una vertiente puesta al desnudo por procesos de gravedad, vertientes enteras con modelado caótico atestiguando de una bajada generalizada del manto superficial tanto de manera lenta y gradual, como por descolgamientos bruscos y catastróficos. La inestabilidad es aún acentuada cuando el manto superficial de proyecciones piroclásticas está directamente sobrepuesto sobre las pendientes fuertes y erosionadas del sustrato rocoso subyacente. El derrumbe de Chunchi (ver "Utilización y evolución morfodinámica actual") constituye un ejemplo particularmente demostrativo de este tipo de dinámica.

Esta situación es una herencia de la evolución morfogenética. La surrección de la cordillera, al provocar un fuerte encajonamiento de la red hidrográfica, con desniveles relativos que pueden sobrepasar los 2.000 m, favoreció la elaboración de entalladuras con vertientes muy empinadas, cubiertas por formaciones superficiales en equilibrio inestable que han sufrido, anteriormente, una (o varias) fase(s) de deslizamientos durante períodos más humedos. La recolonización por la vegetación indica una estabilización temporal de estas formas, que pueden volverse rápidamente funcionales bajo condiciones naturales excepcionales, como precipitaciones más abundantes o trabajos viales que modifican las condiciones del equilibrio de estos depósitos. Por lo tanto, se impone una gran prudencia.

Las grandes vertientes erosionadas y muy disectadas (unidad 188)

Esta última categoría de las vertientes superiores, sólo fue identificada sobre el contorno del valle del Chota, original en todo el medio interandino ecuatoriano, en donde representa una etapa ulterior de evolución (Fig. 24).

Este gran valle rectilíneo, con orientación oblícua SE-NO, se prolonga siguiendo la misma dirección, a través de la vertiente andina hasta el ámbito costanero noroccidental. Constituye un estrecho corredor, sede de una intensa circulación proveniente de la Costa: el aire costanero que penetra en el valle del Chota es a la vez caliente y muy seco, ocasionando un medio comparativamente mucho más seco que las regiones circundantes.

Por otra parte, la presencia del eje hidrográfico subrectilíneo hasta las regiones costaneras provocó una importante erosión regresiva, que alcanzó el medio interandino con sus desniveles muy acentuados. Mientras que sobre los contornos, las cimas frías sobrepasan en todas partes los 3.600-3.800 m, el fondo del valle sólo está ubicado en los 1.600 m en su término oriental y baja a 1.200 m por La Concepción, a la entrada de la garganta en la vertiente occidental.

Clima seco, cobertura vegetal arbustiva discontinua y fuertes desniveles topográficos; todas las condiciones estaban reunidas para provocar una acentuación de los procesos erosivos antiguos, recientes y actuales, los cuales predominan sobre la pedogénesis.

Grandes vertientes erosionadas suben hasta los límites de las tierras frías (páramos y zonas glaciares) hacia los 3.400-3.600 m, y bajan hasta 2.000-2.400 m en la parte inferior del valle.

Las diferenciaciones del sustrato - complejo volcánico y volcano-sedimentario cretácico de la cordillera occidental (Macuchi y Silante), derramamientos volcánicos plio-cuaternarios andinos (grupos Sicalpa, Altar y Cotopaxi) o metamorfitas de la vertiente oriental (Grupo Ambuquí) - no son traducidos en la morfología.

Las vertientes se ven disectadas por una densa red de barrancos longitudinales, profundos y con faldas empinadas o abruptas, que proporcionan a estos paisajes su característico aspecto "despedazado". Los interfluvios alar-

gados en el sentido de la pendiente poseen cimas estrechas, de redondeadas a subangulosas. Las zonas de relieve moderado no existen, las pendientes son extremadamente fuertes, siempre superiores al 70 -100 %.

Bajo estas condiciones, los fenómenos erosivos guían la repartición de las formaciones superficiales. Los afloramientos rocosos del sustrato predominan y están asociados con depósitos pedregosos coluviales de vertientes, y restos de coberturas piroclásticas locales, conservados en sectores con pendientes menores. Es probable que las recientes emisiones volcánicas también hayan cubierto el conjunto de estas vertientes, pero la intensa erosión hídrica, acompañada por fenómenos eólicos particularmente activos en las partes inferiores occidentales, procedieron a un decapado posterior casi total.

Los suelos atestiguan de estos fenómenos de erosión y de rejuvenecimiento de los perfiles. Ellos son "poco evolucionados de erosión" asociados localmente, sobre las pendientes poco acentuadas, con Brunizems.

3.1.2. Las vertientes interandinas inferiores

Estos paisajes están ubicados en continuidad topográfica de los anteriores, en la parte baja de las vertientes internas andinas, hasta entrar en contacto con los pisos de las cuencas. Estas primeras estribaciones presentan relieves globalmente más suaves que las vertientes superiores; aquí dominan los modelados de disección en jirones, los rellanos y las gradas intermedias.

El primer criterio de diferenciación es altitudinal. Su límite superior corresponde a la terminación de las vertientes superiores fijada por los 3.000 m, pero con variaciones locales de 2.800 a 3.200 m. Los límites inferiores también son variables y localmente poco representativos ya que están relacionados con la altitud del piso de las cuencas. Son del orden de 2.500-2.600 m en la cuenca de Quito, de 2800 m por Riobamba, pero se elevan por encima de 3.000 m río arriba de Latacunga o bajan hasta 1.500-1.600 m en los valles del Chota o de Chunchi.

Esta estratificación altitudinal también es de orden climático. En oposición con las partes superiores, frías y húmedas, las vertientes inferiores gozan de cierta posición de abrigo.

Tienen temperaturas medias anuales ligeramente más elevadas, entre 9,8°C y 17°C con un máximo de valores que sobrepasan los 13°C; las variaciones de las temperaturas medias mensuales son reducidas, inferiores a 1°C desde el Norte del país hasta la línea ecuatorial y superiores a 1°C más allá de 1° de latitud Sur.

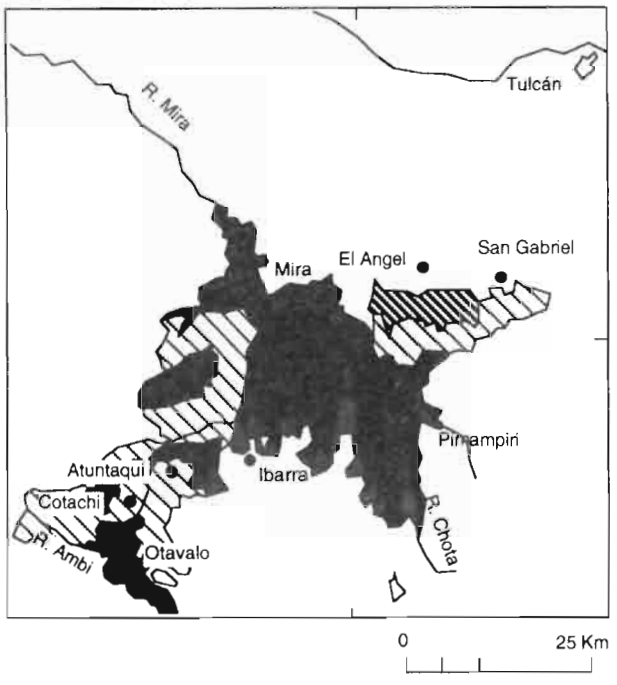
La separación en zonas climáticas depende de la exposición de estas vertientes a los aportes de humedad provenientes del océano o de la región amazónica y asimismo de la altitud. Las partes más altas (superiores a 2.600 m) corresponden a la zona muy húmeda en donde el número de meses secos no es superior a 4 y las precipitaciones medias anuales varían entre 580 mm (Pujilí, 130 días de lluvia) y 1.305 mm (Sigsicunga, 175 días de lluvia). Una franja, ubicada aproximadamente a 2.000 m de altitud, pertenece a la zona húmeda caracterizada por un número de meses secos comprendido entre 4 y 8 y precipitaciones medias anuales que van de 345 mm (Guamote, 110 días de lluvia) hasta 760 mm (Bolívar, 125 días de lluvia). Finalmente, por debajo de los 2.000 m de altitud, se encuentran zonas secas y muy secas, cuyos números de meses secos son de 8 a 10 y de 10 a 11 respectivamente; las precipitaciones medias anuales observadas se ubican entre 390 mm (Alausí) y 540 mm (Pimampiro) repartidos en 90-100 días por año.

Los accidentes topográficos introducen algunas variaciones en el régimen de las lluvias: la abertura del Río Chanchán permite la entrada de la influencia "pacífica" que se traduce en un solo máximo de las precipitaciones en Chunchi, asimismo, en Huambaló ubicado frente a la desembocadura del valle del Pastaza, el régimen pluviométrico es el de la región amazónica con un reducido máximo relativo en junio-julio. Estas perturbaciones del régimen pluviométrico corresponden a anomalías de la zonificación climática; Chunchi, ubicado a 2.340 m de altitud, pertenece a la zona seca y en Huambaló el número de meses secos es de 0 mientras que en las estaciones cercanas es superior a 4.

La humedad del aire es elevada en las estaciones expuestas a los aportes de las regiones costanera (89 % en Chunchi) o amazónica (92 % en San Gabriel) y está comprendida entre 73% y 86 % en las demas estaciones. La altitud y la exposición de las estaciones hacen variar la evaporación de 570 a 1.380 mm por año. La insolación es elevada, del orden de 2.000 horas por año.

Las diferenciaciones de orden morfológico con las vertientes superiores son a veces menos evidentes. Primeramente, resulta difícil diferenciarles sobre criterios geológicos, ya que algunas formaciones litológicas afloran en la totalidad de las vertientes interandinas. Por otra parte, como la zonificación tiene una base climática, algunos paisajes similares en los dos pisos tuvieron que ser desdoblados a causa de diferenciaciones en sus formaciones superficiales, sus suelos y en los procesos de morfodinámica actual.

Fig. 24. Erosión y zonificación climática en el Chota



Erosión y excavamiento generalizado, numerosas entalladuras grandes

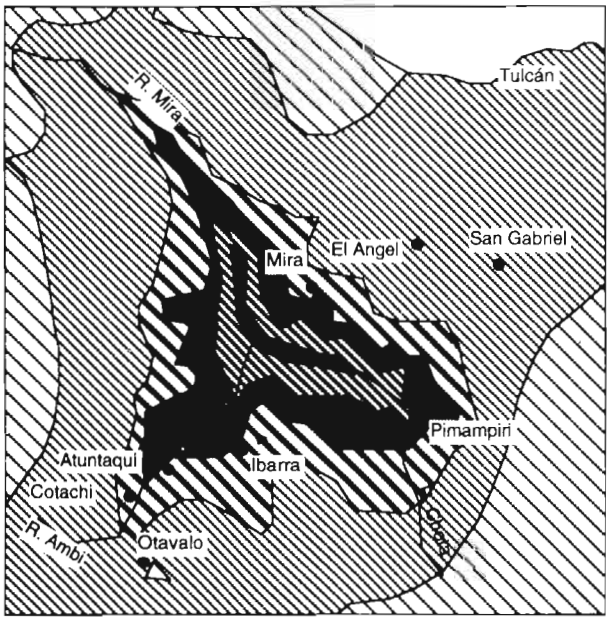
Zona muy erosionada, interfluvios decapados por deslizamientos en masa y escurrimientos, red densa de quebradas paralelas

Erosión por escurrimiento dominante, carcavas y quebradillas

Escurrimiento difuso y concentrado localizado, grandes extensiones no afectadas

Zonas con erosión no sifnificativa

N



Clima árido

Clima muy seco

Clima seco

Clima húmedo

Clima muy húmedo

Clima muy húmedo a hiperhúmedo con neblina

N

Elaboración: A. Winckell; Fuente: Cartografía geomorfológica de la Sierra a 1:500.000, y Mapa de zonificación climática del Ecuador a 1:1'000.000, C. Huttel, A. Winckell, C. Zebrowski, inédito)

LOS RECUBRIMIENTOS PIROCLÁSTICOS INTERANDINOS RECIENTES Y EL PROBLEMA DE LA CANGAHUA

Las proyecciones piroclásticas recientes, de edad cuaternaria, han fosilizado el conjunto de los relieves interandinos. Dos generaciones han sido evidenciadas que presentan diferencias de aspecto y de morfología según los pisos del medio interandino sobre el cual se depositaron.

La primera generación de piroclastitas y la "cangahua"

Las proyecciones de piroclastitas en la Sierra se produjeron desde el principio de la evolución andina, ya que se encuentran en las formaciones de edad cretácica de la cordillera occidental. Prosiguieron durante el relleno de las cuencas y están integradas en la sedimentación desde las series volcano-sedimentarias oligo-

miocenas de base, hasta en las capas terminales de edad plio-cuaternaria. Se presentan bajo la forma de cineritas de toda granulometría y hasta de bloques, interestratificados con emisiones volcánicas (lavas, lahares, etc.) y aportes sedimentarios, fluviales o lacustres con predominio detrítico (gravas, arenas, etc.).

Hacia la cima, los depósitos típicamente aéreos se vuelven predominantes, atestiguando una desecación progresiva de estas cuencas por relleno.

Las piroclástitas de cobertura pertenecen exclusivamente a las últimas fases, son proyecciones por vía aérea que fosilizan una morfología existente. Por lo tanto, poseen una significación paleogeográfica.

La más antigua de estas fases, que llamamos "cenizas antiguas", también cubre la parte superior del relleno. Así, los levantamientos geológicos de la DGGM, hablan de un paso transicional entre la última fase de sedimentación lacustre de la cuenca de Quito (Formación Chiche, Pleistoceno) y la formación Cangahua. Esta última conforma un conjunto complejo que reagrupa la cima del relleno fluvio-lacustre (llamada Cangahua-lacustre), y las proyecciones piroclásticas de cobertura, antiguas y recientes sin diferenciación (llamadas Cangahua eólica).

La utilización de estos términos puede llevar a confusiones. Por lo tanto, resulta necesario intentar precisar algunas definiciones:

- La "cangahua" o "cangagua" es un término utilizado en Ecuador para designar una formación endurecida, compacta, de color gris-blancuzco a pardo-amarillento, compuesta por una superposición de capas globalmente concordantes, de proyecciones volcánicas aéreas. Un lugar "tipo" de esta formación se situa alrededor del pueblo de Cangahua, ubicado en la vertiente interandina occidental, al Sur de Cayambe.

- Se debería evirar llamar "cangahua" a depósitos sedimentarios o lacustres cuyo proceso de cimentación es puramente sedimentario, aún si los materiales originales son de origen volcánico y aportados por proyecciones consecutivas a erupciones. Se trata entonces de cineritas (cenizas lacustres endurecidas), de cineritas con bloques, de areniscas o de conglomerados volcano-sedimentarios. En esta óptica, la cima de la sedimentación fluvio-lacustre "Chiche", no debe ser considerada como una cangahua.

- No se deben llamar "cangahua" a todas las capas piroclásticas más o menos compactas. Así, los flujos piroclásticos, como el de la cobertura de ignimbrita de la cuenca de Latacunga o los lahares de la cuenca de Riobamba, no deben ser considerados como tal.

- Las cenizas sueltas recientes que recubren este conjunto endurecido, tampoco deben ser llamadas "Cangahua", ya que por definición, la cangahua es una facies cimentada.

Utilizamos el término de "cangahua" exclusivamente para formaciones provenientes de caídas por gravedad de proyecciones piroclásticas eólicas. Las capas que la componen tienen diversos espesores (desde algunos decímetros hasta algunos metros), pero por lo general, son concordantes y moldean una paleotopografía. Compuesta en su mayoría por materiales finos "cenizas, arenas y lápilli" con una composición mineralógica idéntica a las lavas del mismo período, estas capas han sufrido un endurecimiento que puede variar de una capa a otra. Los fenómenos responsables de este endurecimiento son varios, pero casi siempre de origen secundario (el endurecimiento no está directamente relacionado con el fenómeno de depositación) y hacen intervenir cimentaciones relacionadas con su composición granulométrica, con la circulación y la cristalización de percolaciones internas, de origen geológico, pedogenético o consecutivos a su exposición al aire libre, pero siempre bajo condiciones climáticas con sequía muy marcada.

Este endurecimiento les permite luego resistir perfectamente a la meteorización, sobre todo en el medio interandino relativamente seco, aflorar bajo formas de acantilados subverticales y conservar este perfil por mucho tiempo. Sin embargo, son muy sensibles a la incisión hídrica linear que los entalló profundamente durante el último deshielo, los estrechos barrancos así cavados han guardado luego sus paredes verticales originales y constituyen excelentes puntos de referencia de la evolución morfogenética.

La cangahua del Ecuador sólo se formó a partir de las cenizas antiguas. En forma global tiene un aspecto de toba soldada, con una granulometría entre fina y media, que forma un manto de 10 a 30-40 m de espesor y que se caracteriza por la presencia de potentes capas intercaladas de lápilli y piedras pómez, como en las cuencas de Quito y Tulcán, por ejemplo. En los alrededores de Quito, la parte inferior de la formación es fácil de reconocer por la presencia de dos capas superpuestas de piedras pómez blancuzcas a amarillentas: una capa inferior de 2 a 5 m, y una superior de 1 a 3 m, separadas por 2 a 4 m de tobas pardo-amarillentas.

Su extensión, en el medio interandino del Norte, es significativa.

- Sobre las cimas planas de los rellenos, los afloramientos de cenizas antiguas cimentadas en cangahua son

generalizados. La abundancia de las intercalaciones de proyecciones piroclásticas en la parte superior de los sedimentos de las cuencas, comprueba que las erupciones volcánicas empezaron durante el relleno, y continuaron luego de la desecación de los lagos y de sus depósitos, que sólo sufrieron posteriormente retoques aéreos.

Sin embargo, están ausentes de dos tipos de formas en este medio, de elaboración más reciente: los niveles aluviales y rellanos inferiores, más recientes que el piso de las cuencas, tal como el alveolo de Guayllabamba, y en la parte inferior de las incisiones y quebradas.

- Sobre las vertientes interandinas, están presentes en forma generalizada y acusan ondulaciones de gran amplitud que corresponden a una antigua topografía, independiente de la superficie actual. Las capas están recortadas, abarrancadas por las quebradas, que, necesariamente fueron cavadas posteriormente a su depósito.

- Como lo hemos anotado anteriormente, su desaparición en las altas tierras frías de las cordilleras andinas con morfología glaciar cuaternaria o de páramos es también muy significativa (ver párafo S 21: Los diferentes ciclos glaciares).

Hemos notado también que resulta poco probable que estas emisiones sean anteriores al último período glaciar y las dataciones demuestran que no se continuaron posteriormente a su deshielo.

Las cenizas recientes

Este segundo período de emisiones se diferencia claramente de las proyecciones anteriores, por criterios de extensión, de repartición y de evolución interna:

- Se trata de una superposición de capas alternas, entre decimétricas y multidecimétricas, con arenas entre medias y gruesas, entre gris-amarillento y gris-azulado, de lápilli y piedras pómez centimétricas blanco-amarillentas y de cenizas negruzcas.

- Han guardado todas las características físicas del depósito original, y no se ven endurecidas. Esta gran diferencia de evolución entre dos formaciones, muchas veces sobrepuestas, implica por lo tanto que exista una diferencia en los procesos de depositación o un claro desfase temporal acompañado por marcados cambios de las condiciones climáticas.

- Recubren uniformemente la mayoría de los paisajes interandinos, pero según diversas modalidades:

. sobre los interfluvios, existe una seudoconcordancia entre la topografía actual y las emisiones recientes que moldean en casi conformidad las amplias ondulaciones que afectan las proyecciones antiguas;

. por lo contrario, los cortes sobre los rebordes de las incisiones muestran claramente que estas últimas, cavadas luego de la depositación de las proyecciones de cenizas antiguas, tienen sus faldas casi uniformemente cubiertas por las emisiones recientes, discordantes sobre las generaciones anteriores. La cavadura estaba por lo tanto en su mayor parte realizada al momento de las caídas de segunda generación que fosilizaron una nueva topografía, abarrancando la anterior.

- Por fin, están presentes sobre las altas tierras frías con morfología glacionival, en donde recubren tanto las superficies y rocas raspadas por los glaciares que los depósitos morénicos o fluvioglaciares.

Es entonces probado que esta emisión es posterior al deshielo que siguió el último máximo glaciar. Como, ademas, fosiliza la topografía posterior a la cavadura de las incisiones, resulta razonable atribuir esta fase de incisión al período de fuerte escurrimiento que caracterizó este deshielo.

Esta segunda emisión es difícil de observar sobre la parte inferior de las incisiones, con pendientes muy fuertes e inestables, donde estos depósitos eólicos se conservan con dificultad. Por otra parte su ausencia sobre las formas aluviales puede explicarse por un decapado hídrico en las hondonadas, pero también es probable que la cavadura de algunas entalladuras haya proseguido posteriormente. En la red de quebradas fósiles y sin escurrimiento actual que zurcan los modelados interandinos, las emisiones recientes bajan localmente hasta los pisos, recubriendo las vertientes y hasta los depósitos del lecho aluvial.

Tentativa de reconstitución paleogeográfico de la evolución holocena

Las enseñanzas de las dataciones radio-cronológicas.

Algunas dataciones con C 14, realizadas para un estudio reciente (A. Winckell, C. Zebrowski et al, 1994, en publicación), dieron los siguientes resultados.

- Las emisiones antiguas empezaron antes de los 40.000 años B.P. Algunas muestras recogidas a la base de estos depósitos fueron datadas respectivamente en 37.300 ± 1.700 años B.P. (en una profundidad de 7 m pero sobre por lo menos 4,30 m de cenizas más antiguas, por El Angel) y más de 42.000 años B.P. (profundidad de 9 m, pero cubriendo todavía más de 1 m de cenizas más antiguas, en San Miguel de los Bancos en la vertiente occidental).

Ellas prosiguen sin mayor interrupción hasta un poco menos de 17.150 ± 170 años B.P. (horizonte ubicado a 65 cm de la cima de las proyecciones antiguas recubiertas por cenizas recientes).

- La base de las cenizas recientes a sido fechada en 11.600 ± 110 años B.P. (zona de El Angel) y 8.390 años B.P. (pie del Cotopaxi); y las emisiones se escalonaron hasta los 1.620 ± 50 años B.P. (por Mindo, sobre la falda andina occidental); algunas muestras, probablemente más recientes, están siendo analizadas.

Estos resultados coinciden con otros datos contenidos en varios documentos geológicos publicados por la DGGM. Así, una madera encontrada en las capas superiores de la formación geológica llamada "Cangahua lacustre" (se trata de la cima del relleno lacustre con intercalaciones de aportes fluviales y piroclásticos, cubiertos por depósitos piroclásticos estrictamente eólicos), ha sido fechada en más de 48.800 años B.P.

Basándose en consideraciones arqueológicas, los autores de los mapas geológicos a 1:50.000 de Sangolquí y El Quinche, afirman que la fase principal de depósitos de la cangahua (eólica) se terminó antes de los 21.600 años B.P y probablemente 12.900 años B.P.

En lo que atañe a las proyecciones recientes, obtuvieron una edad de 6466 ± 55 años B.P., para una madera atrapada al interior del relleno lacustre de Quito (66 m de depósitos que reposan sobre la cangahua).

Algunas proyecciones puramente eólicas fueron fechadas en 6.753 ± 60 años B.P. (lignita intercalada en un relleno aluvial y fosilizada por 20 m de proyecciones recientes atribuidas al Pululahua) y a 2.300 años B.P. (cenizas recientes superficiales también atribuidas al Pululahua).

La reconstitución de la evolución geomorfológica

El cruce de todos estos datos así como la comparación con los resultados obtenidos en Colombia (T. Van der Hammen) y en Bolivia (M. Servant) nos permiten proponer la siguiente cronología:

- Las emisiones de cenizas antiguas empezaron un poco antes de los 42.000 años B.P. Sobre las altas tierras de las cordilleras, éstas caían sobre la cobertura de hielo y nieve (máximo glaciar entre 28.000 y 14.000 en Bolivia). En las altitudes inferiores, fosilizaban los relieves existentes mientras el clima era más frío (de 6 a 8°C) y mucho más seco que actualmente, según los datos obtenidos en Colombia. Estas condiciones climáticas explican la homogeneidad de los depósitos, con una alteración moderada y relativamente constante sobre todo su espesor así como la ausencia de horizonte humífero intercalado, ya que ningún período bastante húmedo permitió su desarrollo.

También es probable que una parte de las induraciones daten de esta época ya que se correlacionan con las condiciones climáticas reinantes. La presencia de fuertes cimentaciones, aún a gran profundidad y las variaciones según los diferentes depósitos incitan a proponer un endurecimiento contemporáneo o ligeramente posterior a la depositación. Tampoco se excluye la posibilidad de que la induración haya proseguido, por lo menos en el nivel de las capas superiores, durante períodos posteriores secos, por percolaciones y precipitaciones de soluciones provenientes de las capas superiores.

- El rápido retroceso de los glaciares observado entre 14.000 y 10.000 años en Bolivia, se produce en la misma época en el Ecuador. Sobre las superficies recientemente deshieladas caen algunos decímetros de las emisiones terminales de cenizas antiguas por El Angel o al pie del Chimborazo por ejemplo. Este deshielo provoca una fuerte alimentación de la red hidrográfica, que se vuelve potentemente erosiva sobre los relieves de la Sierra en donde elabora la mayoría de las incisiones, abarrancando las antiguas proyecciones. Los materiales aportados por el deshielo de los casquetes de hielo y nieve provocan aluvionamientos en algunos sectores deprimidos de las cuencas interandinas (Latacunga, Riobamba), pero sobre todo río abajo de las desembocaduras de piedemonte en las regiones amazónicas (salida del Pastaza) y costaneras (regiones de El Placer, Los Bancos y El Triunfo).

Este calentamiento del clima se traduce, en el Ecuador, por la formación de potentes horizontes humíferos, casi continuos, en la cima de los depósitos de cenizas antiguas, los mismos que, fosilizados, permiten fechar el inicio de la cobertura de las cenizas recientes. Esta pedogénesis se vuelve particularmente intensa a partir de 10.000 años que es considerado como el máximo de calor. Entre 9.400 y 8.600 años, el clima es, en Colombia, más cálido que el actual de 1 a 2°C y con una humedad media.

- Las últimas etapas de este deshielo coincidieron más o menos con las primeras caídas de cenizas recientes, que comenzaron localmente por los 11600 años en la región de El Angel, pero se generalizaron luego en toda la Sierra entre 8.390 y 1.620 años.

Son post-glaciares, ya que, arriba, fosilizan las superficies y depósitos dejados por el retiro de los glacia-

res, abajo concuerdan con la actual topografía, y recubren las vertientes de las incisiones cavadas por las aguas de deshielo y los depósitos de piedemonte concomitantes.

La ausencia de evolución pedogenética en estas caídas, que guardaron sus caracteres texturales originales, debe ser relacionada con su edad más reciente pero también con una nueva fase de resecamiento del clima, contemporánea con esta segunda fase de erupciones.

Desde esta fecha, los cambios climáticos anotados en Bolivia, que acompañan una lenta degradación del clima con alternancias de períodos más fríos y ciclos de resecamiento, sólo se traducen claramente en el Ecuador, en la fluctuación de las coberturas glaciares de los principales nevados, en donde han dejado varias generaciones de arcos morénicos superpuestos.

Por lo tanto, aparece que los rasgos mayores de la morfología superficial interandina, y en particular la red de quebradas, son relativamente fijos desde aproximadamente 10.000 años, y que las acciones morfogenéticos posteriores se aparentan a retoques de superficie o de detalle en un marco general ya establecido.

Así ocurre con las atenuaciones de las diferenciaciones topográficas luego de la fosilización por las cenizas recientes, con todos los procesos de erosión superficial (decapado de las capas de cenizas superiores y denudación de las superficies de cangahua), con las diferentes manifestaciones volcánicas (coladas, lahares, etc.) cerca de los edificios activos o con los últimos episodios de remodelación de los lechos fluviales.

Las vertientes y fuertes relieves

Las grandes vertientes y altas colinas disectadas o redondeadas (unidades 200, 201)

Son paisajes muy parecidos a los de la unidad 187, pero ubicados en posición inferior, bajo condiciones climáticas secas y exclusivamente en las cuencas de Latacunga y Riobamba.

La unidad 200 corresponde a modelados bastantes masivos. Está localizada sobre el reborde occidental de la cuenca de Latacunga, en donde delimita una franja meridiana por encima de 3.200 m sobre la falda Sur del Iliniza, y prosigue al Oeste de Saquisilí y Pujilí en donde baja hasta 3.000 m. Se trata de una lengua de colinas, con formas cimeras masivas entre onduladas y redondeadas, por 3.400-3.600 m. La disección es poco densa, marcada por incisiones en V que recortan la periferia en forma de jirones radiales. Su reborde oriental está materializado por un abrupto sinuoso de aproximadamente 150-200 m de mando.

Todos los afloramientos observados cerca del límite oriental pertenecen al relleno volcano-sedimentario de la cuenca: gravas y arenas fluvio-lacustres con elementos volcánicos, pero es probable que esta zona desborde al Oeste sobre los derramamientos volcánicos pliocenos (formaciones Pisayambo y Altar) de las cordilleras. Los sedimentos del relleno muestran pliegues con dirección Norte-Sur, que se asemejan a los que se evidenciaron sobre el reborde Este (unidades 184 y 187). Pensamos que se trata aquí del mismo fenómeno, un pequeño pliegue-flexura de superficie, que traduce la existencia de movimientos tectónicos verticales recientes: relacionados con una grada intermedia entre graben y cordillera.

El pequeño horst con cima redondeada, desarrollado sobre piroclastitas más o menos cimentadas que se eleva a 3.000 m al Norte de Pelileo, parece tener un origen tectónico similar. Lo integramos a esta categoría.

Las formas de la parte occidental de la cuenca de Riobamba son típicamente idénticas a las de la unidad 187 (ver la descripción de esta unidad): altas colinas con formas pesadas y cimas redondeadas, separadas por estrechas incisiones en V, desarrolladas sobre las piroclastitas pliocenas del piso de la depresión.

La unidad 201, ubicada alrededor de la anterior, atestigua de un estado más avanzado de disección. Representa los relieves terminales del contorno, con una morfología de abruptos sinuosos con perfil rectilíneo y empinado de unos 200 m de mando, que parece corresponder al límite del derramamiento volcánico plioceno (formación Sicalpa).

Pero también incluye los relieves de rebordes más disectados, en donde están claramente marcados los efectos de la erosión regresiva a ambos lados de los ríos Chambo, Guamote y Cebadas. Las vertientes presentan pendientes largas rectilíneas, por lo general fuertes y las incisiones más abiertas poseen muchas veces fondos ensanchados con relleno coluvio-aluvial. Sus altitudes están comprendidas entre 2.800 m (piso de la depresión) y las cimas ubicadas cerca de 3.200 m, pero que alcanzán 3.400 m por Guamote.

La vertiente de la orilla derecha del río Chambo, río abajo de Riobamba, ha sido incluida en esta unidad. Se trata de la parte inferior (entre 2.600 y 2.800 m) del abrupto tectónico, con perfil muy disectado, que delimita la grada volcánica intermedia ubicada sobre la falda interandina oriental y cartografiada como unidad 184.

El conjunto de estas unidades está cubierto por las dos generaciones de piroclastitas de las estribaciones andinas inferiores: cenizas antiguas desigualmente cimentadas en cangahua, y cenizas recientes arenosas superficiales.

Los suelos, desarrollados sobre estas piroclastitas, son similares; bajo un régimen de humedad ústico, son suelos franco-arenosos, isohúmicos, con un complejo de intercambio catiónico saturado.

Las faldas erosionadas de las grandes entalladuras (unidades 202, 227)

Las cuencas de la Sierra volcánica norecuatoriana están drenadas por redes hidrográficas independientes que poseen cada una un exutorio. Entre los cuales cuatro se dirigen hacia la Costa: el río Chota en el valle del mismo nombre, las cuencas de Ibarra y San Gabriel (Fig. 15); el río Guayllabamba en la cuenca Quito-Cayambe (Fig. 25); el río Sigchos en el valle del mismo nombre; y el río Chanchán para el valle Alausí-Huigra. Las cuencas más meridionales de Latacunga-Ambato y de Riobamba-Guamote tienen como exutorio el río Pastaza que se dirige hacia la Amazonía (Fig. 23).

Todas las salidas presentan características similares. Los exutorios constituyen impresionantes gargantas, estrechas y profundas, talladas en el sustrato resistente de las cordilleras, volcánico al Oeste y metamórfico al Este. Constituyen lindas pruebas de erosión linear regresiva y contrastan claramente con los perfiles ensanchados de los valles interandinos, río arriba donde los constituyentes de los rellenos, poco consolidados, no ofrecen mayor resistencia a los procesos de nivelación hídrica y son fácilmente excavados. También conviene anotar que las entradas de estas incisiones constituyeron para las redes hidrográficas andinas, verdaderos niveles locales de base, en función de los cuales se elaboraron la mayoría de los niveles escalonados en los pisos de las cuencas.

Los fondos de estos valles, están ubicados en altitudes relativamente bajas en comparación con el medio interandino: el valle del río Chota se escalona entre 1.600 y 1.400 m, pero penetra en la cordillera por los 1.200 m en La Concepción; las altitudes del río Guayllabamba varían entre 1.600 m por San Antonio y 1.400 m en la entrada de la quebrada al Sur de Perucho; el valle de Sigchos es relativamente más elevado, entre 2.600 y 2.000 m, el gigantesco corte del río Chanchán baja de 2.400-2.600 m al Sur de Alausí, hasta 1.300-1.400 m río abajo de Huigra.

Estas gargantas son por demás sobredimensionadas en comparación con las características de los ríos que las ocupan. El escurrimiento actual está constituido por un río con carácter torrencial y con aguas muy cargadas de elementos en saltación y suspensión, lo que atestigua de la actividad de los fenómenos morfodinámicos actuales del medio interandino; la observación del río Guayllabamba en el puente de Guayllabamba constituye un elocuente ejemplo. Sin embargo, aún en período de crecida, estos escurrimientos sólo llevan algunos retoques menores a estas quebradas, cuya mayor parte de la cavadura proviene del encajonamiento de la red hidrográfica, paralelamente a la surección plio-cuaternaria de los Andes, por ríos con fuerte escurrimiento, y también durante los períodos interglaciares así como el último deshielo hace 10.000-12.000 años.

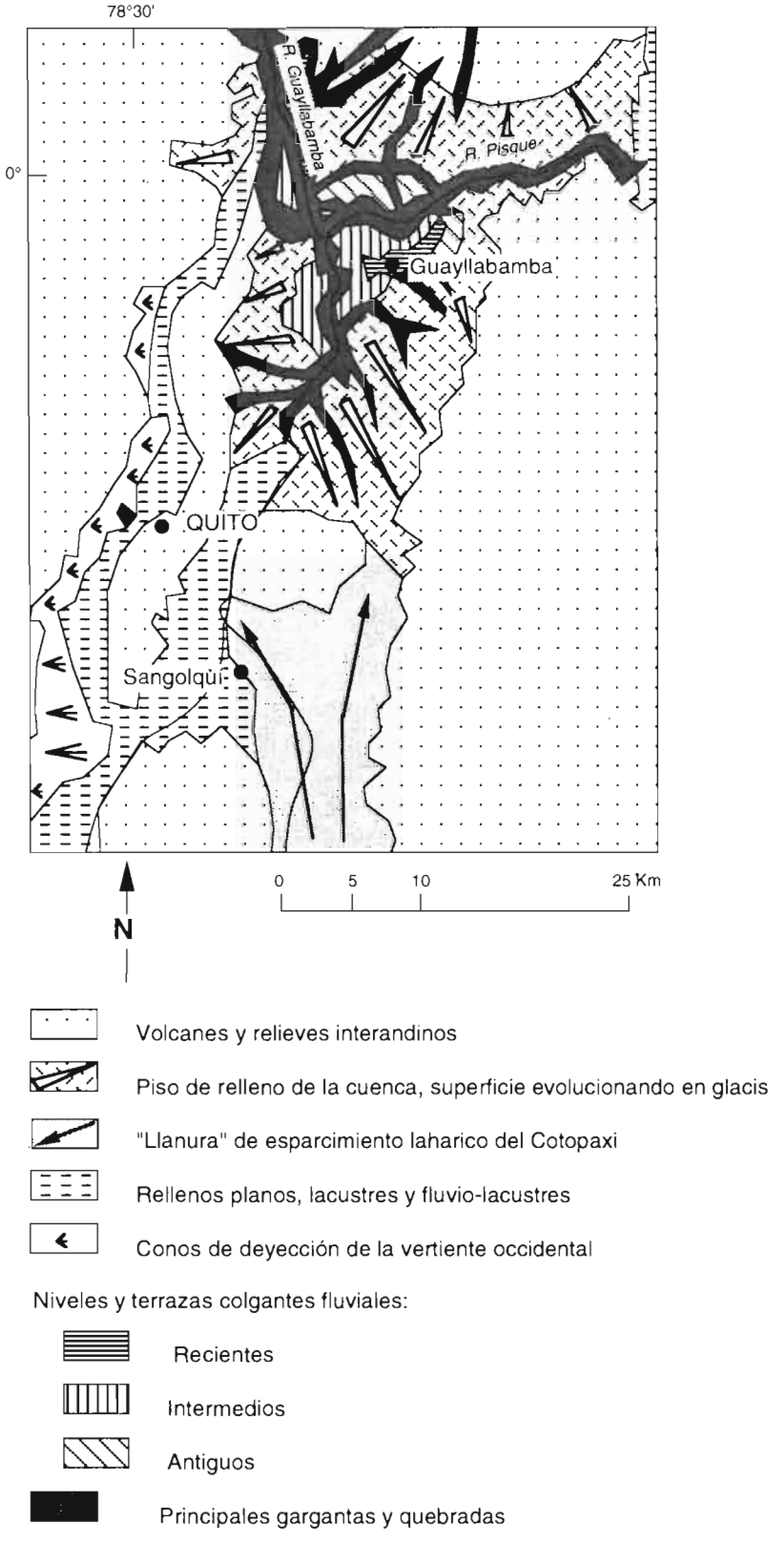
Pero su principal característica sigue siendo la generalización de los fenómenos erosivos actuales.

Primero, en el modelamiento de las vertientes. Estas son siempre extremadamente empinadas (más del 100 %), a veces subverticales. Pero son heterogéneas y comprenden partes con perfil rectilíneo, acantilados rocosos asociados con aplanamientos locales o niveles de relleno como sobre la orilla Norte del río Chota y jirones de terrazas encaramadas, elaboradas durante el encajonamiento. La disección linear secundaria está siempre muy avanzada, y las vertientes están recorridas por una red muy densa de torrenteras y barrancos longitudinales con perfil en V, que les proporciona un característico aspecto "ranurado".

Luego, en la evolución actual de las superficies. El decapado por escurrimiento difuso y concentrado es generalizado, la superficie está esculpida, entallada por una densa red de zanjas métricas. Las formaciones superficiales son muy variables: las rocas del sustrato predominan, alternando con afloramientos pedregosos de gravedad o depósitos de pendientes, y testigos de origen aluvial, arenosos o con guijarros, etc. Los depósitos superficiales piroclásticos fueron muchas veces decapados y, por lo general, sólo subsisten bajo la forma de reliquias aisladas y alargadas en el sentido de la pendiente, en posición de abrigo o en interfluvio entre las zanjas y torrenteras.

Por fin, estas quebradas constituyen corredores de acceso privilegiados para las masas de aire costanero o amazónico, que, al penetrar en el ámbito interandino, ocasionan violentos vientos. Estos últimos, que han perdido su humedad sobre las estribaciones andinas debido a precipitaciones orográficas, llevan aire seco que acentúa todavía más el carácter árido de estas zonas, ya bastante bien resguardadas topográficamente. Bajo estas condiciones climáticas, la vegetación natural, muy abierta, no asegura al suelo una protección significativa contra la erosión hídrica o eólica. Los valles del Chota o de Guayllabamba son particularmente demostrativos, con fenómenos erosivos eólicos

Fig. 25. Los niveles de Guayllabamba-Tabacundo



Elaboración: A. Winckell; Fuente: Cartografía geomorfológica de la Sierra a 1:500.000, inédita

bastante activos y una avanzada ablación de los depósitos superficiales arenosos finos sobre sus vertientes erosionadas. Las marcas de acumulación son poco numerosas y están localizadas en alineamientos transversales de tipo barkhane como por Perucho o Chavezpamba, al Norte de la abertura del Guayllabamba.

En la unidad 202, los suelos, constantemente rejuvenecidos por procesos erosivos, son poco evolucionados, muy poco profundos, asociados localmente, en los relieves suaves sobre los cuales la cobertura de cenizas no ha sido erosionada, con suelos más profundos, isohúmicos, franco-arenosos.

La unidad 227, se ubica en el valle del Chota, en donde el acceso de las masas de aire costanero se ve facilitado por el valle rectilíneo del río Mira; los niveles inferiores poseen características climáticas áridas. Es la variante pedológica, de la unidad anterior (202), bajo condiciones áridas. La casi totalidad de las características geomorfológicas anteriores se aplica por lo tanto a esta unidad; con excepción de sus modelados ligeramente más suaves, y de las superficies más completamente decapadas de sus formaciones superficiales. Así mismo, aparecen localmente testigos muy localizados de glacis, compuestos por depósitos pedregosos heredados, en proceso de destrucción o subactuales: fenómenos morfodinámicos característicos de este piso climático. El trayecto Ibarra-Bolivar, es particularmente demostrativo de esta zonificación climato-morfo-pedológica.

Los suelos, muy poco profundos y poco humíferos, son poco evolucionados.

Las estribaciones entre suaves y moderadas.

Ubicadas en la zona de contacto con los pisos de las cuencas interandinas, estas unidades se caracterizan esencialmente por modelados suaves, con una disección moderada, asegurando una transición progresiva con los pisos de cuencas.

Los rellanos escalonados sobre las vertientes de entalladuras

Constituyen el equivalente, pero en posición topográfica inferior bajo clima seco, de los niveles y rellanos superiores (unidades 184 y 185), de las cuales vuelven a tomar, globalmente, las mismas características. Fueron separados en dos grupos debido a razones pedológicas, pero también se pueden anotar diferenciaciones de aspecto.

Las vertientes de los valles de los ríos Toachi y Chanchán (unidad 203)

Esta unidad está localizada exclusivamente en el Sur de la Sierra volcánica, por una parte, sobre el contorno Sur y Sureste del volcán Quilotoa. Allí, entre 3.000 y 3.600 m, la parte alta del sistema hidrográfico del río Toachi se caracteriza por vertientes bastante ensanchadas, con resaltos intermedios superpuestos, desarrollados sobre los estratos de los derramamientos volcánicos pliocenos de tipo Pisayambo.

Por otra parte, en la parte alta del valle del río Chanchán (Fig. 23). Al Este de Alausí, sobre la orilla izquierda del río Atapo, y en ambos lados del río Guasuntos, su afluente de orilla izquierda, las faldas de las incisiones, rectilíneas y erosionadas, se ven reemplazadas por vertientes heterogéneas, constituidas por una sucesión de rellanos escalonados, entre 2.600-2.800 m y 3.200 m aproximadamente. Seria necesario emprender un estudio preciso de su génesis, pues hemos repertoriado por lo menos tres tipos de rellanos.

Dos se caracterizan por superficies entre planas y suavemente onduladas e inclinadas en dirección a la red hidrográfica:

- niveles estructurales armados por intercalaciones de lavas duras en los derramamientos volcánicos miocenos constituyendo el piso de las cuencas,
- rellanos elaborados por la red fluvial durante su encajonamiento en la entalladura. Son jirones de terrazas o conos de deyección encaramados a la salida de un valle afluente, y se pueden identificar con facilidad debido a la presencia, en superficie, de conglomerado fluvial.

Se reconoce el tercer grupo gracias a las superficies caóticas heredadas de antiguos movimientos de vertientes, hoy en día estabilizados y por los cuales las faldas del valle de Alausí-Chunchi se ven afectadas en forma crónica (ver unidad 187): lupas de solifluxión, deslizamientos de paredes de vertientes, coladas de lodo, etc. El aborregamiento general de estas superficies proviene del remodelado de las vertientes por un deslizamiento generalizado del manto de alteritas, sea en forma lenta (solifluxión), sea por movimientos bruscos y más o menos carastróficos (desprendimientos más o menos asistidos hídricamente como derrumbes y deslaves).

Los suelos, desarrollados a partir de materiales piroclásticos recientes, tienen un régimen de humedad ústico; son franco-arenosos, isohúmicos con 2 a 3% de materia orgánica en superficie.

El reborde Norte del valle del Chota (unidad 204)

Sobre la orilla Norte del valle del Chota, el contraste resulta particularmente violento entre el fondo del

valle, por los 1.600 m, y los relieves del piso de la cuenca Tulcán-San Gabriel, encaramado sobre su falda Norte a 2.400-2.600 m cerca de Bolívar, por ejemplo (Fig. 15). Luego de un rápido ascenso, a lo largo de las faldas escarpadas de la parte inferior de la quebrada, la segunda mitad del trayecto recorta una serie de niveles entre 2.400 y 2.800-3.000 m, por Bolívar y García Moreno, o 2.200-2.800 m en el alveolo de Mira, más al Oeste.

Una rápida ojeada permite discernir niveles y rellanos similares alrededor de la garganta, con extensión más reducida y no factibles de ser cartografiadas, al pie del abrupto límite oriental.

La morfología superficial es uniforme: interfluvios bastante anchos, entre aplanados y ligeramente redondeados, separados por pequeñas incisiones con perfil convexo o en V de unas decenas de metros de profundidad. El conjunto de las superficies está, sea en posición subhorizontal sobre el rellano, al Sur de Bolívar, sea ligeramente inclinada hacia la entalladura, entre Bolívar y García Moreno, por ejemplo.

Su origen nos parece tectónico. Algunos de sus límites rectilíneos (Fig. 15), se superponen a las fallas verticales con dirección SO-NE, que fracturan el relleno volcano-sedimentario de la cuenca. Así, se originaron rellanos intermedios sobre gradas tectónicas, en el reborde Sur de la cuenca de San Gabriel-Tulcán constituyendo verdaderos balcones colgados encima de la entalladura del río Chota, cuyo origen es probablemente, en parte, también un graben de hundimiento. Los materiales del relleno -proyecciones aéreas, flujos piroclásticos, lahares e intercalaciones de coladas de lava, interestratificados con gravas y arenas fluviales cada vez más importantes hacia la base- se ven afectados por fallas bastante numerosas, fáciles de observar en la bajada del abrupto, y que atestiguan de una vigorosa tectónica reciente contemporánea y posterior al relleno.

Los afloramientos de superficie también son originales.

Por una parte, la secuencia de cenizas (recientes arenosas post-glaciares sobre proyecciones antiguas cimentadas en canguahua y descrita en la introducción) se ve allí muy fácilmente, por ejemplo entre Bolívar y García Moreno.

Por otra parte, porque la evolución morfogenética reciente ha sido particularmente original. Algunas reliquias encaramadas y aisladas de depósitos entre pedregosos y gravosos, muchas veces endurecidos e inclinados siguiendo la pendiente dominante actual, atestiguan de la elaboración de grandes glacis sobre estos rellanos, lo que contribuye a explicar la homogeneidad de estas superficies aplanadas.

Fueron seguidos por una intensa erosión hídrica que los ha destruido casi totalmente, pero que también entalló profundamente los depósitos piroclásticos subyacentes. La superficie actual constituye por lo tanto una asociación de dos modelados:

- El paisaje dominante está conformado por grandes extensiones entre planas y suavemente onduladas, desarrolladas sobre los estratos de cangahua. La valorización de los diferentes niveles endurecidos se traduce por relieves en gradas, entre decimétricas y métricas. Las superficies, con apariencia rocosa, son recorridas por escurrimientos superficiales difusos en cada aguacero, lo que provoca el transporte, por rodamiento, de bloques centimétricos de cangahua o de rocas, y la formación de acumulaciones terreras arenosas en las partes deprimidas. Concomitantemente, se forman pequeñas incisiones superficiales entre centimétricas y decimétricas.

- Encima, los testigos de las proyecciones de cenizas recientes son muy localizados y aislados. Forman pequeñas colinas reliquias de uno a dos metros de alto, con bordes en forma de acantilados que retroceden por fenómenos de derrumbe y lavado interno (sufosión) de la base. Su extensión varía de algunos metros a algunos cientos de metros, pero casi nunca representan más del 20 % de la superficie de la unidad global. Su cima plana permite reconstituir la morfología original, y estimar la gran cantidad de materiales retirados por la ablación.

La edad de estos fenómenos sólo puede ser relativamente joven, ya que las formaciones de recientes cenizas, erosionadas, han sido fechadas, en regiones cercanas, entre 6.250 y 2.600 años. En cuanto a su origen, sólo podemos formular hipótesis. Una crisis climática no nos parece verosímil ya que existe la misma superposición de formaciones en numerosos lugares del ámbito interandino, por lo general mejor conservada. Parece más probable que su acaecimiento resulte de una acción antrópica, un sobrepastoreo o una utilización no controlada del riego, por ejemplo. Tal práctica es aquí perfectamente concebible, a partir de los relieves húmedos ubicados inmediatamente al Noroeste, con el fin de mejorar la producción sobre estas extenciones de relieves muy moderados pero deficitarias en agua por estar ubicadas bajo un clima seco.

Se produjo entonces una ruptura de equilibrio en este medio frágil, y un acelerado decapado de las cenizas recientes superficiales, sueltas, por escurrimiento difuso y luego concentrado. Esta degradación provocó el abandono de las tierras, pero los procesos siguen siendo activos durante cada precipitación, ya que las condiciones secas no permiten una recolonización significativa por la vegetación.

Se trata aquí de una de la más completa destrucción de origen antrópico que hayamos observado en la Sierra del Ecuador. Estos paisajes estériles y abandonados deberían servir de ejemplo para la ejecución de prácticas agrícolas razonables.

Dependiendo del nivel alcanzado por los procesos erosivos posteriores, los afloramientos y los suelos di-

fieren totalmente. Sobre las cenizas recientes, son suelos arenosos a franco-arenosos, cafe-oscuro e isohúmicos. Sobre las proyecciones antiguas, afloran los horizontes endurecidos de cangahua que presentan muy a menudo una red hexagonal de concreciones calcáreas, las cuales son pruebas del clima seco de estas áreas.

La grada de Quito (unidades 205 y 206)

Esta unidad se limita al sitio de la ciudad de Quito, pero su originalidad justifica esta distinción. En la falda oriental del gran volcán Pichincha, la urbe quiteña ocupa una grada intermedia por los 2800 m, que domina, en aproximadamente 400-500 m, la verdadera depresión interandina ubicada al Este (Fig. 21).

La depresión interandina tiene su piso ubicado entre los 2.400 y 2.350 m entre Tumbaco, al Sur, y la confluencia de los ríos Pisque-Guayllabamba al Norte, y está limitada al Oeste por un notable abrupto rectilíneo con dirección meridiana muy ligeramente orientada hacia el Este. Este empieza por Amaguaña al Sur, pero se vuelve más evidente hacia el Norte, en donde alcanza los 3.160 m sobre la Loma Miravalle, en las afueras Sur de Quito, 3.078 m en la Loma Las Monjas, y baja luego progresivamente en dirección al Norte: 2.989 por El Batán, y termina por 2.850 m al Este de Cotocollao.

La parte occidental de esta grada disimétrica, es compuesta por los siguientes elementos (Fig. 26):

- Un reborde oriental, que constituye las vertientes occidentales de los altos de El Batán o de Las Monjas, constituida por una superficie suavemente inclinada hacia el Oeste a partir de los puntos culminantes. Representa el revés de esta grada.
- Lo recubre al Oeste una llanura central, subhorizontal, sobre la cual se desarrolla la ciudad. Constituye un estrecho corredor de 30 km de largo sobre 3 a 5 km de ancho que representa una antigua zona lacustre, luego pantanosa, rellenada por los sedimentos fluvio-lacustres provenientes de las faldas del Pichincha hasta fines del siglo pasado, y cuyas capas de agua subterránea contituyen una de las fuentes de alimentación hídrica de la ciudad. Luego baja progresivamente desde los 2.850 m en las afueras Sur hasta los 2.800 m al Norte.

El material constitutivo del abrupto está conformado por proyecciones volcánicas bien estratificadas (¿provenientes del Pichincha?): capas espesas de tobas y aglomerados de cimentación variable, cenizas y lápilli endurecidos, potentes coladas de lavas andesíticas, con intercalaciones de conglomerados e guijarros en una matriz tobácea y arenosa, de origen fluvial. Presenta localmente una clara inclinación de unos diez grados hacia el Oeste.

Sin embargo, ningún corte permite una interpretación definitiva del origen de este rellano. Su morfología disimétrica hace pensar en una grada tectónica intermedia entre la cordillera occidental y la cuenca de Tumbaco, con fallas meridianas visibles sobre el trayecto Quito-Tumbaco. El relleno lacustre ocuparía una posición de cuenca de ángulo de falla, atrapado entre la cordillera occidental y el revés de este relieve de cuesta con buzamiento monoclinal hacia el Oeste.

Interpretaciones recientes (J.P. Soulas, 1988 en T. Winter, 1990) hacen intervenir una tectónica de compresión y ven en el origen de este balcón, un escarpe relacionado con una falla inversa con buzamiento Oeste. En este caso, la formación de este pliegue tendría que estar relacionada con los rebordes plegados de la cuenca de Latacunga. Si bien esta interpretación concuerda con los hechos de campo en las partes Sur y central, la morfología de la parte Norte sólo se concibe en el marco de una tectónica de bloques. En efecto, aquí el revés está cortado en dos compartimientos que habíamos interpretado como un desdoblamiento de la grada de Quito, por una falla secundaria:

- un bloque superior, en la prolongación de El Batán, que termina por los 2.750-2.800 m cerca de Carcelén. Está limitado al Este por un abrupto rectilíneo de unos 150 m de mando que desaparece al Sur de Pomasqui;
- el bloque inferior de Llano Chico-Calderón, con una superficie casi plana alrededor de 2.650 m.

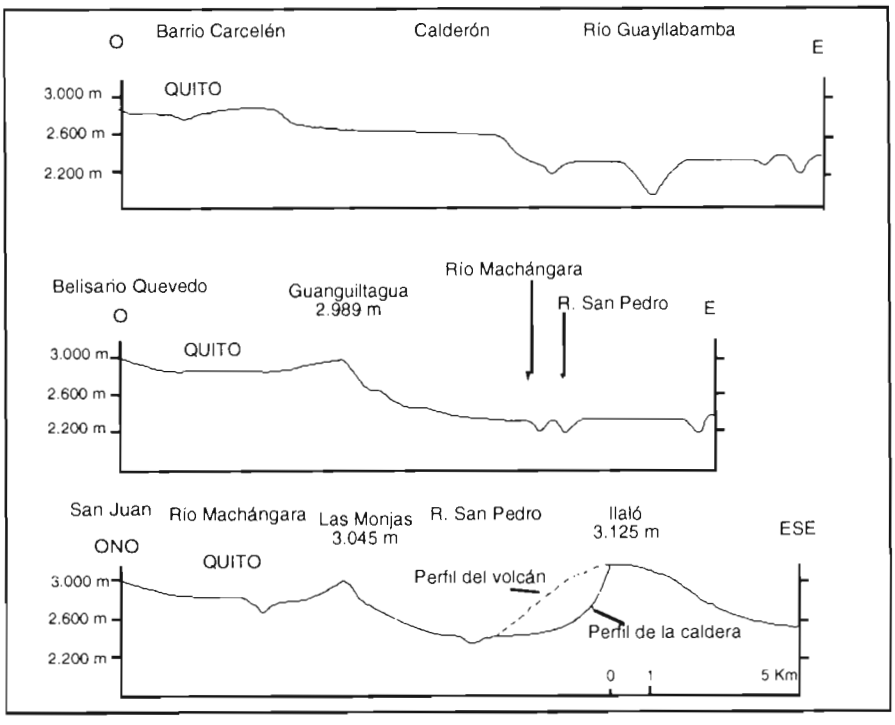
Sea cual fuere su origen, el papel de la tectónica en su elaboración sigue siendo evidente y atestigua de la existencia de movimientos recientes, posteriores a los rellenos.

La morfología de superficie está relacionada con la cobertura de piroclástitas antiguas y recientes, generalizadas sobre más de unos diez metros de espesor, y moldeando la paleotopografía. Los modelados difieren según las vertientes:

- sobre el revés de la grada, dominan anchos interfluvios entre planos y ondulados, moderadamente disectados por pequeñas incisiones orientadas hacia la ciudad;
- sobre la falda del abrupto, los depósitos están entallados por una profunda incisión linear en quebradas paralelas, con un escurrimiento actual intermitente. Son heredadas de la fase de disección interandina generalizada relacionada con el último deshielo.

El valle más grande, el del río Machángara, constituye una garganta con faldas empinadas, de aproximadamente 400 m de desnivel, por la cual se realiza una gran parte de las comunicaciones con la cuenca interandina.

Fig. 26. Cortes al norte, en el centro y al sur de la grada de Quito



Elaboración: A. Winckell; Fuente: Cartografía topográfica a 1:50.000 y 1:100.000, IGM, hojas de Nono, Quito, Sangolquí

En estas zonas en proceso de urbanización, los afloramientos superficiales ya no tienen mucho significado. La casi totalidad del revés está urbanizada, así como parte del abrupto. Sobre este último, las pendientes son muy fuertes y el sustrato aflora casi en todas partes, exponiendo las diferentes capas piroclásticas endurecidas, arenosas, conglomeráticas o de lavas.

Las pendientes entre fuertes y abruptas y una cobertura vegetal muy discontínua, relacionada en parte a condiciones climáticas secas, han favorecido un intenso decapado superficial de las cenizas recientes arenosas poco coherentes, la denudación del sustrato y su erosión por escurrimiento difuso y concentrado. Estos procesos se ven además acelerados por la extensión urbana.

Las dos unidades diferenciadas corresponden a variaciones de orden climático:

- En la unidad 205, ubicada al Sur, los suelos tienen un régimen de humedad údico, son franco-arenosos, humíferos (5 a 9% de materia orgánica en superficie) y presentan un complejo absorbente ligeramente desaturado.
- En la unidad 206, los caracteres de sequía son más marcados, bajo la influencia de la proximidad de la zona seca o muy seca del alveolo de Guayllabamba. También incluye las estribaciones al Oeste de Cotocollao, que constituyen el límite occidental de la grada de Quito, entre los volcanes Pichincha y Casitagua, debido a evidentes similitudes de modelado de superficie, de material y de recubrimientos superficiales. Los suelos, todavía isohúmicos, son más secos que aquellos de la unidad precedente: su régimen de humedad es ústico, su complejo absorbente es saturado y el contenido de materia orgánica es más bajo.

Los modelados de disección en jirones sobre bajas-vertientes (unidades 207, 208, 209)

La morfología de las bajas-vertientes de transición al contacto con los fondos de las cuencas, es relativamente uniforme, marcada por una fuerte disección y una densa red de torrenteras y barrancos paralelos. Es un típico paisaje en jirones, bien reconocible por sobrevuelo. Los modelados son acentuados, compuestos por interfluvios estrechos, con cimas redondeadas, en forma de lenguas alargadas según la pendiente longitudinal, y separados por quebradas con fuerte pendiente y perfil en V, en su mayoría actualmente inactivas. Los rasgos generales provienen de la disección consecutiva al último deshielo y su evolución general parece estancada.

Es uno de los paisajes típicos en donde se puede observar la clásica sucesión de las proyecciones piroclásticas. Los cortes muestran todos los potentes depósitos ondulados de proyecciones antiguas, de 20 a 30 m de espesor, luego disectados, y cubiertos en discordancia por proyecciones recientes.

Estas zonas también son la sede de una intensa erosión por decapado de la capa superficial de cenizas recientes, de la desnudación de las superficies enduceridas sobre cangahua y de la elaboración de incisiones lineales estrechas a expensas de estas últimas, según procesos parecidos a los que fueron descritos para las vertientes inferiores de los volcanes (unidad 175).

Las diferencias cartográficas son de orden pedológico:

La unidad 207, está ubicada sobre el reborde suroriental de la cuenca de Quito, en donde se eleva ligeramente entre Pifo (2.700 m) y el pie del volcán Sincholagua (2.800 m); su contacto con las vertientes superiores circunda los 3.000-3.200 m.

Los suelos, con un régimen de humedad údico, son franco-arenosos e isohúmicos, tienen 5 a 9% de materia orgánica en superficie.

La unidad 208, está ubicada al Norte de la anterior. Sus altitudes son similares, pero conforme a la pendiente general de la cuenca, bajan hasta 2.600 m por Cayambe, al Norte. El régimen de humedad del suelo más seco (ústico) que en la unidad anterior, favorece una saturación del complejo absorbente más fuerte y contenidos de materia orgánica más bajos en suelos muy similares a los precedentes.

El trazado, conformado por dos tramos rectilíneos ortogonales, es de origen tectónico y corresponde a dos abruptos de fallas: el accidente SSO-NNE que limita la cordillera de la cuenca de Quito entre Píntag y Otón, y el segmento E-O al Sur de Cayambe, que desplaza la cordillera oriental de unos treinta kilómetros hacia el Este.

Intercaladas en el seno de las piroclastitas antiguas, se observan las dos capas características de piedra pómez blancuzcas sobre todos los cortes de ambas faldas de la cuenca de Quito. Están compuestas por una capa inferior de 2 a 5 m de espesor y de una superior de 1 a 3 m, separadas por 2 a 4 m de cenizas cimentadas en tobas pardo-grisáceo. No se conoce su origen, pero indican unas erupciones de gran violencia explosiva (¿flujos piroclásticos?), que podrian correlacionarse con las erupciones responsables de la formación de la(s) caldera(s) del Guagua Pichincha o de diferentes fases de la construcción del Cotopaxi.

Esta unidad también es característica del reborde occidental de la cuenca de Latacunga en donde se escalona entre 3.000-3.200 m, al Norte de Saquisilí y 2.800-3.000 m, por Pujilí o Cusubamba, al Sur.

La sucesión de las formaciones es parecida y la topografía modelada por una capa de cenizas recientes entre gris y gris-amarillento de 2 m de espesor, aproximadamente. Al interior de la secuencia de las piroclástitas antiguas, existe una potente capa de piedras pómez blancuzcas, un flujo piroclástico de ignimbrita, del cual no se conoce el origen, compuesto por elementos fibrosos de 2 a 10 cm, ligeramente cimentados en la masa. Con un espesor variable, pero que se acerca normalmente a algunas decenas de metros, arma en ambos lados del valle de Latacunga, un modelado de pequeñas colinas masivas, con cimas redondeadas subiguales y unos cincuenta metros de desnivel, que se atraviesa, por ejemplo, entre Latacunga y Pujilí. La parte meridional, al Sur de Pujilí y del río Isinche, es menos disectada. Es una superficie moderadamente ondulada, con un aspecto monoclinal que se eleva insensiblemente hacia el Este hasta alcanzar 3.133 m en la cima del abrupto, al Oeste de Salcedo, o sea una topografía en contrapendiente de la inclinación del valle. Este flujo recubre también la mayoría de los modelados circundantes incluyendo, según parece, los materiales del relleno volcano-sedimentario de la cuenca.

Su pertenencia al grupo de las cenizas antiguas es evidente. Ha sido abarrancado durante la fase de incisión de las colinas, y posteriormente moldeado por las proyecciones de cenizas recientes. Entre estas dos formaciones afloran, sobre numerosas cimas, lentes de gravas torrenciales a fluviátiles, de espesor métrico, que atestiguan de una fase de escurrimiento generalizado entre el depósito del flujo de ignimbrita y el principio de su disección, probablemente contemporáneos del último deshielo.

Por fín, esta zona de bajas colinas domina por un abrupto meridiano de unos cien metros, los modelados del piso de la cuenca por Latacunga-Salcedo. Este límite es particularmente claro al Sur de Pujilí, en donde toma el aspecto de un pequeño abrupto rectilíneo, de origen tectónico y con orientación N-S, de 250-300 m de mando entre la superficie alta (punto culminante a 3.133 m) y las llanuras de relleno del valle del Río Cutuchi, situada a 2.750 m. Corresponde a un pliegue anticlinal reciente evidenciado por T. Winter (1990), que sería inmediatamente anterior a los depósitos fluviátiles del corredor central. Por lo tanto, el papel de la tectónica reciente en la formación de los relieves de los rebordes orientales y occidentales de la cuenca de Latacunga se ve claramente demostrado. Las proyecciones piroclásticas recientes sólo moldean una topografía de gradas tectónicas preexistentes.

La unidad 209, está ubicada únicamente al Norte de la incisión del Chota. Sus altitudes son ligeramente más altas: 2.800-3.200 m cerca de Tulcán y 3.000-3.400 m al Oeste de San Gabriel (Fig. 15). La humedad es más pronunciada, los suelos isohúmicos, humíferos, típicos de las partes bajas, son poco a poco reemplazados, en altitud, por Andosoles café oscuro, desaturados.

Reagrupa el reborde de tipo "jironado" al pie del páramo de El Angel, particularmente afectado por la erosión hídrica linear en ambos lados de San Gabriel, con los modelados muy disectados al Oeste y al Sureste de Tulcán. La erosión regresiva entalló profundamente las superficies del relleno, a partir de las principales quebradas con vertientes empinadas y perfil en V, cavando una densa red de torrenteras y barrancos paralelos. Los niveles inferiores permanecen solo por interfluvios estrechos, entre planos y redondeados, con forma de lenguas perpendiculares al curso principal.

3.1.3. Los relieves de los fondos de cuencas

Los paisajes de los fondos de cuencas se oponen muy claramente a los relieves de rebordes. En efecto, son esencialmente zonas entre horizontales y suavemente inclinadas, con un modelado superficial monótono, de plano a ligeramente ondulado, que constituyen alveolos insertos en el medio montañoso andino. Concentran la casi totalidad de las ciudades, la mayoría de la población y las principales explotaciones agrícolas.

- Las altitudes son siempre bajas. Mientras que la zonificación altitudinal de las vertientes es de orden climático y, por consecuencia, relativamente constante, las altitudes de los fondos de cuencas tienen un origen estructural. Sus límites provienen de la interacción de dos fenómenos inversos, la amplitud del hundimiento tectónico de los pisos y el espesor del relleno posterior por los depósitos volcano-sedimentarios. Las altitudes son por lo tanto bastante variables: 2.500-2.600 m alrededor de la cuenca de Quito, 2.800 m por Riobamba, pero más de 3.000 m arriba de Latacunga o por Tulcán. Los límites inferiores dependen del encajonamiento de la red fluvial; normalmente comprendidas entre 2200 y 2400 m, llegan a bajar hasta los 1.500-1.600 m en el valle del Chota.

- Los climas son temperados y muchas veces deficitarios en precipitaciones, debido a la posición abrigada de estas depresiones.

Las partes bajas de las cuencas intrerandinas tienen temperaturas medias anuales elevadas en concordancia con su altitud a veces moderada: hemos recogido valores comprendidos entre 9,8 °C y 19,5°C; como en las vertientes interandinas inferiores, las diferencias entre las temperaturas medias mensuales extremas dependen de la latitud de la estación.

Otra similitud es la repartición en zonas climáticas. La zona muy húmeda (no más de 4 meses secos al año) está ubicada por encima de 2.500 m de altitud, las precipitaciones medias anuales van de 665 (Cochasquí) a 1.230 mm (Uyumbicho), el número de días de lluvia por año de 115 a 175 y el déficit hídrico anual es inferior a 100 mm. La zona húmeda, cuyo número de meses secos es de 4 a 8, está ubicada entre 2.100 y 3.100 m de altitud y las precipitaciones medias anuales observadas están entre 485 (Guaytacama) y 745 mm (Pablo Arenas). En el intervalo de altitud de 2.000 a 3.000 m, se encuentran algunas estaciones que pertenecen a la zona seca, con un número de meses secos de 8 a 10 y precipitaciones medias anuales de 435 mm (Ambato) a 540 mm (Patate), 125 a 145 días de lluvia al año y un déficit hídrico anual del orden de 200 mm. Finalmente, por debajo de los 2.000 m de altitud, se encuentran zonas muy secas y áridas con 10-11 y 12 meses secos por año: las precipitaciones medias anuales son inferiores a 500 mm (mínimo observado en Salinas, 335 mm repartidos en 55 días) y el déficit hídrico anual puede alcanzar 600 mm.

La humedad relativa del aire varía desde más de 90 % en las estaciones expuestas a los aportes de humedad hasta el 70 % en el centro de las cuencas más secas. La evaporación Piche varía del simple al doble, de 855 mm al año en Otavalo hasta 1.750 mm en Salinas. La insolación es elevada, de 1.750 a 2.220 horas por año, salvo en la desembocadura de los valles y en la cuenca de Tulcán en donde los valores son de 1.500 en Baños y de 1.355 horas al año en Tulcán.

Estos fondos de las cuencas interandinas del Norte están conformados por tres conjuntos geomorfológicos distintos:

- los paisajes derivados de los niveles de relleno volcano-sedimentario;
- las formas remodeladas en superficie por esparcimientos recientes;
- las entalladuras fluviales actuales, en garganta, presentados al final del estudio de la zona interandina.

Los paisajes de los pisos de las cuencas sobre rellenos

Los niveles inclinados de Tulcán-San Gabriel (unidad 215)

La cuenca de Tulcán presenta una conformación original, pues, esta posee tres exutorios (Fig. 15). El principal, el río Chota al Sur, se dirige, mediante su gran valle SE-NO, hacia el medio costanero y drena por

intermedio del río Chamizo, toda la parte Sur de la cuenca hasta el paso entre Huaca y Tulcán. La parte Norte de la depresión de Tulcán está drenada por los ríos Carchi y Guaitara hacia Colombia al Norte; y la red de su franja nororiental, alrededor de El Carmelo, se dirige hacia el río Aguarico en la Amazonia, por intermedio del río Chingual.

Esta situación tiene que relacionarse con movimientos tectónicos recientes, que provocaron un levantamiento del piso de la cuenca, sobre la ribera Norte del río Chota, cuyo desnivel se vió acentuado además, por la vigorosa erosión hídrica linear consecutiva en este valle. El paso, al Norte de Huaca, que materializa la separación entre estas redes hidrográficas, representa la zona más elevada. ¿Podría corresponder a un abombamiento con gran rayo de curvatura o a un pequeño horst interandino? Además, está subrayado por derramamientos volcánicos probablemente plio-cuaternarios de lavas de blancuzcas a blanco-amarillentas, con una apariencia ácida (¿riolíticas?) y grandes fenocristales.

La conjunción del levantamiento de estos rellenos, posteriormente a su depositación, y de la rápida cavadura de la red del Chota, impidió cualquier modificación posterior en las superficies, por las divagaciones de la red como en las cuencas más meridionales. La erosión linear se vuelve dominante mientras que las superficies guardaron sus características de origen.

Los modelados son bastante uniformes y se dividen en:

- Amplias extensiones horizontales por los 2.800-3.000 m, con superficie entre plana y muy ligeramente ondulada, separadas por pequeñas y estrechas incisiones en forma de V, de algunas decenas de metros de profundidad. Están muy bien representadas alrededor de Tulcán o en la zona de El Carmelo.
- Superficies inclinadas hacia el SE o el SO, que constituyen el paisaje dominante. Se componen de interfluvios entre planos y redondeados, con altitud subigual, separados por una red de barrancos en V, de varias decenas de metros de profundidad, más densa que en los modelados precedentes. Son características de la parte Sur de la cuenca entre Pioter y Huaca por los 3.000-3.100 m y bajan hasta 2.600 m al Sur de San Gabriel. También se los vuelven a encontrar en el alveolo satélite de El Angel-Mira entre 2.400 y 3.200 m. Los hemos reunido con los testigos de superficie, ubicados sobre la grada tectónica intermedia, cortada en pequeños bloques aislados e ligeramente inclinados hacia el Oeste, que bajan hasta 2.200 m al SE de Bolívar, al pie del abrupto-límite oriental entre la confluencia de los ríos Chota y Chamizo.

Los materiales son los típicos de los rellenos interandinos. Resulta relativamente fácil distinguir tres grandes grupos de formaciones, visibles sobre el corte entre el valle del Chota y el nivel superior de Bolívar:

- En la parte baja, entre 1.600 y 1.700-1.750 m, aflora un relleno con una dominancia de aportes fluviales (gravas y conglomerados con guijarros redondeados, intercalaciones arenosas), que se vuelven casi exclusivos en la base de la sedimentación.
- Una fase intermedia, hasta 2.000 m, en donde predominan los aportes volcánicos (caídas de proyecciones, flujos piroclásticos, lahares y algunas coladas de lava), con intercalaciones de gravas fluviátiles cada vez menos numerosas.
- Entre 2.000 y 2.500 m, se alcanzan las superficies cubiertas por las dos fases de recubrimiento piroclástico presentes en toda la sierra Norte: las proyecciones antiguas cimentadas en cangahua y las cenizas recientes, arenosas y negruzcas.

Numerosas fallas recientes afectan las formaciones del relleno. Estas determinan un ordenamiento en bloques fallados, escalonados en altitud, que dibujan las diferentes gradas de este gigantesco relieve en forma de escalera, perfectamente visible en la orilla Norte del río Chota, por ejemplo.

Alrededor de Tulcán, al otro extremo de la cuenca, la tectónica quebradiza sigue presente, pero la sedimentación es mucho menos potente. La parte inferior es casi exclusivamente conglomerática, con guijarros que pueden alcanzar 20 cm de diámetro, y muestra un predominio de aportes de origen fluvial. La parte media, mezcla de aportes volcánicos y fluviátiles, presenta ondulaciones que prueban la fosilización de un relieve ya diferenciado. Por fin, la parte superior sólo muestra caídas piroclásticas. Las proyecciones antiguas en capas métricas, cimentadas en forma desigual sobre varias decenas de metros, contienen, como en la cuenca de Quito, una potente capa de piedra pómez blancuzca de 2 a 4 m de espesor. Están abarrancadas y cubiertas por 100 a 120 cm de proyecciones recientes, con una segunda intercalación de una capa de piedra pómez de 50 a 70 cm de espesor.

Todos estos niveles, ubicados en altitud y bajo condiciones climáticas húmedas, han conservado la casi totalidad de su cobertura piroclástica reciente. Los suelos son isohúmicos, franco-arenosos, café-oscuro y presentan altos contenidos de materia orgánica (5 a 9%).

Sobre las faldas empinadas de las incisiones que alcanzan las capas superiores del relleno, afloran las formaciones del substrato representadas por una alternancia de capas arenosas friables y de estratos resaltantes (formaciones volcánicas endurecidas y conglomerados) con algunos afloramientos rocosos de lavas.

La cuenca de Palmira (unidades 216 y 217)

La cuenca de Palmira no merecería una distinción particular sino fuera la sede de importantes remodelaciones eólicas. Constituye la terminación Sur de la cuenca de Riobamba; las altitudes se elevan allí gradualmente desde 2.700 m en Riobamba, hasta alcanzar 3.200 m por Palmira.

Al Sur de Palmira, el contraste de relieve es brusco y se pasa, sin transición, de las suaves ondulaciones de la cuenca a la incisión en V que marca el principio del valle de Chunchi. El límite actual del Sur de la cuenca, representa la línea de divisoria de las aguas entre las cuencas de los ríos Chanchán y Chambo, típico límite de erosión regresiva de los afluentes del río Alausí al Sur.

La cuenca de Palmira empieza al Sur de Guamote y se extiende hasta sobre las estribaciones, al Sureste de Palmira. Se trata de una depresión con un relieve monótono que contrasta claramente con las vertientes circundantes y las altas colinas disectadas entre Riobamba y Guamote. Aquí la depresión interandina es poco contrastada, en relación con la subida del nivel de su piso inferior: 3.000-3.100 m en Guamote hasta 3.200 m en Palmira. Entre estos dos poblados, los modelados del fondo muestran pequeñas colinas redondeadas y rebajadas que encierran un valle con relleno aluvial, suavemente inclinado hacia el Norte. El ancho varía de 2 km al Sur de Guamote a casi 4 km en Palmira. A ambos lados, las primeras estribaciones interandinas presentan vertientes con disección moderada que alcanzan 3.600 m al Este y 4.000 m sobre la cordillera occidental.

Es la prolongación de la cuenca de ángulo de falla, que empieza en Guamote y va profundizándose hacia el S-SO, conforme a los buzamientos. Limitada por fallas meridianas que afectan el sustrato volcánico terciario del callejón interandino, esta cuenca es rellena por capas erguidas, decimétricas a métricas, de areniscas más o menos tobaceas alternadas con diatomitas de color blanco-amarillento, de edad pleistocena (formación Palmira). Los cortes de la parte superior muestran abundantes gravas entre fluviales y torrenciales, cubiertas por una superposición de más de 3 m de capas arenosas con lechos intercalados de guijarros.

Este último conjunto de origen fluvial fosiliza, localmente, proyecciones piroclásticas cuaternarias anteglaciares. Los últimos términos de este relleno son por lo tanto muy recientes, contemporáneos del último deshielo. Están cubiertos por las cenizas recientes, que reposan directamente sobre los conglomerados sedimentarios, en la parte superior de la cuenca. Esta ausencia local de las piroclastitas antiguas podría encontrar explicación en una cobertura glacio-nival particularmente extensa. La interpretamos más bien como el resultado de un decapado hídrico, por escurrimiento difuso en superficie de estos niveles del margen proglaciar, durante el último deshielo.

La principal característica de esta cuenca reside en la presencia de manifestaciones eólicas particularmente activas y de gran extension.

- Es la sede de vientos violentos. Estós últimos afectan el conjunto de la cuenca de Riobamba, penetrando en el medio interandino por el corte del valle del Pastaza en la cordillera oriental. Su trayectoria es luego doble. Una parte de la circulación llega hasta la zona costanera por el Oeste del Chimborazo y la cuenca de Guaranda, ocasionando la formación de El Arenal del Chimborazo (unidad 162). La segunda tiene un trayecto más oriental, sigue el valle del río Chambo hasta Riobamba, luego la depresión interandina hacia el Sur, hasta el valle del río Chanchán. Este valle, con una orientación rectilínea NE-SO, constituye un lugar privilegiado de circulación y permite a los vientos alcanzar, sin obstáculos, el ámbito costanero; a las variaciones de altitudes se añaden diferencias de presión entre los dos medios, lo que provoca fenómenos dinámicos particularmente potentes.

Luego de un recorrido de aproximadamente 70 km por la Sierra, estos vientos han perdido gran parte de su humedad y desempeñan, también aquí, un papel desecante particularmente marcado.

- Tiene una morfología favorable. Por una parte, dos valles, río arriba y río abajo, son elementos indispensables para el desarrollo de estos fenómenos. Por otra, el medio interandino local, no contiene ningún obstáculo topográfico importante al Sur de Riobamba. Ademas, desde Guamote, el corredor es particularmente rectilíneo, inserto entre vertientes interandinas ensanchadas, y constituye así un canal natural particularmente eficaz.

- Sus formaciones superficiales son particularmente vulnerables. Toda la zona está cubierta por cenizas volcánicas recientes, cuyo espesor de 1 a 2 metros entre Guamote y Palmira, va creciendo muy rápidamente en la cordillera oriental en donde alcanza los 4,50 m sobre los relieves al Este del río Cebadas, por ejemplo. Provienen en su mayoría del volcán Sangay, ubicado al Noreste, es decir en conformidad con los vientos dominantes como lo demuestran las nubes de proyecciones de varios volcanes estudiados (A. Winckell, C. Zebrowski et al, en prensa, 1994), pero es probable que el Tungurahua, ubicado un poco más al Norte, también haya participado en la alimentación de esta cobertura

La localización geográfica, el funcionamiento de estos procesos y su auto-alimentación son perfectamente comprensibles. Estas zonas ecológicamente secas y protegidas, ven acentuarse sus caracteres de sequía debido a la acción de los vientos desecantes, con consecuencias negativas sobre el estado de la cobertura vegetal y el debilita-

miento de su papel protector sobre el suelo. Pero, si bien estas condiciones climáticas pueden explicar la permanencia de estos fenómenos, no bastan para explicar su origen. Es necesario apelar a una ruptura, aunque parcial, de la cobertura vegetal protectora.

- ¿Podrían ser recubrimientos de cenizas del Sangay, particularmente potentes, que habrían provocado un enterramiento de la vegetación superficial, en algunos sectores edáficamente desfavorecidos?

- ¿Una utilización agrícola no adaptada o demasiada intensiva: sobrepastoreo, cultivo de habas o papas con desmonte del páramo y denudación del suelo, etc.? Un estudio sobre la evolución de la utilización del suelo mediante el examen de los textos históricos debería permitir contestar, por lo menos parcialmente, a esta pregunta.

Todas las formas del modelado superficial del suelo por los fenómenos eólicos están presentes; son muy parecidas a las que hemos visto en el Arenal del Chimborazo (unidad 162). Una clara zonificación las caracteriza.

- La ablación es preponderante sobre los altos que rodean la cuenca, ésta predomina en la cordillera oriental en donde afecta las vertientes cultivadas pero también grandes extensiones de páramos. Las formas típicas asocian pequeñas roturas localizadas en las parcelas cultivadas, campos de deflación con una superficie arenosa constantemente removilizada en los pastos o los páramos, y zonas en vía de destrucción completa en donde se elaboraron notables figuras de yardangs (formas alargadas en el sentido del viento, compuestas por surcos cavados por el viento y faldas abruptas erosionadas en las formaciones superficiales. Su desnivel puede alcanzar 1,5 a 2 m sobre las estribaciones orientales). En las zonas más afectadas, sólo subsisten algunas lomas, testigos de la antigua extensión de esas cenizas y verdaderos "penitentes" aislados sobre las formaciones pedregosas o endurecidas del sustrato descubierto.

- La acumulación de las partículas se realiza muchas veces a poca distancia bajo la forma de pequeñas arrugas o nebkas detrás de matas de vegetación o de cortinas de cultivo. Pero las figuras más notables están ubicadas en la parte central baja, plana de la cuenca, al Sur de Guamote, que cumula la misma orientación meridiana que los vientos y una posición de resguardo entre las dos cordilleras. Ahi, barkhanes evolucionan al capricho de los vientos de arena. Estas grandes dunas transversales en forma de media luna, alcanzan 3 a 5 m de alto y 10 a 20 m de ancho en la base. Dispuestas al tresbolillo, se juntan localmente y forman entonces grandes alineamientos ondulantes que progresan hacia el Sur. Hasta 1977, no era extraño que invadan la carretera de Guamote a Palmira, interrumpiendo la circulación, pero este inconveniente desapareció en forma parcial desde el desplazamiento de algunos tramos de esta via sobre la falda Oeste de la cuenca. Algunas tormentas son verdaderas tempestades de arena y el admirar estos vientos cargados con partículas arenosas que penetran en la entalladura de la parte alta del valle de Alausí-Chunchi, constituye un espectáculo impresionante.

La separación en dos unidades se hizó siguiendo criterios pedológicos:

- La parte meridional (unidad 216), al Sur de Palmira, es la más alta, entre 3.400 y 3.600 m, sometida a un clima húmedo. Presenta algunas formas de acumulación, pero su posición, en la ruptura de pendiente, entre la terminación de la cuenca y el principio del valle, favorece sobre todo los fenómenos de deflación, que alimentan los vientos en dirección al Sur.

Los suelos, debido a la juventud del material original, son arenosos y tienen solamente poca cantidad de alófana, de tal manera que son todavía suelos isohúmicos. Debido a la altitud en la cual se encuentran, son negros y presentan contenidos elevados de materia orgánica y un complejo absorbente ya desaturado.

- La parte septentrional (unidad 217), es más baja, cerca de 3.200 m, y corresponde a la gran zona de desarrollo de las barkhanes. Por razones de simplificación cartográfica, hemos extendido esta unidad hasta las estribaciones internas de las cordilleras, en donde los fenómenos y formas de ablación se vuelven más importantes.

Los suelos muy arenosos, poco humíferos, presentan un perfil poco diferenciado. Son suelos poco evolucionados.

Los pisos de las cuencas con remodelamientos recientes

Los siguientes tipos de paisajes de los fondos de cuencas, se distinguen por la monotonía de sus modelados, y los procesos recientes de remodelamientos superficiales.

Los rellenos escalonados con glacis y conos de deyección (unidades 218, 219, 222, 223)

Representan la mayoría de los relieves de los fondos de cuencas, desde Ibarra, al Norte hasta Riobamba, al Sur. Pese a una apariencia general de horizontalidad, presentan una muy ligera inclinación en la parte central y baja de las cuencas, conforme a la pendiente de la red hidrográfica. Así, en la cuenca de Quito, las altitudes bajan desde

los 2.600 m al Sur, por Pifo, hasta los 2.200 m por Guayllabamba, al Norte, sobre aproximadamente 20 km de distancia, o sea una inclinación global de 2 %. Esta pendiente se acentúa cerca de las estribaciones, alcanzando, sobre una estrecha franja valores de 5 al 10 %.

Su morfología de superficie se compone de amplios interfluvios con cimas perfectamente planas o muy ligeramente onduladas, con dimensiones hectométricas a kilométricas. Están separados por las quebradas, profundas incisiones fluviales con faldas empinadas y escarpadas, perfil en V, y por lo general sobredimensionadas en comparación del escurrimiento actual. Su tamaño es extremadamente variable, desde las pequeñas torrenteras y barrancos de unos diez metros hasta las grandes incisiones de unos 250 m de ancho sobre 120 m de profundidad para el río Guambi, río arriba de Puembo, pero que pueden alcanzar respectivamente 800 y 260 m para el Río Guayllabamba al Sur de Guayllabamba.

Los materiales constitutivos de estos rellenos pueden ser esquemáticamente diferenciados en tres grupos, como lo demuestran los transectos en la cuenca de Quito, sobre las vertientes de las incisiones de los ríos Pisque y Guayllabamba.

- Una primera fase inferior, con predominio detrítico, compuesta por una superposición de capas entre decimétricas y métricas de arenas con estratificaciones entrecruzadas e intercalaciones de gravas. El ambiente general del depósito es por lo tanto fluviatil, pero con aportes torrenciales bastante numerosos: conglomerados con gravas, gravillas y guirrajos, algunos muy heterométricos. También se observan intercalaciones de capas cimentadas, de blancuzcas a beige, muy cercanas a las cineritas, formadas por sedimentaciones, en ambiente lacustre, de finas proyecciones piroclásticas.

Este conjunto está fuertemente tectonizado, por numerosas fallas y pliegues con pequeño radio de curvatura, probablemente heredados de deslizamientos sinsedimentarios.

- Una segunda fase, en recubrimiento, se caracteriza por la aparición de productos volcánicos en una sedimentación que va perdiendo poco a poco su carácter fluvial dominante. A este nivel, afloran lahares que han metamorfizado localmente en "ladrillos rojos" unas arcillas preexistentes, coladas de lava poco numerosas, y potentes capas superpuestas de proyecciones piroclásticas de toda granulometría (cenizas, lápilli y escorias) cimentadas o no. Según los lugares, estos apilamientos pueden ser concordantes o discordantes.

Esta generación también se ve afectada por numerosos movimientos tectónicos, pero con menor amplitud; pequeñas fallas normales y pliegues con gran radio de curvatura.

- Una tercera fase, exclusivamente constituida por proyecciones piroclásticas eólicas. Estas últimas comportan las dos fases evidenciadas, sobre el conjunto de los relieves interandinos.

. Las proyecciones antiguas, anteriores a la última glaciación, moldeando una antigua topografía ondulada, sobre más de diez metros de espesor. Siempre llevan la misma alternancia de capas métricas de color entre beige y amarillento, cimentadas en cangahua; contienen las capas características de piedras pómez, y fueron fuertemente abarracandas.

. Las proyecciones recientes, arenosas, con un espesor métrico, más o menos conformes a la topografía actual. Su presencia sobre la mayoría de las pendientes de las incisiones elaboradas en estos rellenos atestigua que estos modelados de incisión son anteriores a las proyecciones de segunda generación. Una muestra recogida en la base de la secuencia reciente, en la cima del relleno de la cuenca del río Sigchos, ha sido fechada en 8.130 ± 90 años B.P.; lo que confirma la correlación entre la fase de mayor disección y el último deshielo, por los 12.000-10.000 años.

Si bien estos paisajes heredan sus rasgos generales de los diferentes episodios de relleno, su morfología de superficie ha sido remodelada por episodios posteriores.

- En su periferia, los niveles superiores pasan insensiblemente a conos de deyección que forman una franja casi continua en la desembocadura de los numerosos pequeños barrancos que entallan el reborde de las vertientes interandinas. Estos aportes laterales, más torrenciales, también participaron al relleno de las cuencas y se imbrican con los depósitos aluviales y lacustres aportados por las arterias maestras longitudinales. El aumento gradual de las pendientes de los rebordes (7% para el cono entre 2.600 y 2.800 m, al Sureste de Pifo) indican que estos conos han funcionado hasta los últimos episodios de relleno.

- Su superficie, inclinada paralelamente a la pendiente general de la red actual, ha sido remodelada por un escurrrimiento hídrico longitudinal de superficie, difuso y divagante. A esta fase pertenecen las potentes capas de depósitos arenosos encontradas sobre los principales interfluvios planos, por los 2.300-2.400 m, en el reborde oriental de la cuenca de Quito entre Puembo, Yaruquí, El Quinche y Guayllabamba, por ejemplo.

La conformación de la red actual parece ser heredada de este episodio. El ejemplo más notable está

constituido por la cuenca de Quito, en donde todos los drenes de la parte oriental presentan cursos perfectamente paralelos, con orientación SSE-NNO, hasta desembocar en los ríos San Pedro y Guayllabamba, con dirección ortogonal SSO-NNE, ubicados lógicamente en posición aguas abajo, al pie del abrupto de la grada Quito-Calderón (Fig. 25). Todo parece indicar el establecimiento de una red en posición consecuente, sobre el plano inclinado de la cima del relleno, y luego un encajonamiento in situ durante la fase con escurrimiento abundante y con fuerte capacidad erosiva del último deshielo.

Por su parte, el curso del río Guayllabamba, principal dren de esta cuenca, está conformado por tramos dominantes SSO-NNE y pequeños elementos ortogonales SSE-NNO, trazado guiado por las direcciones tectónicas preponderantes de esta zona, en la prolongación de las de la grada de Quito.

La división en cuatro unidades obedece a criterios climato-pedológicos:

La unidad 218, corresponde a las partes superiores de este nivel de relleno. Ubicadas aguas arriba en las cuencas, cerca de los edificios volcánicos, de los "nudos" o en el borde de las vertientes interandinas, se caracterizan sobre todo por un clima húmedo, de tal manera que los suelos, arenosos y poco evolucionados, tienen, sin embargo, contenidos altos de materia orgánica. Estas partes reagrupan dos tipos de modelados:

- las estribaciones onduladas, al pie de la vertiente occidental de la cuenca de Ibarra, entre Cahuasqui (2.200 m) y Cotacachi (2.800 m);
- las formas de esparcimiento como el glacis-cono entre el volcán Imbabura y la cordillera oriental, al Sureste de Ibarra (2.300-2.800 m); aquellos bien disectados, al Sur de Cayambe (3.000-3.400 m); o los notables glacis del piso de la antigua caldera alrededor de Atahualpa (2.000-2.400 m).

Debido a su posición en los márgenes de las cuencas, estos modelados incluyen tanto los conos de deyección coalescentes de los rebordes como los glacis-conos de esparcimiento al pie de los edificios volcánicos. Las superficies han sufrido, por escurrimiento difuso y esparcimientos de materiales provenientes de las cuencas de recepción, aguas arriba, una remodelación superficial coluvial. En ambos casos, el modelado es ligeramente más contrastado, constituido por interfluvios con cimas más redondeadas, y por una red más densa de torrenteras.

La unidad 219 es característica de las zonas más bajas, bajo condiciones climáticas secas, de tal manera que los suelos, todavía poco evolucionados, son menos humíferos que los precedentes. Corresponde a la mayoría de las superficies típicas de los rellenos, pero comprende localmente glacis establecidos al pie de algúnos volcanes.

El de Tabacundo sobre la falda Sur del Mojanda, es uno de los más característicos. Su morfología es típica de estas formas: interfluvios planos a suavemente redondeados, separados por incisiones en V. Las superficies de sus interfluvios, inclinadas hacia el Sur de 5,5 a 6,5 %, muestran abundantes huellas de un escurrimiento difuso antiguo y actual: canales anastomozados, socavado de algunas capas más resistentes, bloques esparcidos en la superficie que se asemejan localmente a un pavimento muy abierto, en las cercanías de Tocachi o Tabacundo.

Los principales componentes de esta unidad son más numerosos que los de la unidad anterior, y se reparten en diferentes cuencas.

- Estan presentes en el contorno Oeste y Sur de la cuenca de Ibarra, entre 2.200 y 2.400 m, y bajan hasta 1800 m al Noreste, cerca del valle del Chota.
- Cubren la falda Sur del Mojanda, entre 2.400 y 2.800 m para el glacis de Tabacundo, y la totalidad del piso de la cuenca Tumbaco-Guayllabamba, entre 2.600 m por Pifo y 2.000-2.200m al Norte,
- Se ubican igualmente al pie de los edificios de la cordillera occidental: los glacis poco disectados del fondo de la caldera del Casitagua y de San Antonio de Pichincha (2.000-2.400 m), los glacis-conos disectados de la vertiente occidental del Atacazo y de Machachi entre el Pasochoa y el Rumiñahui, el fondo del alveolo de Lloa (una muy antigua caldera o una cuenca de hundimiento sobre la falda Sur del Pichincha), todos ubicados entre los 2.800 y los 3.200 m.
- Son los extensos glacis disectados, característicos de la cuenca de Latacunga. Recubren los depósitos de rellenos lacustres, fluviales y torrenciales de la formación pleistocena Latacunga: superposición irregular de capas de arenas, gravas y conglomerados, limos con proyecciones piroclásticas de tobas y cineritas. Pero se desarrollan también localmente sobre el flujo piroclástico reciente de ignimbrita (unidad 208). Van escalonándose entre 3.000 m al Norte de Latacunga y 2.600 m al Sur, por Salcedo, pero las partes altas alcanzan 3.400 m al pie del Cotopaxi. Al Oeste y al Suroeste de Ambato, se escalonan entre 2.800 y 3.200 m al pie del Carihuairazo y entre 2.600 y 3.000 m por Pelileo,
- Por fin constituyen, en la cuenca de Riobamba, todo el conjunto de glacis-conos bien disectados en lomos alargados con cimas redondeadas, que bajan de 3.200-3.400 m hasta 2.600-2.800 m al Sur del nudo Chimborazo-

Igualata. Estas formas se desarrollan mayoritariamente sobre el gran lahar reciente proveniente del Chimborazo, compuesto por numerosos bloques de lava y piroclastitas de todo tamaño y forma, en una matriz arenosa entre beige y gris-blancuzca, medianamente consolidada, conocida bajo el nombre de formación Riobamba. Pero también desbordan sobre diferentes asociaciones de lavas y piroclastitas pliocenas y pleistocenas (formaciones Sicalpa, Altar y Chimborazo).

Unidades 222 y 223. Los glacis-conos de los esparcimientos del Cuicocha y del Quilotoa, pueden ser integrados a este conjunto. Pertenecen al grupo de los modelados de fondos de cuencas interandinas, pero con formas específicas, genéticamente relacionadas con la evolución volcánica reciente de estos dos volcanes. Por esta razón fueron descritos con los edificios volcánicos (unidad 174). Estos dos glacis son formas muy similares, con una diferencia introducida de origen climato-pedológico. Aunque los suelos sean en ambos casos suelos arenosos poco evolucionados, aquellos del esparcimiento del Quilotoa (unidad 222), bajo un clima seco, presentan bajo contenido de materia orgánica, mientras los del esparcimiento de Cuicocha (unidad 223), se ubican en condiciones más húmedas que han favorecido la accumulación de materia orgánica.

Las "llanuras de esparcimientos laháricos" del Cotopaxi (unidades 220, 221)

Se reparten en ambos lados del volcán, tanto en las cuencas superiores de Quito al Norte y de Latacunga al Sur. Aplicar a estas grandes extensiones monótonas al pie del Cotopaxi el calificativo de "llanuras" puede parecer exagerado. Son relieves muy poco acentuados que van desde las extensiones planas sobre los rellenos fluviales de los altos valles, hasta los modelados suavemente inclinados y disectados en colinas alargadas, separadas por las incisiones de algunas decenas de metros de la red hidrográfica actual, en el valle de los Chillos o río arriba de Mulaló.

Pese a estar ubicadas en la parte alta de las cuencas, estas formas no reposan sobre los sedimentos del relleno, cubiertos por aportes piroclásticos y volcánicos recientes de gran espesor.

El origen de los modelados es complejo. Constituyen principalmente glacis-conos construidos a partir de los materiales piroclásticos proyectados sobre las faldas de los volcanes y remodelados luego hacia abajo, según una zonificación típica.

- Cerca de los volcanes predominan los conos de deyección y de esparcimiento a las salidas de las principales entalladuras de los conos volcánicos. Recortan los rellenos del margen proglaciar, fluvio-glaciar, fluvial o fluvio-lacustres y los amontonamientos caóticos de las coladas lodosas de los lahares. Contienen intercalaciones de proyecciones piroclásticas: bloques, escorias, bombas, lápilli y cenizas. Sus superficies están remodeladas por intensos fenómenos de escurrimiento superficial difuso.
- Al alejarse de los conos, los modelados están conformados por interfluvios alargados, con cimas entre planas y suavemente redondeadas, separados por incisiones generalmente ensanchadas y poco profundas de la red hidrográfica actual. Son superficies de origen similar, heredadas de los diferentes esparcimientos por escurrimiento hídrico, lahares y coladas lodosas, pero de edad más antigua. Hoy en día no son funcionales y se encuentran en vía de disección.
- Los últimos fenómenos de esparcimientos se produjeron al interior de los principales valles planos que entallan estas superficies: las del Pita al Norte, del Tambo al Este y del Cutuchi al Sur, en donde fueron guiados por el escalonamiento de las formas aluviales. Los actuales canales de escurrimiento y terrazas bajas han concentrado la casi totalidad de los lahares volcano-glaciares más recientes.

Sobre estos modelados monótonos, las formaciones son muy semejantes. Son planicies arenosas, desarrolladas sobre depósitos heterogéneos cuyos componentes son exclusivamente de origen volcánico con una matriz arenosa a areno-limosa sin estratificación, parcialmente de origen tobáceo, compuesta por proyecciones piroclásticas finas (cenizas, arenas, lápilli). Contiene una gran cantidad de bloques de lavas o de proyecciones escoriáceas gruesas.

Su origen lahárico es evidente. Los sucesivos recalentamientos internos del Cotopaxi o las erupciones de tipo "nube ardiente" o flujo piroclástico provocaron deshielos por liquefacción parcial de su casquete nivo-glaciar y la formación de flujos de lodo que bajaron por las faldas del volcán, movilizando a su paso todo el material disponible: proyecciones superficiales, porciones del sustrato, partes de morrenas y acumulaciones anteriores, etc. Se originaron así enormes coladas de lodo, capaces de transportar bloques de varias decenas de metros cúbicos, como se los puede observar, esparcidos, en las inmediaciones de Mulaló.

Al entrar en contacto con las llanuras circundantes, depositan una parte de los materiales transportados, incluyendo los de mayor tamaño, bajo la forma de seudo-conos o llanuras de esparcimiento. El flujo lodoso es luego evacuado por la red hidrográfica existente, amenazando las poblaciones establecidas a las orillas de los ríos actuales, tanto en la cuenca de Latacunga (río Cutuchi) como en la de Quito (Ríos Pita, San Pedro y Santa Clara). La colada

lodosa, así canalizada, aumenta en fuerza y velocidad y su acción devastadora es sensible sobre decenas de kilómetros. Según T. Wolf, la de 1877, habría provocado inundaciones hasta en Esmeraldas, sobre la costa pacífica. Río abajo, estos depósitos se asemejan más a flujos lodosos torrenciales; el material sigue siendo heterométrico pero los elementos finos predominan y el tamaño de los bloques ya sólo es decimétrico.

Se conocieron lahares así durante la época histórica (en 1742, 1768 y 1877 para los más importantes) y las destrucciones que los acompañaban fueron objeto de descripciones (T. Wolf, 1905; M. Hall, 1975).

La mayoría de las recientes superficies de esparcimiento de lahares, al pie del Cotopaxi, poseen una escasa cobertura vegetal y están sometidas a un intenso escurrimiento difuso actual y a una deflación eólica local.

Las diferenciaciones son de origen pedológico:

La unidad 220 está ubicada cerca de los edificios. Corresponde a las extensiones planas a suavemente onduladas del valle del Río Pita, desde el pie del Cotopaxi por 3.600-3.800 m, hasta los modelados más acentuados, con cimas subiguales, moderadamente entalladas por los drenes paralelos de la red hidrográfica del valle de los Chillos, al pie del Ilaló, por 2.400-2.600 m. Sobre la falda Sur del Cotopaxi, reagrupa todos los modelados bastante disectados (interfluvios alargados con cimas redondeadas, separados por profundas incisiones en V) ubicados entre Mulaló (3.200 m) y el Cotopaxi (3.600-3.800 m). Por fin, hemos integrado a esta categoría, los valles planos de los ríos Tambo y Tamboyacu, ubicados por los 3.950-3.600 m entre los volcanes Cotopaxi y Quilindaña.

Se caracteriza por condiciones generalmente húmedas y los suelos son Andosoles desaturados, negros en las áreas con altitud alta, cafés en las áreas con altitud menor. En las zonas más bajas y secas, el alófana desaparece, los suelos se tornan en suelos isohúmicos con régimen údico y luego, más al Norte, ústico.

La unidad 221 está ubicada más abajo que la anterior en la cuenca de Latacunga, entre 3.000 y 3.400 m. Su modelado es menos disectado, compuesto por interfluvios que han guardado cimas más o menos planas, separadas por incisiones recientes, poco profundas y bastante ensanchadas.

Bajo un clima seco, estan cubiertas por suelos poco evolucionados, arenosos.

Los niveles de rellenos lacustres (unidades 224, 225 y 226)

Constituyen los niveles más bajos del ámbito interandino, simplemente disectados por las actuales entalladuras fluviales. Algunos son llanuras casi perfectas, como las de San Pablo o de Cayambe-Zuleta; la mayoría presentan sin embargo un principio de disección. El elemento dominante del paisaje es un interfluvio amplio, con una superficie plana o imperceptiblemente ondulada, cortado por las incisiones de las quebradas, torrenteras y estrechos barrancos con faldas empinadas.

- Su ubicación, en posición inferior y cercana a la horizontalidad, está directamente relacionada con su naturaleza; son depósitos lacustres a fluvio-lacustres del último episodio del relleno hídrico de las cuencas interandinas. El origen de estas hondonadas, antiguamente ocupadas por lagos es diverso: "graben" como la cuenca de ángulo de falla sobre la cima de la grada de Quito o el corredor deprimido de Machachi-Cumbayá, represa de retención para el lago de San Pablo. Por fin, otros parecen tener un origen puramente topográfico, por relleno de una zona deprimida; es el caso del de Riobamba.
- Numerosas superficies presentan una ligera inclinación, heredada de una remodelación por fenémonos morfogenéticos recientes: aportes laterales o por conos de deyección y esparcimiento, como por ejemplo al Sur de Machachi; escurrimientos hídricos de superficies, contemporáneos de las fases de encajonamiento, que elaboraron así unos niveles locales de terrazas escalonadas.

La información geólogica sobre estos rellenos es bastante desigual; son calificados como terrazas no diferenciadas, como lahares o como depósitos lagunales, y las características de sus constituyentes siguen siendo poco explícitas.

Se trata, en su mayoría, de depósitos finamente estratificados en donde alternan arenas, limos, arcillas de origen esencialmente volcánico, sea por removilización hídrica a partir de los relieves de los rebordes, sea por sedimentacion de proyecciones eólicas. Son comunes las interestratificaciones de capas de tobas y de lápilli que atestiguan la permanencia de las erupciones volcánicas durante estos últimos episodios de relleno de las cuencas. Sobre los rebordes, los numerosos lentes con guijarros y bloques, confirman la importancia de los aportes torrenciales laterales.

Su edad debe ser bastante variada. El relleno lacustre local de Quito es reciente. Un pozo en el parque de El Ejido mostró 66 m de depósitos, reposando sobre la cangahua. Algunas muestras de madera fósil y de lignita, han sido fechadas en 6.466 ± 55 años y 6.753 ± 60 años B.P. (DGGM, mapas geológicos a 1:50.000 de Sangolquí y El

Quinche, 1980). El final de su relleno es histórico, en las inmediaciones del parque de la Carolina y al Sur del Panecillo. Pero el de Salcedo-Ambato es más antiguo, anterior a las grandes incisiones fluviales consecutivas al último deshielo.

Las tres categorías cartografiadas corresponden a variantes de la cobertura pedológica según la zonificación climática.

La unidad 224, en clima húmedo, lleva suelos isohúmicos, humíferos (5 a 9% de materia orgánica), y ligeramente desaturados.

Se compone de tres conjuntos.

- El contorno del lago de San Pablo ubicado a 2.680 m. Atrapado entre los tres volcanes Imbabura, Cusín y Mojanda, este lago debe su origen a una represa provocada por una pequeña cúpula volcánica, cubierta por cangahua, ubicada sobre el lugar de un pequeño horst, probablemente levantado por reactivaciones tectónicas recientes de poca amplitud, que separa el lago de San Pablo de la depresión de Otavalo. El exutorio lo corta sobre su falda Noreste. El relleno, heredado en gran parte de los materiales detríticos acarreados por el deshielo desde los volcanes cercanos, todavía está en proceso, sobre las orillas del lago, con aportes de materiales finos: limos y arcillas.
- El estrecho corredor entre el volcán Cusín y la cordillera oriental. Este llega hasta Cayambe a 2.750 m al Sur, Olmedo a 3.100 m y termina al Norte en Zuleta por 2.900 m. Actualmente drenado por dos valles fluviales divergentes, al Norte y al Sur, que elaboraron una serie de terrazas, incluye al Sur de Cayambe un depósito conglomerático que podría tener un origen lahárico.
- La depresión de Quito, cuenta con dos depósitos lacustres. El uno corresponde al relleno de la parte inferior de la grada y está separado en dos niveles: el de Quito a 2.800 m que se termina al Sur por Guamaní a 3.000 m, y el de San Antonio de Pichincha a 2.400 m.

El otro conforma un estrecho corredor, ubicado al pie del abrupto de la grada de Quito desde Machachi, por los 3.000 m. Algunos conos de esparcimiento en su parte Sur hacen subir las altitudes a 3.400 m al pie del Iliniza, de donde baja gradualmente hacia el Norte: 2.600 m en Amaguaña y 2.400 m en Cumbayá. Remodelado por los escurrimientos de los ríos San Pedro, Santa Clara y Pita y los lahares provenientes del Cotopaxi, muestra depósitos de superficie esencialmente compuestos por materiales gruesos: guijarros y bloques en una matriz entre arenosa y tobácea. Su disección esta avanzada con incisiones entre las cuales las más grandes alcanzan algunas decenas de metros.

La unidad 225, en clima seco, está cubierta por suelos franco-arenosos poco humíferos (1 a 3% de materia orgánica), los cuales pueden ser poco evolucionados o presentar un perfil isohúmico.

Esta presente en el reborde Oeste de la cuenca de Ibarra, entre Atuntaqui a 2.400m, e Ibarra, por los 2.200 m, donde baja luego suavemente hacia el Norte en dirección al río Chota, hasta 1.800 m al Este de Tumbabiro. Su disección es acentuada, las gargantas más grandes sobrepasan los 100 m.

La depresión de Otavalo, casi plana, por 2.520-2.550 m, resulta también del relleno de un lago, en un nivel ligeramente superior, sobre el alto curso del río Ambi.

Se encuentra también en las orillas del río Cutuchi, cerca de 2.650-2.700 m, entre Salcedo y Ambato. Su modelado de superficie asocia ondulaciones bastante pronunciadas, con incisiones de varias decenas de metros. Los principales ríos, Cutuchi y Ambato, poseen un encajonamiento superior a los 250 m. Allí, los sedimentos son particularmente potentes (más de 250m) y compuestos por superposiciones de arenas, limos, gravas y tobas con importantes intercalaciones conglomeráticas y guijarros hacia la cima. Muestran una consolidación parcial e irregular, estratificaciones entrecruzadas, y están localmente cubiertos por los depósitos de ignimbrita en la parte alta de la cuenca. Su reborde sube ligeramente al Sur de Ambato, donde alcanza 2.800 m sobre la falda Norte del volcán Llimpi.

Los recientes pliegues evidenciados sobre los márgenes de esta cuenca afectan también la parte central, final de este relleno. Sobre los márgenes, los sedimentos fluviátiles terminan en bisel contra las estructuras plegadas, que los enderezan localmente (T. Winter, 1990). Parecería que los sedimentos fluvio-lacustres se hubieran depositado al interior de un corredor deprimido, entre estructuras plegadas ya existentes, definidas por ondulaciones meridianas. Algunas recientes reactivaciones tectónicas provocaron, localmente, basculamientos parciales de estos depósitos fluvio-lacustres. También explican algunos rasgos de la evolución morfogenética posterior: la fuerte cavadura de las incisiones en relación con movimientos diferenciales verticales, así como el origen de la laguna de Yambo, bloqueada aguas arriba de un pequeño horst (¿monoclinal?) limitado por fallas.

El último testigo se localiza alrededor de la ciudad de Riobamba en donde una superficie poco inclinada, con una topografía entre plana y muy poco disectada, se inclina suavemente desde 2.900 m al Noroeste hasta 2.720 m al

Sur, cerca de la confluencia de los ríos Chambo y Chibunga.

Su basamento está constituido por una estratificación horizontal de finas capas de arenas, limos, arcillas y tobas de origen volcánico; en los bordes, el tamaño de los elementos aumenta y aparecen tramos pedregosos con guijarros. Al Noroeste, está cubierta por el lahar del Chimborazo, compuesto por bloques angulosos y guijarros redondeados en una matriz volcánica, el cual le proporciona su característica inclinación del NO hacia el SE. En su superficie perfectamente plana, emergen algunas lomas en donde aflora una formación conglomerática con bloques de dimensiones entre decimétricas y métricas. No se sabe si representan una fase lahárica diferente, o acumulaciones del mismo lahar detrás de pequeños relieves preexistentes.

La unidad 226, también se caracteriza por un clima seco. Pero su localización en el borde del valle del Chota, explica los caracteres marcados de aridez. Corresponde a la pequeña llanura de Salinas, entre plana y muy ligeramente ondulada, entre 1.650 m al Sur y 1.550 m río abajo. Los escurrimientos actuales, con excepción del dren principal, el río Mira, están muy poco encajonados. El material dominante de este relleno es arenoso a areno-limoso, pero contiene numerosos niveles conglomeráticos.

Los suelos son arenosos, poco humíferos y poco evolucionados. El clima seco favorece los resurgimientos salinos hasta la superficie, alrededor de Salinas por ejemplo; este pueblo debe su origen y su nombre a antiguas explotaciones artesanales de sal.

UTILIZACIÓN Y EVOLUCIÓN MORFODINÁMICA ACTUAL

Una intensa utilización agrícola

El medio interandino concentra casi la totalidad de la población andina; por lo tanto ha sido profundamente transformado por las actividades agrícolas, haciendo desaparecer la vegetación natural. La repartición de las zonas agrícolas está evidentemente guiada por las limitaciones de orden geomorfológico y pedológico (valor de las pendientes y calidad de los suelos, principalmente), pero el primer criterio de zonificación es climático. La temperatura es la que constituye el determinante fundamental y los principales cultivos o sistemas de cultivo están ordenados según una estratificación altitunidal muy clara. Por lo general, las variaciones de la humedad sólo desempeñan un papel secundario, ya que están calcadas sobre los pisos climáticos. Sin embargo, se vuelven limitaciones principales en la parte inferior de las cuencas o cerca de las quebradas sometidas a entradas de aire seco proveniente del exterior, cualquier actividad agrícola está sujeta a aportes complementarios por riego.

Las vertientes interandinas superiores, frías y generalmente húmedas, constituyen, por excelencia, el dominio de la papa, del haba y de la cebada, asociadas con amplias praderas para ganadería extensiva. En los pisos superiores más fríos, dominan los dos primeros cultivos mientras que la cebada está ubicada generalmente en posición inferior. Las zonas más accidentadas y las incisiones están cubiertas por matorral, en continuidad con el de las tierras frías cimeras. Esta típica asociación es bien representada en las cuencas de Tulcán, Quito o Riobamba.

Cerca de las principales quebradas de los exutorios hacia las regiones amazónica y costanera, los aportes de aire más caliente permiten una gama de cultivos más extensa, con la implementación de variedades del ámbito templado, normalmente presentes en la parte inferior de las vertientes. Así aparecen asociaciones que incorporan el maíz, el trigo y el fréjol en las cuencas de Ibarra, de Latacunga y en el valle de Chunchi.

El límite superior es cambiante, y en las zonas con fuerte densidad de población como el Carchi o el Chimborazo, especialmente en la cuenca de Riobamba y el Valle de Chunchi, se observa frentes de desmonte con implantación de la asociación papa, haba, y pradera, bajo forma de claros aislados en detrimento de la franja inferior de los páramos. En estos casos se llega a los límites de utilización agrícola ya que todas estas zonas entrañan muy elevados riesgos de helada.

Las vertientes interandinas inferiores se caracterizan por la generalización de las asociaciones de cultivos de tipo templado, que aparecen localmente en la parte inferior de los anteriores. Constituye, por excelencia, el dominio de los sistemas culturales a base de maíz, asociado con trigo y con fréjol y a los cultivos secundarios como las lentejas, el chocho y la alverja. Los pastos siguen estando presentes pero en menor extensión que en las zonas superiores más húmedas. Las cuencas de Quito, de Latacunga y Riobamba son ejemplos demostrativos de esta estratificación vertical.

En las zonas más frías de las cuencas de Tulcán, Latacunga, Riobamba o del valle de Chunchi, la papa, el haba y la cebada, presentes en la parte superior, desbordan sobre la franja alta de las vertientes inferiores.

Algunas interesantes variaciones caracterizan la parte inferior de este piso, en donde las entradas de aire caliente se traducen por la aparición de variedades tropicales:

- es el caso de la asociación maíz-caña de azúcar en la parte inferior del valle del Chota y cerca de la entrada a la quebrada de Lita;
- lo mismo ocurre con los cultivos de hortalizas como los de tomate, maíz tropical, yuca y caña de azúcar cerca de Huigra, en el valle de Chunchi, destinados a la aglomeración de Guayaquil.

Las partes bajas de los fondos de cuenca constituyen el último término de esta zonificación altitudinal. El sistema cultural característico es una asociación con maíz dominante, cereales como el trigo y la cebada, así como fréjol, alfalfa, chocho, lentejas y alverjas. En las cuencas de Riobamba y sobre todo de Tulcán, estos cultivos están asociados con la papa que baja relativamente más en estas zonas más frías.

La segunda característica dominante es la presencia de grandes superficies de pastos, en pequeñas parcelas asociadas con el policultivo de maíz pero sobre todo en grandes parcelas dedicadas a una ganadería intensiva tecnificada sobre pastos mejorados o cultivados. Varios sectores son típicos de esta utilización: las llanuras alrededor de Cayambe o por Lasso sobre la parte alta de la cuenca de Latacunga.

Cerca de los grandes centros urbanos, están ubicadas explotaciones de hortalizas templadas: cebolla, ajo, zanahoria, etc. por Ambato, Riobamba o Machachi.

Por fin, hay que anotar la importancia de los vergeles templados (manzanas, peras, duraznos y ciruelas) alrededor de Ambato o en la quebrada del Chambo, río arriba de Baños, en relación con las entradas de aire caliente proveniente de la Amazonia. Este fenómeno es particularmente sensible en la inmediata proximidad de las incisiones en donde se crean verdaderos microclimas calientes y secos, que permiten cultivos típicamente tropicales, en algunos sectores en donde se puede practicar el indispensable riego:

- los vergeles "tropicales de altitud" de cítricos, aguacates, y localmente mangos río arriba de Baños y en el alveolo de Guayllabamba;
- las plantaciones de caña de azúcar en la parte inferior de la cuenca de Ibarra y del valle del Chota, cuya importancia es subrayada por la presencia de un ingenio azucarero.

Las partes más accidentadas, las grandes vertientes erosionadas y las faldas de las incisiones fluviales recientes son poco utilizadas y están cubiertas por vegetaciones secundarias arbustivas a localmente arbóreas. Generalmente abiertas, cubren poco el suelo y no aseguran una suficiente protección de estas zonas frágiles. En el piso inferior, se vuelven verdaderas formaciones arbustivas tropicales espinosas sobre las faldas de la incisión del Chota, por ejemplo.

Fenómenos morfodinámicos particularmente activos

Por ser intensamente utilizado, el ámbito interandino, con grandes extensiones de pendientes entre fuertes y muy fuertes y con suelos generalmente poco coherentes, constituye la sede de una intensa morfodinámica actual, que ya anotamos durante la presentación de algunos paisajes particularmente afectados. Los fenómenos evidenciados también respetan la zonificación altitudinal.

Sobre las estribaciones internas superiores, sometidas a condiciones climáticas relativamente húmedas, la vegetación y los cultivos aseguran una significativa protección para los suelos y los fenómenos erosivos son todavía escasos. Estos afectan principalmente los modelados más accidentados de las unidades 187 y 188. La erosión hídrica predomina y se manifiesta primeramente por un escurrimiento difuso de superficie y un adelgazamiento por barrido de la capa de cenizas superficiales. Cuando el decapado se acentúa, aparecen en la superficie, manchas claras que dan a los paisajes su característico aspecto "anubarrado". Este es el signo revelador de que las capas profundas, más claras, muchas veces conformadas por proyecciones antiguas endurecidas en cangahua, están subaflorantes.

Este fenómeno, el primero de la cadena, está muchas veces relacionado espacialmente con un principio de cavadura lineal por escurrimiento concentrado que se manifiesta por arañazos, surcos, zanjas y torrenteras que evolucionan luego en barrancos y quebradas paralelas a la pendiente dominante, y que, localmente, alcanzan varias decenas de metros de profundidad. Esta fase constituye el último estado de destrucción de la cobertura pedológica superficial, del cual la falda Norte del valle del Chota constituye un buen ejemplo.

Tales dinámicas están representadas sobre el margen occidental de la cuenca de Latacunga y entre Riobamba y Guamote. También están presentes sobre las faldas de la cuenca de Palmira, en donde están asociados con yardangs y corredores de deflación eólica.

El piso de las vertientes inferiores se ve mucho más afectado por la morfodinámica actual, por razones de orden físico pero también socioeconómico.

- Es una zona con muy fuerte ocupación indígena, practicando una agricultura tradicional manual, sobre

pequeñas parcelas cultivadas intensivamente y sin las adecuadas precauciones.

- Las pendientes son casi equivalentes a las de los modelados superiores, y alcanzan muchas veces el 50-70%. Algunos rebordes muy disectados, sobre los bordes de la cuenca de Latacunga por ejemplo, llegan a presentar inclinaciones superiores a las de las faldas más elevadas, y alcanzan o sobrepasan el 100%.

- El clima es mucho más seco que en altitud. La vegetación natural arbustiva y sobre todo los cultivos adaptados a estas condiciones climáticas (asociaciones a base de maíz) no proporcionan al suelo una cobertura suficientemente protectora.

- Las formaciones superficiales volcánicas recientes y los suelos que se derivan de ellas son entre arenosos y limosos, pulverulentos, poco coherentes y reposan por intermedio de una discontinuidad textural marcada, sobre proyecciones volcánicas antiguas, comunmente endurecidas.

Estan presentes tres tipos de dinámicas, que determinan una zonificación en dos grupos espaciales.

- El escurrimiento difuso y concentrado afecta particularmente los suelos más arenosos. Se manifiesta por un extenso decapado superficial, y luego por la aparición del mismo "anubarradamiento" característico que en la vertientes superiores. La disección linear está muy avanzada y la mayoría de las vertientes aparecen como laceradas por incisiones de todo tamaño, paralelas a la pendiente. Algunas de estas zonas se han vuelto así, prácticamente, impropias para cualquier actividad agrícola.

Se trata de fenómenos parcialmente antiguos, heredados probablemente del último deshielo. La mayoría de las incisiones no poseen un escurrimiento permanente, pero pueden volverse funcionales durante cada aguacero. Estos fenómenos ocasionales se traducen, sobre el conjunto de los paisajes con formaciones muy sensibles al escurrimiento, por retoques con consecuencias a veces catastróficas: abarrancamiento y profundización de las incisiones, acumulaciones terreras a veces muy importantes en las hondonadas y valles fluviales.

Las unidades 200 y 201 del margen oriental de la cuenca de Latacunga y del sector Riobamba-Guamote (con pequeños deslizamientos superficiales que se traducen por vertientes heterogéneas con perfil escalonado) constituyen buenos ejemplos. También están marcadas por una removilización eólica de las formaciones sueltas puestas al descubierto y por la elaboración de pequeñas dunas localizadas en la cuenca de Latacunga pero, sobre todo, cerca del arenal de Palmira.

La unidad 202, constituida por las faldas de las grandes quebradas y las entalladuras de los principales valles interandinos, puede ser catalogada en esta categoría de la cual constituye la última fase. El origen de estos paisajes muy erosionados, evidentemente geológico -herencia de la cavadura consecutiva a la surrección andina plio-cuaternaria, y luego al deshielo- ha sido estudiado. Sin embargo su evolución es continua, ya que estas formas sufren de una inestabilidad crónica. Las fuertes pendientes, el clima seco, las formaciones pulverulentas muchas veces al desnudo, la vegetación muy abierta y con tendencia desértica, la presencia de una ganadería caprina extensiva (¡la única utilización posible!), favorecen el desarrollo de todos los géneros de escurrimiento, en cada aguacero. Los abarrancamientos de superficie y las cavaduras de incisiones prosiguen, alimentando la carga de sedimentos de los cursos inferiores de los ríos.

Estos paisajes y fenómenos son visibles en todas las grandes entalladuras de los ríos Chanchán, Toachi por Sigchos o Guayllabamba, río abajo de Guayllabamba, pero alcanzan su mayor desarrollo en el valle del Chota. Además, la presencia de violentos vientos en relación con las entradas de aire caliente y desecante se traduce por remodelamientos eólicos bastante significativos, como en el valle de Sigchos o sobre las faldas del de Guayllabamba, por Perucho y Chavezpamba.

Las vertientes inferiores que rodean el valle del Chota (unidad 227) constituyen una forma de transición con las grandes entalladuras recientes (unidad 242). Aquí, la evolución ha alcanzado una fase más avanzada y las faldas del valle, sometidas a un intenso escurrimiento concentrado, durante cada aguacero, se encuentran uniformemente abarrancadas.

- Los fenómenos típicos de la parte inferior interandina asocian decapado, movimiento de masa e incisiones y fueron presentados en la unidad 175. Sus formaciones superficiales muestran la típica superposición de proyecciones recientes de cenizas, entre arenosas y pulverulentas, de color oscuro, que fosilizan el sustrato compuesto por materiales antiguos de origen volcánico, muchas veces endurecidos en cangahua y de color claro.

Se produce un decapado de las formaciones superficiales recientes, según la estratificación original y las diferenciaciones litológicas entre capas sucesivas, que proporcionan a estas vertientes su modelado típico en forma de gradas. Recordaremos que varios fenómenos participan a la formación de estos modelados:

• Un deslizamiento en masa al nivel de los horizontes argílicos de profundidad, desarrollados en las zonas de contacto entre formaciones antiguas endurecidas y proyecciones recientes.

• Un barrido de los materiales descubiertos por decapado y escurrimiento difuso.

• Una evolución de los microabruptos así formados por derrumbamiento de la grada terminal, acompañado de un retroceso por erosión hídrica regresiva del frente.

• Una limpieza por escurrimiento difuso, de las formaciones antiguas exhumadas, y la realización de empedrados localmente bien desarrollados. Resulta interesante anotar que esta superficie recientemente exhumada representa, en la mayoría de los casos, la paleotopografía anterior a las caidas de cenizas recientes.

• Una cavadura lineal muy pronunciada en las formaciones consolidadas del sustrato antiguo, materializado por la muy densa red de zanjas, pero sobre todo de barrancos, torrenteras y quebradas, paisaje típico del medio interandino.

Hemos visto que la elaboración de los rasgos mayores de estas formas debe ser relacionada con la última fase de incisión generalizada que acompañó el último deshielo. Sin embargo, sería un error creer que estos paisajes, con aspecto lunar, son fijos, tanto en sus formas de superficie como en el fondo de las incisiones, generalmente sin escurrimiento perenne. Su evolución es significativa en cada precipitación de fuerte intensidad: laminas de agua que barren las superficies endurecidas exhumadas, que decapan los horizontes sueltos superficiales y evacúan, por escurrimiento difuso y concentrado, los materiales movilizados; ollas de agua que revientan y derrubian los frentes de abruptos; pequeñas cascadas a la salida de las incisiones cavadas en el sustrato; inundaciones en los fondos de las quebradas que provocan aluvionamiento y terreros consecutivos muy importantes; cavadura y profundización de las incisiones lineales existentes, etc.

Basta con observar una sola vez la formación extremadamente rápida de un microcono de deyección, conteniendo muchas veces bloques decimétricos, en la desembocadura de una pequeña incisión recortada por una trinchera de carretera, por ejemplo, para comprender el vigor y la velocidad de evolución de estos modelados: lo que resulta eficaz son los fenómenos excepcionales.

Los paisajes más afectados por esta dinámica actual se situan en las vertientes disectadas orientales de la cuenca de Quito (por Cangahua por ejemplo) y las occidentales de la de Latacunga (unidades 207 y 208), el abrupto de reborde oriental de la grada de Quito (unidades 205 y 206) y, en menor escala, la franja oriental de la cuenca de Tulcán, sobre todo entre San Gabriel y Garcia Moreno (unidad 209).

Estos fenómenos también afectan los rellanos y niveles encaramados en el borde de la entalladura del Chota (unidad 204), en el valle al Sur del Quilotoa y en la parte alta del de Alausí (unidad 203) en donde estan asociados con acciones eólicas localizadas de ablación y de acumulación. En este último valle, los perfiles heterogéneos de las vertientes, con dibujo en forma de gradas, demuestran una fase generalizada de deslizamientos de las formaciones superficiales, heredados de períodos más húmedos y en parte estabilizados. Estas formas sólo vuelven a ser activas en condiciones particulares; fue el caso del derrumbe de Chunchi.

Este derrumbe (en realidad un gran desprendimiento-deslizamiento de la vertiente, acompañado por coladas lodosas) tuvo como origen la removilización, luego de las muy fuertes precipitaciones provocadas por El Niño de 1982-1983, de un antiguo deslizamiento de vertiente con su típica superficie aborregada. Las precipitaciones provocaron un empapamiento general del manto de las formaciones superficiales, y su paso por los estados plástico y líquido. El conjunto de la cobertura superficial de la parte alta del anfiteatro volvió a moverse hacia abajo lo que se tradujo por deslizamientos de paredes en la parte superior, y un fenómeno de coladas de lodo en la parte baja, cortando la carretera y la vía férrea. Los trabajos de infraestructura vial, al crear un verdadero "llamado al vacío" sobre estas vertientes con muy fuertes pendientes, probablemente favorecieron también el desencadenamiento de estos procesos.

Es difícil proponer medidas de prevención, si no es el rodear la zona sensible, ya que se trata de un fenómeno antiguo y es probable que otras removilizaciónes se producirán en el futuro.

Los relieves de los fondos de cuencas también son la sede de una importante morfodinámica actual. Se han observado cuatro grandes tipos de fenómenos.

- Fenómenos eólicos, localizados cerca de los exutorios de las cuencas, lugares de paso de las masas de aire caliente y desecante provenientes de las regiones periandinas (ej. Chota) o en dirección a estas últimas (ej. Palmira y el valle de Alausí) y sedes de violentos vientos.

La serie completa de los fenómenos puede ser observada en las unidades 216 y 217 del arenal de Palmira: los procesos de ablación superficial dominan en las partes superiores (superficies desnudadas, yardangs de altura métrica y formas de acumulación en arrugas decimétricas o nebkas fijadas por las matas de vegetación), mientras que las grandes barkhanes movedizas ocupan las partes bajas abrigadas.

La misma dinámica afecta zonas más limitadas sobre el glacis-cono del Quilotoa (unidad 222). Por lo general, las partículas extraidas de las faldas de las quebradas o de los relieves vecinos se depositan en la proximidad bajo forma de arrugas, nebkas o de pequeñas acumulaciones dunarias. Estos fenómenos, muy frecuentes, son visibles por Pomasqui-Perucho-Chavezpamba, Malchinguí-Tabacundo o Guano, sobre los interfluvios planos de los glacis

en los pisos de las cuencas entre El Quinche y Guayllabamba (unidad 218 y 219), o sobre los rellenos lacustres de Salinas en el valle del Chota (unidad 226).

Son procesos actualmente activos como lo demuestran las remodelaciones y progresiones continuas de las acumulaciones dunarias, o los remolinos cargados de polvo, característicos de las zonas secas y de las grandes entalladuras.

- La asociación compleja de los escurrimientos difusos y concentrados con movimientos de masa superficiales, constituye otra dinámica característica de la superposicion de cenizas recientes sueltas sobre formaciones inferiores cimentadas. Estos fenómenos, idénticos a los de las vertientes interandinas inferiores, afectan grandes superficies del fondo de la cuenca de Tulcán-San Gabriel (unidad 215).

- Los escurrimientos difusos y concentrados son los más activos y extensos. Pese a las pendientes débiles de los pisos de cuencas, generalmente entre planos y poco disectados. diversos factores favoren el desarrollo de dichos escurrimientos:

. una fuerte ocupación humana y una intensa actividad agrícola;

. una vegetación arbustiva abierta, que no impide el desencadenamiento ni el desarrollo del escurrimiento;

. una gran extensión de los cultivos que no aseguran al suelo una protección suficiente: asociación a base de maíz, cultivos de hortalizas y vergeles;

. prácticas culturales muchas veces poco dirigidas hacia una conservación de los recursos naturales con un riego localmente mal controlado que ocasiona importantes escurrimientos residuales;

. formaciones superficiales no coherentes, arenosas a pulverulentas, fácilmente removilizadas por todos los fenómenos de escurrimiento.

Estos escurrimientos se traducen, primero, por un barrido de las superficies no protegidas. Provocan entonces un decapado de las arenas y limos superficiales, cuyos depósitos recubren todas las cubetas, incisiones coluviales o fluviales y hasta las porciones ligeramente deprimidas de las arterias de comunicación vial, particularmente río abajo de El Quinche, por Guayllabamba o Lasso.

Se producen durante los fuertes aguaceros, pero también son provocados por riegos excesivos como en el de los cultivos de hortalizas y vergeles por El Quinche y Guayllabamba o de los pastos y cultivos intensivos en la parte alta de la cuenca de Latacunga. Hacia la parte baja, se tranforman rápidamente en incisiones lineales con zanjas, torrenteras y barrancos, de varios metros de profundidad.

Estos afectan principalmente tres tipos de paisajes.

. Las llanuras y niveles de esparcimiento que han evolucionado superficialmente en glacis. El material superficial, areno-limoso o arenoso con piedras, es extremadamente sensible al escurrimiento, con diferenciaciones, según la zonificación climática. En las partes altas, más húmedas, el escurrimiento está asociado con deslizamientos superficiales de las cenizas recientes sobre el sustrato endurecido, en el reborde Oeste de la cuenca de Ibarra (unidad 218) o en las formas de esparcimiento de la parte alta de la cuenca de Quito, al Sur de Ilaló (unidad 220).

Al contrario, en las partes inferiores más secas, predomina el escurrimiento sólo. Afecta la casi totalidad de las zonas; entre las más significativas, podemos mencionar la unidad 219 en las cuencas de Ibarra, de Quito (al Norte del Ilaló y hacia el Sur de la ciudad, al pie del Atacazo), y de Latacunga-Ambato, así como la unidad 221 en la parte alta de la cuenca de Latacunga.

Está particularmente activo en la zona de Tabacundo-Pomasqui-El Quinche, asociado aquí con acumulaciones eólicas localizadas de las arenas. Lo mismo ocurre alrededor de Riobamba, pero con menor importancia de las acciones eólicas (unidad 219). Por fin, la existencia de un empedrado abierto (bloques decimétricos de lavas y facies endurecidas) en el glacis de Tabacundo, demuestra la existencia de un escurrimiento difuso, actualmente activo .

. Los glacis-conos de los volcanes recientes, Quilotoa y Cuicocha (unidades 222 y 223). Constituidos por proyecciones potentes y relativamente homogéneas de arenas, lápilli, piedras pómez y cenizas que contienen localmente una importante cantidad de bloques, estos depósitos de rellenos son muy vulnerables a los efectos del escurrimiento y objeto de una importante disección por torrenteras. La evolución actual es muy marcada por importantes ablaciones por abarrancamiento sobre las superficies y abruptos; los rellenos correlativos se producen en todos los fondos de incisión, en donde los ríos divagan en canales anastomosados siempre remodelados, entre Otavalo y la laguna de Cuicocha por ejemplo. Los grandes acantilados de la garganta del río Sigchos, evolucionan también por hundimiento de paredes enteras que contribuyen al aporte de sedimentos en el río principal.

. Los rellenos lacustres de los fondos de cuenca. Los fenómenos son muy parecidos a los que afectan los

glacís y superficies de rellenos, y sus efectos idénticos. Se los encuentra en la parte alta de la cuenca de Quito entre Machachi y Tumbaco (unidad 224), al Norte de la ciudad de Quito, o entre Salcedo y Ambato (unidad 225). También son particularmente activos cerca de Salinas, en la parte baja del valle del Chota, asociados con acumulaciones eólicas localizadas.

Pero merecen una distinción especial ya que afectan también la ciudad de Quito en donde no pudieron ser representados debido a la extensión de la aglomeración. Aquí, los riesgos morfodinámicos revisten un carácter particular, ya que el fondo de esta cubeta deprimida corresponde al relleno lacustre, cuyo drenaje hacia el exterior es insuficiente. Además, la ciudad está bordeada al Oeste por la falda oriental del Pichincha, entallada por grandes quebradas cuyos exutorios están marcados por una serie de conos de deyección coalescentes. Cada aguacero importante sobre el Pichincha, se traduce en escurrimientos hídricos considerables, y aportes de materiales a veces catastróficos, ¡agrandados por el hecho de que los exutorios naturales (las quebradas) -para permitir las construcciones de la ciudad- han sido rellenados y reemplazados por canalizaciones de una sección insuficiente! Muchas veces se producen, en la salida de estas entalladuras, desbordamientos que se tranforman en coladas lodosas o inundaciones que afectan barrios enteros de la ciudad. Poner remedio a estos males exigirá grandes trabajos, con un redimensionamiento de las secciones de los escurrimientos canalizados a la salida de las quebradas y la implementación de colectores que drenen eficazmente la parte central deprimida de la cubeta.

- Acordaremos una mención especial a las quebradas, estos barrancos heredados en su mayoría del período de disección generalizado del último deshielo, que dan a los paisajes interandinos, su tan característico aspecto en jirones.

Estas parecen fijas en cuanto a sus rasgos generales, en las condiciones morfodinámicas actuales, pero, como la mayoría de las demás formas interandinas, sufren un remodelamiento y retoques no despreciables. Si bien su evolución parece imperceptible, no por eso es menos real y eficaz. La cobertura vegetal de estas incisiones es relativamente importante, subrayada en el paisaje y sobre las imágenes aéreas por alineaciones continuas de vegetación entre arbustiva y arbórea, con una densidad equivalente a la del matorral, tanto sobre sus faldas como en las hondonadas; contrastan claramente con las zonas secas circundantes, sólo provistas de una alfombra herbácea y arbustiva muy discontinua. El crecimiento de la vegetación arbustiva en las quebradas es favorecida por la significativa humedad de escurrimientos en los fondos, pero también por las múltiples infiltraciones sobre las faldas abruptas: escurrimientos superficiales que bajan por las pendientes, chorreos subterráneos que siguen los contactos estratigráficos, aguas de riego en exceso que fluyen sobre las paredes. Estos escurrimientos actuales provocan así la cavadura de pequeñas torrenteras laterales en estas vertientes.

En las hondonadas, el escurrimiento es casi siempre intermitente, limitado a los aguaceros con fuerte intensidad, con excepción de las entalladuras más grandes, pero cada escurrimiento provoca remodelaciones a veces importantes de los depósitos en los fondos de las quebradas y también de las formas de esparcimiento en sus salidas. Además, sus pendientes fuertes a abruptas se ven localmente afectadas por deslaves y derrumbes. Por fin, debido a su trazado rectilíneo, estos barrancos canalizan eficazmente los vientos, provocando numerosas formas de ablación sobre las superficies descubiertas: barrido superficial, excavación de las capas arenosas o pulverulentas, cavadura de cavidades según las diferenciaciones litológicas, etc.

3.2. LAS CUENCAS INTERNANDINAS DEL CENTRO DE LA SIERRA

La parte central de la cordillera andina es relativamente poco desarrollada y se extiende sobre aproximadamente 140 km entre las latitudes 2°30'S, a partir del nudo de Tiocajas al Norte de Cañar, y 3°40'S en el paso que separa las cuencas de Saraguro y de Loja. Constituye un medio de transición entre la Sierra del Norte y los relieves de la Sierra austral.

Este tramo guarda de la parte Norte la disposición general con dos cordilleras externas paralelas, encerrando una parte interandina deprimida. Esta última ya no tiene el aspecto de un rosario de cuencas claramente individualizadas y separadas por pasos muy marcados; sino que más bien se aparenta a una serie de valles alargados, por lo general paralelos, entre los cuales el de Alausí-Chunchi constituía el primer elemento en el tramo anterior.

Pero también difiere muy claramente de esta parte Norte. Su orientación general SO-NE, marca un claro cambio con el tramo anterior, meridiano. Esta dirección es heredada de los grandes accidentes tectónicos de la cordillera andina occidental en este sector (DGM y fallas satélites). Accidentes que delimitan la parte Sur, formada por un volcanismo continental, de la parte Norte proveniente de la colisión y de la acreción del arco volcánico oceánico.

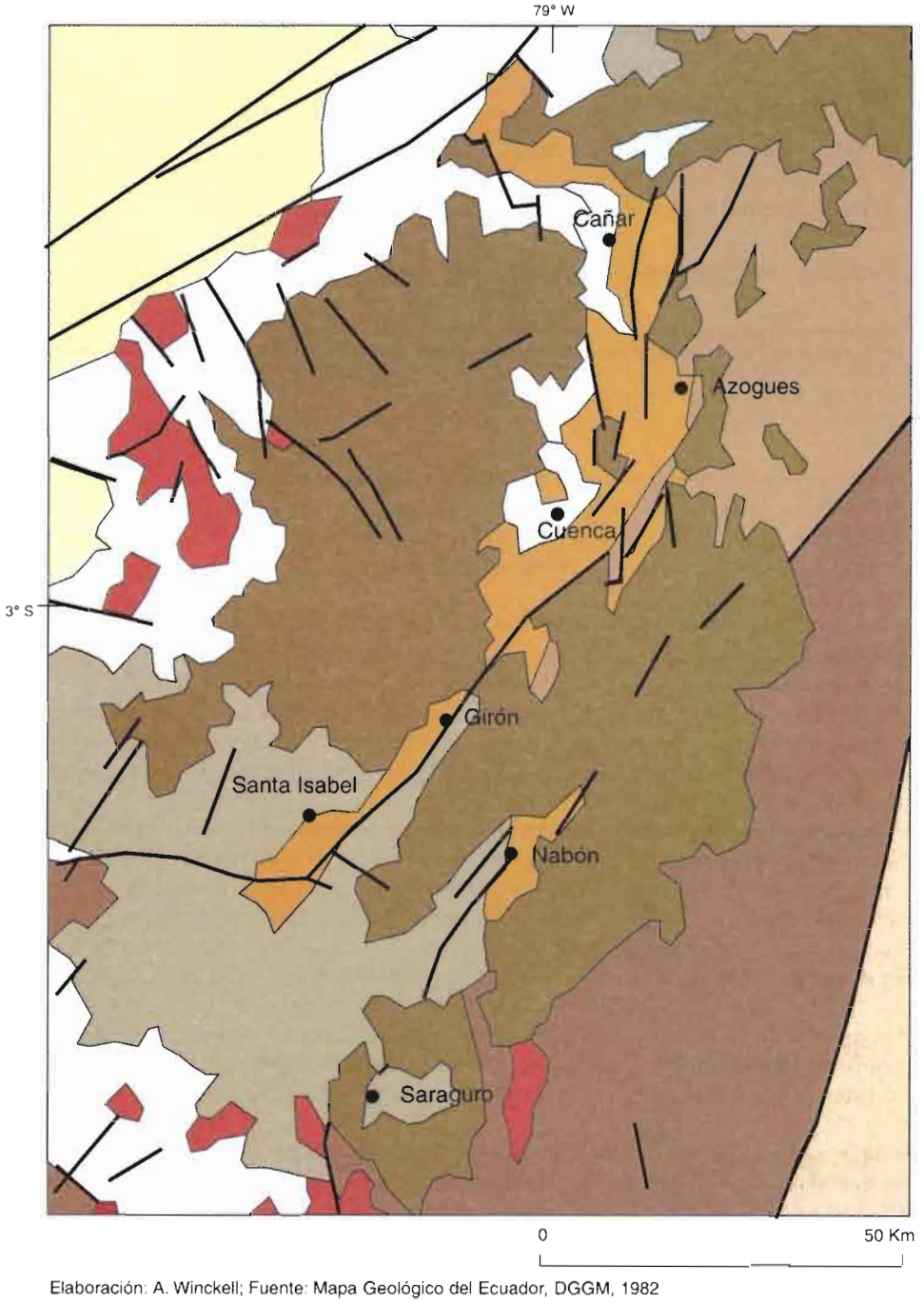
El trazado de esta delimitación fundamental sigue la terminación inferior SO-NE de la vertiente externa occidental desde Naranjal, luego penetra en la Sierra por el valle de Pallatanga de orientación SSO-NNE y se prolonga con esta dirección hasta adentro del ámbito interandino. Es posible que el valle de Huigra esté también ubicado sobre otro gran accidente paralelo.

Estas discontinuidades estructurales, provenientes de una tectónica profunda, condicionan el conjunto de la topografía: la orientación de las cordilleras, de las cuencas y valles, de los ejes hidrográficos mayores. Todavía se las pueden percibir en el límite con las formaciones metamórficas continentales de la vertiente amazónica, constituyendo así el elemento mayor de la morfología (Fig. 27).

Las altitudes de las cordilleras externas son menos elevadas. Las cimas más altas, ubicadas en la cordillera occidental, alcanzan 4.239 m al Oeste de Cañar y 4.455 m al Oeste de Cuenca. Desde allí, bajan progresivamente hacia el Sur: 4.095 m al Norte de Santa Isabel y 3.788 m al Sureste de Saraguro. Lo mismo ocurre en la cordillera oriental: 3.839 m al Este de Paute, 3.849 m por Sígsig y 3.449 m al Este de Saraguro.

La arquitectura interandina es original: entre las dos cordilleras externa, se extiende un macizo alargado NE-SO, que desempeña el papel de una tercera cordillera delimitando así tres sectores.

Fig. 27. Tectónica y formaciones litológicas



Elaboración: A. Winckell; Fuente: Mapa Geológico del Ecuador, DGGM, 1982

Zona costera

Sedimentos cuaternarios

Laderas y basamento de la cordillera

Volcanismo cretáceo andesítico

Flysch y metavolcánicas terciarias

Series metamórficas paleozoicas: esquistos y cuarcitas

Intrusiones granitoides

Sedimentos y metamórfitas subandinas

Zona interandina

Lavas y volcanoclástitas oligocenas

Cobertura cimera de lavas y piroclastos pleistocenos

Rellenos detríticos mio-pliocenos

Rellenos cuaternarios

Principales accidentes geológicos

- La cuenca occidental es una cuenca doble, cuyos bordes no sobrepasan los 2.700-2.800 m. Su parte septentrional, en Azogues, es drenada hacia el Sur por el río Burgay; su parte meridional, por Cuenca, en dirección al Norte, por la red del Tomebamba. Su confluencia, ubicada por los 2.400 m, en parte central, marca un brusco cambio de orientación y la entrada de una entalladura ortogonal a través del macizo central para juntarse con la red de Paute al Este, en dirección a la Amazonia (Fig. 28).

Se prolonga más allá del paso de Tarqui por el valle Santa Isabel-Río Jubones que baja desde los 2.700 m río arriba de Girón, hasta los 1.100 m por Uzhcurrumi, cerca de la salida en el ámbito costanero (Fig. 29). Los cursos de todas las arterias maestras se alinean en forma casi perfecta según la misma dirección NE-SO.

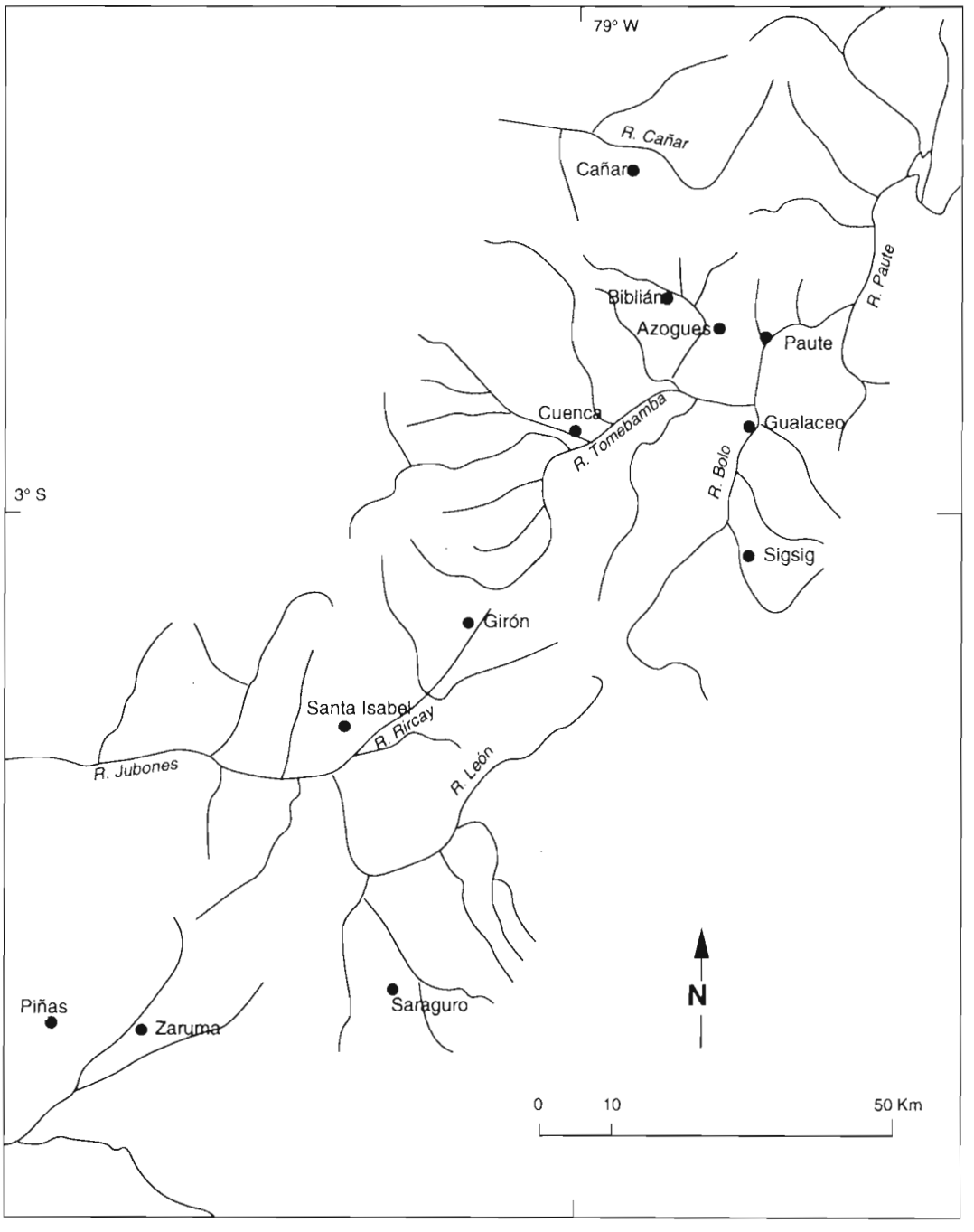
- El macizo central, que separa los alineamientos paralelos de valles, está muy claramente individualizado y su clima monótona, subrayada por paisajes de páramos, sobrepasa comúnmente los 10 km de ancho. Es ligeramente menos elevado que las cordilleras externas, pero guarda una altitud casi constante: 3.170 m al Norte entre Azogues y Paute, 3.332 m al Este de Tarqui, 3.328 m al Noroeste de Nabón.

- Las cuencas orientales también presentan un drenaje opuesto (Fig. 28). Las de Sígsig-Chordeleg-Gualaceo, al Norte, escalonadas entre 2.500 y 2.200 m, son drenadas por la red del río Gualaceo, afluente del Paute que influye hacia el Noreste. El valle del Paute, que lo prolonga al Norte, es relativamente ancho hasta por los 2.200 m cerca de la represa hidroeléctrica. Luego se orienta bruscamente hacia el Este, encajonándose a través de la vertiente oriental.

Al Sur del paso de Gima, se extiende las cuencas Nabón-Oña, que bajan desde los 2.800 m. río arriba de Nabón, hasta los 1.600 m al Oeste de Oña. Están drenadas hacia el Sur por el río León, cuyo trazado rectilíneo está en la exacta prolongación de los ríos Bolo-Gualaceo-Paute, al Norte. Luego forma un brusco codo hacia el Noroeste, por un tramo ortogonal en garganta que marca el término de la cordillera central, para unirse con el río Jubones que drena la parte deprimida occidental, en dirección al ámbito costanero. Es una situación exactamente opuesta a la de las cuencas del Norte.

- Sólo la pequeña cuenca de Cañar, al Norte, constituye una excepción en esta repartición general (Fig. 28). Ocupando una ensilladura entre el nudo de Tiocajas y los altos relieves del parque Nacional de Cajas, está orientada hacia el NNO y directamente abierta sobre la vertiente externa occidental, cortada por la gran entalladura del Río Cañar. Su modelado es relativamente suave pero permanece en altitudes elevadas: 3.200-3.300 m en sus extremidades Sur y Sureste, mientras que su reborde Oeste baja hasta los 2.800 m. Está claramente separada de la cuenca meridional de Biblián-Azogues, por un macizo volcánico elevado, por encima de los 3.500 m.

Fig. 28. Las alineaciones de la red hidrográfica



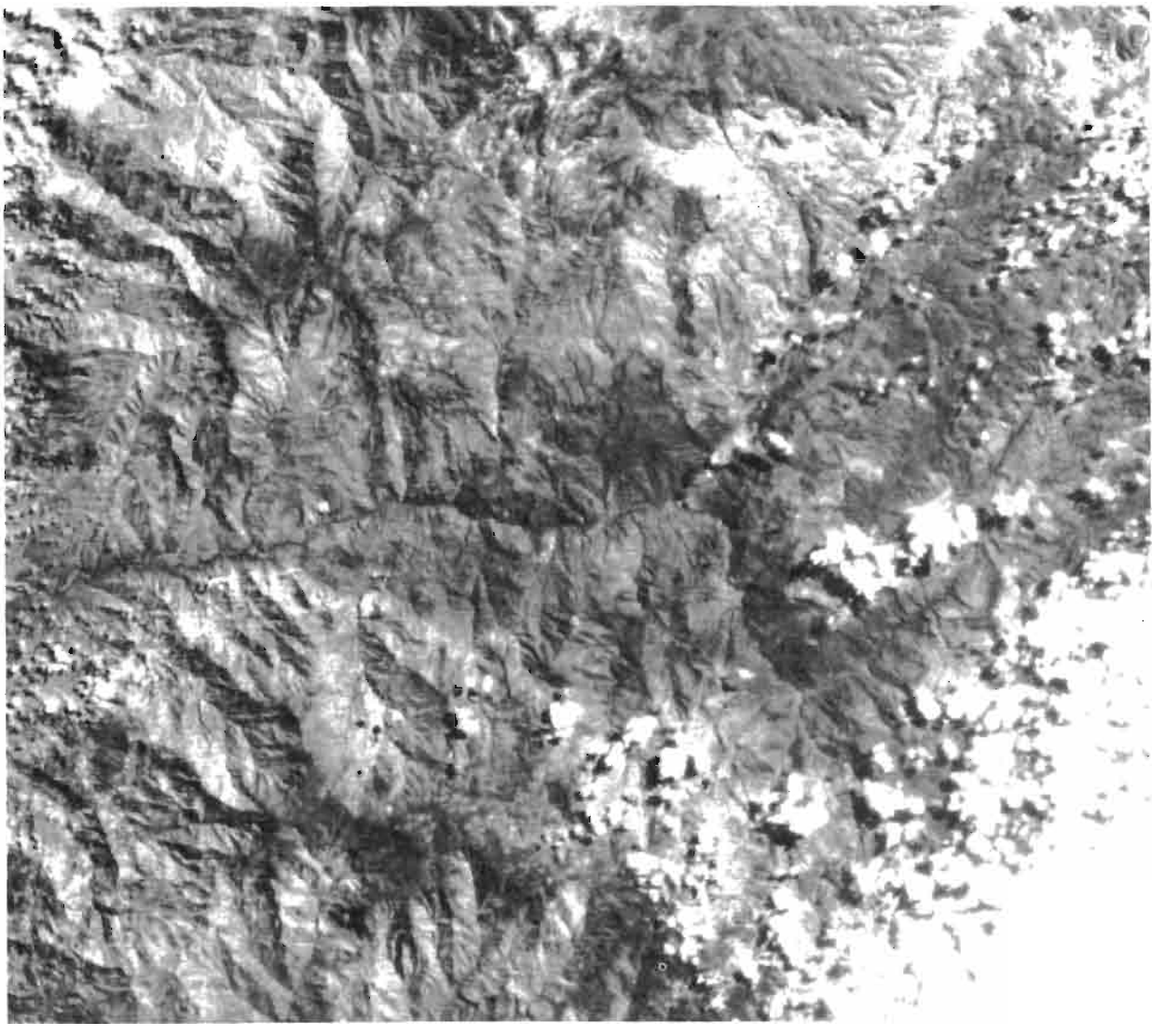
Elaboración: A. Winckell; Fuente: Carta aeronáutica del Ecuador a 1:500.000, IGM, hoja N° 2

Es una Sierra disimétrica, sobre todo en los pisos superiores. Los páramos y zonas antiguamente enhieladas de la cordillera occidental se extienden sobre más de 30 km de ancho de Oeste a Este, al Oeste de Cuenca. En forma opuesta, las de la cordillera oriental, sólo raramente sobrepasan los 10 km, en el Sur de Gima por ejemplo y se reducen por lo general a una estrecha franja sinuosa.

Esta situación refleja la reparticón de los derrames volcánicos plio-cuaternarios cimeros. Muy desarrollados al Oeste, constituyen una gran "meseta" con una altitud uniforme cuyo efecto de masa favoreció el establecimiento de grandes casquetes glaciares; poco extendidos al Este, fueron cubiertos por glaciares localizados que sólo lograron remodelar los relieves disectados del basamento metamórfico de la cordillera oriental.

Es una Sierra sin volcán. El Sangay marca la desaparición, en la latitud de 2°S, de los grandes edificios

Fig. 29. El valle del río Jubones



Elaboración: A. Aing, LIA-Télédéctection, ORSTOM; Fuente: Canal 7 de la imagen Landsat MSS 010/062 del 17/08/1978

volcánicos recientes, activos o nó. Se podrá anotar la concordancia entre esta desaparición, el cambio de las direcciones estructurales y las características geomorfológicas mayores.

Las únicas construcciones son algunos restos erosionados de pequeños edificios dispersos, contemporáneos de los extensos derramamientos lávicos cimeros plio-cuaternarias. Con dimensiones que no sobrepasan el centenar de metros, son formas menores cuya actividad no parece haber proseguido más allá de la emisión de las formaciones cimeras. No constituyen elementos estructurantes mayores del relieve.

Es una Sierra sin cobertura de cenizas. La barrera natural que constituye el nudo de Tiocajas también representa el límite meridional de la extensión de las capas piroclásticas emitidas por los volcanes andinos septentrionales y centrales, transportadas luego, según una componente Suroeste, por las circulaciones atmosféricas dominantes en altitud. Sólo subsisten algunos enchapados con una reducida extensión al Sur del nudo de Tiocajas, sobre los altos relieves del Parque Nacional de Cajas, al Oeste de Cuenca o en las cimas de la cordillera central al Sur de Tarqui.

Pese a estas diferencias de aspecto con la Sierra septentrional, en este tramo, son las mismas reglas las que rigen la repartición de los paisajes y unidades morfo-pedológicas.

Por lo tanto procedimos a un recorte en tres estratos altitudinales, que delimitan medios homogéneos desde el punto de vista climático, pedogenético y morfodinámico; pisos que corresponden también a la zonificación altitudinal de los sistemas agrarios y de uso agrícola de los suelos:

- las vertientes y estribaciones superiores de los valles: unidades 189 a 193,

- las vertientes inferiores: unidades 210 a 214.
- los modelados de los fondos de valles: unidades 227 a 234 y 237.

Resumen

- Andes sin volcanes ni recubrimientos piroclásticos recientes
- Cordilleras con basamentos antiguos, volcánico y metamórfico
- Existencia de una pequeña cordillera interandina central
- Ambito interandino fragmentado en dos conjuntos de valles y cuencas paralelas, sedimentarias
Cobertura pedológica distribuida según una topo-climo-secuencia. En altitud, suelos ferralíticos a menudo humíferos; en zona media, suelos medianamente evolucionados con características mólicas o vérticas; en las zonas bajas, suelos poco evolucionados.

RESEÑA DE LA HISTORIA GEOLÓGICA DE LAS CUENCAS INTRAMONTAÑOSAS CONTINENTALES DEL CENTRO Y DEL SUR DEL ECUADOR

Esta presentación fue establecida a partir de las publicaciones de la DGGM (1973-1982), de J.W. Baldock (1982) y de los recientes trabajos de C. Noblet, A. Lavenu, F. Schneider (1988) y de T. Winter (1990). La interpretación original fue desarollada para la cuenca de Cuenca, pero puede ser extrapolada a las otras cuencas de la región ecuatoriana subandina: la de Nabón en particular.

La apertura y el funcionamiento de estas cuencas, de edad oligo-miocena, empiezan luego de los movimientos de colisión y de acreción del bloque de origen oceánico (formación Macuchi) del Cretáceo terminal-Paleógeno, mientras se desarrollaba la subducción de la placa oceánica (Farallón-Nazca) bajo la placa continental suramericana. Estas cuencas están ubicadas sobre descolgamientos mayores, internos a la cordillera andina.

En el caso de la de Cuenca, de orientación SO-NE a SSO-NNE, el análisis del relleno hace aparecer tres grandes fases de depósitos:

1 - El sustrato de la cuenca es idéntico al de los relieves encajonantes circundantes. Se trata de las lavas intermedias y ácidas, intercaladas con depósitos piroclásticos de la formación Saraguro, de edad oligocena superior, con más de 1.000 m de espesor. Es discordante sobre el "zócalo" constituido por rocas volcánicas de tipo Celica y por facies flysch que le están asociadas al Oeste. Lo mismo ocurre al Este, al entrar en contacto con las facies metamórficas del basamento.

2 - El relleno sedimentario de las cuencas también es discordante sobre la unidad anterior. Es esencialmente detrítico y está compuesto por alternancias de conglomerados, arenas, areniscas y pelitas, con algunas intercalaciones de lavas, tobas y brechas volcánicas de composición entre andesítica y riolítica. En la cuenca de Cuenca, se reconocieron 4.500 m de sedimentos depositados durante el Mioceno.

El análisis de este relleno evidencia una clara zonificación de las formaciones atribuidas a dos secuencias sedimentarias:

- La parte inferior, de más de 1.200 m de espesor, muestra una clara evolución de las facies, desde la base hacia la cima (cono aluvial, ríos anastomozados, llanura de esparcimiento, depósitos deltáicos, turbiditas, sedimentos lacustres). Esta evolución, grano-decresciente y estrato-decresciente, es significativa de la apertura de las cuencas así como de su ahondamiento, por hundimiento tectónico, durante el Mioceno inferior. Estos depósitos corresponden a la formación Biblián: depósitos arcillo-areniscosos de una red anastomozada, con intercalaciones de conos aluviales con facies gruesas y guijarros, y es la única en estar presente en las dos subcuencas. Se termina por un episodio volcánico y tectónico que deja definitivamente fuera del alcance de las aguas a la parte oriental de la cuenca, al Este del compartimiento central levantado (horst de Santa Ana).

- La parte superior, de 3.000 m de espesor, muestra la evolución inversa. Es reveladora del relleno y del cierre progresivo de estas cuencas, del Mioceno medio a superior. Discordante sobre la anterior, reune, desde abajo hacia arriba:

. la formación Loyola: pelitas y lutitas entre amarillentas y gris oscuro, con algunas intercalaciones conglomeráticas, que representan el único estado de origen exclusivamente lacustre;

. la formación Azogues: depósitos gruesos de tipo entre deltáico y fluviátil, compuestos por arenas, areniscas y gravas al Sur, pero progresando hacia el Norte, en donde se vuelven más finos, lo que indica claramente una alimentación dominante proveniente del Sur;

. la formación Mangán: sedimentos conglomeráticos y arcillo-areniscosos, de más de 2.000 m de espesor,

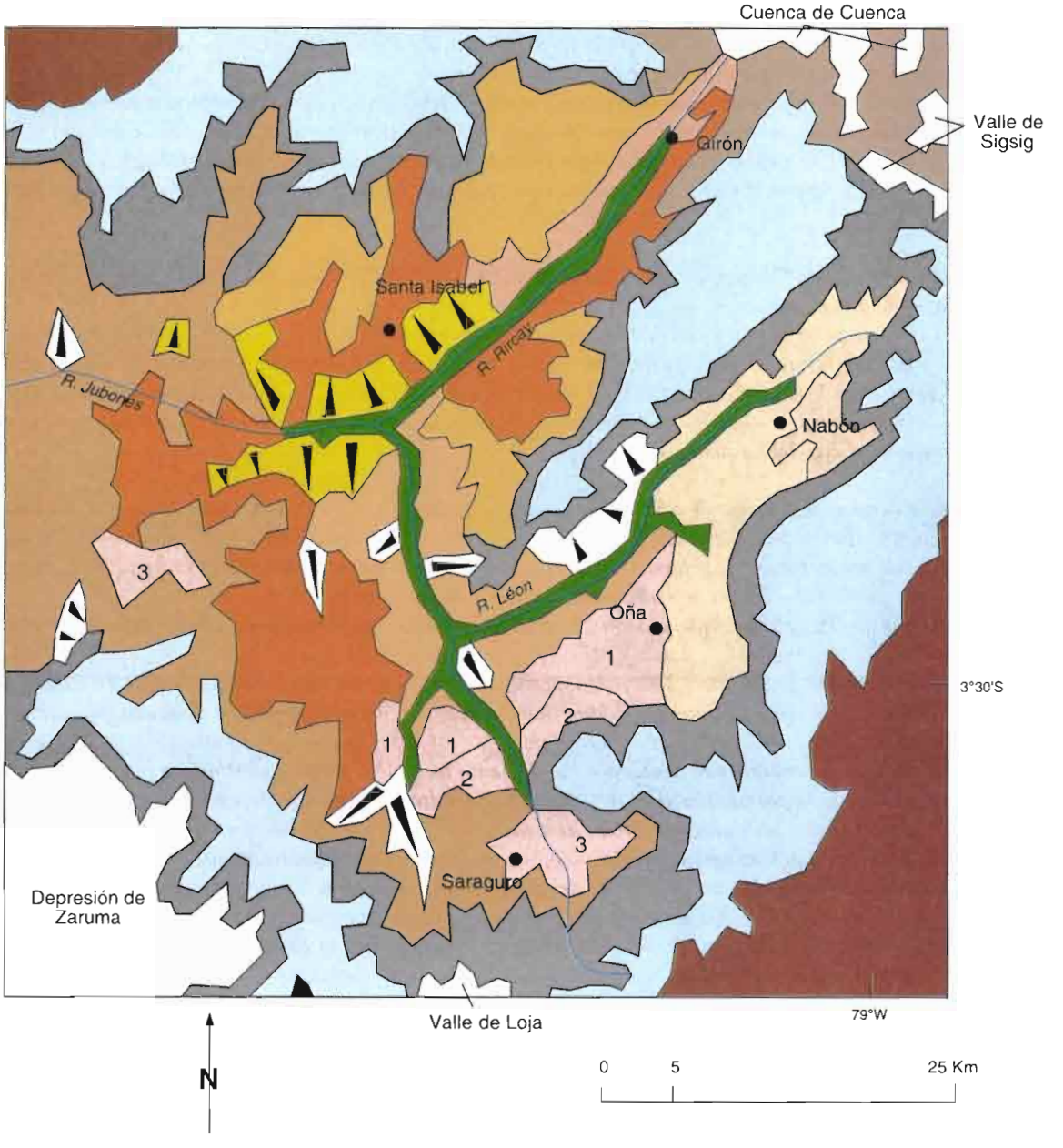
que atestiguan del avance, hacia el Norte, de los depósitos detríticos relacionados con una llanura de esparcimiento una red anastomozada y luego conos aluviales pedregosos (miembro Turi).

3.- Luego de un intenso período de erosión, al origen de una superficie de ablación, la sedimentación se termina por algunas decenas de metros de conglomerados, brechas y tobas volcánicas pleistocenas, de las formaciones Tarqui al Norte y Llacao al Sur. Los depósitos de esta última formación están exactamente ubicados en el lugar en que la red hidrográfica actual forma un codo hacia el Este, entre la parte Sur de la cuenca de orientación SSO-NNE y su parte Norte más meridiana.

Además, esta sedimentación en fase de subsidencia se ve acompañada por importantes plegamientos y flexuras monoclinales con ejes meridianos, que proporcionan, a las capas, configuraciones muy erguidas. Los autores reconocieron tres fases sin sedimentarias, cuyos resultados se pueden reconocer perfectamente en los modelados:

-en la cuenca occidental se suceden de Oeste a Este, un sinclinal disimétrico con una falda oriental muy erguida, centrada sobre Déleg, afloramientos sub-verticales en la alineación El Valle-Cojitambo (estructura

Fig. 30. Formas de relieve de la cuenca del río Jubones



Elaboración: A. Winckell: Fuente: Cartografía geomorfológica de la Sierra a 1:500.000, inédita

anticlinal para la DGGM o capas falladas para C. Noblet y al., 1988) y una nueva estructura sinclinal poco acentuada en la parte alta del valle del río Quingeo y Azogues;

-en la cuenca oriental, Sígsig-Gualaceo, las capas muestran, más sencillamente, un buzamiento monoclinal hacia el Oeste que podría constituir la falda oriental de un sinclinal poco marcado.

Este esquema rinde perfecta cuenta de la repartición de las facies de los rellenos interandinos centrales y meridionales. Sin embargo nos parece que la importancia otorgada a ka formación volcano-sedimentaria Saraguro es demasiado grande. Si bien estos depósitos constituyen efectivamente el basamento de las cuencas interandinas de Saraguro y Nabón, por ejemplo, y probablemente también de Cuenca, no es probado que los que arman los altos relieves tabulares de las frías cimas de las cordilleras en este sector deban también ser atribuidos a esta fase, en perjuicio de la formación Tarqui (Plio-pleistocena) como había sido propuesto en las anteriores interpretaciones.

Nos parece que la formación que origina estos relieves sea efectivamente diferente, como lo atestiguan algunos criterios geomorfológicos:

- su aspecto general de una extensa emisión que cubre en forma indistinta las rocas y formas subyacentes;

- una clara oposición entre los modelados de las partes superiores, caracterizados por una mayor uniformidad de las formas, (¿debido a una instalación más reciente?), y los de las faldas de las cuencas de Saraguro o Santa Isabel en donde se realizó, por el contrario, una valorización diferencial de las facies;

Relieves de las cordilleras andinas y de sus vertientes

- Relieves disectados en colinas macizas redondas
- Vertientes externas
- Zonas con modelado glaciar cuaternario
- Contorno abrupto de las zonas cimeras

Relieves interandinos

- Grandes vertientes abruptas disectadas
- Vertientes moderadas, rectilíneas, disectadas
- Rellanos disectados en tiras y lenguas longitudinales
- Piso caotico, muy disectado y erosionado, capas sedimentarias paradas y sobrepuestas
- Disección y erosión muy avanzada: estratos sedimentarios aflorantes generales
- Fondos de valles suaves, cóncavos

Formas coluviales y aluviales

- 1, 2, 3 — Rellanos suaves, cóncavos, coluvionados y escalonados (1. Inferiores, 2. Intermedios, 3. Superiores)
- Valles encañonados con depósitos aluviales
- Glacis
- Vertientes, depósitos y conos coluviales
- Vertientes desnudas de las gargantas actuales

- la frescura de los abruptos característicos de reborde, con una morfología general dentellada, que difícilmente puede ser explicada si se trata de una misma formación;

- la homogeneidad de los componentes de la parte superior (tobas dominantes), mientras que los constituyentes de la parte inferior hacen aparecer una gran cantidad de facies volcano-sedimentarias más gruesas, brechas y conglomerados asociados con lavas;

- las paleo-alteraciones ferralíticas que sólo afectan los depósitos superiores más recientes de tipo "Tarqui".

3.2.1. Las estribaciones y las vertientes superiores de los valles.

Las partes altas de los valles del Jubones y del Paute sólo cuentan con pocas estaciones meteorológicas que tengan series de datos suficientes. Se puede constatar, en la mayor parte de estas zonas, precipitaciones medias anuales comprendidas entre 610 mm (Gima) y 875 mm (Huangra) repartidas sobre 130 a 190 días por año y un número de meses secos de 2 a 6. Las vertientes del valle de Paute, expuestas a las influencias amazónicas, son más húmedas, las precipitaciones medias anuales alcanzan 1.285 mm en 255 días y el número de meses secos es de 0-1 (Río Mazar). La humedad atmosférica es elevada, con valores superiores al 85 %.

Las grandes vertientes rectilíneas disectadas (unidades 189, 190, 191)

Se encuentran esencialmente en la parte superior de las grandes entalladuras del conjunto León-Jubones (Fig. 30), así como en ambos lados del río Paute (Fig. 31). Se trata de grandes vertientes empinadas, con fuertes pendientes, muchas veces superiores al 50-70%, que comportan numerosos tramos a más del 100 % y partes subverticales a abruptas, preferentemente ubicadas inmediatamente debajo de los acantilados de reborde de las zonas frías cimeras, o cerca de las porciones más estrechas de las profundas y recientes gargantas.

La geomorfología es bastante diversificada y asocia tres formas mayores:

- vertientes con perfil longitudinal homogéneo, rectilíneo, con pendientes muy fuertes;
- vertientes con apariencia global rectilínea, pero marcadas en detalle por una muy fuerte disección en pequeñas crestas agudas, longitudinales o transversales, separadas por flancos rectilíneos, cortos y de fuerte pendiente;
- interfluvios totalmente disectados en forma de lomos agudos y estrechos.

Estos modelados asocian alteraciones in situ con un espesor variable que puede sobrepasar el metro sobre los interfluvios, con numerosos afloramientos pedregosos y rocosos. Los primeros provienen sea de vertientes de escombros retocadas al pie de las cornizas, sea de depósitos de gravedad o de solifluxión en recubrimiento de las vertientes, sea también de alteritas in situ desarrolladas diferencialmente según la heterogeneidad del sustrato. Los segundos provienen de la valorización de los estratos aflorantes más resistentes, toman la forma de bloques dispersos o amontonados, esparcidos sobre la superficie de las vertientes o se vuelven verdaderos afloramientos continuos sobre capas particularmente resistentes o cuando nuevos ataques erosivos han puesto al desnudo el basamento.

Son los paisajes dominantes cerca de las entalladuras de la red hidrográfica secundaria: incisiones lineales con dimensiones decamétricas, torrenteras y barrancos estrechos paralelos a la pendiente dominante, localmente bastante densos, con vertientes rectilíneas y abruptas.

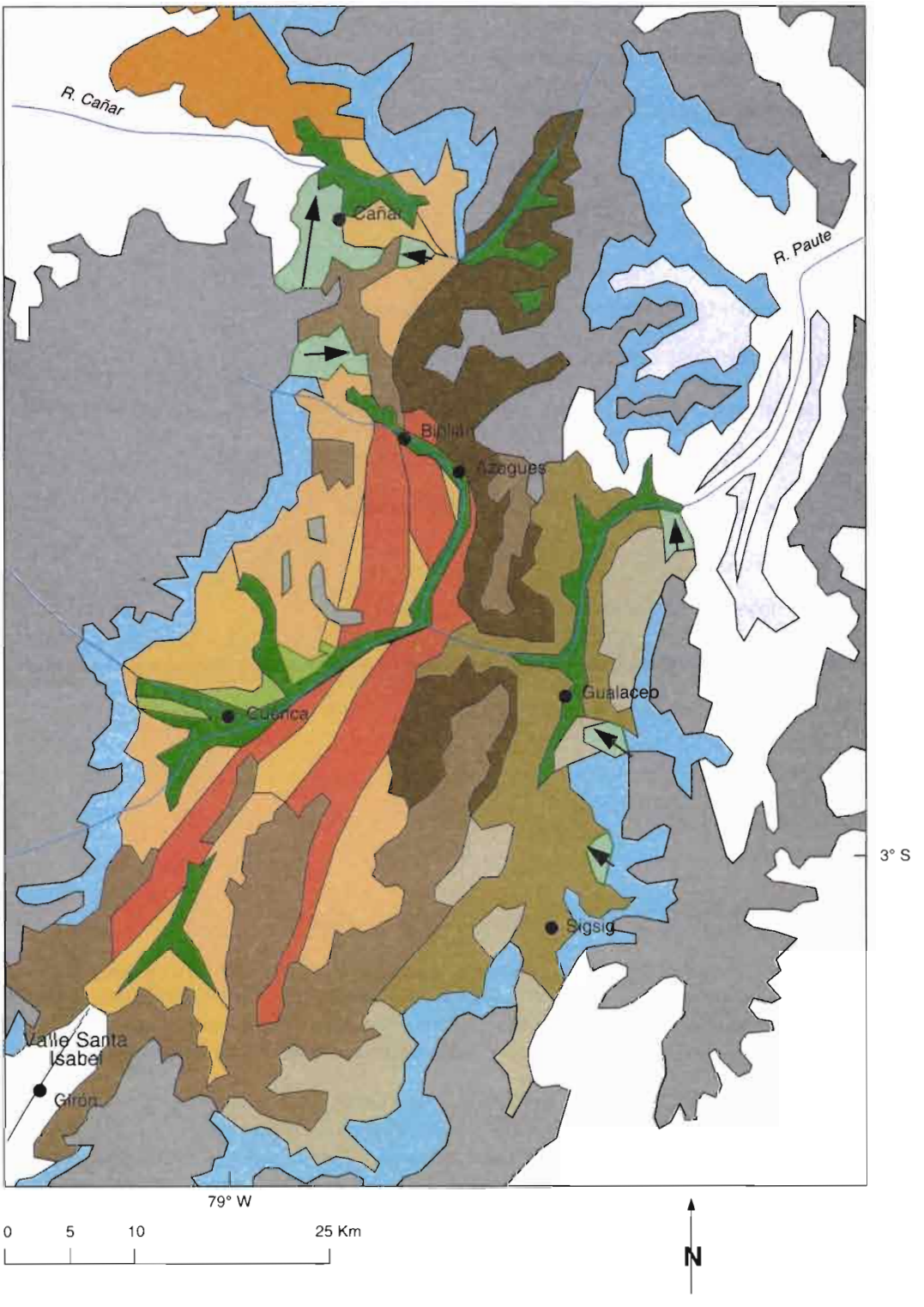
Las diferenciaciones entre las tres unidades son de origen pedológico, y marcan tres estados de la evolución ferralítica de los suelos en estas zonas. Algunas particularidades de menor importancia atañen a algunos rasgos morfológicos o a las formaciones del sustrato.

La unidad 189 está ubicada exclusivamente en la terminación meridional de la depresión de los ríos León y Jubones, en donde dibuja una franja continua, con orientación ESE-ONO, debajo de los relieves del paso entre las cuencas de Saraguro y de Loja. Su límite inferior varía según los lugares entre 1.600 y 2.800 m, mientras que su cima alcanza los 3.200 m al pie de los abruptos de reborde de los relieves cimeros.

Es la unidad más representativa, en donde dominan las grandes vertientes rectilíneas o recortadas con cimas por lo general agudas. Se trata típicamente de un modelado de disección sobre el basamento, constituido aquí por tres grandes formaciones:

- Al Oeste, cerca de Manú, aflora el complejo volcánico terciario (grupo Saraguro, Oligoceno a Mioceno inferior) del relleno inferior de las cuencas interandinas centrales, el cual reposa en discordancia sobre el conjunto volcánico Celica y los flyschs asociados (Cretáceo-Eoceno), constitutivos de la cordillera occidental y del piso de las cuencas. Sobre espesores considerables, que pueden alcanzar 1.500 a 2.000 m, muestra una superposición de lavas de

Fig. 31. Formas de relieve de la región Cañar-Cuenca



Elaboración: A. Winckell: Fuente: Cartografía geomorfológica de la Sierra a 1:500.000, inédita

intermedias a ácidas (andesitas, dacitas y excepcionalmente riolitas) e intercalaciones piroclásticas variadas. Las más comunes son tobas con fino grano de amarillento a rosado, depósito de ignimbritas, brechas y conglomerados con bloques entre decimétricos y métricos. Estos estratos están ligeramente plegados o inclinados según direcciones NO-SE, paralelas al alargamiento de las cuencas.

- Al centro, por Saraguro, estas vertientes superiores suben hasta los afloramientos del derramamiento

Vertientes exteriores fuertes

Zonas con morfología glaciar cuaternaria

Contornos fuertes de las zonas cimeras

Cuenca de Cañar- Cuenca

Fondos de cuencas, suaves, cóncavos

Relieves fuertes en escalera, con capas sobrepuestas

Niveles y gradas (tectónicas) escalonadas

Relieves monoclinales con capas paradas

Relieves superiores muy disectados, con vertientes rectilíneas

Relieves superiores disectados en colinas macizas redondas

Testigos de capas superiores, horizontales, discordantes

Valle de Sigsig-Gualaceo

Vertiente de valle con rellanos ondulados escalonados

Valle ensanchado, con perfil en V abrupto

Niveles planos a moderadamente ondulados, valles suaves cóncavos

Formas coluviales y aluviales

Terrazas bajas y lechos actuales

Terrazas altas

Vertientes y zonas coluvionadas

volcánico plio-pleistoceno (formación Tarqui) de los relieves fríos superiores: aglomerados piroclásticos andesíticos a riolíticos, con cenizas consolidadas en tobas, capas de ignimbritas intercaladas, y escasas lavas con idéntica composición. Como lo hemos anotado anteriormente, están cubiertos por alteraciones ferralíticas, que se prolongan hacia el Sur, en la provincia de Loja, donde constituyen una interesante paleo-clima-toposecuencia.

- Por fin, al Este de Saraguro, estos modelados se desarrollan también sobre las formaciones metamórficas antiguas de la vertiente oriental: exquisitos, cuarcitas y gneis del grupo Zamora.

Estas diferenciaciones litológicas están poca marcadas en los modelos y se traducen sencillamente por una mayor importancia de los abruptos y escarpes rectilíneos sobre los estratos más coherentes (lavas, aglomerados e ignimbritas consolidados) de las formaciones volcánicas occidentales, mientras que al Este, los paisajes metamórficos se caracterizan por una densa y fuerte disección en crestas agudas separadas por inciciones con faldas rectilíneas.

Los suelos, generalmente rojos o amarillo/rojos, son profundamente meteorizados; son ferralíticos humíferos con complejo absorbente desaturado.

La unidad 190 está ubicada en la misma vertiente que la anterior, pero más abajo, en donde comienza por los 2.600-2.800 m y baja hasta por los 2.200 m. Es representativa de las cimas de los lomos secundarios, en posición de interfluvio, que avanzan perpendicularmente a la vertiente, y separan las diferentes cuencas-vertientes abrigadas de los afluentes de orilla izquierda de los ríos León y Jubones, delimitando así de Oeste a Este, las depreciones de Guanazán, Manú, Selva Alegre, Saraguro y Oña. Los relieves son muy accidentados, compuestos por una asociación de crestas agudas separadas por vertientes rectilíneas empinadas.

Están conformados por las mismas formaciones volcánicas terciarias del grupo Saraguro. Algunos afloramientos ofrecen formas características: una capa muy potente, sobre más de 50 m de espesor, de tobas aglomeradas amarillentas, arma los grandes abruptos y escarpes que rodean Saraguro; sobre los rebordes del alveolo de Oña, afloran ignimbritas al Norte, brechas gruesas y conglomerados al Suroeste.

La individualización de esta unidad se justifica por su posición ligeramente más baja que la anterior, con un aumento de las temperaturas y una clara disminución de las precipitaciones; sin embargo, sigue gozando de condiciones climáticas húmedas. En este contexto, los suelos estan menos meteorizados que los precedentes, son suelos fersialíticos medianamente profundos, arcillosos, rojizos.

La unidad 191 constituye la continuación de esta secuencia pedoclimática, con una gradación un poco más acentuada hacia regímenes climáticos menos húmedos. Está situada en la misma franja de altitud que la unidad 190, pero se ubica en una más marcada posición de resguardo, en la terminación baja de los valles del Jubones o sobre las faldas del valle superior del Paute.

Sus suelos son sin embargo ferralíticos pero con un complejo absorbente saturado, como consecuencia del clima más seco.

Se notaron algunas distinciones secundarias, de orden geomorfológico, entre dos grupos de paisajes dominantes:

- El primer conjunto constituye la extremidad occidental y noroccidental del valle del río Jubones, a la entrada de la quebrada de Uzhcurrumi-Pasaje, en la cordillera occidental. Son grandes vertientes, disectadas en forma de lomos e interfluvios longitudinales, con crestas agudas y fuerte pendiente, exclusivamente desarrollados sobre el volcanismo antiguo, oligo-mioceno. Su situación topográfica se asemeja a la de los anteriores: se elevan hasta por lo 2.600 m sobre la vertiente Sur por Abañín y 2.800 m al Sur de Pucará, en la vertiente Norte. Sin embargo alcanzan altitudes más bajas, cercanas a los 2.000 m y hasta 1.600-1.800 m cerca de la entrada de la garganta, en donde están sometidos a condiciones netamente secas.

- El segundo está representado en las faldas superiores del valle del Paute, entre las zonas frías de las cordilleras por los 3.000-3.200 m, y el fondo de la incisión cerca de 2.200 m en la ciudad de Paute, río arriba, y 2.000 m en la represa de Amaluza, río abajo, en la entrada de la garganta en la vertiente oriental. Se trata de grandes vertientes fuertes con perfil rectilíneo y abruptos locales; pueden ser muy densamente disectadas en lomos transversales con crestas agudas y faldas empinadas.

Su originalidad proviene de la traducción en la geomorfología de las variaciones litológicas del basamento. Los estratos metamórficos diversificados del grupo Paute, del Cretácico superior, que afloran a lo largo del valle, son menos metamorfizados (esquistos y filitas) que las cuarzitas y gneis del grupo Zamora, constitutivos de la cordillera andina oriental y de algunas cabezas de valles afluentes de orilla derecha del Paute. La zonificación de las formas esta en perfecta correlación con los datos del mapa geológico a 1:100.000 de Azogues (DGGM, 1980).

. En la parte Sur, río arriba de Tomebamba y la orilla izquierda del río Paute, afloran formaciones volcánicas metamorfizadas (lavas y tobas andesíticas). Los modelados de las vertientes son macizos, heterogéneos con, localmente, paredes rocosas sobre los estratos más resistentes.

. En la parte baja, afloran esquistos verdes, filitas, pizarras, lutitas y cuarzitas. Los modelados son típicos del medio metamórfico: disección bastante densa y homogénea con aspecto anguloso. Las formaciones superficiales están fuertemente meteorizadas y compuestas por alteraciones arcillosas rojizas in situ. Sin embargo, los espesores raramente sobrepasan el metro, debido a los fenómenos de rejuvenecimiento sobre las faldas de estas incisiones en donde se desarrolla además una intensa erosión consecutiva a una inadecuada explotación agrícola.

. Por fin, la terminación baja del valle se situa sobre los afloramientos de la intrusión granodiorítica con grano medio y biotita de Amaluza, con su típica disección densa y sus espesas alteritas arenosas.

Los relieves colinarios macizos con cimas redondeadas (unidad 192)

Segundo grupo de paisajes de las vertientes superiores, este conjunto se caracteriza por una gran homogeneidad. Dos subgrupos geomorfológicos han sido identificados.

- Los relieves de los márgenes externos de las cuencas o de separación entre estas, en contacto inmediato con las vertientes inferiores o los rellenos de los pisos, están particularmente bien representados alrededor de la cuenca de Cuenca (Fig. 31).

Se trata de típicos modelados de disección, constituidos por lenguas o lomos yuxtapuestos, por lo general masivos, con cimas redondeadas subiguales, separadas por una fuerte cavadura lineal en forma de incisiones, torren-

teras y barrancos estrechos con faldas empinadas. Los desniveles relativos son bastante fuertes y alcanzan normalmente 300 a 400 m en la cordillera central por ejemplo.

Cuatro zonas componen este conjunto:

. La cordillera central, en forma de horst, separa las cuencas de Cuenca-Azogues al Oeste y Sigsig-Gualaceo al Este. Baja a 2.700-2.800 m (2.600 m por Biblián) al entrar en contacto con los modelados inferiores de las cuencas, y se eleva a más de 3.200 m, alcanzando los 3.332 m en su punto culminante, entre Cuenca y Sigsig.

. Al Sur de Tarqui, el margen meridional de la cuenca asegura la separación con el valle Girón-Santa Isabel. Este varía entre 2.750 m (altitud del paso) y 3.100-3.200 m en el límite inferior de los relieves de páramos.

. El reborde Sur y Sureste de la cuenca de Cañar es el más elevado de todos, situado a 3.200 m en su terminación occidental y 3600 m en su separación con la cuenca Azogues-Biblián al Sur. Su punto culminante, al Oeste, alcanza 3.864 m.

. El reborde oriental de la depresión de Sigsig, donde estos relieves materializan el contacto entre el fondo del valle por los 2.800 m y los relieves glaciares y de páramos por los 3.300-3.400 m.

La mayoría de estos paisajes se desarrollan sobre los afloramientos del extenso derramamiento volcánico "Tarqui". No obstante, estos relieves desbordan localmente sobre las formaciones del basamento más antiguo: metamorfitas del grupo Paute al Este de Sigsig y Cañar, flysch Yunguilla al Norte de Azogues.

Las características del esparcimiento volcánico cimero ya fueron presentadas. Las recordaremos brevemente:

. Es una acumulación de piroclastitas compuestas de tobas, cineritas cimentadas, aglomerados varios con intercalaciones de ignimbritas y capas secundarias de lavas. La composición de este volcanismo efusivo, oscila desde andesítica a riolítica.

. Es la última manifestación volcánica de la Sierra central, cuya edad se presume pleistocena (J.W. Baldock, 1982). Sin embargo es probable que sea más antigua, ya que, por una parte, sufrió una disección posterior y además está cubierta, al Noroeste de Cañar por ejemplo, por depósitos detríticos y gravas de las últimas fases de relleno de las cuencas, estimados plio-pleistocenos.

. Estas proyecciones forman los grandes entablamentos encaramados de los paisajes fríos, glaciares y de páramos en las cordilleras, constituyendo así verdaderas mesetas parecidas a un altiplano. También originan todos los elementos mayores que estructuran el relieve general de los Andes centrales del Ecuador, y en particular la franja meridiana entre la cuenca de Cuenca y la de Sigsig-Gualaceo, o la superficie cimera de la pequeña cordillera central entre la cuenca de Nabón y el valle de Santa Isabel.

Su morfología, aquí original, proviene directamente de la disección, por una red hidrográfica no jerarquizada, de los entablamentos volcánicos; la subigualdad de las cimas representa la superficie estructural subhorizontal original. La evolución de los modelados difiere según el avance de la disección hídrica posterior: los interfluvios son planos a convexos por Pucará, con cimas redondeadas bajo la forma de lenguas alargadas al Sur de Cuenca, o con crestas agudas como al Sureste de Sígsig.

Estos afloramientos están subrayados por las paleo-alteraciones de tipo ferralítico, rojas y potentes, anteriores a la última glaciación. Se desarrollaron durante un período interglaciar más caliente, lo que coroboraría, para este derramamiento volcánico, una edad más antigua que la que se le asigna actualmente. Marcan un estrato altitudinal claro, que comienza por encima de los 2.600-2.700 m y desaparece por los 2.950-3.000 m, en los antiguos niveles glaciares. Su espesor puede alcanzar varios metros.

Los suelos son ferralíticos desaturados, arcillosos.

- El "rellano" al Sur de Pucará (Fig. 30). Allí, el contacto entre las tierras frías de la cordillera occidental y las vertientes interandinas, por lo general abrupto, está representado por un rellano basculado, con una superficie que se inclina suavemente desde los 3.200 m, por Pucará, hasta los 2.800 m, hacia el Sur. Este modelado de transición esta constituido por lomos paralelos con cimas planas o redondeadas subiguales y separadas por incisiones estrechas en V. Las formas aquí observadas resultan de la disección hídrica de una "lengua" inclinada del mismo derramamiento ácido "Tarqui", fosilizando las vertientes superiores interandinas.

Las vertientes con rellanos escalonados (unidad 193)

Estas ocupan una superficie relativamente importante, prolongándose hasta en los pisos inferiores de las cuencas y valles. En la mayoría de los casos, se trata de variantes espaciales que se substituyen a los modelados anteriores, y aseguran así la transición con los rebordes abruptos del entablamento volcánico cimero.

Pese a presentar litologías diferentes, la morfología es relativamente homogénea y está compuesta por una

asociación de superficies y ondulaciones escalonadas, suavemente inclinadas hacia los ejes de las cuencas y valles, y se encuentran comúnmente disectadas por una red de pequeñas incisiones en V paralelas a la línea de pendiente. Cada grada esta separada de la otra por pequeños abruptos sinuosos, con desnivel decamétrico, que atestiguan de una valorización de las capas del sustrato por erosión diferencial.

Están presentes sobre el reborde Oeste de la cuenca de Azogues-Biblián, y en las inmediaciones Suroeste y Sur de Cuenca, en donde se van escalonando desde el contacto con los fondos de las cuencas, por los 2.700-2.800 m, hasta el pie del abrupto, por los 3.000 m (Fig. 31). Los relieves más típicos poseen un modelado en forma de escalera, subrayando la superposición de las capas sedimentarias de la falda occidental del sinclinal asimétrico, constituidas casi exclusivamente por las facies detríticas arenosas, areno-arcillosas y pedregosas con guijarros de la terminación del relleno (formación Mangán). Algunas de estas capas, consolidadas en areniscas relativamente coherentes, arman paredes rocosas superpuestas, de poco a moderadamente inclinadas hacia el Este. La disección, por la red de torrenteras y barrancos paralelos, es muy intensa, así como el escurrimiento de superficie. Estos relieves raramente desbordan sobre las primeras estribaciones del esparcimiento volcánico cimero, salvo localmente, al Suroeste de Cuenca, en donde la valorisación diferencial es entonces mucho menos clara, debido a la mayor homogeneidad del sustrato.

Están sobre todo bien representados en el valle de Santa Isabel (Fig. 30). Se localizan siempre por debajo de los abruptos cimeros. Son mucho más extensos sobre su falda occidental en donde bajan desde los 2.800-3.000 m, hasta los 2.200 m al Oeste de Girón y 2.000 m al Norte de Santa Isabel, que en la orilla izquierda en donde forman pequeños rellanos, entre los 2.800 y 2.200-2.000 m, en el desplome de la confluencia de los ríos León y Rircay.

Se desarrollan aquí sobre las capas alternas de la formación volcano-sedimentaria Saraguro, en la cual una alteración diferencial de las facies resaltó las capas más resistentes (aglomerados, brechas e ignimbritas intercalados con lavas), sobre las capas más blandas (piroclastitas y tobas). El modelado de las vertientes sigue la pendiente estructural, suave hacia el Sureste, y se presenta como una juxtaposición de jirones alargados y disectados. Las superficies son redondas, con testigos aislados de capas superiores, decapadas en forma de pequeñas pirámides triangulares; están separadas por incisiones decamétricas en V, pero que pueden sobrepasar varias decenas de metros, al Oeste inmediato de Girón, por ejemplo.

La parte alta del valle de Gualaceo propone una situación diferente (Fig. 31). Aquí, las vertientes con rellanos están ubicadas en posición topográfica inferior, entre los 2.800-2.900 m arriba y 2.400-2.500 m en su terminación baja. La estrechez del valle no permitió el desarrollo de formas tan completas, pese a que las formaciones del basamento sean idénticas, volcano-sedimentarias Saraguro en las partes inferiores y volcánicas Tarqui encima.

Las formas mejor elaboradas están ubicadas al Sur por Gima, con vertientes suavemente inclinadas y disectadas en colinas convexo-cóncavas subiguales; pero también al Norte, por Sígsig, en donde un valle ensanchado presenta un perfil transversal cóncavo con rellanos intermedios escalonados. En la parte media, la disección se encuentra más avanzada y las superficies ya sólo se pueden reconocer por las cimas subiguales de los lomos.

Sobre estos modelados bien diferenciados, la zonificación de las formaciones superficiales y de los suelos es marcada:

- las superficies han guardado las potentes alteraciones rojas hederadas, los suelos son ferralíticos saturados.
- por el contrario, sobre las vertientes de las incisiones recientes, la cavadura posterior puso al descubierto las formaciones del sustrato y las paredes rocosas avecinan con afloramientos sueltos arenosos a pedregosos; los suelos son poco evolucionados.

3.2.2. Las vertientes inferiores de los valles

Todos los paisajes de este estrato altitudinal se caracterizan principalmente por condiciones climáticas más secas. Aquí, se pueden distinguir fácilmente tres zonas climáticas diferentes:

- la entrada del valle de Paute con precipitaciones medias anuales superiores a 1.000 mm (Pindilig, 200 días lluviosos) y un número de meses secos de 0-1;
- la entrada al valle de Jubones con precipitaciones medias anuales entre 475 mm en 130 días (Santa Isabel) y 750 mm en 160 días (Girón) y un número de meses secos de 6- 10;
- y, finalmente, las partes altas de los valles secundarios con precipitaciones medias anuales alrededor de los 750 mm (número de días de lluvia variable entre 140 y 190) y un número de meses secos de 2 a 7.

En cada una de estas zonas se encuentra un régimen pluviométrico diferente, de tipo amazónico en Pindilig; tropical con una sola estación lluviosa en Santa Isabel, Girón y Oña; ecuatorial con dos estaciones lluviosas en

Gualaceo.

La humedad del aire es más reducida en las estaciones del valle de Jubones así como en los demás sitios protegidos de las masas de aire amazónico (74 % en Santa Isabel ubicado en el valle de Jubones, pero 84 % en Paute localizado en el valle del mismo nombre).

Las unidades de este piso sólo fueron claramente identificadas en los dos principales valles de la Sierra central, los de los ríos León y Jubones al Sur, y del Paute al Este, en donde grandes desniveles entre las cimas y los ríos introducen una estratificación altitudinal muy marcada.

Por el contrario, la cuenca de Cuenca-Azogues presenta una configuración específica con un fondo bastante elevado, por los 2.500 m aproximadamente, rodeado por vertientes interandinas abruptas. La transición entre las zonas húmedas superiores, y los fondos secos de la cuenca, es extremadamente rápida y se realiza sobre algunos cientos de metros en la parte inferior de las vertientes. Como resultaba materialmente imposible representar esta situación con la escala de representación escogida, hemos optado por privilegiar la parte superior húmeda, más extensa, a la totalidad de las vertientes interandinas.

Las diferentes unidades repertoriadas representan, por lo esencial, la continuación, bajo condiciones climáticas más secas, de las vertientes superiores. Sus características morfológicas son similares y las diferencias tratan esencialmente sobre las consecuencias del entorno climático: pedogénesis, repartición de los suelos y procesos morfodinámicos actuales.

Las vertientes rectilíneas, disectadas y con fuerte pendiente (unidad 210)

Están ubicadas exclusivamente a ambos lados de las entalladuras de los ríos Jubones y León, en donde constituyen variantes, bajo clima más seco, de las unidades 189, 190, 191 de las vertientes superiores (Fig. 30).

Se encuentran sobre todo bien representadas en la orilla izquierda de los ríos Rircay-Jubones, sobre la vertiente occidental de la cordillera central; bajando desde 2.400-1.600 m al Este de Girón hasta 2.000-1.200 m cerca de la confluencia León-Jubones; y también sobre la terminación occidental de la depresión entre 2.200-2.400 m y 1.400 m. En la entrada a la quebrada que atraviesa la cordillera occidental, su escalonamiento altitudinal se reduce considerablemente entre 1.000 y 1.400 m. Por fin, constituyen en el reborde de la cordillera oriental, las vertientes que rodean el alveolo de Oña-Cochapata entre 2.000 y 2.600 m.

Tratandose de la parte inferior de la incisión de la red del Jubones, la mayoría de los modelados son menos accidentados y con pendientes inferiores (50 a 70%), que las vertientes superiores. El trayecto El Tablón-Santa Isabel, sobre la orilla Norte, atraviesa las formas más comunes:

- grandes vertientes rectilíneas dominantes, bien desarrolladas sobre ambas orillas del río Rircay;
- relieves muy disectados, compuestos por numerosos pequeños lomos en forma de tiras que bajan gradualmente sobre las vertientes que rodean la terminación baja del valle del Jubones, cerca de la entrada a la quebrada occidental;
- vertientes con perfil general heterogéneo, resultado de la evidenciación diferencial de los afloramientos volcano-sedimentarios "Saraguro", a ambos lados de estas entalladuras. Muestran abruptos y acantilados de algunas decenas de metros, o simplemente desniveles y caos de bloques en los rebordes de las capas más consolidadas (lavas, brechas y conglomerados volcánicos), a menudo en posición subhorizontal, dominando los afloramientos de capas menos resistentes y más fácilmente disgregables (tobas, cenizas cimentadas, etc.). Los relieves al Este de Oña pertenecen a este tipo.

Estas zonas llevan numerosas hueilas dejadas por los últimos episodios morfogenéticos, relacionados con las condiciones climáticas.

- Algunos restos de rellanos, muy localizados, están escalonados sobre las faldas de las incisiones; son testigos de aplanamientos fluviales elaborados durante el encajonamiento de la red y conservan localmente aluviones pedregosos superficiales.
- Unas coberturas superficiales atestiguan un movimiento generalizado de las formaciones de vertientes: grandes conos de escombros coalescentes rectilíneos al pie de los acantilados, numerosos coluviones pedregosos con bloques angulosos y redondos en una matriz arenosa más o menos consolidada.
- Se pueden observar también manifestaciones de una dinámica actual particularmente activa, cuyo desarrollo se ve favorecido por la existencia de las fuertes pendientes; un clima seco acompañado por una cobertura vegetal discontinua, arbustiva o con cáctos en las parte bajas con tendencia subdesértica; por formaciones superficiales areno-pedregosas, poco descompuestas y por una utilización agrícola no racional, aunque muy poco desarrollada, y

caracterizada por una ganadería caprina extensiva, que contribuye a destruir la delgada cobertura vegetal.

Las formas son variadas y comprenden tanto los simples pies de vacas en red anastomozada sobre las faldas de las vertientes, como las marcas de un intenso abarrancamiento superficial: arañazos, surcos, torrenteras y hasta barrancos de tamaño decamétrico, que se terminan, en la parte baja, por pequeños conos de deyección pedregosos.

Es un medio casi totalmente mineral en donde dominan los afloramientos rocosos y pedregosos y las alteraciones sólo se conservan en los rellanos, niveles o interfluvios protegidos de este decapado generalizado.

Estas formas y formaciones son probablemente casi todas heredadas; presentan comúnmente características de alteraciones ferruginosas (color de amarillento a rojizo, cimentación y ferruginización pronunciada), que no pueden desarrollarse bajo las condiciones climáticas actuales demasiado secas. En consecuencia, los suelos, siempre rejuvencidos por la erosión, son generalmente poco evolucionados y poco profundos.

Las vertientes con rellanos escalonados (unidad 212)

Se trata de la transposición, bajo clima seco, de la unidad 193. Estas vertientes están ubicadas exclusivamente en la terminación Sur del valle del río León, en donde constituyen la parte inferior de las cuencas de Oña y Saraguro (Fig. 30). Se pudieron evidenciar dos niveles sucesivos, desplazados en el espacio y separados por resaltos disectados:

- el primero desde los 1.800 m en el borde de la incisión del río León, hasta por los 2.300 m en el límite superior del alveolo de Oña;
- el segundo, entre 2.400 y 2.700-2.800 m, corresponde a los de Paquishapa y Saraguro.

Estas dos zonas deprimidas dibujan pequeños golfos que prolongan hacia el Sureste la depresión del río León. Comunican por su parte baja, pero están claramente separadas la una de la otra por una avanzada de páramos orientada SE-NO que culminan a 3.067 m.

El origen de estos dos alveolos puede ser compuesto. Los modelados del piso muestran una sucesión de gradas, suavemente inclinados en dirección a la red hidrográfica principal. Su superficie es ondulada, con cimas entre planas y redondeadas, separadas por incisiones en V con desnivel relativo superior a los 200 m.

Los niveles superiores son de origen estructural y se desarrollan sobre las capas más duras de lavas y sobre todo los estratos cimentados de piroclastitas, brechas y conglomerados volcano-sedimentarios del grupo Saraguro. Así, tobas finas amarillentas, masivas, sobre más de 50 m de espesor, están subrayadas alrededor de Saraguro por imponentes abruptos, lo mismo ocurre cerca de Oña con depósitos de ignimbritas blancuzcas. Los estratos parecen ser subhorizontales al Sur, pero se inclinan ligeramente al Noroeste, con dirección al eje sinclinal del río León. Además, significativas extensiones del piso están cubiertas por potentes depósitos con bloques, que a veces pueden alcanzar tamaños métricos, y piedras angulosas en una matriz entre arenosa y areno-arcillosa. La mayoría son interpretados como gigantescos derrumbes y deslizamientos de paredes enteras de las cornizas que los rodean.

Los niveles inferiores son probablemente de origen erosivo y heredados de los procesos de cavadura de la red hidrográfica, hacia la cual se inclinan suavemente. Poseen la forma de lenguas alargadas, con una superficie casi plana, que dominan las incisiones fluviales.

Están recubiertos localmente por depósitos de bloques o guijarros que atribuimos a remodelaciones coluviales por una red hidrográfica anastomozada de superficie. Estas formaciones pasan lateralmente a conformar jirones de terrazas encaramadas o conos detríticos con gruesos guijarros perfectamente redondeados en una matriz arenosa gruesa, a veces sobre más de unos diez metros de espesor. Localizados en ambos lados del valle del río León y de los principales drenes de los alveolos (los ríos Oña y Paquishapa), atestiguan de la intervención de una o varias fases de divagación fluvial en la elaboración de estos alveolos.

Ubicadas en clima seco, hasta localmente árido, estas zonas llevan alteraciones muy poco desarrolladas, y han sido, además, decapadas por los escurrimientos superficiales. Los afloramientos rocosos predominan sobre los resaltos y faldas de las incisiones, pero también están presentes sobre los interfluvios, en asociación con delgadas alteraciones in situ o sobre los aportes superficiales guijarrosos y pedregosos.

Los suelos, generalmente coluvionados, son arcillo-pedregosos. Bajo este clima seco, el complejo absorbente está saturado; el contenido relativamente alto de materia orgánica así como su distribución regular en el perfil hacen que estos suelos sean isohúmicos.

Estas zonas también se ven particularmente afectadas por procesos erosivos actuales: pies de vacas, escu-

rrimiento difuso y concentrado de superficie, que abarrancan los interfluvios y moldean numerosas zanjas y torrenteras subparalelas a la pendiente dominante. Se vuelven particularmente marcados en la parte baja de Oña, cerca del tramo SE-NO del río León y del valle de Santa Isabel.

La entalladura del valle del Paute (unidades 213, 214)

Abarca el curso del Paute entre su paso por la cordillera central, luego de la confluencia de los ríos Burgay y Tomebamba y la represa hidroeléctrica de Amaluza. Río abajo, el encajonamiento se vuelve demasiado fuerte y las pendientes de la quebrada ya no se distinguen topográfica y morfológicamente de los modelados de disección de la vertiente oriental.

El río Paute constituye el único exutorio hacia la Amazonia, de las dos partes, oriental y occidental, de la cuenca de Cuenca. Su entalladura a través de la vertiente andina oriental, metamórfica, representa por lo tanto la garganta de unión con el nivel de base amazónico, luego del levantamiento andino.

Esta gran incisión presenta dos tipos de problemas geomorfológicos.

En primer lugar, las diferentes orientaciones de su curso superior y medio. Si bien su dirección dominante es SO-NE, también está compuesto por pequeños tramos ortogonales NO-SE, como en el cruce de la cordillera central o río abajo de la cuidad de Paute. La primera dirección corresponde a los ejes tectónicos andinos mayores: el río Paute explota la dirección oriental que siguen los ríos León, Nabón, Bolo, Pamar, Gualaceo, y se prolonga luego hacia el Norte por el río Púlpito (Fig. 28). Esta dirección guía también la red secundaria, como los ríos Quingeo o Jadán por ejemplo. La segunda nunca aparece en los documentos geológicos publicados, pero los bruscos cambios de dirección deben resultar de fracturas tectónicas transversales, particularmente en dos lugares.

- El cruce en quebrada del horst central, luego de un codo a 90°, río abajo de la unión del Burgay y del Tomebamba. Se trata probablemente de un trazo por sobreimposición, el río Paute estando originalmente establecido sobre un modelado recortando indistinctamente rellenos detríticos de las cuencas y partes del sustrato. Su encausamiento posterior in situ es consecutivo a los procesos de regularización de los perfiles longitudinales debido al levantamiento continuo de los Andes.
- El trazado en bayoneta aguas arriba, e incluso abajo, de la represa de Amaluza.

Los segundos atañen a las variaciones de su perfil transversal, que originan la distinción de los paisajes cartografiados (Fig. 31).

La unidad 213 corresponde a la parte alta de esta entalladura, bajo el mismo clima seco de la parte inferior de la cuenca de Cuenca.

Es un típico valle de cavadura, moldeado por un encajonamiento continuo, sin fases de aluvionamiento importante. Sus vertientes son rectilíneas, con fuertes pendientes superiores al 70%, que alternan localmente con acantilados rocosos en desplome, como en el cruce del horst central aguas arriba de Gualaceo. Posee un perfil en V, bastante abierto, que contrasta netamente con la estrecha entalladura en garganta, río abajo de la represa de Amaluza.

Debido a una simplificación cartográfica, le adjuntamos varias porciones de valles con características morfológicas cercanas: el valle del río Burgay, que sube de la confluencia por Azogues y Biblián, menos encajonado y más abierto, y el bajo curso del río Gualaceo.

Dos tipos de formaciones son entalladas por las gargantas:

- río arriba, el curso del Burgay está cavado en el relleno detrítico de la cuenca de Cuenca (areniscas, arenas, arcillas y lutitas con intercalaciones de gravas y conglomerados), estos afloramientos sedimentarios prosiguen en el primer tercio del cruce de la cordillera central;
- luego aflora, el basamento metamórfico de equistos verdes, filitas e intercalaciones volcánicas metamorfizadas de la serie Paute.

Estas diferenciaciones litológicas se reflejan en los suelos: son vertisoles muy arcillosos cuando el material original es metamórfico, arcillo-pedregosos cuando es sedimentario.

En la parte inferior de las incisiones afloran dos tipos de depósitos:

- capas delgadas e ligeramente inclinadas de aglomerados, tobas volcánicas y cineritas, con la superficie disectada en pequeñas colinas convexas, en las faldas inferiores de los valles ligeramente ensanchados de Chordeleg-Gualaceo y por Paute;
- formas de acumulaciones fluviales, representadas por pequeños conos de deyección o por estrechas terrazas, areno-pedregosas para las más antiguas, y constituidas por guijarros gruesos en los niveles más recientes.

La unidad 214 está ubicada más abajo, hacia la represa de Amaluza. Se escalona entre 2.800-3.000 m en la zona de contacto con los relieves cimeras y 2.000 m, en las orillas del embalse.

La incisión está más pronunciada que río arriba, y los desniveles relativos sobrepasan comúnmente 1.000-1.200 m con las cimas que bordean directamente el valle, atestiguando de un encajonamiento excepcional que alcanza localmente 1.800 m. Las vertientes rectilíneas predominan, con fuerte pendiente y con numerosos afloramientos rocosos y bloques superficiales, modelados sobre las metamorfitas o los flyschs en las partes altas de los valles afluentes de la orilla occidental, por Pindilig por ejemplo.

Sin embargo se ensancha en la parte inferior, conformando así alveolos como en la zona de confluencia con el río Collay. Se escalonan entre los 2.400 y los 2.600-2.700 m río arriba por Sevilla de Oro o Guachapala, y bajan hasta los 2.200-2.500 m al Norte de Santa Rosa. No se trata de rellanos bien definidos, sino más bien de tramos menos empinados (pendientes del 20 al 50%) en la parte inferior de la incisión, caracterizados por una disección en pequeñas colinas convexas con cimas aplanadas, separadas por estrechos barrancos.

Las observaciones de campo sólo permitieron evidenciar enchapados aluviales muy localizados, encaramados y poco potentes. Pese a la ausencia de una capa aluvial continua, interpretamos estos modelados como aplanamientos de origen fluvial. Los actuales datos no permiten concluir sobre su origen: ¿Modificación de la dinámica fluvial? ¿Disminución de la velocidad del levantamiento andino y de la cavadura consecutiva? ¿Represa de origen tectónico río abajo? ¿Franqueo del límite granítico particularmente resistente de Amaluza? Representan testigos de una fase de calma momentánea en el vigoroso proceso de encajonamiento que resulta ser la marca distintiva de toda la parte central del valle del Paute.

Esta unidad, ubicada en su totalidad en la vertiente andina oriental, está enteramente sometida a un clima tropical caliente y húmedo. Las alteraciones son moderadamente profundas, arcillosas y rojizas. Están particularmente desarrolladas sobre los suaves modelados inferiores, pero también recubren las vertientes más empinadas en donde colindan con alteraciones rejuvenecidas por erosión y afloramientos rocosos y pedregosos.

Los suelos son fersialíticos medianamente desaturados.

La última característica esencial de esta zona es la presencia de una intensa dinámica actual (solifluxión, deslizamientos y escurrimiento) relacionada con fuertes pendientes y formaciones superficiales muy sensibles a las consecuencias de un uso agrícola intenso en esta zona fuertemente poblada.

3.2.3. Los modelados de los pisos de cuencas

Los paisajes de este grupo son altitudinalmente más bajos y topográficamente menos accidentados; por su situación geográfica, gozan de una posición de abrigo y de condiciones climáticas más secas que los relieves circundantes.

Las altitudes comprendidas entre 1.000 y más de 3.000 m introducen variaciones de la humedad desde muy seca hasta muy húmeda. Las zonas más húmedas se encuentran en la cuenca de Cuenca (precipitación media anual de 835 mm en 165 días con un número de meses secos de 2) mientras que los valles que desembocan en la región costanera poseen características más secas; por ejemplo, El Tambo en el valle del Cañar tiene una precipitación media anual ligeramente superior a 500 mm repartida en 100 días y un número de meses secos de 8. El fondo del valle del Jubones es extremadamente seco y el número de meses secos es probablemente superior a 10 (la estación de Minas de Huascachaca tiene, en el período 1974-1984, una precipitación media anual de 165 mm).

La humedad atmosférica varía entre el 70 y el 80%; los valores de la evaporación (Piche) van desde 1.100 hasta 1.300 mm-año. Las duraciones de insolación parecen inferiores a las que se registraron en las partes bajas de las cuencas interandinas septentrionales, y están entre 1.610 (Cuenca) y 1.930 (Cañar) horas-año.

Las condiciones morfo y pedogenéticas son igualmente variables, evolucionando entre un polo de tipo templado húmedo en la cuenca de Cañar, hasta un polo tropical subárido en el valle del Jubones, por ejemplo.

Las partes basales del valle del Jubones (unidad 227)

Su mayor extensión está localizada en la terminación del valle de los ríos Jubones y León; en la orilla izquierda del León, entre Cochapata-Oña al Este, y el Jubones al Oeste (Fig. 30). Allí, se extienden fuertes vertientes, con pendientes empinadas superiores al 50-70%, que bajan progresivamente desde los 2.000-2.200 m en la parte aguas arriba hacia los 1.200-1.600 m cerca de la confluencia. Fueron elaboradas durante la última fase del encajonamiento de la red hidrográfica, particularmente rápida si se juzga por su perfil rectilíneo, sus pendientes y su característico drenaje paralelo. Son formas relativamente inestables que presentan, por todas partes, marcas de desprendimientos, activos o estabilizados y están recubiertas por derrumbes o depósitos superficiales coluvionados,

particularmente extensos.

Una segunda zona, más limitada, está ubicada en ambos lados de la entrada a la entalladura occidental entre los 1.100 y 1.400 m, conformada por grandes vertientes rectilíneas, de empinadas a abruptas y disectadas por incisiones en V, decamétricas. Su límite inferior es bajo ya que alcanza los 950 m en la confluencia Jubones-Rircay y hasta los 800 m por San Francisco, río abajo.

Estas dos unidades se desarrollan integramente sobre los afloramientos terciarios de la formación Saraguro. Aquí también se operó cierta valorización diferencial y las capas más resistentes (lavas, brechas y aglomerados volcano-sedimentarios) se traducen por cornizas, acantilados o caos de bloques, en la subida hacia Santa Isabel por ejemplo. Las vertientes presentan su típico perfil heterogéneo en forma de gigantescas gradas, alternando rellanos moderadamente inclinados sobre las cimas de capas duras y resaltos con desnivel métrico a decamétrico en su terminación.

Las condiciones generales del medio: fuertes pendientes heredadas de una cavadura reciente, facies relativamente resistentes a la meteorización, características climáticas de subáridas a áridas, no favorecen la producción de alteritas. En asociación con los afloramientos rocosos, las formaciones superficiales dominantes son muy delgadas, de areno-pedregosas a pedregosas.

Los suelos, poco humíferos, son "poco evolucionados de erosión".

Estas zonas, en donde se pueden ver las huellas generalizadas de una morfodinámica antigua, todavía están sujetas a intensos fenómenos de escurrimiento sobre las vertientes, favorecidos por la ausencia de cohesión de las formaciones superficiales, y una vegetación natural arbustiva abierta, adaptada a las condiciones climáticas entre subáridas y áridas, que no aporta una protección significativa.

Los relieves monoclinales erguidos de la cuenca de Cuenca (unidad 229)

Estos constituyen una franja meridiana, de unos diez kilómetros de ancho, que atraviesa la cuenca de Cuenca en su parte central (Fig. 31).

Las altitudes del fondo de la cuenca se situan por los 2.500 m, mientras que la garganta transversal del río Paute está a 2.400 m. Las cimas son menos elevadas al Norte (2.800 m cerca de Azogues) que al Sur (3.016 m), estando el punto culminante ubicado a 3.100 m al Este de Cuenca. Los desniveles relativos entre las cimas y los modelados del fondo se acercan a los 200-300 m hacia Azogues pero alcanzan los 300-400 m en Cuenca.

Se trata de una morfología típicamente estructural. Los pliegues, con eje submeridiano que afectan los sedimentos terciarios de la cuenca -sinclinal de Déleg al Oeste, domo (¿anticlinal?) de El Valle y Cojitambo al centro, sinclinal del río Quingeo y de Azogues al Este- se traducen por faldas muy erguidas en donde las capas muestran buzamientos desde los 35° hasta subverticales.

Debido a esta estructura, heredada de plegamientos sinsedimentarios, y de accidentes quebradizos de igual dirección, la mayoría de las facies sedimentarias estan compuestas de capas alternas, de métricas a multidecamétricas, que afloran en franjas paralelas repetidas: gravas y conglomerados de la formación Azogues, depósitos arcillo-pedregosos de la formación Biblián o con dominancia pelítica de la formación Loyola.

Pero, más que las características generales de la formación, es la clara oposición entre facies contiguas la que origina las distinciones geomorfológicas. Así, con excepción de la formación Loyola pelítica, todas las formaciones muestran una multiplicidad de binomios capa dura (arenisca más o menos gruesa con conglomerados) - capa blanda (arcillas y lutitas), puestos en evidencia por la erosión diferencial. Cada estrato resistente se traduce por un alineamiento meridiano, continuo y en relieve, mientras que cada capa arcillosa se encuentra en posición excavada. Así son los típicos relieves alineados con capas erguidas aparentes que se extienden desde Tarqui hasta Azogues.

La adaptación de la morfología general a la estructura es prácticamente perfecta ya que la ligera desviación de las direcciones estructurales dominantes (SSO-NNE en la parte Sur y S-N en la parte Norte), se traducen por un cambio idéntico de la dirección de esta unidad de relieve, a la latitud de la garganta del Paute.

Además, esta franja constituye una línea de separación de aguas entre las subcuencas de los ríos Déleg al Oeste y Burgay al Este, en la parte Norte, o entre las cuencas de los ríos Tomebamba y Quingeo-Jadán en la parte Sur. Todos adoptan cursos paralelos, meridianos, en ambos lados de este eje de relieve. Por fin, el curso inferior del río Déleg, franquea esta barrera por intermedio de una entalladura transversal encañonada de más de 200 m, y con orientación OSO-ENE en la prolongación exacta de la ruptura del Paute, lo que confirma la probable existencia, en este lugar, de un accidente quebradizo. El encajonamiento de la red es bastante marcado y las faldas de las gargantas de los ríos Déleg o Quingeo, por ejemplo, son rectilíneas y rocosas.

Los modelados son muy acentuados pero relativamente disimétricos, de tipo "Hog's back" o en forma de

lomos, calcados sobre las extremidades salientes de los estratos erguidos. En los frentes de las capas, las pendientes son más fuertes y asocian acantilados rocosos subverticales sobre facies resistentes, con partes cóncavas excavadas sobre los afloramientos arcillosos. Al contrario, los reversos soportan formas más monótonas con planos estructurales dominantes.

Al examinar documentos aéreos, se pueden discernir bancos de rocas duras disectados transversalmente en alineamientos de pequeños "chevrons" hectométricos. Otras formas, que asocian capas finas alternadas de areniscas y arcillas, proporcionan típicas disecciones con una disposición jerarquizada de la red hidrográfica de tipo "espina de pez".

Las fuertes pendientes, siempre superiores a 40 y amenudo 70%, así como la baja alterabilidad relativa de las facies areniscosas bajo estas condiciones climáticas relativamente secas, no favorecen la producción de las alteritas. Se desarrollan preferentemente sobre los reversos: son areno-pedregosas sobre las capas detríticas y se vuelven claramente arcillosas sobre los sedimentos pelíticos. Estas, prácticamente, no existen sobre los frentes rocosos de capas areniscosas.

Los suelos, a veces con características vérticas, son sin embargo poco evolucionados.

Además, sobre estas pendientes, los procesos de erosión por escurrimiento, favorecidos por una cobertura vegetal insuficiente y una intensa actividad agrícola, son bastante activos y provocan un rejuvenecimiento importante de los perfiles.

Este decapado generalizado de las formaciones de superficie está probablemente al origen de la desaparición de las alteraciones ferralíticas rojizas que recubren los paisajes circundantes de la parte Sur de la cuenca (unidad 230), en condiciones de sustrato, altitud y clima idénticos, pero con un relieve más moderado y menos expuesto al escurrimiento superficial.

Los pisos de las cuencas

Se trata de los paisajes típicos del piso en donde dominan los modelados poco disectados, con suaves pendientes y bajo desnivel relativo.

Los fondos de cubetas con rellanos escalonados (unidades 230, 231)

Son los paisajes más suaves de las cuencas de Cañar y Cuenca, con perfil general cóncavo y ligeramente inclinado hacia el centro de la cuenca. Predominan las extensas superficies, de onduladas a suavemente disectadas, compuestas por interfluvios hectométricos con suave pendiente (12-15%) en forma de lomas rebajadas convexas surcadas por pequeñas incisiones longitudinales. Se componen de gradas sobrepuestas, claramente delimitadas por pequeños resaltos sinuosos, con pendiente rectilínea más empinada y con débil desnivel.

Esta morfología se relaciona con la estructura de los componentes de los rellenos. Pero su origen es compuesto, ya que se anotaron variaciones estructurales entre las diferentes cuencas y también diferenciaciones climáticas.

En la cuenca de Cañar, las altitudes del piso son relativamente elevadas (Fig. 31). Aguas abajo, cerca del inicio de la entalladura occidental del río Cañar, las altitudes promedias estan a 2.800 m, pero el fondo de la cuenca se eleva, con relieves de colinas disectadas, hasta los 3.200-3.300 m cerca de Ingapirca, al Este y alcanza los 3.400 m al pie del nudo de la separación con la cuenca de Azogues, al Sureste.

Esta cuenca se apoya al Este en relieves altos (3.700-3.800 m), donde aflora el sustrato de metamorfitas y flysch de la cordillera oriental. El límite oriental está constituido por una falla meridiana, prolongación de una similar en la cuenca de Cuenca. El relleno está compuesto por una potente sedimentación detrítica:

- En la parte oriental, los depósitos gruesos, conglomeráticos, son intercalados con arcillas limosas entre gris-azulado y rojizo, sobre más de 1.500 m de espesor, y corresponden al relleno fluviátil a deltáico de la formación Mangán en Cuenca. Rellenan una cuenca sinclinal limitada por dos fallas meridianas, donde plegamientos acentuados provocaron un claro enderezamiento de las capas.
- En la parte occidental, los estratos están menos tectonizados, subhorizontales o con una ligera inclinación hacia el Este. Están compuestos por conglomerados con gruesos guijarros, de cimentación moderada variable, intercalados con areniscas, arenas más o menos arcillosas, limos, tobas y aglomerados volcánicos con cemento tobáceo. Representan un episodio fluviátil particularmente torrencial, al final del relleno (formación Turi).

Todo este conjunto ha sido excavado por episodios sucesivos que modelaron una típica morfología, constituida por una asociación de pequeños planos inclinados cóncavos, encajonados en forma concéntrica, separados por

pequeños abruptos con desniveles entre métricos y decamétricos, e inclinándose suavemente hacia el centro de la cuenca. Allí, los ríos están moderadamente encajonados en algunas decenas de metros.

Tres aspectos geomorfológicos merecen ser anotados:

- La casi totalidad de la parte baja, occidental, de la cuenca, está cubierta por depósitos con un espesor métrico -que no sobrepasa nunca los 5 metros- de arenas medias a gruesas, moderadamente cimentadas y que contienen más de 30% de piedras, bloques y guijarros localmente bien redondeados de diámetro decimétrico. Estos recubrimientos detríticos, heterométricos, están presentes tanto en las cimas de los interfluvios como en los fondos.

Los interpretamos como una removilización de depósitos morrénicos por las aguas de deshielo, probablemente del último episodio glaciar. Los procesos de depositación se effectuaron, en el area proglaciar, mediante un esparcimiento por escurrimiento anastomosado superficial de tipo glacis. Por lo tanto, no se trata de morrenas o tilitas sensu-stricto, que atestiguarían de la extensión de antiguos glaciares (DGGM, Carta geológica a 1:100.000 de Cañar, 1975).

La gran cantidad de material es perfectamente compatible con la extensión de las zonas altas cubiertas de hielo de los contornos Noreste y Suroeste. La cavadura de la entalladura abrupta del río Cañar, en la vertiente occidental, también tiene que ser relacionado con este período de escurrimiento hídrico muy importante.

- Esta cuenca posee dos límites geográficos originales.

Al Sur, su separación con la cuenca de Cuenca se materializa por un horst, elevado hasta los 3.800 m en el Cerro Buerán, y compuesto exclusivamente por los mismos depósitos detríticos y conglomeráticos de la cuenca, en perfecta continuidad topográfica con los esparcimientos volcánicos cimeros circundantes; no es un típico "nudo" volcánico. La continuidad de las formaciones sedimentarias en ambos lados Norte y Sur de este horst confirma que las cuencas de Cañar y Cuenca pertenecen a una misma entidad estructural, y que su individualización reciente se debe a movimientos tectónicos verticales plio-cuaternarios.

Al Noroeste, el piso de la cuenca, ubicado a 2.800-3.000 m cerca de Juncal, domina directamente la vertiente externa occidental. La entalladura del río Cañar se desarrolla rápidamente sin tener que atravesar ninguna cordillera y alcanza rápidamente más de 500 m de desnivel relativo, tomando la forma de un verdadero "corte de serruchò" que constituye también un notable ejemplo de erosión regresiva. Hoy en día, alcanza el límite inferior de las formaciones del relleno de las cuencas, que empieza a "mordisquear". En un atardecer bien despejado, es posible de contemplar, desde las estribaciones de Juncal, el magnífico panorama que constituyen esta caída de la vertiente occidental y, a lo lejos, los modelados de la llanura costanera.

- La ausencia de una cordillera occidental y la configuración particular de la red hidrográfica confirman la importancia del papel de los recientes movimientos tectónicos en la actual configuración del relieve.

La red del Cañar posee una estructura característica con afluentes de orilla derecha, todos orientados paralelamente NNE-SSO. El Cañar, que presenta un curso alto rectilíneo de orientación similar a lo largo de la falla Huayrapungu, se ve afectado por un codo brusco de 90° al ESE de Cañar, en donde adopta luego un trazado rectilíneo ortogonal SE-NO, en dirección a la región costanera, con afluentes de orilla izquierda muy poco desarrollados (Fig. 32).

Todo ocurre como si recientes movimientos diferenciales hubieran provocado una reorganización de la red. La surrección del horst entre Cañar y Biblián y el ahondamiento relativo del sector Cañar-Juncal, originaron un desvío del curso del Cañar del Suroeste hacia el Noreste, independiente de la estructura meridiana de los afloramientos sedimentarios del relleno, en la prolongación de la cuenca de Cuenca, al Sur.

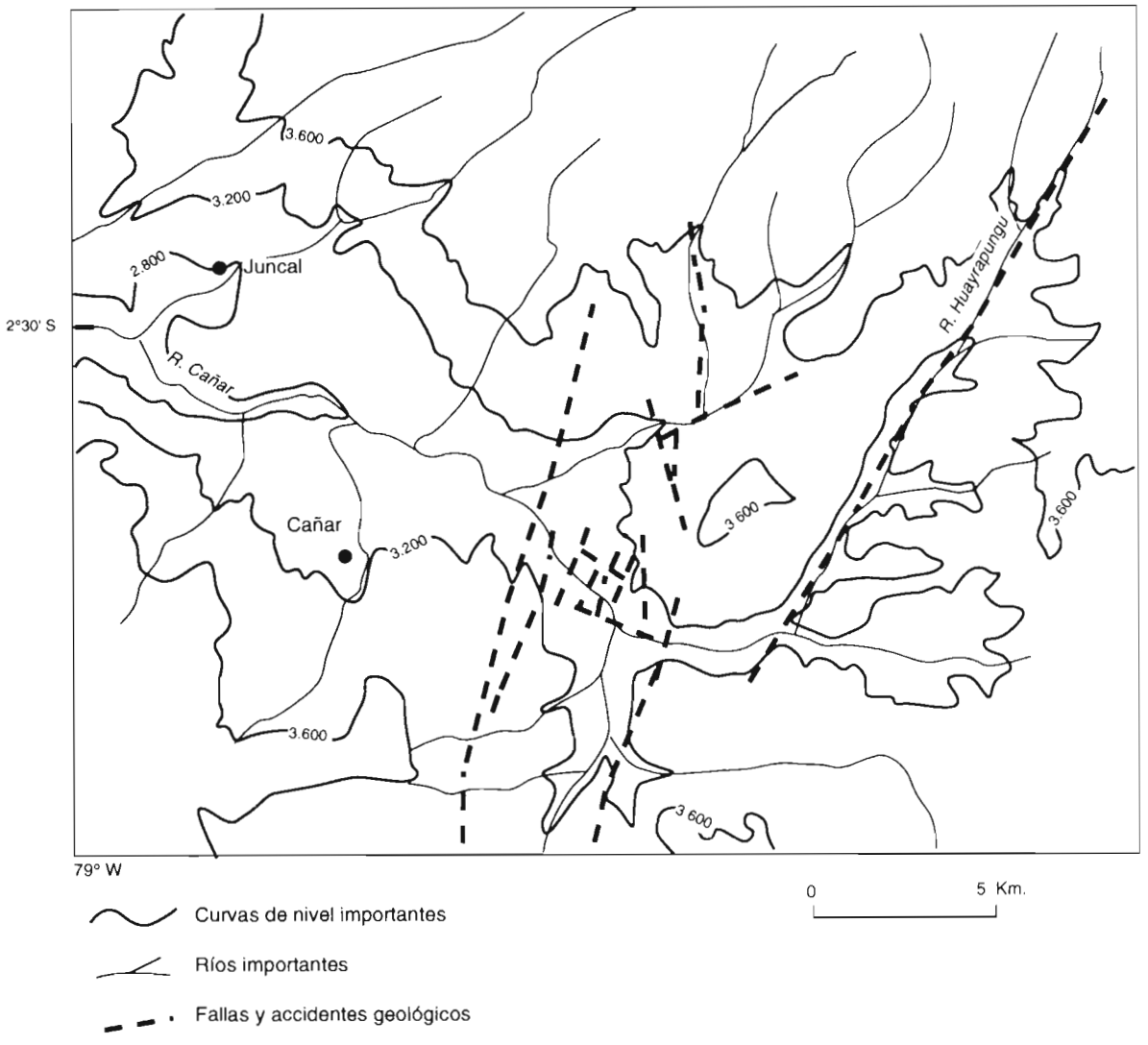
Por fín, existe un valle meridiano al Este, cuyo punto más alto culmina por los 3.250 m, en la línea de demarcación de las aguas entre las dos cuencas. Podría constituir el testigo de un antiguo curso del Cañar hacia el Sur, que fue aprovechado para el cruce de la antigua vía férrea.

En la cuenca de Cuenca, esta unidad también está presente en las extremidades Sur y Suroeste, al contacto con los relieves de reborde (Fig. 31):

- al Oeste de la ciudad, en donde se eleva de 2.500 m cerca de los rellenos fluviales, hasta por los 2.800-2.900 m al pie del abrupto de los relieves del Parque de Cajas;
- al Sur, en El Valle con altitudes similares, y en la terminación de la cuenca. Es característica del valle oriental de Cumbe entre 2.700 y 2.900 m y ocupa toda la transición entra la cuenca de Cuenca por Tarqui a 2.650 m y el principio del valle de Girón, hasta el paso de Portete a 2.750 m.

Estos paisajes se desarrollan sobre los sedimentos del relleno detrítico terciario: gravas, areniscas, conglomerados y alternancias arenisco-pelíticas. En los bordes de la cuenca, los estratos guardan posiciones más cercanas

Fig. 32. Hipsometría y red hidrográfica de la cuenca de Cañar



Elaboración: A. Winckell; Fuente: Cartografía topográfica, IGM, y geológica, DGGM, hoja de Cañar, 1:100.000

a la horizontal y las alternancias de facies parecen menos marcadas, al no traducirse tan claramente en los modelados. Los relieves son suaves, con una topografía de "glacis", en ascenso regular hacia el Sur. Se trata de colinas rebajadas, con cimas anchas, de planas a redondeadas, y con vertientes muy suaves, cóncavas, que se juntan con hondonadas y valles poco encajonados - del orden de unos veinte metros - en el fondo de los cuales serpentean pequeños riachuelos sobre estrechos rellenos aluviales; el de los ríos Tarqui y Cumbe, en el paso de Portete, está particularmente desarrollado.

Estos relieves de disección desbordan localmente sobre las formaciones del sustrato anterior al relleno: depósitos vólcano-sedimentarios de tipo Saraguro en el paso de Portete o flyschs de la formación Yunguilla en el valle de Cumbe, lo que atestigua de una activa fase de ablación en el interior de las cuencas.

La diferenciación cartográfica realizada es de orden pedológico:

- La unidad 230 es la más extensa, representada en las cuencas de Cañar y de Cuenca. Se caracteriza principalmente por la presencia, en todo el contorno de la segunda cuenca, de profundas alteraciones arcillosas rojas, de tipo ferralítico. Su espesor promedio de 2 a 5 m, puede sobrepasar, localmente, los diez metros.

Estas alteraciones, desarrolladas sobre los rellenos detríticos, muestran una importante meteorización de las rocas-madres, potentes horizontes de arcillas blancuzcas o moteadas, con granos, guijarros y bloques "fantasmas", totalmente arcillificados "in situ", con la estructura de los constituyentes originales. Hasta las areniscas, ordinariamente resistentes, están profundamente meteorizadas.

Los suelos, ferralíticos, presentan un complejo absorbente saturado, lo que no es extraño debido a las pocas precipitaciones actuales. Estos suelos serían heredados de períodos climáticos más agresivos; ya que las actuales condiciones no son ni lo bastante húmedas ni lo bastante calientes para explicar el desarrollo actual de semejante pedogénesis. Deben relacionarse con las alteritas ferralíticas muy similares que jalonan los relieves superiores y de páramos del eje central, entre los valles de Girón y del río León.

- La unidad 231, posee una extensión más restringida y sólo se encuentra al Oeste de la ciudad de Cuenca, entre los rellenos aluviales recientes, y las primeras colinas más elevadas de la unidad 230, entre 2.500 y 2.600 m.

Es la variante de la unidad anterior, pero bajo clima seco. Los suelos son entonces menos desarrollados, corresponden a vertisoles.

Los relieves en forma de escalera sobre capas superpuestas (unidades 233 y 234)

La mayoría de los valles y depresiones de la Sierra central presentan un tercer conjunto de modelados, que se podrían calificar como intermedios, más acentuados que las unidades anteriores (230 y 231), pero menos accidentados que los relieves monoclinales de la unidad 229.

En la cuenca de Cuenca, dos sectores son representativos (Fig. 31).

- Al Oeste de Azogues por una parte, en donde se ubican entre la franja central meridiana de relieves monoclinales y las vertientes interandinas occidentales. Se escalonan entre los 2.800 m al Norte y los 2.600 m al Sur, pero culminan en 2.900 m al Oeste de Azogues y bajan hasta los 2.500 m a orillas del río Machángara en el Sur.

Son relieves moderados, de 150 a 200 m de desnivel relativo promedio, que revelan los componentes estructurales. Los diferentes estratos paralelos, entre subhorizontales y poco inclinados, arman un relieve que baja gradualmente hacia el centro de la cuenca, por intermedio de gradas de tamaño decamétrico y con una superficie poco disectada.

Se desarrollan sobre los últimos episodios del relleno interandino: sedimentos alternados areniscosos, arenisco-arcillosos y gravas conglomeráticas de las formaciones Mangán y Santa Rosa. La buena adaptación relativa de la morfología con la estructura puede explicarse, por una parte, por la valorización diferencial de estas superposiciones litológicas; pero también porque, en el borde occidental de la cuenca, la estructura sinclinal es poco marcada y las capas sólo se ven afectadas por una suave inclinación hacia el Este, hasta parecer localmente subhorizontales.

Entre los ríos Déleg y Machángara, estos estratos detríticos están cubiertos por testigos superiores de capas horizontales, discordantes, alrededor de Santa Rosa. Ubicadas por los 2.800 m, están conformadas por de areniscas y gravas conglomeráticas con gruesos guijarros de la formación Turi, interpretados como conos aluviales coalescentes (C. Noblet y al., 1988) y, más al Sur, por sedimentos de origen volcánico: aglomerados y tobas blanco-amarillentas del volcanismo Llacao. Estos depósitos, estimados del plio-pleistoceno (DGGM, 1980), fosilizan una superficie de erosión que enrasó los términos anteriores del relleno y marcan las últimas fases del relleno de la cuenca.

- También están presentes al Suroeste y al Sureste de Cuenca, en donde se extienden hasta las primeras estribaciones interandinas entre 2.600 m al Norte, por El Valle, y 2.800-2.900 m en el pueblo de Quingeo, al Sur.

Son relieves de origen similar, pero con una morfología menos clara y una disposición menos ordenada, probablemente en relación con los constituyentes en este sector. El sustrato corresponde a los componentes inferiores del relleno: areniscas, areniscas tobáceas y arcillas areniscosas alternadas de la formación Biblián, con una cimentación uniforme y facies de dureza comparable que no dieron lugar a una evidenciación diferencial muy clara. La erosión posterior también desbordó ligeramente los límites de la cuenca sedimentaria, sobre los flyschs en el valle del río Quingeo o los depósitos volcánicos Tarqui al Sureste, además bastante tectonizados.

Estas formas se prolongan al Sur del nudo de Portete, en la bajada desde Girón, entre 2.500-2.600 m al Norte hasta los esparcimientos de tipo glacis, cerca de 1.400-1.500 m, al Sur (Fig. 30).

Con una orientación casi NE-SO, el valle de Girón está ubicado en la exacta prolongación de la parte Sur de la cuenca de Cuenca, de la cual está separado únicamente por el pequeño paso de Portete, a 2.760 m.

El largo valle que se abre luego hacia el Sur muestra modelados suaves relativamente monótonos cuyo desnivel transversal total no sobrepasa los 300-400 m en la parte superior, pero alcanza 1.000 m cerca de Santa Isabel aguas abajo. Estas vertientes están compuestas por anchos niveles escalonados, con aspecto de grandes planos ligeramente cóncavos, inclinados hacia el eje del valle con una superficie moderadamente entallada por pequeñas incisiones métricas en V. Se pueden ver localmente varios niveles superpuestos entre Girón y Santa Isabel, limitados por desniveles decamétricos con perfil empinado.

Al contacto con las altas vertientes occidentales, algunos sectores muestran una disección más avanzada por erosión linear y se componen de hermosos jirones alargados en el sentido de la pendiente y separados por torrenteras, entre Girón y Asunción por ejemplo.

Aquí también, el relieve es de origen estructural. Este valle está ubicado sobre la falla mayor SO-NE, que siguen los ríos Girón y Rircay, en la prolongación de las de la cuenca de Cuenca. Originó una depresión tectónica con igual orientación, cuyo basamento está constituido, como en las cuencas centrales, por lavas, aglomerados y tobas del grupo Saraguro, los mismos que afloran en la vertiente oriental. Su particularidad proviene de su disposición en cuenca de ángulo de falla, con el bloque occidental hundido, y una morfología disimétrica con una falda occidental en pendiente continua y moderada desde las cimas de la cordillera occidental hasta el fondo del valle, y una vertiente oriental que constituye un verdadero frente montañoso rectilínco en el reborde de la pequeña cordillera central.

El relleno se realizó a partir del Mio-plioceno en una estructura sinclinal poco marcada. La sedimentación es típicamente detrítica, compuesta de arenas más o menos areniscosas o conglomeráticas, arcillas, limolitas y capas tobáceas con intercalaciones de gravas, conglomerados, bloques gruesos y guijarros redondeados de tamaño decimétrico a métrico, de arcillas rojas a violáceas y de areniscas en finas capas decimétricas. Para los geólogos de la DGGM, se trata del grupo Ayancay, comparable a la formación Mangán de la cuenca de Cuenca. Es un relleno desigual, estimado en más de 2.600 m de espesor al Noreste y en menos de 180 m al Suroeste, lo que atestigua de una importante tectónica y explica la dominancia de los términos gruesos.

Los límites de las facies del relleno y de la unidad morfo-pedológica 233 corresponden en forma casi exacta, limitándose, la evidenciación de las discontinuidades litológicas y estructurales, a la orilla derecha del río Girón.

En las partes aguas arriba y noroccidental de la cuenca, numerosos depósitos detríticos superficiales, inclinados en el eje de la cuenca, yacen en posición discordante sobre los rellenos terciarios. Se trata de los restos de una cobertura de depósitos torrenciales de areniscas y conglomerados con gruesos guijarros heterogéneos, de 5 a 50 cm de diámetro, angulosos o redondeados, en una matriz areno-arcillosa cimentada, de amarillenta a beige, localmente ferruginizada y no estratificada. Estas capas cuyo espesor alcanza algunas decenas de metros como máximo, son casi todos de composición volcánica.

Los interpretamos como los depósitos terminales del relleno, bajo la forma de conos aluviales coalescentes, bien representados al pie de la vertiente occidental, más grande, más lluviosa y por lo tanto susceptible de proporcionar un escurrimiento más importante y una mayor cantidad de materiales que la pequeña cordillera central. Fueron luego removilizados hacia abajo por el escurrimiento difuso y los esparcimientos coluviales, particularmente entre Girón y Santa Isabel, en donde están presentes sobre numerosos interfluvios, alcanzando, como máximo, 3 a 4 m de espesor.

La granulometría gruesa de estos depósitos de relleno de última generación - ¿de edad plio-pleistocena? - indica la permanencia de fenómenos muy activos de erosión. Deben relacionarse con una crisis climática - un deshielo interglaciar por ejemplo - pero también con una subsidencia siempre activa del valle de Girón durante aquel período. Un reciente estudio (T. Winter, 1990) permitió evidenciar movimientos verticales recientes y actuales, que serían, parcialmente, el origen del abrupto en forma de acantilado que limita al Oeste la pequeña cordillera central (ver libro 1, capítulo 2). Es probable que estas reactivaciones téctónicas recientes se traduzcan esencialmente por un hundimiento diferencial del piso de esta cuenca de ángulo de falla, ya que no parecen sensibles sobre la superficie superior de la pequeña cordillera central, en posición subhorizontal y en relativa continuidad con las superficies cimeras de las dos cordilleras andinas, en ambos lados.

Esta evolución morfodinámica vigorosa reciente también es comprobada por la abundancia de los depósitos de talwegs que jalonan la falla de Girón. Son formas de diverso origen: vertientes de escombros, deslizamientos, desprendimientos y recubrimientos coluviales constituidos principalmente por bloques que alcanzan tamaños métricos en un cemento arenoso. Constituyen las huellas de una inestabilidad crónica de estas vertientes relacionada con la amplitud de los desniveles provocados por la cavadura, con la poca coherencia de las alteraciones superficiales y con la actividad sísmica hasta el período actual.

Los modelados del fondo de la depresión Nabón-Las Nieves pertenecen también a esta categoría (Fig. 30). Representan allí un escalonamiento altitudinal bastante marcado, entre 2.000 m en la parte baja al Este de Susudel y 2.800-2.900 m al pie de las vertientes de la parte alta y sobre el contorno de la cuenca.

Por falta de estudios precisos, no se pudieron evidenciar grandes fallas en esta cuenca alargada desde el Suroeste hasta el Noreste. Ubicada en la terminación Norte del valle del río León, rama oriental simétrica y con igual dirección que el conjunto occidental valle de Girón-cuenca de Cuenca-Azogues, constituye otro rasgo tectónico mayor de la zona. Los trazados rectilíneos de los ríos Bolo y de la cuenca de Sígsig-Gualaceo, prueban su continuación hacia el Norte. El análisis de las estructuras sedimentarias muestra un dispositivo sinclinal poco acentuado

y un relleno sedimentario detrítico muy poco tectonizado.

La parte alta de esta depresión, al Norte de la confluencia del río León y de la quebrada de Udushapa sobre la cual se extienden dichas unidades, se desarrolla indistinctamente sobre los afloramientos del sustrato y de los rellenos, como en la depresión de Girón, al Oeste.

Los primeros constituyen las dos faldas de la quebrada del río León que, al encajonarse in situ, decapó los sedimentos detríticos del relleno y cavó profundamente el sustrato de la formación vólcano-sedimentaria Saraguro. La actual quebrada, con flancos empinados, entalla estas formaciones sobre unos 300 m aproximadamente por debajo del piso de la depresión, desde Ayaloma río arriba hacia Las Nieves, río abajo. Su trazado rectilíneo proviene probablemente de la adaptación a una fractura tectónica.

El relleno sedimentario sensu-stricto (formación Nabón) está ubicado en forma excentrada sobre la orilla Este del valle, constituyendo así una franja meridiana de 4 a 6 km de ancho que provoca un ensanchamiento de la depresión topográfica en la latitud de Nabón. Es una sedimentación alternada que comienza por productos de origen volcánico - tobas con grano fino, de color entre blanco y crema y con intercalaciones de lápilli - cubiertos por sedimentos varios bien estratificados: arenas y areniscas entre medias y gruesas, muchas veces ferruginosas, de pardas a rojizas, limolitas y lutitas finamente laminadas entre claras y oscuras, gravas y conglomerados con guijarros volcánicos bien redondeados. También contiene capas decimétricas de diatomitas y vetas de carbón y de lignita que permiten asimilarla a la formación Mangán de la cuenca de Cuenca, de edad mio-pliocena (DGGM).

No parece existir una discontinuidad estructural clara entre los estratos del sustrato y los del relleno, subhorizontales al Sur y suavemente plegados en posición sinclinal al Norte, lo que se traduce en la relativa homogeneidad de la morfología de la depresión.

El fondo de este valle está compuesto por un relieve bastante caótico de colinas disectadas. Ubicadas entre 2.400 m en la parte baja y 2.800-2.900 m en la parte alta, estas últimas poseen cimas subiguales que traducen un nivel de erosión local y un aplanamiento por procesos de erosión lateral predominante, responsable de la excavación de la cuenca. El encajonamiento de la red en las rocas del sustrato varía de 150 m en la parte alta a 300 m en la parte baja e indica un cambio de dinámica, con una fase posterior de cavadura lineal activa.

La sucesión sedimentaria se traduce, en la parte occidental, por un relieve de disección, con capas superpuestas en forma de escalera cuando son subhorizontales. Si el buzamiento se acentúa, situación común en la parte oriental, las colinas, calcadas sobre los estratos monoclinales, se vuelven disimétricas y simulan mini-relieves de cuestas, incluso con sus cerros testigos (de su antigua extensión) bajo la forma de restos agudos y piramidales.

La parte oriental, entre Nabón y las estribaciones orientales, se distingue por un relieve mejor diferenciado, compuesto por estratos horizontales superpuestos, marcados por una disección digitada característica y muy avanzada. Esta última semeja, en plano, un dibujo en forma de "dedos de guantes" alargados y divergentes, separados por incisiones en V. Esta fuerte erosión se desarrolla en la sedimentación terminal, no consolidada, compuesta por tobas arenosas, homogéneas, blancas-amarillentas y por aglomerados tobaceos con bloques de lavas. Se estima su espesor en 150 m y su límite inferior corresponde más o menos a la curva 2.800 m.

La sedimentación local parece indicar una evolución particular en la cuenca de Nabón. Dos episodios volcánicos marcan el principio y el final del ciclo sedimentario, pero, sobre todo, la relativa homogeneidad de los sedimentos indica una evolución más "tranquila", con una profundización y un relleno gradual, sin aporte detrítico grueso revelador de una crisis tectónica como en las demás cuencas. La profundidad de este relleno sólo se estima en 450 m, lo que es comparativamente débil.

El origen de los "relieves en hueco" de las depresiones topográficas de esta porción central de los Andes del Ecuador es doble:

Son cuencas tectónicas cuya individualización está relacionada con la tectónica contemporánea al establecimiento de los Andes. El relleno, por sedimentos entre miocenos y pleistocenos, reviste, localmente, espesores considerables, pero que sólo representan una parte del desnivel total entre el sustrato cretácico-oligoceno y las cimas de las cordilleras. El desnivel actualmente visible ha sido amplificado por el efecto de las reactivaciones tectónicas recientes en el piso de las cuencas, por una parte, y las erupciones volcánicas plio-pleistocenas sobre las cordilleras, por otra.

Además, los sedimentos detríticos del relleno, poco coherentes o muy poco consolidados, han sido la sede de una excavación posterior según el grado de resistencia interna de cada estrato (relieves en formas de escalera de Girón o Nabón) o resultante de movimientos tectónicos posteriores (alineamientos seudo-monoclinales de Cuenca). Como estos rellenos son menos resistentes que las facies del basamento encajonante, la evidenciación de estas cuencas resulta ser también parcialmente la obra de una erosión diferencial. La cavadura de la quebrada del río León

en las rocas volcánicas resistentes del basamento, debajo del piso de la depresión de Nabón, constituye una notable prueba del vigor de esta erosión reciente.

La distinción entre las dos unidades cartografiadas es de orden climático y pedológico:

- La unidad 233, bajo condiciones climáticas secas, está representada en todas las cuencas. Las alteraciones arcillosas todavía son bastante profundas, desarrolladas sobre arcillas y lutitas dominantes. Sobre estos materiales se han formado vertisoles.

- La unidad 234 está ubicada en la parte central baja, árida, de la cuenca de Nabón, por debajo de los 2.600 m. Las faldas de la depresión se ven aquí modeladas sobre las facies volcano-sedimentarias resistentes de la formación Saraguro; las pendientes en ambos lados de la garganta del río León son fuertes, las alteraciones muy poco desarrolladas y los afloramientos rocosos cubren gran parte de las vertientes, pudiendo llegar a ser exclusivos en las entalladuras.

Debido a una intensa erosión superficial por escurrimiento, los constituyentes sedimentarios afloran en forma generalizada en su estado original o cubiertos por delgadas alteraciones arcillosas a arcillo-arenosas con piedras y bloques provenientes del sustrato no meteorizado.

Los suelos, siempre erosionados, son poco evolucionados.

Los testigos de glacis (unidad 237)

Las condiciones climáticas que reinan en la parte inferior del valle de Girón son entre muy secas y áridas, no resulta entonces extraño encontrar restos de glacis como los que rodean ambos lados de la confluencia de los ríos Rircay y León, (Fig. 30). Se presentan como testigos encaramados, en franjas de un ancho kilométrico, constituyendo interfluvios con superficie plana, perfil longitudinal ligeramente cóncavo con una pendiente de 5 a 7%. Su límite inferior está ubicado por los 1.050 m, pero se elevan hasta los 1.150 m sobre la orilla Sur y alcanzan aproximadamente 1.200 m al Norte, mientras que la red actual fluye en el fondo de incisiones estrechas en V por los 950 m.

El espesor del recubrimiento coluvial de glacis es de orden multimétrico y solo yace en las partes superiores. Es una secuencia de arenas entre finas y gruesas, entre amarillentas y rojizas, conteniendo numerosas piedras angulosas y guijarros subredondeados de tamaño entre centimétrico y decimétrico. Estas formaciones muestran una clara estratificación en bancos de 2 a 5 decímetros, en donde alternan niveles con arenas, con guijarros, con bloques angulosos o con material compuesto, testigos de los complejos procesos de instalación que asocian aportes netamente fluviátiles con removilizaciones coluviales. El conjunto resulta ser, localmente, bastante coherente y consolidado por ferruginización.

Estos depósitos, que se encuentran también en la cuenca de Catamayo (unidad 237), deben ser reubicados en la evolución morfogenética general de estas depresiones. Desde la individualización tectónica, los relieves de reborde de estas depresiones han sido la sede de una importante erosión hídrica, cuyo vigor es atestiguado por el espesor de los rellenos sedimentarios fluvio-lacustres y el tamaño de sus materiales.

Las faldas y los modelados fuera del alcance de las aguas fueron luego objeto de una importante evolución superficial con un escurrimiento hídrico muy activo y un decapado generalizado; fenómenos favorecidos por las condiciones naturales de estas cuencas: clima entre seco y árido con violentos aguaceros, cobertura vegetal insuficiente, alteraciones arenosas sin coherencia, pendientes fuertes, etc.

Los últimos procesos superficiales asociaron el escurrimiento difuso en capa y los aportes coluviales que provocaron, en las partes bajas, la acumulación de los depósitos arrancados a las vertientes, bajo forma de glacis de esparcimiento a ambos lados de las arterias mayores. Restituyen una antigua topografía, más elevada de por lo menos unos 100 m por encima de la red hidrográfica actual, y en la superficie de la cual se mezclaban los aportes coluviales laterales de tipo glacis y el aluvionamiento longitudinal aportado por los ríos. La cronología reciente es mal conocida en este sector, pero la instalación de estos glacis debe ser seleccionada con la evolución glaciar en las cimas.

El desarrollo de los suelos fersialíticos rojos que se observan actualmente y el principio de ferruginización que los afecta implica la existencia de estaciones alternadas marcadas, con condiciones más húmedas y más calientes. Por otra parte, estos depositos son lo bastante antiguos como para haber sufrido, posteriormente a su endurecimiento, una disección relacionada con el encajonamiento in situ de la red hidrográfica, origen de su actual situación encaramada. Este cavamiento de unos cien metros atestigua un cambio en la dinámica fluvial en donde la incisión vertical, por ríos poco cargados y con fuerte capacidad erosiva, reemplazó los procesos con divagación lateral predominante y podría corresponder a escurrimientos de período glaciar.

UTILIZACIÓN Y EVOLUCIÓN MORFODINÁMICA ACTUAL

La utilización agrícola del medio interandino del centro del Ecuador

La utilización agrícola actual de las cuencas interandinas centrales respeta reglas de repartición similares a las que rigen el medio interandino del Norte del Ecuador, basándose esencialmente en una estratificación altitudino-climática muy clara.

Las vertientes superiores

Estos paisajes están ocupados por grandes superficies de praderas (bajo la forma de pequeñas propiedades o de grandes explotaciones extensivas en el límite con los páramos), y cultivos de minifundio como la cebada, el haba, la papa con aparición del maíz y del fréjol hacia abajo. Esta utilización del suelo se generaliza al bajar, pero se limita a algunos claros asociados con restos de vegetación leñosa en la parte superior o sobre las pendientes más fuertes.

Sin embargo, las variaciones altitudinales y climáticas son suficientemente grandes entre las estribaciones de la cuenca fría de Cañar y del valle "tropical seco" de Santa Isabel, para que se puedan notar diferencias significativas:

- En las partes más frías, como el contorno Sur de la cuenca de Cañar y su separación con la de Azogues, las estribaciones Sur de la de Cuenca o las altas vertientes de la orilla Sur del río León, por Manú o Saraguro, reina el piso superior típico con la asociación pradera-papa-haba, hasta entrar en contacto con el matorral o el páramo.
- En forma opuesta, en los valles más cálidos, como la terminación occidental del valle del Jubones, aparece la asociación que se desarrolla normalmente en el estrato inferior, en condiciones subtropicales, con la aparición de cultivos de subsistencia como el maíz, asociado con la arboricultura y colindando con amplios espacios arbustivos y arbóreos "naturales".
- Por fin, el valle del río Paute, hasta el acceso a la represa de Amaluza, comprende dos zonas. La parte alta está ocupada por el tipo de utilización de las cuencas, asociando praderas-maíz-fréjol y restos de bosque, mientras que en la parte baja, cerca de la represa, todavía predomina el bosque tropical perennifolio de las vertientes externas, "sembrado" de claros de desmonte.

Las vertientes inferiores

El piso interandino inferior es el dominio casi exclusivo del maíz, asociado con fréjol y localmente con trigo en las partes más altas.

Sistemas culturales originales están representados en su parte inferior, en donde algunas vertientes alcanzan zonas climáticamente cálidas, subtropicales, secas a áridas, características que se traducen por modificaciones importantes de la cobertura del suelo y de las aptitudes culturales:

- una gran extensión de vegetación arbustiva abierta sobre las vertientes erosionadas del valle del Paute o las zonas muy secas del valle del Jubones, con abundantes variedades espinosas, adaptadas a la sequía local;
- asociaciones de cultivos que incorporan vergeles templados de altitud, en el alto valle del Paute y los alrededores de Gualacéo o la caña de azúcar irrigada, en el valle de Santa Isabel.

Los pisos inferiores

Están cubiertos por sistemas de uso del suelo relativamente cercanos a los de las vertientes bajas, con las cuales están en contacto geográfico, bajo condiciones climáticas y altitudinales cercanas.

El sistema cultural dominante esta basado en la típica asociación: maíz, fréjol, pradedas con, localmente, trigo. Las cuencas de Cuenca y de Nabón, constituyen los ejemplos más demostrativos.

Pero las diferencias altimétricas entre cuencas, introducen variaciones locales:

- así, la de Cañar, más alta y más fría, se singulariza por una mayor extensión de las praderas para ganado bovino lechero y la permanencia de asociaciones del piso interandino superior tales como la cebada, el haba y localmente la papa;
- las zonas más secas o erosionadas están cubiertas por vegetación arbustiva, como los valles inferiores de la cuenca de Cuenca río arriba de la confluencia Tomebamba-Burgay, o con espinos en el bajo valle del Jubones;
- la presencia de climas con características tropicales se traduce, en las zonas en donde se puede aportar agua, por la aparición de cultivos irrigados de valles pero sobre todo por grandes extensiones de plantaciones artesanales de caña de azúcar para destilación en el valle de los ríos Girón-Rircay entre Girón río arriba y la confluencia con el río León, río abajo.

Evolución morfodinámica actual.

Los paisajes interandinos centrales llevan, en su casi totalidad, las huellas de una intensa actividad morfogenética reciente; también se ven afectados por fenómenos actuales entre los cuales algunos igualan o sobrepasan en intensidad los que se observaron en el medio interandino del Norte.

La zonificación de estos fenómenos obedece a dos reglas de repartición.

- La primera depende de la naturaleza de los suelos y formaciones aflorantes y de los fenómenos que los afectan, desde los movimientos de masa sobre los terrenos arcillosos de la cuenca de Cuenca hasta los escurrimientos de superficie sobre los recubrimientos areno-pedregosos en las zonas entre secas y áridas de la cuenca de Nabón o del valle del Jubones.

- La segunda subdivisión es altitudinal y varía según el grado de humedad. Las vertientes superiores son menos afectados por los fenómenos actuales, principalmente debido a las condiciones húmedas que permiten tanto una vegetación natural como cultivos que aseguran cobertura y protección satisfactorias al suelo. Por lo contrario, las vertientes inferiores y las hondonadas, objetos de una intensa utilización agrícola o cubiertos por vegetaciones abiertas, están sometidas a una muy avanzada degradación.

Tres tipos de dinámicas están particularmente desarrolladas: los movimientos de masa de la cuenca de Cuenca, los fenómenos de escurrimientos en los valles de los ríos León y Jubones, y la erosión actual en la entalladura del valle del Paute.

La cuenca de Cuenca constituye una entidad original, en toda la zona interandina del Ecuador, por la extensión de sus fenómenos de movimiento de masa y solifluxión. Tres razones explican esta situación.

- Desde la cuenca de Cañar, la ausencia de cobertura piroclástica reciente permite el afloramiento de las formaciones sedimentarias, recubiertas al Norte.

- Los sedimentos alternados arenisco-pelíticos e incluso los términos más areno-areniscosos del relleno, llevan alteraciones arcillosas y suelos vérticos.

- Las condiciones climáticas son suficientemente húmedas, y permiten a la vez una alteración más completa del sustrato -las alteritas profundas rojizas, heredadas, características del conjunto de las unidades 189, 190, 191 y 192, demuestran que, en este piso, se alcanzó el estado de la ferralitización- y una puesta en movimiento de la reserva de alteritas producidas. Sin embargo, tales movimientos no constituyen una característica reciente, y una antigua fase generalizada de paleo-deslizamientos pudo ser fechada por horizontes orgánicos atrapados entre 18.900 ± 800 y 31.900 ± 1.000 años BP (A. Winckell, C. Zebrowski et al, 1994, en publicación).

Esta dinámica afecta localmente las unidades 192 y 193 de las vertientes superiores y 213 de las vertientes inferiores. Pero su desarrollo se vuelve particularmente significativo sobre los modelados del piso; la totalidad del paisaje 231 y una parte de los paisajes 229, 230 y 233.

Los movimientos de masa se producen preferentemente sobre las pendientes superiores al 40%, cubiertas por pastos, tipo de utilización del suelo muy extenso aquí, en donde el peso y el pisoteo del ganado favorecen su desarrollo. Los paisajes muestran en todas partes una dinámica en plena actividad: alteritas entalladas, nichos de arrancamientos, golpes de cucharas, lupas de solifluxión y paredes enteras de vertientes deslizadas. Los fenómenos más superficiales se reconocen por los afloramientos rojizos que aparecen en medio de los pastos, mientras que los más profundos alcanzan las raices de las alteraciones o la roca-madre, entre blancuzcas y amarillentas. Sus dimensiones pueden ser importantes: los desniveles en las zonas de arrancamiento varían de 1 a 5 m, mientras que la extensión total es frecuentemente multidecamétrica.

Proporciona a los paisajes afectados un característico aspecto "desgarrado", que se reconoce, además, por el perfil compuesto de las vertientes. Al lado de las actuales formas, en vía de formación, evolución o cicatrización, resulta en efecto fácil observar que la totalidad del paisaje ha sido modelado por paleo-deslizamientos hoy en día estabilizados y recolonizados, que se traducen por vertientes con un perfil muy aborregado. Si bien la relación pastos-deslizamiento resulta evidente, estas paleoformas, hoy en día estabilizadas, atestiguan de la inestabilidad crónica de estas formaciones.

Una vez abierta la razgadura, los movimientos de masa se ven muchas veces acompañados por un escurrimiento concentrado que se desarrolla sobre las formaciones puestas al desnudo y cava incisiones, localmente bien marcadas. En algunos casos extremos, localizados en la parte Sur de la cuenca, se pueden observar decapados superficiales que afectan vertientes enteras.

Pese a estar todavía localizados, estos fenómenos tenderán a extenderse si no se aplican estrictas normas de protección, como el control y el seguimiento de la carga de ganado por hectárea o el mantenimiento de una suficiente cobertura vegetal protectora, sobre todo en el período de las precipitaciones más importantes, cuando el riesgo de paso del suelo del estado sólido al estado plástico, y hasta fluido, es máximo.

Los fenómenos de escurrimiento también están bien representados en la Sierra central, donde se ubican en los valles confluentes de los ríos Girón y León, en el del Jubones, y a lo largo del valle del Paute.

Corresponden a pisos interandinos claramente diferenciados de los anteriores, en las partes inferiores de las cuencas, bajo condiciones climáticas entre secas y áridas. Todas son zonas con una protección notoriamente insuficiente del suelo: sea con una cobertura vegetal discontinua, utilizada además como terreno de recorrido para una ganadería ovina o caprina extensiva, sea con un uso actual limitado a cultivos anuales que no cubren el suelo - como el maíz - dejándolo desnudo en el período de los aguaceros o con excesos de riego no controlado en las parcellas de caña de azúcar.

Los procesos son generalizados y afectan todas las pendientes a partir de algunos grados. Las superficies de las vertientes muestran una ablación muy importante de los suelos y formaciones superficiales y, en numerosos lugares, aparecen los sustratos rocosos, arenosos o pedregosos. Se relacionan también con las composiciones de los afloramientos de superficie y son más avanzados sobre las formaciones con insuficiente coherencia interna, entre arenosas y areno-arcillosas con piedras.

Parece ser que el escurrimiento difuso de superficie constituye el fenómeno de arranque. Provoca así una ablación laminar superficial pero se ve reemplazado muy pronto por una fase de incisiones en pequeñas torrenteras en V, con dimensiones entre métricas y decamétricas, que operan una disección muy densa de la superficie. El resultado es una degradación generalizada del medio por decapado sobre los interfluvios e incisiones en las vertientes y los talwegs.

Las zonas más afectadas están ubicadas en el valle de Girón y sobre todo a ambos lados de las gargantas de los ríos León y Jubones; esencialmente las vertientes inferiores, los fondos de las cuencas (unidades 227, 233, 234, 237 y en menor medida 210 y 212), pero las vertientes superiores no son indemnes de este fenómeno (unidades 191 y 193).

En la cuenca de Nabón, los paisajes presentan un verdadero aspecto de desolación, ya que, hasta en las pendientes suaves, los suelos desarrollados sobre materiales detríticos han sufrido un decapado generalizado y una disección lineal muy avanzada, dejando aflorar el sustrato en extensas manchas entre blancuzcas y rosadas. La excavación de los suelos y formaciones superficiales sobre varios metros proporciona, a las vertientes, perfiles en típica forma de escalera; pies de vaca, desgarrones, surcos, carcavas, quebradillas y barrancos que destrozan completamente los paisajes.

Las vertientes de los ríos León y Jubones, más empinadas, también están muy afectadas, casi desnudas y abandonadas por cualquier tipo de agricultura, difícilmente viable bajo estas condiciones extremas. El origen de esta degradación nos parece doble.

No queda la menor duda de que las prácticas culturales actuales no pueden sino favorecer los fenómenos de escurrimiento. Pero no se debe menospreciar el papel de los factores naturales: climas secos a áridos con violentos aguaceros, grandes desniveles con pendientes empinadas heredadas de la fuerte recrudescencia de la cavadura consecutiva al levantamiento reciente de los Andes, suelos entre arenosos y areno-arcillosos sin cohesión interna, vegetación natural de arbustiva a arbórea con cobertura insuficiente. Todos constituyen factores que predisponen a una fuerte actividad morfodinámica, y contribuyen a explicar el desencadenamiento y desarrollo de una erosión geológica antigua. Las vertientes llevan por todas partes las huellas de este decapado, anterior a la intervención del hombre, cuyas formas muy extensas de depósitos coluviales o de glacis en las partes inferiores de los relieves atestiguan el vigor y la antigüedad.

Sin embargo, sería conveniente no favorecer el desarrollo total de estos procesos de degradación e implementar, desde ahora, prácticas culturales más adaptadas: cultivos que cubren el suelo, supresión del pastoreo para favorecer la recuperación de la cobertura vegetal, manejo correcto del riego, etc. ¿Pero, resultarían posibles, bajo condiciones naturales tan extremas? Con excepción de algunos rellanos localizados (Girón, Santa Isabel, Oña) y de una parte de la cuenca de Nabón, estas regiones poseen una aptitud agrícola muy restringida. Sin embargo sería poco razonable dejar de interesarse por ellas.

Comparativamente, las cuencas de Cañar y Cuenca estan menos afectadas.

En la primera, sólo se manifiesta un escurrimiento de superficie difuso y concentrado, pero localizado en algunas zonas marginales. Estos fenómenos pueden ser calificados como normales en las condiciones de utilización agrícola actual: fuertes pendientes, suelos arenosos y sistemas agrícolas con cultivos dominantes que no cubren el suelo como el maíz o la papa.

La situación actual es menos favorable en la segunda. Un escurrimiento muy activo de superficie afecta los relieves de la parte inferior, seca, de la cuenca, así como los valles orientales. Grandes extensiones ya están desnudas, por decapado de las formaciones entre arenosas y areno-arcillosas de cobertura, principalmente en la parte baja de la

cuenca, por Azogues, Santa Rosa, Cuenca (unidades 229 y 233) y sobre las tobas y aglomerados volcánicos de Llacao, sometidos a una intensa ablación por escurrimiento. Estos fenómenos también son particularmente sensibles sobre las unidades 193, 213 y 233 de las cuencas de Quingeo así como por Ludo, Sígsig y Gualaceo.

Se deben implementar, prioritariamente, medidas de protección para limitar el desarrollo actual de tales procesos y, consecuentemente, reducir la carga aluvial del río Paute que asegura su drenaje.

El valle del río Paute

Las faldas de la entalladura del Paute muestran procesos idénticos, quizás menos desarrollados que en la cuenca de Nabón por ejemplo, pero en plena expansión. Las condiciones son aquí menos desfavorables: sequía menos acentuada en la parte alta, precipitaciones significativas río abajo y existencia de rellanos con modelado más suave sobre las vertientes de las entalladuras. Sin embargo, la ocupación humana es densa y la utilización agrícola intensa, con un sistema cultural a base de maíz y de ganadería, se acompaña por un escurrimiento difuso generalizado e incisiones lineales de todas dimensiones. Las alteraciones arcillosas se ven luego afectadas por pequeños movimientos de masa: arrancamientos, golpes de cucharas, lupas de solifluxión y llegan localmente a deslizamientos de alteritas sobre paredes enteras de vertientes.

La situación nos parece grave, por una parte porque este valle - cuyo acceso se ha visto facilitado por el mejoramiento de la infraestructura vial con la construcción y la operación del complejo hidroeléctrico Paute-Amaluza - ha sido objeto de una intensificación de la colonización y de la utilización del suelo. A corto plazo, las consecuencias resultarán catastróficas para el mantenimiento de una agricultura viable sobre estas zonas.

Pero además, todos los materiales superficiales puestos en movimiento por estos procesos van a terminar inmediatamente en el curso del Paute. Este último, ya excesivamente cargado por los productos originarios de la cuenca de Cuenca-Azogues río arriba, origina un aluvionamiento muy importante en la represa de Amaluza, amenazada por un relleno a breve plazo. Si no se toman medidas inmediatamente, su posible duración se verá disminuida en tales proporciones que resulta razonable cuestionarse sobre su rentabilidad.

3.3. LAS ENTALLADURAS Y VALLES FLUVIALES INTERANDINOS

En este trabajo, la cartografía de las formas fluviales interandinas resultó casi imposible. Por lo tanto, fueron indicadas en el mapa a escala 1:1'000.000 sólo las más extensas, o las que cuentan con formas particularmente significativas, cuya representación permite una mejor comprensión de la repartición y de la génesis del relieve.

Por otra parte, el conjunto de las formas fluviales andinas se reagrupó. La distinción entre una Sierra Norte con cobertura piroclástica y una Sierra Central y Sur donde afloran las alteraciones del sustrato ya no se justifica, por estas formas de elaboración reciente, entre holocena y actual, en la superficie de las cuales la evolución morfodinámica actual muy activa provoca importantes modificaciones y un rejuvenecimiento continuo de las formaciones superficiales.

Resumen

- *Complejos de terrazas, grandes esntalladuras recientes, rellanos y niveles escalonados*
- *Afloramiento de los substratos en las vertientes, suelos aluviales relativamente ricos en los valles*
- *Condiciones climáticas generalmente secas a subdesérticas*
- *Vegetación arbustiva en las vertientes*
- *Actividad agrícola diversificada, a menudo con irrigación en los fondos de valles*
- *Intensa morfodinámica actual generalizada en las vertientes y en los fondos.*

3.3.1. Los rellanos y terrazas escalonados (unidad 238)

Esta categoría no fué utilizada más que para representar la depresión del conjunto Guayllabamba-Chiche-Pisque (Fig. 25).

Es un alveolo burdamente circular, de 10 km de Este a Oeste sobre 9 km del Norte al Sur, atravesado en su centro por el río Pisque con dirección E-O, mientras que la ciudad de Guayllabamba se sitúa hacia su borde Sur.

Su piso se encuentra a 2.200 m, y está rodeado por abruptos de cerca de 200 m de comando. Los niveles del valle interandino que lo dominan sobre su contorno alcanzan 2.400 m al Sur de Guayllabamba, 2.500 m al Este y al Noreste, 2.550-2.600 m al Norte y 2.700 m sobre la ribera izquierda del río Guayllabamba al Oeste.

Interpretaciones geológicas explicaron esta depresión como un hundimiento de una fosa volcano-tectónica, un cráter o una caldera (DGGM, mapa geológico a 1: 50.000 de El Quinche, 1980). Estimamos que se trata de una explicación poco probable, dado que los rasgos morfológicos y las afloraciones de formaciones no permiten con-

firmar esta hipótesis.

El origen de esta depresión diseñada en el piso del valle interandino es al parecer tectónica. Esta se localiza en una zona particularmente fallada que constituye un nudo tectónico importante. La cobertura de pyroclastitas recientes no facilita las observaciones, pero por lo menos dos fallas regionales pueden ser evidenciadas: una al Oeste, de dirección Norte-Sur limita la grada Quito-Calderón, la otra de dirección SO-NE, sigue el pie de los abruptos que dominan la depresión al Sur y al Sureste. El mapa geológico de El Quinche indica un gran número de fallas ortogonales SO-NE y NO-SE, algunos de estos trazos parecen, por lo menos, sobredimensionados.

Numerosas pequeñas fracturas y fallas locales pueden ser observadas sobre las vertientes de la entalladura del río Pisque o sobre la carretera Guayllabamba-Tabacundo. Afectan la totalidad de las formaciones del relleno volcano-sedimentario del valle interandino: los depósitos gravosos, conglomerados, arenas, areniscas y tobas aglomeradas de la base sedimentaria con predominio detrítico y fluvio-torrencial; pero también las tobas, cineritas, aglomerados tobáceos, arenas y areniscas de la parte intermedia en donde las aportaciones por caídas piroclásticas cimentadas en un medio acuoso se vuelven dominantes. Algunos de estos accidentes son sinsedimentarios, debido a que no son visibles en las capas superiores que los fosilizan. Son principalmente fallas verticales normales, pero también seudo-pliegues que interpretamos como estructuras derivadas de movimientos verticales del piso que provocan deslizamientos de lienzos enteros de formaciones en proceso de sedimentación, bien visibles entre el río Pisque y Tabacundo, por ejemplo.

Se trata de una zona inestable, desde el inicio de la sedimentación de edad pleistócena según la cronología admitida. Hay que señalar que esos movimientos no parecen afectar los estratos superiores del relleno volcano-sedimentario, ni las caídas piroclásticas aéreas antiguas y recientes.

Pero su morfología actual es ante todo de origen fluvial, siendo también ese nudo tectónico un nudo fluvial. Es el lugar de confluencia del drenaje de la cuenca de Quito: el río Guayllabamba con dirección Sur-Norte formado por la confluencia de los ríos San Pedro, Chiche y Guambi; el río Pisque importante afluente de la orilla derecha que drena toda la parte nororiental de la cuenca y finalmente numerosas quebradas (Santa Rosa, Uravia, El Quinche entre los más importantes) que se unen a esta depresión según una dirección uniforme SE-NO, conforme a la pendiente de la superficie del valle interandino.

El alveolo de Guayllabamba puede ser interpretado como el resultado del trabajo de encajonamiento de esta red. La excavación particularmente importante del orden de 200 a 250 m con referencia a las superficies aledañas del relleno, fue facilitada por la fragilización de las formaciones por los accidentes tectónicos. Un estudio detallado del piso de la depresión hace aparecer sobre su parte Sur, por uno y otro lado de la ciudad de Guayllabamba, una zona ligeramente más baja, en forma de cuerno, de alrededor de 3 km de ancho. Sus altitudes, inferiores en unos cuarenta metros con relación a los relieves aledaños se rebajan de 2.250 m en su extremidad Noreste hasta 2.150 m al Oeste de Guayllabamba. Interpretamos esta depresión como un gran meandro abandonado y encaramado, antigua área de divagación del río Pisque y de las variaciones de su lugar de confluencia con el Guayllabamba. Los modelados confirman esta interpretación; son antiguos canales alargados en el sentido del escurrimiento dominante, rellenos por revestimientos aluviales de algunos metros de espesor, con capas sobrepuestas y entrecruzadas de arenas, gravas torrenciales con grandes cantos rodados, limos e intercalaciones de capas tobáceas. Sus bordes estan constituidos por pequeñas colinas alargadas en el mismo sentido, donde reaparecen los afloramientos del sustrato.

Los rebordes orientales y meridionales son entonces la ribera cóncava, erosionada de este gran canalón meandriforme y nos parece poco probable que sea limitada por una falla curva (DGGM, hoja geológica a 1: 50.000 de El Quinche, 1980).

La parte central de la depresión constituida por colinas redondeadas que sobrepasan por lo general 2.280 m, al Norte de Guayllabamba, representa en este esquema la ribera convexa.

Además, al Sur de Malchinguí, sobre la orilla Norte del río Pisque, existe un segundo nivel más elevado, limitado al Norte por un abrupto curvo de 150 m de desnivel. Su superficie es levemente inclinada de 2.400 m al pie del abrupto hasta unos 2.320 m por arriba de la garganta actual. Se trata seguramente de un primer nivel de erosión, testigo de una fase más antigua. La ausencia de formaciones correlativas no permiten confirmar esta interpretación, pero su forma permanece lo suficientemente explícita, habiéndose deslizado luego el curso hacia el Sur.

Es difícil dar a esos niveles de 2.200 y 2.400 m una significación genética; en efecto, el origen de los niveles de los rellenos está frecuentemente ligado a las variaciones del nivel de base local que constituye la garganta del exutorio. Una acumulación río arriba podría ser la consecuencia tanto de un levantamiento tectónico en la cordillera que atraviesa la garganta como de una obstrucción de ésta debido a un desprendimiento, un deslizamiento de vertiente, un derrame de lava, un lahar o un flujo piroclástico. Unicamente dos niveles en la cuenca de Quito puede tener una significación regional, la superficie superior hacia 2.400-2.500 m y la del piso del alveolo a 2.200 m indican dos períodos de estabilidad en el proceso de relleno-entallamiento en relación con la evolución de la garganta del Guayllabamba río abajo.

La cavadura de las gargantas es evidentemente posterior a la fase de divagación en el alveolo de Guayllabamba. Ella se realizó dejando algunos testigos suspendidos (simples rellanos aplanados o jirones de terrazas cubiertos de aluviones areno-pedregosos) sobre los flancos de la entalladura. La secuencia general es la siguiente:

- nivel cimero del relleno del valle interandino: 2.400-2.500 m
- nivel superior de la ribera Norte del Pisque: 2.320-2.400 m
- "meandro de Guayllabamba": 2.150-2.250 m
- rellanos sobre los flancos de la garganta actual del Guayllabamba cerca de 1.900 m
- fondo de la garganta, inmediatamente río abajo de la confluencia, ligeramente inferior a 1.800 m.

Es dificil estimar con precisión la edad de su elaboración. Sin embargo, las correlaciones con las caídas piroclásticas permiten aportar algunas precisiones. El nivel superior y el piso del alveolo de Guayllabamba no llevan cobertura de proyecciones antiguas o de cangahua, su formación es entonces posterior a la fase principal de depósito de esta generación que se terminó hacia 10.000-12.000 años BP. Por el contrario, esta generación se presenta localmente sobre los modelados de las colinas ubicadas en el centro de la depresión.

Esos niveles están uniformemente recubiertos por las caídas piroclásticas de segunda generación, lo que implica que no eran recorridos por escurrimientos susceptibles de decapar esta cobertura, posteriormente a su depositación. Según dataciones obtenidas sobre formaciones similares en situaciones cercanas, su elaboración sería anterior al período 2.600 ± 80 a 1.620 ± 80 años B.P. (A. Winckell, C. Zebrowski, et al., 1994, por publicarse). Los entallamientos son, por ende, muy recientes.

Esta zona deprimida fue la sede de importantes movimientos recientes, como lo muestran numerosos deslizamientos y desprendimientos sobre los flancos del valle del río Pisque. Ellos son el resultado de una inestabilidad crónica de estas vertientes con formaciones debilitadas por la gran densidad de fracturas, así como del "llamado al vacío" en las pendientes fuertes o abruptas de los flancos de los valles cavados, en donde los desniveles varían de 400 m para el Pisque a casi 800 m para la parte más profunda del Guayllabamba. La presa natural del río Pisque a finales de 1989 constituye una bella demostración de esos fenómenos. La retención provocada río arriba y luego el entallamiento de la garganta en la presa muestran el vigor de las sucesiones de ciclos relleno-cavadura que modelaron, a otra escala, el conjunto del medio interandino. No se excluye que algunos de los depósitos del nivel 2.200 m de la depresión de Guayllabamba, sean de origen lacustre similar a partir de deslizamientos acaecidos sobre los bordes del alveolo.

Los suelos son poco evolucionados, arenosos o areno-pedregosos con un horizonte humífero poco marcado.

3.3.2. Los valles anchos con complejos de terrazas (unidades 239, 240, 241)

Los valles con terrazas cartografiados, derivan de una elaboración exclusivamente fluviátil, excluyendose los diferentes niveles de relleno de las cubetas interandinas. Localizados por una y otra parte de los drenes mayores, son el resultado de la evolución reciente de la red hidrográfica andina y de las diferentes fases de cavamiento y relleno consecutivos a la elaboración de las grandes entalladuras actuales. El paisaje cartografiado comprende tanto la o las terrazas escalonadas como el curso actual generalmente encajonado.

Las diferenciaciones efectuadas provienen de variaciones en la naturaleza de sus componentes. Todas son situadas en las partes inferiores de las cuencas interandinas, bajo clima seco, en donde los procesos de alteración de los materiales son relativamente lentos. Formaciones superficiales y suelos quedan poco evolucionados.

La unidad 239 corresponde a las terrazas constituidas de materiales gruesos: arenas y depositos de guijarros en una matriz arenosa.

Ella caracteriza al valle alto del río Chota, entre la población de Chota, a 1.600 m y Tababuela a 1.500 m, y el valle del Mira, entre Salinas a 1.400 m y La Concepción hacia 1.200 m (Fig. 15). En esta cuenca con tendencia desértica, los exutorios son ríos de aspecto torrencial, con lecho rocoso y pedregoso en medio de un valle mayor lleno de depósitos pedregosos con bloques y guijarros; el río Ambuqui, afluente del Chota, es un ejemplo claro. El escurrimiento perenne puede ser muy débil, pero las crecidas son repentinas y violentas. Las terrazas son jirones de extensión limitada, dos niveles escalonados entre 1 y 5 metros siguen el curso actual.

Este paisaje incluye también las formas laterales de acumulación: conos aluviales y de deyección provenientes de los torrentes afluentes, sin escurrimiento permanente en su mayoría.

La parte inferior del río Mira presenta características similares. Pero los umbrales rocosos, franqueados en cascadas, se vuelven más numerosos mientras que la pendiente longitudinal aumenta, al entrar en la garganta que atraviesa la cordillera occidental.

Esta unidad se localiza también en el alto valle del río Chambo, entre 2.800 m al Sur de Pungalá y 2.400 m hacia Penipe. El valle muestra también la sucesión de dos niveles superpuestos, bien diferenciados y compuestos de capas de arena y de depósitos de guijarros, alternados con caídas de cenizas volcánicas, localmente cimentadas en tobas.

El material relativamente grueso proviene en parte de la erosión de los relieves metamórficos de la cordillera oriental y de la removilización de depósitos laháricos, bien representados en Riobamba.

En todos estos valles ubicados en clima seco, los suelos son poco evolucionados, arenosos, poco humíferos.

La unidad 240 es una variante edafológica de la anterior, situada únicamente en la cuenca de Latacunga, en donde se extiende un valle amplio desde 3.100 m río arriba de Mulaló, hasta 2.600 m en Salcedo, al Sur, al inicio de la garganta del río Ambato.

Su modelado de superficie varía de lo plano absoluto a débiles ondulaciones, con ríos fluyendo en valles poco marcados y de nivel casi idéntico. Es sólo río abajo de Latacunga, en donde el Cutuchi, cuando adquiere un cierto volumen, empieza a encajonarse de 20 a 30 metros, mientras que todos sus afluentes corren cerca de la superficie.

Los materiales de este valle provienen de la remoción de los depósitos fluvio-lacustres arenosos de relleno de la cuenca: arenas, limos, tobas y conglomerados. La delimitación adoptada reagrupa también a las avenidas laháricas procedentes del Cotopaxi, canalizadas en este sector por los cauces de escurrimientos fluviales, como sucedio en 1877. Sus materiales constitutivos son bloques de diversos tamaños en una matriz arenosa parcialmente consolidada.

Los suelos son arenosos poco evolucionados. Se distinguen de los anteriores por la presencia de importantes capas de aguas fréaticas a poca profundidad -debido a la abundancia del escurrimiento proveniente de los relieves del Norte y al débil encajonamiento de la red hidrográfica- y por un horizonte superficial más humífero.

La unidad 241, se localiza exclusivamente en la Sierra central y meridional.

Alrededor de Cañar representa todo el fondo de la cuenca, desde 3.000 m río arriba hacia el Este y se termina a 2.800 m al Noroeste. Hacia el Suroeste, incluye acumulaciones coluviales o de deslizamientos en los rebordes, las cuales ascienden hasta los 3.400 m (Fig. 31).

En la cuenca de Cuenca, los desniveles son poco marcados. Los valles altos alcanzan 2.600 m, 2.800 m río arriba de Biblián mientras que al inicio de la entalladura de Paute, la garganta de Gualaceo no está más que a 2.400 m (Fig. 31).

Comparando, las terrazas de Macará parecen muy bajas, situadas entre 480 m río arriba y 400 m cerca del río Macará al Sur.

Esos tres valles se reagrupan en función de la naturaleza de sus suelos arcillosos, profundos, vérticos.

3.3.3. Las grandes entalladuras recientes, con flancos empinados y niveles encaramados (unidades 242 y 243)

Los ríos que drenan el medio interandino escapan de las cuencas mediante gargantas estrechas y profundas en las cordilleras, antes de descender por cauces torrenciales en las vertientes externas de la cordillera.

A pesar de la relativa juventud de la configuración actual de esta red y de la gran resistencia de los constituyentes de las cordilleras, los efectos de la erosión regresiva han alcanzado el medio interandino, marcando la morfología de la parte río abajo de las cuencas.

La altitud de los ríos en los exutorios de las cuencas interandinas es siempre inferior a los 2.000 m, lo que implica un encajonamiento vertical de alrededor de 1.000 m con relación a la altitud estimada del basamento de las cordilleras. Es este sustrato el que juega el papel de un verdadero nivel de base local para la evolución del medio interandino, ya que las altitudes promedio actuales de las cordilleras, del orden de 4.000 m, fuera de los estratovolcanes, resultan de derramamientos volcánicos recientes cimeros que no constituyeron un verdadero obstáculo para los escurrimientos hidrográficos.

Este encajonamiento al paso de las cordilleras externas se traduce en las cuencas interandinas por una incisión correlativa de las formaciones del relleno, siguiendo un proceso de regularización por erosión regresiva. Esta incisión fue rápida y sus efectos son aún sensibles en las partes medias de las cuencas interandinas. Dos factores facilitan dicha progresión:

- por una parte, la débil resistencia de los materiales de relleno, aportes detríticos espesos, desordenados y poco consolidados,
- por otra, la presencia de escurrimientos abundantes durante la formación de estas entalladuras.

Las correlaciones con otros eventos de la evolución andina cuaternaria -variaciones de los casquetes glaciares, caídas de las differentes generaciones de coberturas piroclásticas, succesion climática y de los fenómenos morfodinámicos- permiten correlacionar la fase principal de esas incisiones en los rellenos con el último deshielo hace 12.000-10.000 años. Sin poseer datos cuantitativos sobre los escurrimientos de este período, es evidente, a la vista de la gran extensión de las zonas marcadas por una paleomorfología glacial o nival, que este deshielo de la cobertura glacio-nival liberó grandes cantidades de agua, sin medida común con los caudales actuales. Fué en esta época cuando se trazaron las líneas mayores de la red hidrográfica actualmente observable: las grandes entalladuras de los exutorios, pero también toda la red de barrancos y quebradas que recortan las vertientes y rellenos interandinos.

Es en este sentido que hablaremos de "red fósil", las entalladuras sobredimensionadas estando hoy ocupadas por ríos mucho menos potentes que las que los formaron. La evolución posterior al cavamiento general es relativamente menor; represa localizada en la garganta por desmoronamiento de vertientes o por derrames de lava, con regularización posterior del perfil longitudinal por relleno y luego cavadura, fenómenos de gravedad sobre los flancos fuertes y muy inestables de las entalladuras, inundaciones, aluvionamiento y cavaduras en las partes inferiores de los cauces actuales. Los perfiles longitudinales constituyen así una serie de pequeñas hondonadas con pendiente poco marcada en los sectores rellenos y rápidos o cascadas en el franqueamiento de las represas.

Las formas actuales se componen principalmente de flancos rectilíneos con pendientes muy pronunciadas, superiores a 100%, que descienden desde la cima del encajonamiento (superficies de relleno o relieves diversos) hasta el fondo de las gargantas estrechas en donde los ríos tienen características torrenciales: lecho aparente compuesto de ensanchamientos atestados de aluviones pedregosos y de pasos rocosos, flujos burbujeantes y espumosos, siempre con alto contenido de materias finas en suspensión y saltación, siendo un ejemplo ilustrativo el río Guayllabamba en el puente del mismo nombre.

Los perfiles transversales son generalmente muy parecidos a los de los cañones. Presentan irregularidades de detalle que provienen de la valoración de las diferencias de resistencia de las formaciones: cornisas o desplomes rocosos entallados en las rocas duras del basamento o sobre las formaciones consolidadas de los rellenos (lavas, lahares, cineritas, etc.), vertientes rectilíneas sobre las capas no consolidadas y sujetas a desprendimientos, rellanos suspendidos en forma de consolas enganchadas a los flancos de las vertientes (superficie de flujo de lava, nivel de abrasión fluvial o jirones de terrazas pedregosas encaramadas).

Las formaciones superficiales son casi inexistentes, y los afloramientos del sustrato dominan. Las vertientes son arenosas a conglomeráticas en los rellenos y rocosas en las cordilleras.

Los suelos poco profundos, son poco evolucionados de erosión.

Cuatro gargantas fueron presentadas. La de la entalladura de los ríos Chota-Mira no fué incluída en esta categoría, porque se trata más de un gran valle encajonado con flancos ensanchados que de una garganta en el sentido estricto de la palabra. Ella fué asimilada a la unidad interandina 202. Su abertura hacia el Oeste en la cordillera, río abajo de La Concepción se convierte en una verdadera garganta; por muy angosta fué unida con la unidad anterior.

La garganta del río Guayllabamba, que drena el valle interandino de Quito, es una entalladura profunda que se dirige hacia el Oeste (Fig. 25). Situada en la parte inferior noroeste de la cuenca, es aún muy marcada sobre los cursos inferiores de los ríos Guayllabamba, Pisque y de sus tributarios, incluso río arriba de su confluencia. El curso se ve afectado por sinuosidades y cambios bruscos de rumbo, los tramos de dirección SW-NE y SSE-NNO estando guiados por la tectónica.

Río arriba de la garganta, en la confluencia San Pedro-Chiche, el desnivel es del orden de los 300 m, entre el piso del valle interandino a 2.400 m y el curso del Guayllabamba a 2.100 m. A la salida de la depresión interandina, sobrepasa los 600 m, las altitudes de la depresión y del curso actual son, respectivamente de 2.200 y 1.600 m. Finalmente, cuando alcanza la cordillera al Noroeste de Perucho, mediante un tramo Este-Oeste de 3 km de largo, el río no está más que a 1.400 m, encajonados entre las cuchillas meridianas de la cordillera occidental que alcanzan los 3.000 m.

El valle es estrecho, en forma de cañón muy encajonado, solamente adornado con algunos jirones de terrazas o aplanamientos encaramados sobre los flancos de la garganta Norte-Sur más allá de la confluencia. Bellas entalladuras muy estrechas, y no cartografiables, se elaboraron por erosión regresiva alrededor del glacis de Malchinguí o hacia Atahualpa, sobre la ribera derecha.

La entalladura del río Toachi es comparable a la del Guayllabamba. Su desnivel aumenta progresivamente de 300 m río arriba (cumbre del relleno a 3.300 m y curso actual a 3.000 m), a 600 m río abajo (respectivamente 3.000 m y 2.400 m).

Ella hereda sus características geomorfológicas de la proximidad del Quilotoa. Totalmente desarrollada en sus partes río arriba y central sobre las proyecciones recientes del volcán -lapilli, arenas y cenizas homogéneas-, es una entalladura con perfil rectilíneo, a veces en acantilados verticales, que contrastan netamente con la superficie muy plana de la cumbre del relleno, compuesta por dos niveles escalonados entre si de unos diez metros. La débil resistencia relativa de este depósito explica las grandes dimensiones de esta entalladura, mientras que la cuenca-vertiente del río que la drena posee dimensiones modestas. Río abajo, hacia Sigchos, está tallada en formaciones volcano-sedimentarias de tobas y aglomerados volcánicos más antiguos, y presenta entonces un perfil heterogéneo según la dureza de las diferentes capas.

La erosión es muy viva y la mayoría de las vertientes de esta garganta muestran una evolución reciente y actual intensa. Los flancos modelados en las emisiones piroclasticas del Quilotoa, son jalonados de grandes hundimientos de lienzos enteros de vertientes, cuyos materiales llenan el valle actual bajo forma de amontonamientos caóticos, como entre el volcán y Guangaje. Hacia Chugchilán, un actual desprendimiento, simulando un gigantesco circo de erosión, se traduce en superficie de los niveles superiores por fisuras decimétricas de descolgamiento atestiguando asentamientos y deslizamientos en masa.

Otra gran garganta entalla la parte río abajo de las cuencas de Latacunga-Ambato y Riobamba. Al Norte, corresponde al encajonamiento del río Cutuchi, aguas abajo de Salcedo, a partir de su confluencia con los valles en garganta de los ríos Nagsiche y Yanayacu; el valle está entonces a 2.650 m y el fondo de la cuenca a 2.800 m. Se hace más profundo gradualmente hasta Ambato, y luego rápidamente hacia el Sur después de su confluencia con el río Ambato. En Pelileo, el río Patate fluye a 2.000 m hacia el fondo de una garganta de 800 m.

El valle es un gran cañón, con flancos empinados y de perfil compuesto en escalera valorando las diferencias de sustrato. El río Ambato constituye un ejemplo particularmente demostrativo, en donde se puede admirar todo el proceso de elaboración de meandros encajonados. El anfiteatro circular San Fernando-Pasa, con su fondo plano situado a 3.200 m, es aparentemente un antiguo meandro abandonado y recortado, 250 m por encima del curso actual. La ciudad de Ambato está situada sobre la ribera convexa de otro antiguo meandro encaramado, en donde el deslizamiento progresivo del río hacia el exterior dejó depósitos gruesos de terrazas; el encajonamiento actual es del orden de los 150 m. Por otra parte, es probable que algunos trazos ortogonales entre Ambato y la confluencia sean de origen tectónico.

Otros numerosos niveles encaramados a lo largo de la garganta (pedazos de terrazas o de aplanamientos) atestiguan la evolución compleja de esa cavadura; adquieren cada vez más importancia río abajo, por una y otra parte del río Patate hasta su confluencia con el Chambo.

Esta se prolonga hacia el Sur por el valle del río Chambo, de dirección opuesta. En la cuenca de Riobamba, el río Chambo corre en un valle ancho con terrazas escalonadas; es solamente a partir de Penipe que se modeló una gran garganta atrapada entre los volcanes Igualata y Tungurahua. El encajonamiento se hace rápidamente importante, mientras que la entrada en la garganta hacia Penipe está a 2.500 m, la confluencia con el Patate para formar el Pastaza, 25 km más al Norte se sitúa a 1.950 m, y el desnivel de la garganta se aproxima a los 1.000 m. Baños, 6 km más al Este está solamente a 1.800 m.

Esta garganta presenta similitudes con las anteriores: entalladura con desniveles marcados, niveles escalonados, pero también algunas diferencias. Arrinconado contra el Tungurahua al Este con una fuerte vertiente rectilínea, presenta un perfil transversal disimétrico con un flanco Oeste establecido en los relieves del conjunto Igualata-Limpi. Esta vertiente entre rectilínea e irregular, está modelada por una reanudación reciente de erosión en las formaciones del sustrato. Es la sede de una fuerte inestabilidad y de numerosos movimientos de gravedad: deslizamientos en masa, desmoronamientos, que favorecen luego el desencadenamiento de procesos de abarrancamiento hídrico sobre sus pendientes pronunciadas y apenas protegidas por la vegetación. Los aportes consecutivos de materiales en el curso del río Chambo abajo, son muy importantes.

Tales deslizamientos existen más al Norte, hacia Píllaro sobre el río Cutuchi o cerca de Pilahuín sobre el río Ambato, pero son siempre fenómenos aislados. Aquí, su generalización entre Pelileo y Penipe, proviene del vigor de la entalladura elaborada en las proyecciones inestables del Igualata y del Llimpi y los materiales de relleno, pero sobre todo de la proximidad del Tungurahua, volcán activo cuyas repetidas erupciones destabilizan los flancos de la garganta muy cercana.

Río abajo de la confluencia, la garganta muy encajonada, hacia la Amazonia, del Pastaza así formado, muestra importantes derrames de lava, con su característico yacimiento en órganos, en las cercanías de la confluencia Chimbo-Patate, o lahares descendidos de los flancos del Tungurahua. Afloran actualmente ya sea como recubrimientos de terrazas o de rellanos, o bien en coladas de represas en fondo de garganta que provocan rellenos fluviolacustres por aluvionamiento río arriba, como en el que se sitúa la ciudad de Baños. Algunos derrames son franqueados por gargantas de tipo "filo de sierra" modeladas por marmitas de gigantes coalescentes, río arriba de Baños, o cascadas como en Agoyán. El descenso hacia Baños es un recorrido particularmente demostrativo de la

asociación de esos modelados, que se prolongan lejos, río abajo, en donde algunas coladas, disectadas en consolas suspendidas en los flancos de garganta pueden observarse a 20 km de Baños.

Los fondos de valles tienen cauces actuales importantes, de características torrenciales, sobrecargados en sedimentos. Alternan entalladuras, en las cuales los ríos se reducen a un estrecho canal en donde abundan cascadas en el paso de los umbrales rocosos, y ensanchamientos con lechos atestados de aluviones torrenciales con grandes guijarros, rodeados de niveles de terrazas escalonadas de misma composición.

La última gran garganta representada es la del río León río arriba de su confluencia con el río Rircay, para formar el río Jubones (Fig. 30). Situada al fondo de la gran depresión formada por la coalescencia de estos valles, esta garganta sólo alcanza altitudes moderadas en el ámbito andino. Inicia río arriba hacia 2.000 m al Sur de la cuenca de Nabón, luego desciende rápidamente hacia 1.200 m en la confluencia León-Naranjo. Desde ahí, adopta una dirección transversal SSE-NNO, con un encajonamiento máximo de 500 m, hasta su confluencia con el río Rircay, situado a 1.050 m.

La morfología de esta entalladura prefigura ya a las características de los grandes valles de la Sierra meridional, en donde debido a la ausencia de niveles de relleno bien individualizados como en las partes septentrional y central de la Sierra, las vertientes presentan una gran homogeneidad desde las cimas de interfluvios o cordilleras hasta el fondo de las entalladuras actuales, haciendo muy arriesgada cualquier delimitación.

La garganta figurada aquí no representa entonces más que la última fase de este encajonamiento, la entalladura estrecha, con flancos rectilíneos empinados, elaborada en las formaciones volcano-sedimentarias terciarias del piso de la depresión de Nabón y de la parte río abajo del valle del río León. Sobre esas vertientes erosionadas, recorridas por un drenaje en barrancas paralelas y sometidas, además, a una de aridez muy marcada, los afloramientos rocosos dominan, asociados a algunas alteritas o enchapados coluvio-aluviales entre pedregosos y conglomeráticos y con algunas vertientes de escombros.

Su trazo en tramos rectilíneos ortogonales resulta de la adaptación a la falla regional de dirección SW-NE y al parecer a una fractura secundaria en lo que respecta a la parte río abajo SSE-NNO.

UTILIZACIÓN Y EVOLUCIÓN MORFODINÁMICA ACTUAL

Las grandes entalladuras interandinas no son objeto, por sus características topográficas y climáticas, de ninguna utilización agrícola significativa. Sometidas a condiciones secas, que llegan a lo árido río abajo o en la garganta del río León, son cubiertas por una vegetación, arbustiva o arbórea abierta, espinosa en las partes más secas, asociada a manchas de vegetación herbácea a menudo seca.

Por el contrario, los valles fluviales son, a pesar de su débil extensión, el lugar de una intensa actividad agrícola. Es difícil proponer reglas estrictas de repartición, pues los tipos de utilización varían en función del escalonamiento climático y del sistema agrícola. Los valles más fríos, como el de Cañar, se caracterizan por el uso agrícola de las vertientes superiores interandinas con la asociación cebada, haba, papa, pradera; las de Cuenca y Riobamba, de características más templadas llevan la asociación de la zona interandina inferior con maíz, frijol, alfalfa, trigo y praderas; estas últimas constituyen el elemento dominante de la utilización del suelo en el Norte de Latacunga. La irrigación, facilitada por la topografía plana de esas acumulaciones aluviales, explica el desarrollo de grandes zonas de producción de legumbres y hortalizas vecinas a las principales aglomeraciones de Ambato, Riobamba y Cuenca.

Las terrazas del piso inferior, sometidas a la influencia de las entradas de aire cálido proveniente de las regiones costera y amazónica, pertenecen ya casi al dominio tropical. Hacia Ambato, son plantaciones de manzanas, peras, duraznos y ciruelas; en Guayllabamba, verdaderos vergeles tropicales de aguacate, mangos y cítricos; en el valle del Chota, plantaciones de caña de azúcar irrigada; en Macará, los magníficos pequeños arrozales escalonados.

Las grandes gargantas de las principales entalladuras son, entre los paisajes interandinos, los que presentan la evolución actual más importante.

En sus hondanadas se localizan importantes crecidas, que se traducen por inundaciones de los niveles inferiores de terrazas y recubrimientos aluviales de tipo torrencial con cantos rodados y arenas. Las consecuencias son a veces catastróficas para las infraestructuras de comunicación y sobre la utilización agrícola ya que esos paisajes planos y facilmente irrigables son a menudo objeto de una intensa valoración por sus huertos y vergeles. Los valles de los ríos Chambo y Pastaza son dos ejemplos característicos.

Los flancos de esas entalladuras, en pendientes pronunciadas y hasta abruptas, sobre formaciones además poco coherentes, son particularmente inestables. La continuación del entallamiento en algunas de ellas ocasiona una inestabilidad crónica del conjunto de la vertiente afectada por deslizamientos, desprendimientos, etc. Esos fenómenos no son recientes, ya que los flancos están marcados por numerosas huellas de formas de gravedad desi-

gualmente estabilizadas; descolgamientos verticales de paredes de vertientes, escalonamiento de rellanos resbalados con superficies de diversa inclinación, grandes desgarramientos o derrumbamientos que ocasionan perfiles aborregados característicos, enormes conos de escombros que tapizan lienzos completos, etc.

Los valles del curso inferior del río Chambo o del río Pisque constituyen ejemplos notables de esta actividad reciente e histórica, ligada, en el Chambo, a la sismicidad relacionada con la actividad del Tungurahua, mientras que en el Pisque esos movimientos explotan los lugares fragilizados por las numerosas fallas y fracturas ortogonales recientes en la zona de Guayllabamba. La inestabilidad de esas vertientes de entalladuras está, por otra parte, acentuada por la amplitud del encaucamiento fluvial reciente, provocando un verdadero "llamado al vacío".

Removilizaciones recientes como el derrumbamiento de 1989 en el río Pisque, río arriba de su confluencia con el Guayllabamba, son otra prueba de la importancia de la dinámica actual. En este caso, se trata de una asociacion deslizamiento-derrumbamiento afectando la totalidad del flanco de una vertiente particularmente encajonada y abrupta, que reactiva un antiguo deslizamiento, al parecer estabilizado. Provocó una presa de contención de la corriente. La entalladura del "tapón" se efectuó rápidamente mediante una garganta estrecha, verdadero "filo de sierra" en esos materiales no consolidados. El vaciado parcial de la retención provocó un fuerte efecto de "desagüe", traduciéndose, río abajo, en una lámina de agua, que inundó las terrazas dedicadas a cultivos de huertos, recubriéndolas de depósitos aluviales pedregosos y arenosos, volviéndolas impropias a toda utilización agrícola inmediata. Evoluciones de este tipo no son excepcionales, numerosas formas observadas a lo largo de estos cauces pueden serles atribuídas. En este dominio también, la evolución está más ligada a la eficacia de un fenómeno excepcional y de corta duración que a las transformaciones continuas poco perceptibles.

Finalmente, la mayoría de las grandes gargantas, lugares privilegiados de penetración de las masas de aire proveniente de las regiones circundantes, son también la sede de vientos violentos; los cuales, canalizados hacia el interior de esos corredores profundos y bien definidos, provocan toda una gama de fenómenos eólicos. Afectan particularmente las gargantas de los ríos Guayllabamba y Toachi, pero también el valle del Chimbo, lugar de salida de los vientos provenientes del Arenal del Chimborazo a través de la cuenca de Guaranda o la del Chambo, pasaje obligado de los vientos provenientes de la Amazonía.

Esas acciones eólicas se manifiestan mediante formas de ablación y acumulación. Los torbellinos ascensionales de aire y polvo son fenómenos frecuentes que hacen los horizontes raramente claros, difuminados tras un aire cargado de partículas finas.

La deflación de superficie es muy eficaz debido al hecho que, bajo las condiciones climáticas desfavorables, la cobertura vegetal es muy discontinua y las formaciones superficiales poco alteradas, ricas en elementos pulverulentos fácilmente movilizables. Este barrido de superficie provoca una ablación generalizada de la capa superficial, y un descalzamiento de las partes más resistentes: bloques de lavas, lahares o capas endurecidas aparecen entonces en relieve sobre esas vertientes, en donde las caídas de cenizas o las intercalaciones de arenas han sido excavadas.

Las formas de corrasión de tipo "yardang" son muy raras. Pero las innumerables cavidades redondeadas, de orden decimétrico, que constelan los afloramientos endurecidos, en los sectores expuestos a los vientos mayores de los valles del Guayllabamba y del Patate por ejemplo, pueden ser relacionadas con esta categoría. Las más desarrolladas toman la forma de pequeños túneles excediendo raramente el metro de longitud, y aseguran la comunicación entre dos cavidades terminales. Su origen sigue sin explicación, pero nos parece poco probable que sea el resultado del trabajo de seres vivientes (roedores, gusanos o insectos), como se ha mencionado, ya que esta interpretación no puede explicar sus dimensiones o su multitud en algunos lugares; un estudio preciso sigue siendo necesario.

Las diferencias de cohesión, heredadas de los procesos de cimentación secundaria por las percolaciones hídricas, pueden ser suficientes para explicar una mayoría de ellas. Las zonas no afectadas por los fenómenos de endurecimiento permanecieron, en efecto, relativamente blandas y fácilmente movilizables, tanto por los procesos de gravedad sobre los afloramientos inclinados como mediante escurrimientos hídricos sobre las superficies. Desde entonces el procedimiento se hace rápidamente cumulativo, desencadenando luego la ablación eólica; los torbellinos contribuyen a profundizar las cavidades nacientes dándoles su forma redonda característica, mediante una dinámica parecida a la de las marmitas torrenciales; granos de arenas más gruesas, removidos por el viento, pero no transportables, juegan el papel de abrasivo en algunas cavidades. Los flancos de la garganta del Guayllabamba, por debajo de Calderón, por ejemplo, permiten observar la evolución de tales fenómenos. El resultado es sorprendente, algunos acantilados presentan el aspecto de verdaderos "quesos gruyere" o de paredes alveoladas de colmenar.

Los procesos de acumulación están también representados. Se localizan en todos los sectores abrigados, las zonas deprimidas por detrás de los relieves o en un recodo de esas gargantas, pero también al abrigo de las matas de vegetación. Constituyen a menudo alineamientos de nebkas fijadas por la vegetación o recubrimientos superficiales con pequeñas arrugas como cerca de Perucho y Malchinguí en el borde del Guayllabamba, o sobre el río Chambo hacia Penipe. En algunos sectores localizados evolucionan en pequeñas dunas de tipo barkhane como entre Penipe y Guano.

4. LOS RELIEVES DE LA SIERRA AUSTRAL

El cruce del paso a 3.150 m, sobre la carretera Saraguro-Loja, acompaña un cambio brusco en la organización de los paisajes. La clara disposición meridiana que caracteriza a la Sierra desde la frontera colombiana, desaparece por completo al Sur del paso. Este materializa, típicamente, la terminación de la Sierra central, representada aquí por la unión de los relieves cimeros orientales y occidentales, al Sur de la gran depresión de los ríos León-Jubones, y la entrada en la Sierra austral, anunciada por la entalladura del río San Lucas, estrecho valle en garganta que conduce hasta la ciudad de Loja.

Los relieves del Sur constituyen un medio abierto (Fig. 33). La cordillera oriental o Real, es la única línea continua de relieve, en la prolongación de la del Norte. En el detalle, aparece dividida en una parte Norte, meridiana al Este de Loja-Malacatos, y una parte meridional orientada NNE-SSW, desplazada en una decena de kilómetros hacia el Oeste, inmediatamente al Sur del pueblo de Yangana. Las altitudes siguen siendo altas, sus cimas superan por todas partes los 2.800 m con puntos culminantes a 3.694 m en la parte Norte, 3.631 m en la parte Sur y 3.791 m en las proximidades de la frontera peruana. Los modelados son siempre impresionantes (la carretera Loja-Zamora da los ejemplos más ilustrativos), y llevan cerca de la línea divisoria de aguas un estrecho rosario de relieves glaciares. Unicamente la atraviesan dos escotaduras; una muy marcada al Norte, es la garganta del valle del río Zamora a 1.800 m, la otra ocupada por la brecha al Sur de Yangana por donde pasa la carretera Malacatos-Zumba a 2.800 m. La dirección andina meridiana es todavía visible sobre el borde Oeste de la cordillera Real, en el eje de relieve de Gonzanamá y en el que separa las cuencas de Loja y Catamayo.

A partir de esta barrera, las alturas disminuyen en dirección Oeste y Noroeste (Fig. 34 y 35). Esta bajada continua es reveladora de un tipo de relieve original en el medio andino de Ecuador. A primera vista, la disposición de las formas aparece confusa con relieves sin orientación preferencial, separados por valles con bruscos cambios de dirección. En realidad, es posible distinguir ejes con orientación dominante NE-SW como las cordilleras de Celica o Catacocha, o NNE-SSW en las de Gonzanamá y Cariamanga, unidas entre si por tramos perpendiculares como en el Oeste de Cariamanga o en Sozoranga, dando así al relieve su característico dibujo ortogonal (Fig. 36). Todos tienen el aspecto de lenguas continuas que descienden suavemente, y casi paralelamente, hasta los 2.500 m en su terminación suroccidental.

La disposición general se asemeja a un abanico abierto hacia el Suroeste, forma subrayada aún por los grandes ejes hidrográficos, que siguen muy fielmente las mismas direcciones, adaptadas a menudo a dispositivos litológicos, estructurales o tectónicos. Estos se escurren por valles profundamente entallados cuyos fondos, en la parte río arriba, al pie de la cordillera oriental, se escalonan entre 1.200 m en el río Pindo y 1.600 m en Malacatos, pero bajan hasta a menos de 600 m en la salida de la región. Esos valles son por lo general relativamente amplios y se componen de una sucesión de cuencas ensanchadas, con fondos planos o monótonos, separados por pequeños tramos en gargantas más estrechas, como el río Catamayo lo muestra perfectamente. Otra característica original en el medio andino ecuatoriano, es el hecho de que el drenaje está asegurado por cuatro redes: Loja-Zamora en dirección de la Amazonia al Noreste, Puyango-Tumbez al Oeste y al Noroeste, Catamayo-Alamor al centro y al Suroeste, Pindo-Calvas-Macará al Sur. También sería conveniente mencionar el río Mayo que drena la cuenca de Zumba, en el extremo Sur, con dirección al río Chinchipe, la que por su disposición en la vertiente oriental se ha asimilado a las regiones amazónicas (paisaje 246).

Así mismo, las formaciones superficiales y del basamento muestran diferencias muy marcadas con los paisajes andinos del Norte.

Primero, por la desaparición de la actividad volcánica reciente, post-oligóceno, típica de los Andes más septentrionales. Ello se traduce en primer lugar por la ausencia de proyecciones piroclásticas superficiales. No hay índices que pudieran demostrar, en los macizos australes, la existencia de alguna antigua cobertura, hoy decapada.

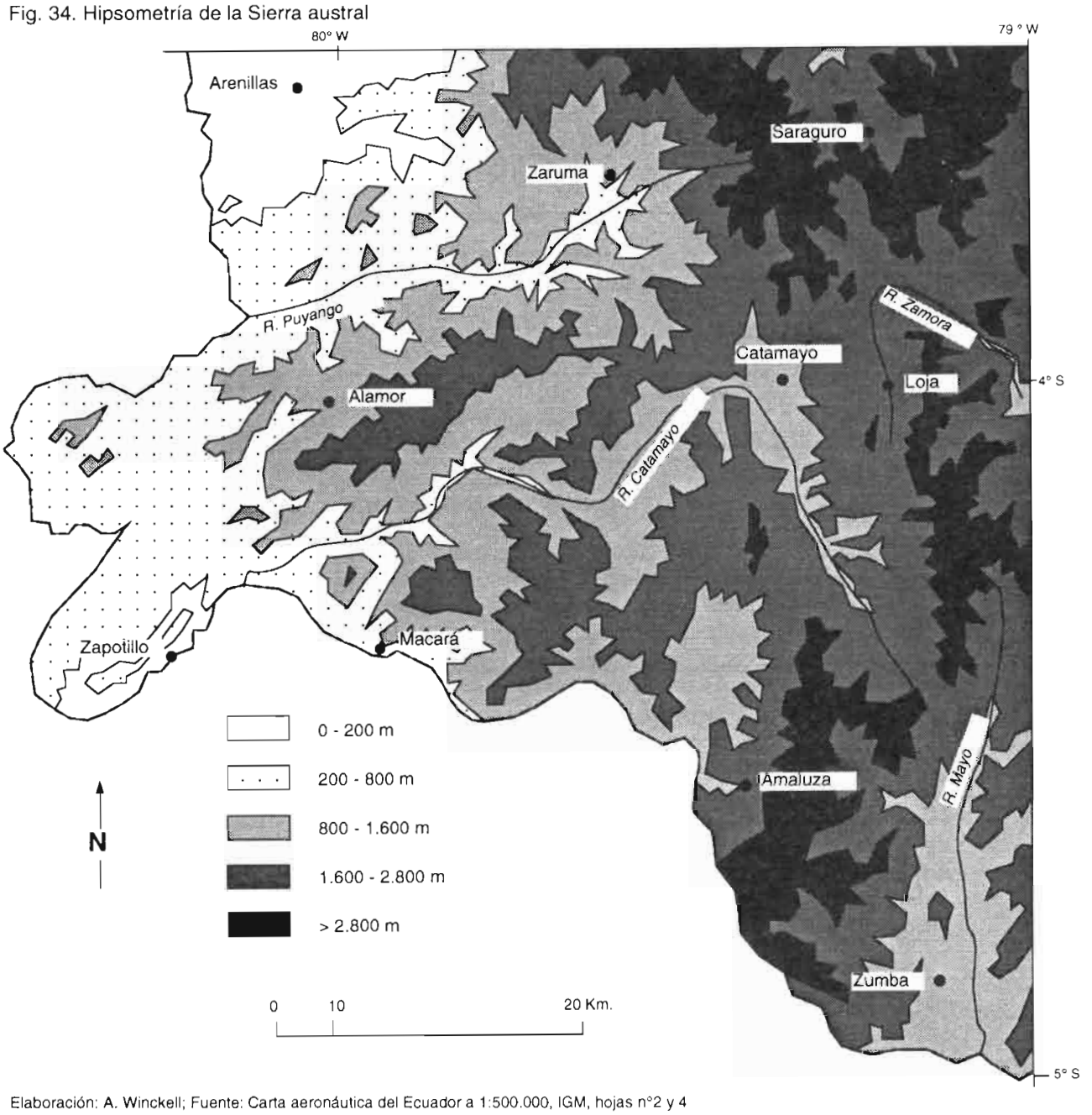
Los potentes recubrimientos volcánicos y volcano-sedimentarios recientes que fosilizan las cordilleras, o que llenan las cuencas del Norte, aquí están también generalmente ausentes, y las formaciones aflorantes se derivan exclusivamente de las transformaciones del substrato, del que reflejan las diferenciaciones, representando algunas alteraciones o depósitos heredados de las etapas mayores de la morfogénesis o de la pedogénesis.

Dominio en el cual predominan las afloramientos de tipo preandino, los macizos australes presentan una litología dominante de tipo "zocalo antiguo" con facies metamórficas, intrusivas graníticas, volcánicas y volcano-sedimentarias, y únicamente algunos depósitos sedimentarios muy localizados. Aquí es en donde se han podido observar ejemplos muy significativos del aprovechamiento del substrato: erosión diferencial según la resistencia de las facies, adaptación a dispositivos estructurales o tectónicos.

Fig. 33. Los relieves de la Sierra austral

Elaboración: A. Aing, LIA-Télédétection, ORSTOM; Fuente: Canal 7 de la imagen Landsat MSS010/063 del 17/08/1978

Fig. 34. Hipsometría de la Sierra austral



Elaboración: A. Winckell; Fuente: Carta aeronáutica del Ecuador a 1:500.000, IGM, hojas n°2 y 4

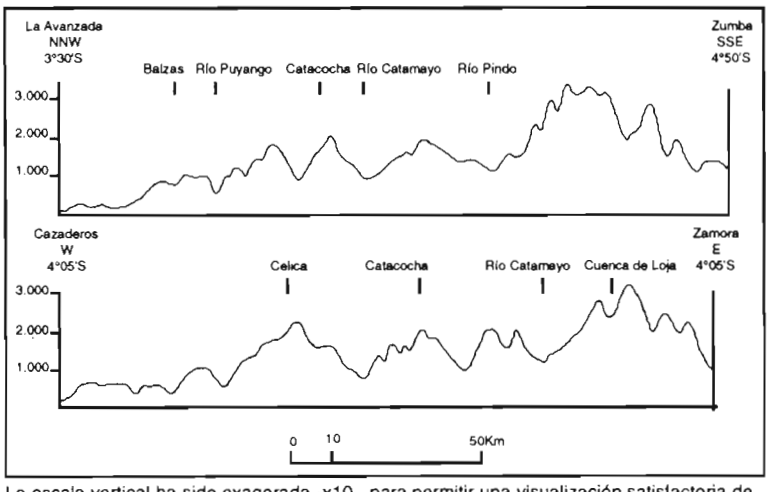
La zonificación climática es el último factor clave para la comprensión de los paisajes de la Sierra Sur. Calcada casi exactamente sobre la hipsometría, muestra un notable escalonamiento con las cimas muy húmedas, las laderas de los relieves húmedos en la parte alta, y luego más secas hacia abajo, separadas por los valles y cuencas, algunos de las cuales, ya sea en las proximidades del Perú o bien en posición de abrigo marcado, alcanzan los pisos climáticos muy secos y hasta áridos (Fig. 37).

La delimitación resultante de los paisajes de la Sierra austral es original con relación al resto del medio andino de Ecuador.

El primer nivel de diferenciación es climo-fisiográfico. Los suelos de Loja presentan un alto nivel de correlación con la gradiente climática, que origina un recorte en tres grandes conjuntos morfo-edafológicos esquemáticamente representados por los macizos húmedos, las vertientes de transición y las zonas deprimidas con sequía acentuada. Sus características climáticas están presentadas en cada estrato.

Las relaciones entre los grandes tipos de rocas, las alteraciones y los suelos intervienen en segundo lugar, pero no son menos importantes para la comprensión de algunas anomalías aparentes de la repartición de las formas

Fig. 35. Cortes representativos en la Sierra meridional



La escala vertical ha sido exagerada -x10- para permitir una visualización satisfactoria de los paisajes de los contrafuertes costeros

Elaboración: A. Winckell; Fuente: Carta aeronáutica del Ecuador a 1:500.000, IGM, hojas n°2 y 4

o formaciones superficiales. Cuatro grandes tipos han sido agrupados, cuyos comportamiento o productos de alteración son similares frente a la evolución morfo-pedológica: los granitos; las formaciones metamórficas, volcánicas o volcano-sedimentarias; los sedimentos terciarios; los depósitos coluviales de glacis.

Finalmente, varias generaciones de alteritas y de suelos cubren los relieves actuales, están ordenadas de acuerdo a paleo-topo-climo secuencias, de las cuales una es heredada y la otra es actual. Sus características se reflejan sobre los modelados, las formaciones superficiales, la vegetación y las actividades agrícolas, los fenómenos morfodinámicos actuales y las limitaciones a la utilización agrícola.

Resumen

- *Medio abierto con grandes valles y depresiones ortogonales.*
- *Clara estratificación climática de lo húmedo a lo árido.*
- *Alteración y afloramiento de las formaciones antiguas del substrato.*
- *Paleo-topo-climo secuencia edafológica ferralítica-fersialítica.*
- *Intensos fenómenos morfodinámicos antiguos y actuales*

LAS ROCAS Y LOS SUELOS DE LA SIERRA AUSTRAL

El afloramiento de las formaciones del basamento

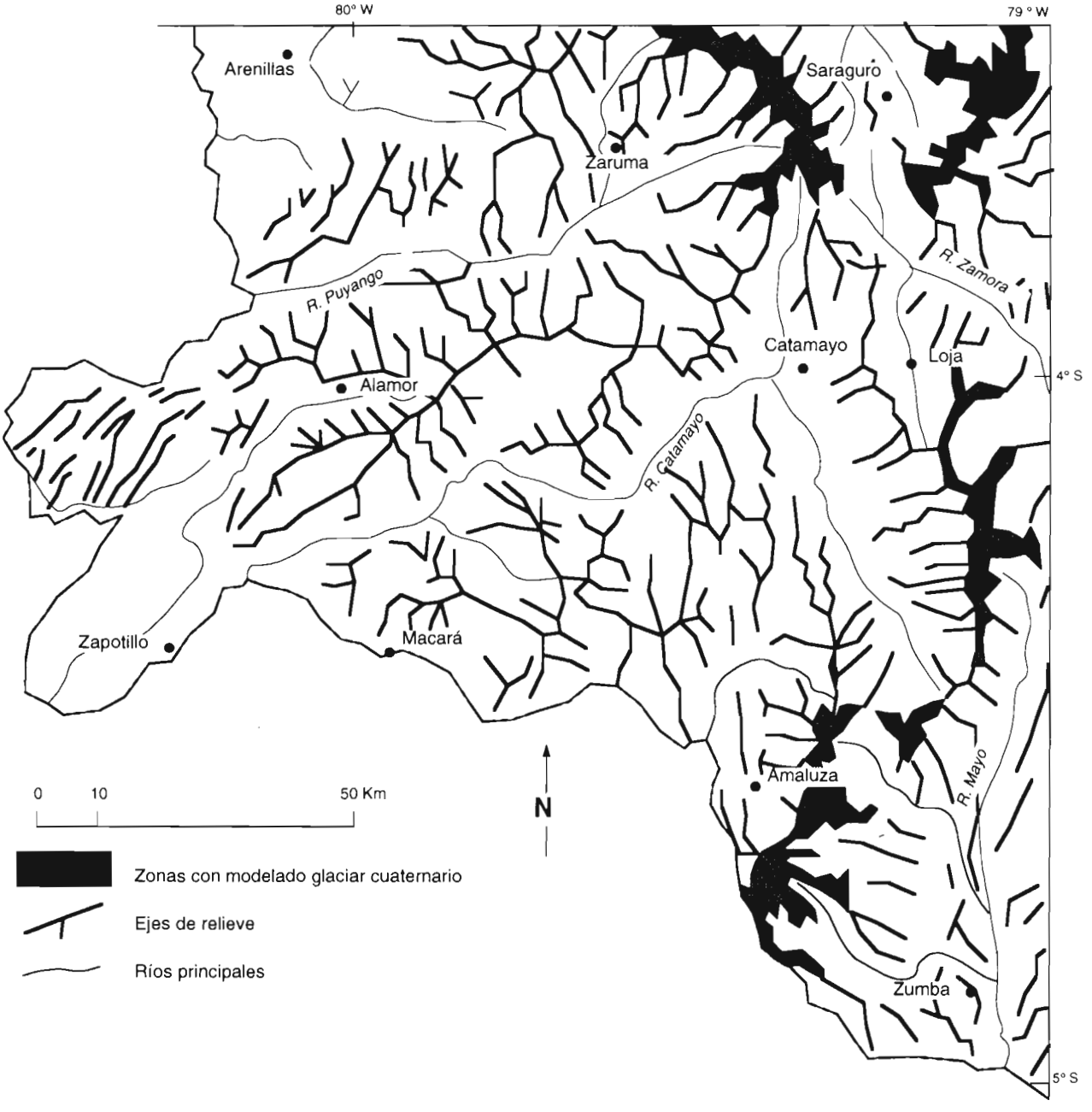
Existen varios estudios excelentes sobre la geología del Sur del Ecuador (Faucher B. & Savoyat E., 1973; Kennerley J.B., 1973; Feininger T., 1980 y 1982; Baldock J.W., 1982). la síntesis siguiente elaborada a partir de estos estudios, presenta una rápida descripción de los diferentes conjuntos litológicos, para entender mejor la génesis de las formas de la Sierra Sur y su evolución. Hemos efectuado entonces agrupamientos de formaciones de edad, origen y significado que pueden parecer fundamentalmente diferentes desde el punto de vista geológico, pero que por una litología idéntica o parecida, presentan un comportamiento geomorfológico muy similar (Fig. 38).

Varias facies en las zonas limítrofes costeras o de las vertientes externas occidentales se citarán sólo como recordatorio, habiendo sido presentadas en el estudio de dichos paisajes. Así es el caso de los sedimentos cuaternarios costeros (unidades 100, 101, 109, 113), como de los esquistos, gneiss, anfibolitas e intrusiones ultrabásicas que constituyen el basamento de los contrafuertes suroccidentales (unidades 133, 144 y 146 a 148).

Las rocas metamórficas están presentes en dos lugares de la Sierra austral.

Primero, en el extremo Noreste, en donde los micaesquistos, filitas y cuarcitas Capiro, finamente estratificados, de edad Paleozoica inferior (?) y pertenecientes a la serie Tahuín, terminan en forma de una estrecha

Fig. 36. Principales ejes de relieve de la Sierra austral

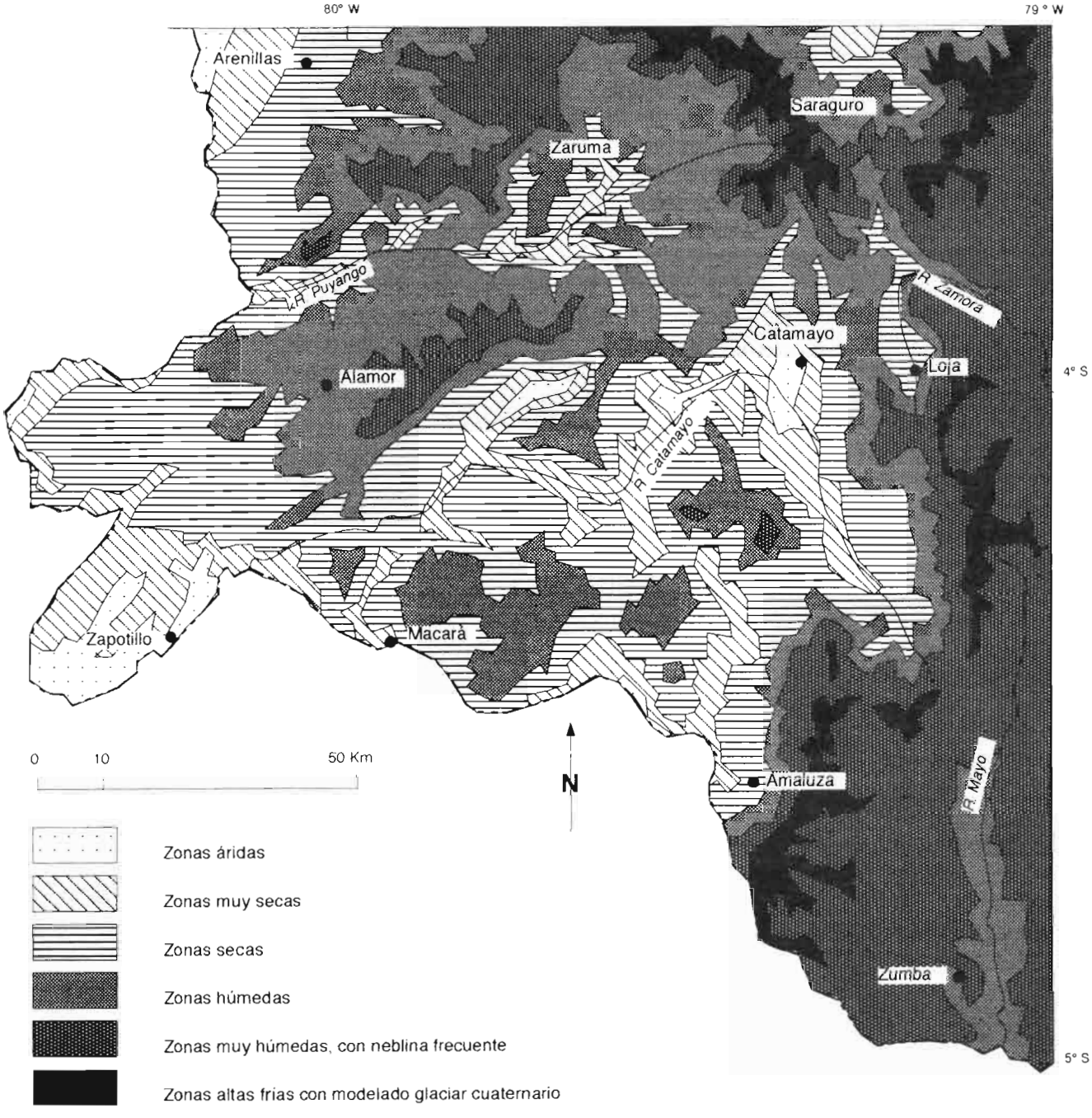


Elaboración: A. Winckell; Fuente: Cartografía geomorfológica de la Sierra a 1:500.000, inédita

franja en cuña hacia Chaguarpamba y Capiro. Marcan la división entre tres provincias estructurales: el macizo volcánico cretácico limitado por la gran falla de Portovelo al Norte; los flyschs Alamor, con su característica orientación del ENE-WSW al Sur; el relleno volcánico y volcano-sedimentario terciario de una cuenca interandina meridiana de hundimiento limitada también por una falla Norte-Sur.

Pero, es hacia el Este en donde están bien representadas por la formación conocida como Esquistos Zamora que constituye casi la totalidad de la vertiente andina oriental. Es una potente serie de edad paleozoica, de esquistos sericíticos y micaesquistos con biotita y muscovita, conteniendo numerosas intercalaciones de cuarzitas, pizarras y pasajes gnéisicos y granitizados. Estos se diferencian netamente de los anteriores por su estructura, con un rumbo marcado en sentido del alargamiento de la cordillera oriental (NNE-SSW a NNW-SSE) y plegamientos muy intensos en sentido de la dirección de las capas ya sean isoclinales subverticales, o

Fig. 37. Zonas de humedad en la Sierra austral



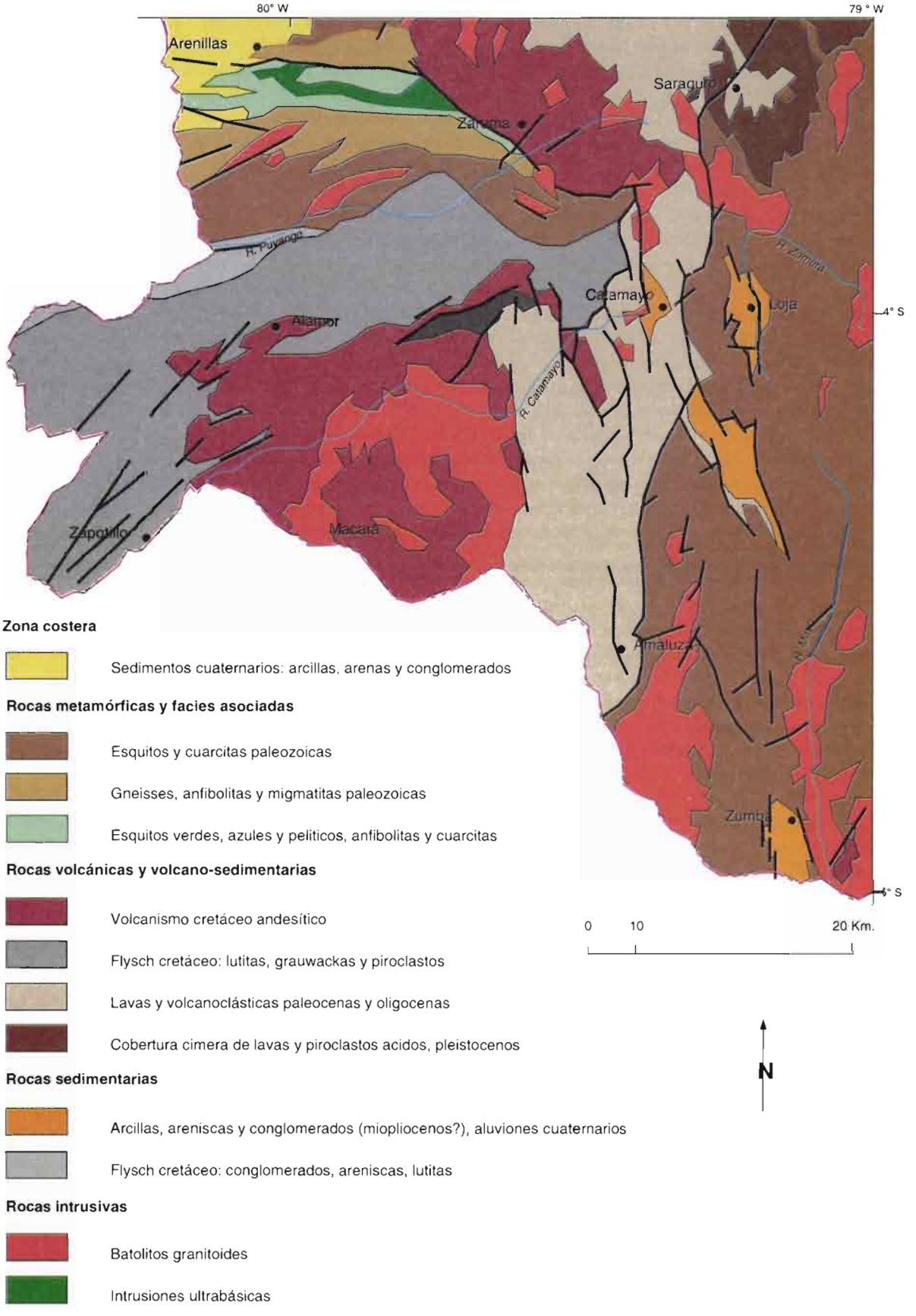
Elaboración: Mapa de zonificación climática del Ecuador a 1:1'000.000, C. Huttel, A. Winckell, C. Zebrowski, inédito

bien muy fuertes con buzamientos predominantes hacia el Este y el Sureste. Esas capas se ven también afectadas por una intensa tectónica quebradiza de dirección Norte-Sur. Se trata de rocas antiguas pertenecientes al zócalo guyano-brasileño, contra o sobre el cual se colocaron los diferentes elementos constitutivos de la cadena andina actual. Como resultado de la ausencia de cobertura volcánica, ese basamento ocupa en la Sierra austral una extensión poco habitual, descendiendo hasta el pie de la vertiente andina interna de la cordillera oriental hacia Amaluza, por ejemplo.

Las rocas volcánicas y volcano-sedimentarias se presentan en cuatro conjuntos.

1. Las más recientes están representadas por los entablamientos cimeros de lavas y piroclastitas de tipo

Fig. 38. Formaciones litológicas y tectónica de la Sierra austral



Elaboración: A. Winckell; Fuente: Mapa Geológico del Ecuador, DGGM, 1982

"Tarqui", pleistocenas; en la continuación de los páramos de la Sierra central. Se terminan en la latitud del paso de San Lucas y pueden considerarse entonces como exteriores a los relieves meridionales.

Algunos punteamientos volcánicos recientes figuran sobre los documentos geológicos; flujos andesíticos al Norte y al Sureste de Purunuma (Carta geológica de Gonzanamá a 1: 100.000, 1975) o volcanitas indiferenciadas emitidas por un volcán en las cordilleras El Vergel y Paredones al Noreste de Zumba (Carta geológica de Zumba a 1:100.000, 1979). Tratándose casi siempre de formas de débil extensión, que no fue posible identificar con certeza sobre los documentos aéreos como derramamientos recientes, incluimos los de Purunuma en el grupo de las volcanitas terciarias que recubren y con las que presentan mucha similitud y dejamos de lado las de la cordillera oriental, de acceso muy difícil y cuya existencia aún parece incierta.

2. Las lavas del complejo Celica - volcanismo cretácico andesítico - ocupan una extensión más significativa. Constituyen la totalidad de la vertiente occidental que domina la depresión Zaruma-Portovelo (unidades 135 y 140), pero también el gran macizo de forma redonda que se extiende sobre 70 km de Este a Oeste y 50 km del Norte al Sur en la parte suroriental; Celica, lugar de definición, se situa cerca del límite Norte. Son el resultado de una actividad volcánica subaérea cretácica ligada a la subducción Macuchi sobre la corteza continental, levantada (Lebrat M., 1985). Es probable que se extendian originalmente sobre la totalidad de la cordillera así formada. Ahora están recubiertas por los flyschs Alamor, al Oeste y al Noroeste, y constituyen también el basamento de la cuenca volcano-sedimentaria central meridiana, en donde reaparecen localmente debido a movimientos tectónicos recientes.

Se trata de una potente serie de varios miles de metros de espesor, constituída de lavas andesíticas masivas, homogéneas y de colores de gris obscuro a gris verdoso, con algunas inclusiones de facies más ácidas (dacitas y riolitas), de volcano-clastitas (tobas, brechas) y de pasajes sedimentarios (cuarcitas y calizas). La tectónica parece ser muy discreta en esta serie, en donde los estratos macizos, de subhorizontales hasta algo inclinados dominan, siendo la única excepción su límite oriental con la cuenca meridiana rellena de lavas oligocenas.

3. Los flyschs Alamor, del Cretácico medio y superior, están genéticamente ligados a las volcanitas Celica.

Las facies de la parte basal son sobre todo sedimentarias y depositadas en aguas poco profundas (formación Cazaderos), compuestas de conglomerados, areniscas tobaceas, lutitas calcáreas y calizas; ellas encierran las maderas silicificadas bien conocidas del valle del Puyango río abajo del cual afloran (unidad 149).

La parte superior está mucho mejor representada, conocida bajo el nombre de formación Zapotillo-Ciano con un espesor superior a 2.500 - 3.000 m. Proviene de la sedimentación detrítica, en una fosa, de los productos del arco volcánico-cordillera que las erupciones Celica edificaban sobre el límite occidental levantado del zocalo guyano-brasileño.

Los antiguos documentos geológicos mostraban una diferenciación entre dos formaciones, coincidiendo con la zonificación geomorfológica. Al extremo Suroeste, afloran los flyschs rítmicos de la formación Zapotillo (ver los paisajes desérticos 153 a 156). Al Norte del paralelo 4° N, la formación Ciano constituye el armazón de las partes Norte y Este de la cordillera de Alamor (paisajes 146 y 147). Se trata típicamente de flyschs compuestos de areniscas, lutitas negras y limolitas multicolores, asociadas con grauwackas, conglomerados y cuarcitas. Los afloramientos volcánicos son bastante numerosos y comprenden lavas entre las cuales hay pillow-lavas, y sobre todo tobas y cineritas; las más pequeñas se interpretan como intercalaciones sinsedimentarias mientras que se presume que las más extensas pertenecen a la formación Celica (J.W. Baldock, 1985).

El conjunto se ve afectado por pliegues intensos de dirección NE-SW al Suroeste en E-W al Norte, los buzamientos son siempre muy fuertes y los estratos erguidos se inclinan de 30-45° hacia el Sur.

Representamos a propósito una cartografía simplificada de esos flyschs. Ella no da cuenta de la aparición de un ligero metamorfismo con facies de esquistos y filitas en la zona de Orianga y Buena Vista al Norte del paralelo 4° N. Lo incluimos también, de acuerdo con investigaciones geológicas recientes (J.W. Baldock, 1982 y DGGM, carta geológica de Zaruma, 1980) las filitas, pizarras, cuarcitas con vetas calcáreas ligeramente metamorfizadas de la formación Zambi, al extremo Noreste.

4. El cuarto conjunto volcánico únicamente se encuentra en la parte medio oriental de la Sierra austral, bajo la forma de una franja Norte-Sur de 25 a 40 km de ancho. Se trata de un graben bien individualizado tectónicamente desde el Paleoceno (las otras cuencas de la región no empezaron a funcionar antes del Mioceno), pero algo diferenciado en la topografía (Catamayo al Norte, Gonzanamá-Nambacola al centro, Las Aradas-Amaluza al Sur) y limitado por fallas meridianas continuas sobre el borde Este que sufrió el hundimiento

máximo, pero discontinuas al Oeste, en donde los sedimentos reposan, localmente, en discordancia sobre los granitos, volcanitas Celica y flyschs Ciano.

El relleno de ese "graben" consiste principalmente, sobre más de 2.000 m (?) en una interestratificación de coladas de lavas y piroclastitas de la formación Sacalpaca (Paleoceno-Terciario inferior). Las primeras son basálticas, andesíticas o dacíticas de color gris o café, las segundas son tobas o conglomerados andesíticos multicolores café, violáceos, amarillos o grises. Todos los estratos muestran intensos plegamientos claramente visibles, en anticlinales y sinclinales disectados con dirección N-S, NNW-SSE o NNE-SSW. Los buzamientos son de muy pronunciados a subverticales. Las lavas parecen dominantes en la parte Noreste hacia Gonzanamá-Catamayo, mientras que los sedimentos piroclásticos lo son hacia el centro y en la parte Sur de Cariamanga hasta Amaluza. Agrupamos en esta unidad las porfiritas eócenas de Purunuma (carta geológica de Gonzanamá, 1975) pero sin papel geomorfológico particular.

Por sus características tectónicas y por las facies de su relleno, ese graben puede ser relacionado con la gran depresión de los ríos León y Jubones, al Norte de la intrusión granítica de San Lucas.

En su parte oriental, alrededor de la cuenca de Catamayo, ese relleno volcánico está cubierto por las facies volcano-sedimentarias finamente estratificadas en capas centimétricas de lutitas y limolitas multicolores, negras, verdes, violetas o cafés, areniscas y arenas de la formación Gonzanamá (Paleoceno). Contienen intercalaciones locales calcáreas y de cherts. Hacia los bordes Sur de la cuenca, las facies se hacen más gruesas y aparecen intercalaciones volcánicas (lavas andesíticas, tobas y conglomerados). El espesor total se estima en más de 1.000 m.

Una erosión diferencial relativamente completa se llevó a cabo y se reconocen fácilmente sobre las fotos aéreas las coladas de lava que forman planos monoclinales o pequeños relieves en forma de "chevrones", mientras que las piroclastitas y sedimentos fueron excavados.

Numerosas intrusiones graníticas

Estas formaciones, con excepción de los flyschs Alamor, fueron recortadas por intrusiones granitoides cuya colocación se extendió sobre un largo período, ya que las más antiguas son los batolitos de Portachuela al Sureste de Amaluza y del Río Mayo a Zumba (¿Cretácico?), mientras que el pequeño punteamiento de Amaluza, no representado sobre el croquis, fué fechado en 29 ±5 MA. Dos grandes categorías se evidenciaron (J.W. Balbock, 1982).

1 - Granitos metasomáticos, foliados y metamorfizados del Paleozoico.

Son representados por dos cuerpos alargados en los contrafuertes suroccidentales: al Noroeste la cuarzodiorita de Marcabelí, más antigua que 214 ± 6 MA, y la granodiorita gneisica de La Florida al Sureste. El cuerpo de Palanda, en la extremidad Este de la vertiente amazónica está constituido por una tonalita con hornblenda, con textura gneisica, que forma parte de la serie Zamora de la que incluye numerosas inclusiones. Su edad es más antigua que 180 ± 5 MA.

2 - Las intrusiones del Cretácico y del Terciario inferior son las más numerosas en los relieves de la Sierra austral.

Un primer grupo atraviesa a las metamorfitas de la vertiente amazónica. En el extremo Sureste, el batolito del río Mayo es una granodiorita con biotita sobre el borde oriental de la cuenca de Zumba en la continuación del plutón metasomático de Palanda (carta geológica de Zumba, 1979). A 25 km más al Oeste, la gran intrusión de Portachuela varía de un granito (cuarzo, albita, ortosa) a una granodiorita leucocrata de grano mediano-grueso con grandes hornblendas y biotitas y, luego hacia el Sur, a una tonalita gris a hornblenda con grano de fino a mediano. Estas datan probablemente del Cretácico y parecen más jóvenes que las volcánicas Celica.

La mayor intrusión de la Sierra del Ecuador está representada por el batolito de Tangula, en posición central, intrusivo en las rocas del grupo Celica, pero cubierto en discordancia por las volcanitas de Sacapalca. De textura de media a gruesa, representa una zonificación clara con un núcleo central de granodiorita con biotita y hornblenda, y una tonalita leucócrata (más de 10% de cuarzo y biotita superior a la hornblenda) sobre las márgenes del batolito. Facies de diorita con 45% de minerales negros (predominando la hornblenda, biotita y plagioclase andesina) y más raramente de granito se observaron (carta geológica de Cariamanga, 1973). Fue fechado entre 113 + 3 y 114 ± 30 MA, o sea del fin del Cretácico (J.W. Baldock, 1982).

Su forma globalmente redondeada, con un núcleo centro-Sur excavado sugiere una extensión mayor de esta intrusión por debajo de las volcanitas Celica, no erosionadas, en la parte Sur.

La esquina Noreste de la región está cubierta por un gran número de afloramientos dispersos que están ligados probablemente en profundidad y parecen indicar la existencia de una fase regional de intrusión. Entre éstos, uno de los más extensos es el de San Lucas, granodiorita con biotita de grano mediano con, localmente, tonalita y granito. Un pasaje transicional con facies gneísicos indica un probable origen por migmatización. Su edad es post-cretácica, comprendida entre 52 ± MA y 70 ± 2 MA. Pertenece a esa misma generación la granodiorita El Tingo, al Norte de Catamayo, que se fechó en 50 ± MA (carta geológica de Loja, 1975).

Esas facies granitoides presentan características globales -un grano mediano, composiciones de granodiorita a tonalita con bajo contenido de cuarzo y abundancia de hornblenda y biotita- que las hacen muy sensibles a la alteración (ver las unidades 119 a 122 y 129 a 131 de las vertientes andinas). Cada paisaje de granito se identifica fácilmente en el campo por sus potentes arenas in situ sobre un espesor de varias decenas de metros. Los más extensos, como el batolito de Tangula por ejemplo, fueron objeto de notables valoraciones por erosión diferencial.

Los suelos de la Sierra austral: una secuencia climática sobrepuesta sobre una paleosecuencia

De buenas a primeras, la cobertura edafológica se presenta como una yuxtaposición de suelos sin ley de repartición evidente. Mientras que las variaciones climáticas, relacionadas con la topografía (cimas y altas vertientes húmedas, bajas vertientes secas y hondonadas frecuentemente áridas), insinuarían la existencia de una topo-climo-secuencia típica con bellas transiciones de suelos, en la realidad no es así.

Si los suelos ferralíticos profundos y desaturados se encuentran efectivamente en las zonas húmedas, estos alternan con suelos menos alterados, fersialíticos o aún poco evolucionados. En las zonas más secas, los suelos poco evolucionados y cafés están asociados con los suelos rojos, a veces con alteritas profundas que muestran una pedogénesis muy avanzada. Finalmente, mientras que el gradiente pluviométrico parece muy regular, el límite altitudinal de tal o tal suelo no es constante de una vertiente a otra.

De hecho, tal distribución de los suelos se explica gracias a una pedogénesis antigua, bajo un clima más húmedo que el actual y durante la cual los suelos se distribuyeron bajo forma de una topo-climo-secuencia (paleosecuencia actual). Luego, en el transcurso de una resecación del clima (?), se produció un rejuvenecimiento local de estos suelos por erosión. Finalmente con un nuevo cambio climático, más lluvioso (?), se instaló una nueva pedogénesis, bajo condiciones climáticas similares a las actuales. Es esta la que habría formado una segunda generación de suelos, siempre distribuidos bajo forma de topo-climo-secuencia, pero con características acordes al clima actual.

Por otra parte, la orientación de los valles con relación a los vientos dominantes, así como la posición de las vertientes a barlovento o a sotavento, son responsables de la variación altitudinal de los límites climáticos de una vertiente a la otra (Fig. 39).

La paleosecuencia muestra la transición de los suelos ferralíticos desaturados en altitud, hacia los suelos ferralíticos saturados y luego a los suelos fersialíticos saturados en lo bajo de la cuenca (Cuadros 3 y 4). Está bien claro que las condiciones climáticas actuales son incompatibles con la existencia de tales suelos, tanto en altitud, en donde los suelos ferralíticos no reciben más que 1.300 mm, como en las zonas bajas y secas, en donde la profundidad de algunas alteraciones (más de 10 m de espesor sobre granito) de suelos fersialíticos es inexplicable bajo las precipitaciones presentes (alrededor de 500 mm).

Esos suelos fueron decapados en parte por la erosión, tanto más intensa sobre una pendiente igual, cuanto más seco es el clima y menos protectora la cobertura vegetal, es decir en la parte baja de la cuenca.

Los suelos recientes que se observan a lo largo de la toposecuencia muestran bien la pedogénesis actual, menos agresiva que la anterior. Así, en la altura se formaron suelos fersialíticos, saturados, ricos en minerales 2/1, y con rastros de minerales 1:1, que se yuxtaponen a los paleosuelos ferralíticos desaturados. Por el contrario, en las zonas bajas, la bisialitización es la regla; se observan de preferencia suelos cafés y vertisoles, a menudo poco evolucionados por erosión que circundan, sobre todo en los glacis o en otros lugares privilegiados, con los testigos de los paleosuelos fersialíticos.

4.1. LAS PARTES SUPERIORES DE LOS MACIZOS

Este primer grupo de paisajes, ubicado en las partes superiores de los relieves meridionales, presenta características climáticas relativamente homogéneas. Sus altitudes son generalmente más bajas que en los conjuntos

similares septentrionales y centrales; por consiguiente, sus temperaturas medias anuales son sensiblemente más elevadas.

La topografía de este sector, y en particular la parcelación de la vertiente occidental en pequeñas cordilleras, con variadas orientaciones y altitudes moderadas, permite el predominio del régimen pluviométrico tropical hasta el pie Oeste de la cordillera oriental (estación de Yangana por ejemplo) que, por su parte, permanece bien marcado. Sólo se vuelve a encontrar un régimen pluviométrico ecuatorial en Gonzanamá, en donde la estación lluviosa de principio de año es dos veces más importante que la de fin de año. Las zonas más húmedas están cercanas a la cordillera oriental (Yangana: precipitaciones medias anuales de 1.110 mm en 155 días, por 1 a 2 meses secos); las zonas menos protegidas de las influencias "pacíficas" tienen un número de meses secos del orden de 4 en la parte central de la región (Gonzanamá: precipitaciones medias anuales de 1.130 mm en 100 días) y este número alcanza 6-8 en la

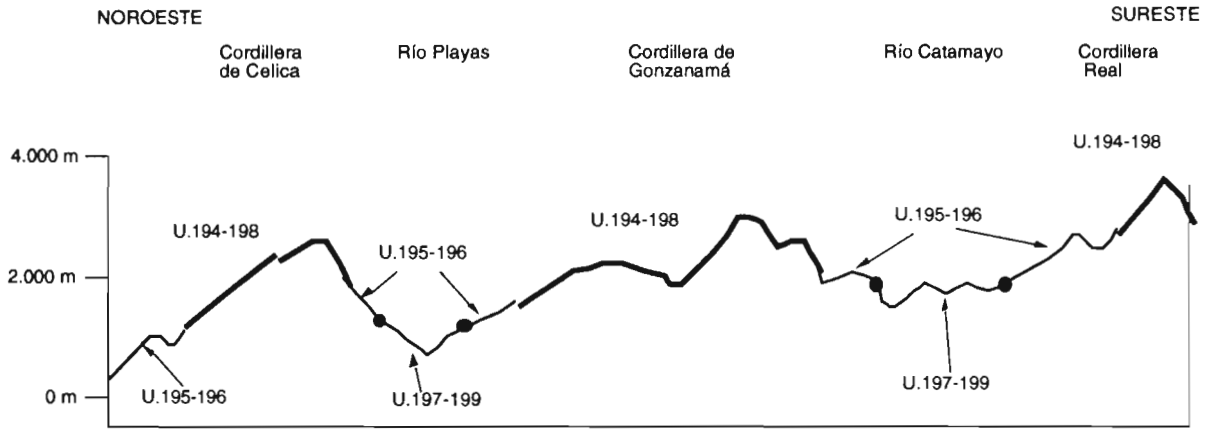
Cuadro 3. Secuencia climática en Loja

Altitud (msnm)	2.450			300
P (mm)	1.300	1.000	700	500
Rég. de humedad	údico		ústico	ústico-aridico
M.O. (%)	4 - 10	2,5-6	<2	
pH	4 - 5	4,5-6	5,5-6,5	6,5-7
CIC (me/100g)	< 10	5 - 15	10 - 20	15-25
Sat. (%)	< 20	50-70	50-80	> 75
m = 100 Al/(Al+S)	30-80	1 - 4	< 1	
Minerales arcillosos	Metahaloisita Gibbsita	Metahaloisita Goethita	Metahaloisita Pocos min. 2/1 Goethita	Min. 2/1 Metahaloisita Goethita
Suelos	Ferralítico desaturado (S81)	Ferralítico saturado (S72)	Fersialítico saturado (S63)	Fersialítico saturado (S61 -S62)

Cuadro 4. Topo-clima de suelos sobre vertientes

UNIDADES	PALEOSECUENCIA	SECUENCIA ACTUAL	RÉGIMEN DE HUMEDAD
194 y 198	**Monosialitización** -Suelos ferralíticos desaturados	**Mono y bisialitización**	Muy húmedo Húmedo
195 y 196	-Suelos ferralíticos saturados	-Suelos fersialíticos	Húmedo
197 y 199 210 y 211 227 y 228	**Mono y bisialitización** -Suelos fersialíticos	**Bisialitización** -Suelos isohúmicos (mólicos) -Suelos vérticos -Suelos poco evolucionados	Seco Seco Muy Seco

Fig. 39. Corte esquemático de la repartición de los suelos en la Sierra austral



parte occidental (Alamor, precipitaciones medias anuales de 800 mm en 70 días).

La media anual de la humedad del aire es superior al 80% y los dos valores disponibles de evaporación son de 1.200 mm en Catacocha y de 1350 mm por año en Cariamanga. La duración de la insolación sólo es medida en Cariamanga y alcanzaría 2.035 horas por año.

En las condiciones morfo-edafológicas particulares de la Sierra austral del Ecuador (ausencia de volcanismo reciente, gran papel de la herencia y de la litología del basamento en la repartición de las formaciones superficiales y de los suelos), sólo está marcada una clara oposición entre dos grandes grupos de paisajes cimeros. Los más comunes están desarrollados sobre litologías diversas, principalmente volcánica y volcano-sedimentaria, accesoriamente metamórfica; los segundos se desarrollan sobre un basamento granítico.

4.1.1. Los macizos con grandes vertientes rectilíneas sobre litología indiferenciada.

Tres grandes subgrupos de paisajes han sido identificados, según una clara estratificación altitudinal.

Los modelados cimeros (unidad 194)

Esta primera categoría corresponde a los relieves superiores, los más húmedos de la Sierra austral. Dada su posición altitudinal constituyen barreras topográficas sobre las que vienen a bloquearse las circulaciones atmosféricas pacíficas, y se caracterizan por una cobertura nubosa persistente y precipitaciones orográficas y ocultas importantes. Sus regímenes de humedad varían del tipo húmedo al tipo muy húmedo sobre los primeros obstáculos de la parte occidental, pero son exclusivamente muy húmedos sobre la ladera interna de la cordillera oriental en donde intervienen también las influencias amazónicas (Fig. 37).

- La parte cimera de la cordillera Alamor-Orianga. Bajo la forma de una larga banda de unos quince kilómetros de ancho, de orientación WSW-ENE, constituye una barrera imponente con trazado rectilíneo. Su punto más bajo se sitúa a 2.665 m cerca de su terminación occidental al Noroeste de Celica, pero alcanza 2.774 m al Oeste de Lauro Guerrero, 3.087 m en el Cerro Huachanamá, punto culminante en la parte central, y aún 2.808 m en la extremidad Este, luego del hyatus entre 2.000-2.200 m al nivel de Las Chinches. Domina así netamente los contrafuertes del conjunto valle de Puyango-depresión de Zaruma-Portovelo.

Es sobre estas pendientes, primer obstáculo sobre el trayecto de las circulaciones pacíficas, en donde la disimetría se ve más marcada. Mientras que sobre el flanco a barlovento, orientado al Noroeste, su límite inferior se sitúa hacia los 800-1.000 m al Oeste y 1.000-1.200 m al Este, este mismo límite con los paisajes inferiores sube, sobre la vertiente opuesta a sotavento, a 2.000-2.300 m y 2.200-2.300 m en sus extremidades occidentales y orientales respectivamente.

Se desarrolla casi exclusivamente sobre los sedimentos de tipo flysch del grupo Alamor, facies Ciano, con excepción de su extremidad oriental, en donde afloran las metamorfitas de tipo Capiro y Zambi y su orilla Sur que incluye localmente algunas rocas volcánicas Celica.

El límite inferior de la unidad, con trazado rectilíneo, coindice con una transición climática pero se sobrepone también en un límite entre dos conjuntos de relieves muy distintos, uno "aireado" y disectado en interfluvios y talwegs SE-NW al Norte y el otro, más macizo al Sur. Este límite, seguido por los ríos Portovelo, Puyango al Noreste

y Alamor al Suroeste; podría representar un gran accidente regional de orientación WSW-ENE (?). No se ha podido obtener, sin embargo, ninguna otra prueba sobre la existencia de tal accidente. Esta orientación WSW-ENE, así como la masividad de los relieves se relacionan también con las características de la formación Alamor, cuyos estratos, alargados del WSW al ENE, se han plegado o enderezado fuertemente.

Es una verdadera cordillera, con laderas disimétricas. La línea divisoria de aguas, con trazado casi rectilíneo, de dirección similar con el alargamiento de las capas, del ENE hacia el WSW, siempre es superior a 2.700-2.800 m. Su ladera Sureste es abrupta y muy corta, no pertenece a esta unidad. La ladera Noroeste, por el contrario bien desarrollada, está compuesta por grandes espinazos paralelos que avanzan hacia el Noroeste perpendicularmente al eje cimero.

Las formas son pesadas y macizas, compuestas por interfluvios con cimas redondeadas asociadas a amplias ensilladuras cóncavas, heredadas de procesos coluviales. Están separadas unas de otras por entalladuras ensanchadas con vertientes rectilíneas que se profundizan rápidamente en dirección del río Puyango, al Norte.

- Los punteamientos superiores de los macizos aislados más importantes de la parte central. Este piso pudo identificarse en tres de estos. El más alto es el de Gonzanamá que culmina en 3.095 m, mientras que los de Sozoranga y Cariamanga no sobrepasan 2.662 y 2.658 m, respectivamente. Muestran también una clara disimetría de altitudes sobre vertientes opuestas: entre 1.600 y 2.000-2.400 para el primero, 1.600-1.800 y 2.000-2.200 para el segundo, 1.600 y 1.800-2.000 para el tercero.

El basamento es variado. En Sozoranga, son volcanitas del grupo Celica, mientras que los macizos de Cariamanga y Gonzanamá se desarrollan sobre los sedimientos volcano-sedimentarios de tipo Sacapalca.

Esos modelados cimeros con un aspecto aborregado característico, son más homogéneos que los del conjunto precedente, redondeados con formas pesadas separadas por valles coluviales. Estos se terminan en la periferia por vertientes y abruptos pronunciados dominando los relieves subyacentes.

- La parte superior de la ladera interna de la cordillera oriental amerita también ser integrada a este conjunto. Sobre esta última muralla, la más alejada del océano y bien abrigada detrás de los relieves precedentes, el escalonamiento es relativamente comprimido. El límite inferior se sitúa entre 2.200 y 2.400 m, mientras que el límite superior alcanza 2.800 m, cerca de la línea divisoria de las aguas con la vertiente amazónica oriental sensu-estricto.

El basamento está aquí exclusivamente constituido por las metamorfitas de la cordillera oriental (esquistos y cuarzitas del grupo Zamora), y los modelados están claramente más disectados, con una red densa de pequeños interfluvios y talwegs, perpendiculares con el eje de la cordillera. Las pendientes siguen siendo pronunciadas y hasta muy accidentadas, como al Sur de Yangana o hacia Amaluza. Las vertientes rocosas siempre muy presentes son otra característica de estos paisajes.

Una originalidad común en estas zonas proviene de la existencia de una potente capa de alteritas, cuyo espesor puede comunmente sobrepasar los diez metros y con colores vivos característicos del rojo al amarillo rojizo.

Un perfil tipo descrito a 2.450 m cerca de Cariamanga, muestra sobre el basamento volcánico Celica, la superposición siguiente:

- 0-30 cm: Arcilloso grumoso, friable, de café a café amarillento.
- 30-90 cm: Arcilloso un poco estructurado en prismas decimétricos verticales, amarillento con manchas café y rojo.
- 90-150 cm: Alterita in situ, arcillo-limosa moteada rojiza, blancuzca, rojo-violácea. Bloques de rocas con caras recubiertas negras, herrumbres, ocres, desescamándose.
- 150-900 cm: Alterita arcillo-limosa en donde se reconoce la estructura de la roca in situ. Arcilla de beige-amarillenta a rojo violácea, manchas nacaradas violáceas, bloques alterados de rocas con caras negruzcas.
- superior a 900 cm: Roca in situ alterada, gris, arcillo-limosa.

Esas alteritas profundas y muy evolucionadas no están en equilibrio con las condiciones climáticas actuales. Las interpretamos como formaciones reliquias, heredadas de períodos más húmedos y más cálidos, y que se sitúan en continuidad con las que han sido presentadas en el estudio de los páramos de Tarqui o Saraguro (unidad 163), o de los paisajes glaciares de Amaluza (unidad 159). La ausencia de recubrimiento piroclástico reciente en la Sierra austral permite el afloramiento casi continuo de esas formaciones sobre todos los relieves cimeros.

Varias observaciones ayudan a estimar su edad. Hacia Catacocha, fechamos un horizonte enterrado en la cima de esas alteritas y cubierto por un glacis, compuesto de material no rubificado, en 8900 + 350 B.P. (Winckell A., Zebrowski C., et al, 1993, por publicarse). Sobre los páramos de Saraguro, esas alteritas han sido afectadas por dos fases de deslizamientos por solifluxión. Dos horizontes orgánicos enterrados fueron fechados en 26.900 + 2.370 - 1.840 B.P. y 18.900 + 820 - 750 B.P. Está comprobado, por ende, que se trata de formaciones que tienen al parecer más de 20.000-30.000 años, observaciones que se aproximan a las efectuadas sobre los páramos entre Tarqui y

Nabon, en donde las comparaciones entre niveles escalonados nos habían inducido a estimar esas formaciones anteriores al último episodio glaciar que se terminó hacia 14.000-10.000 años.

Los suelos dominantes, y por consecuencia los únicos representados en la escala del mapa a 1:1'000.000, son ferralíticos desaturados; heredados de los paleoclimas más húmedos; constituyen los suelos más pobres de la paleo-topo-climo-secuencia. Su pH es particularmente bajo, a menudo inferior a 5, y los contenidos en aluminio intercambiable son elevados (índice de Kamprath, comprendido entre 30 y 80).

Se asocian espacialmente con suelos fersialíticos saturados, que pueden perfectamente estar formados bajo un clima similar al actual. Las alteraciones con las que se relacionan, de color entre café y café amarillento, se desarrollan ya sea sobre afloramientos rocosos decapados de las antiguas alteraciones sobre pendientes o en zona de reactivación erosiva, o sea en la parte superior de las alteraciones precedentes que juegan así un papel de roca madre.

Estos testigos cimeros constituyen entonces un medio particularmente interesante donde estan yuxtapuestas dos generaciones y tipos de alteritas y suelos pertenecientes a dos ambientes climaticos.

Los relieves secundarios (unidades 195, 196)

Relativamente poco extendidos, dibujan una franja inferior en la periferia de los modelados cimeros. Se benefician siempre de condiciones húmedas, pero no alcanzan jamás el piso muy húmedo.

Esos modelados están presentes bajo la forma de una estrecha banda continua, en la casi totalidad de los relieves de la Sierra austral, pero los imperativos de escala de la cartografía no han permitido que sean representadas sino en tres situaciones:

- Sobre los contornos Oeste y Sur de las cimas de la cordillera Orianga-Celica; al Sur de Celica, por ejemplo, en donde ocupan una franja que alcanza 2.100-2.300 m pero que desciende hasta 800 m sobre la vertiente a sotavento del valle del río Playas.
- En cimas de relieves aislados de altitud menor. Este grupo muestra claramente a la vez el aumento gradual de las alturas hacia el Este, así como la disimetría entre las dos vertientes a barlovento y sotavento. Sobre el pequeño relieve aislado al Oeste de Alamor, este estrato varía entre 800 y más de 1.000 m. Sobre el macizo que culmina a 1.680 m al Oeste de Macará, los mismos estratos se ubican entre 800-1.000 m sobre la vertiente Oeste y 1.200-1.400 m al Este. Se escalonan entre 1.200-1.400 m (vertiente Oeste) y 1.800-2.000 m (vertiente Este) sobre los relieves de Sozoranga (punto culminante a 2.530 m) y al Sur de Catacocha.
- Sobre la vertiente Oeste de la cordillera oriental, podemos observar el último término de esta gradación, entre 1.600-1.800 y 2.000-2.400 m.

Estos paisajes se caracterizan sobre todo por una disección más avanzada y pendientes más fuertes, en neta oposición con los ondulaciones cimeras. Varios tipos de formas coexisten asociando los términos disectados de los modelados cimeros con entalladuras en V bordeadas de pendientes pronunciadas, pequeños jirones inclinados, fuertemente erosionados y vertientes rectilineas con abruptos típicos de los rebordes.

Están casi exclusivamente desarrollados sobre las facies volcánicas Celica, con la excepción de la vertiente de la cordillera oriental modelada en las metamorfitas y muy localmente sobre los sedimentos volcano-sedimentarios Sacapalca al Sur.

En la unidad 195, las formaciones superficiales y los suelos, muestran también una coexistencia entre las dos secuencias.

La más antigua, heredada, está representada en este nivel por suelos ferralíticos saturados, formados bajo climas más húmedos, que descienden hasta el límite inferior, en condiciones climáticas hoy muy secas. Aunque teniendo un pH relativamente bajo (4,5 a 6), estos suelos no presentan ninguna toxicidad alumínica para los cultivos (índice de Kamprath, comprendido entre 1 y 4).

Están asociados con suelos fersialíticos saturados, cuyo origen en posición alta no puede ser determinado con certeza: pueden ser suelos actuales o subactuales (con condiciones ligeramente más húmedas que las actuales) pertenecientes a la secuencia fersialítica, o suelos heredados interpretados como el término inferior de la antigua secuencia ferralítica. Los ubicados en zonas con régimen de transición entre údico y ústico, a menudo truncados por la erosión, representan manifiestamente paleosuelos.

La unidad 196 es una variante edafológica de la precedente y se localiza exclusivamente sobre el borde occidental de la cordillera oriental en donde ha sido delimitada sobre los contrafuertes orientales de la cuenca de Loja entre 2.300 m al contacto con las formaciones del relleno y 2.800 m en la línea divisoria de aguas, igual que sobre la ladera oriental del valle del río Catamayo entre Catamayo y Malacatos, escalonada aquí entre 1.800 y

2.600 m.

Los relieves muestran una disección densa, compuesta por lenguas e interfluvios estrechos longitudinales, con cimas redondeadas y con pendientes exteriores entre fuertes y muy fuertes, separados por una red densa de torrenteras métricas y decamétricas paralelas a la pendiente. Su segunda originalidad proviene de la existencia de marcas generalizadas de erosión, de reciente a subactual, relacionadas con los mismos fenómenos en las dos cuencas deprimidas de Loja y Malacatos. El decapado de las alteritas y formaciones superficiales es muy avanzado, los perfiles de suelos han sido todos truncados y los afloramientos de las facies metamórficas omnipresentes. La subida de Loja hacia el paso de Sabanilla al Este ofrece ejemplos demostrativos.

Es también posible reconocer aquí las dos generaciones de suelos. Los suelos dominantes son poco evolucionados de erosión, actuales, asociados muy localmente a suelos fersialíticos, y hasta ferralíticos, saturados y seguramente heredados.

Los relieves protegidos, más abajo (unidad 197)

Constituyen la franja más baja de los relieves superiores, cuya característica principal es la de estar sometida exclusivamente a condiciones secas, debidas a su posición de abrigo por debajo o atrás de los relieves cimeros.

Se sitúan siempre en la parte superior de los grandes valles y cuencas y están mayormente representados por vertientes de rectas a abruptas, a menudo disectadas por una red densa de entalladuras en V, paralelas a la pendiente.

Los más significativos ejemplos se localizan sobre las vertientes que rodean el valle del río Playas, en donde se escalonan entre los 1.200 y 2.100 m al Sur de Celica. La disimetría entre vertiente a barlovento y a sotavento se ve netamente por una y otra parte del contrafuerte al Oeste de Catacocha (1.000-1.600 m al Oeste, contra 1.600 a más de 2.000 m al Este). Se les encuentra en forma de aureola alrededor del punteamiento aislado al Noroeste de Macará, entre 600-800 m sobre la ladera Oeste y 800-1.200 m al Este, pero sobre todo alrededor de los relieves de Gonzanamá (entre 1.200 - 1.400 m al Oeste y por encima de 1.600 m al Este), y en la parte río arriba del río Catamayo, hacia las Aradas, entre 1.600 y 2.000-2.200 m.

A pesar de las condiciones climáticas netamente más secas, las alteraciones y los suelos marcan una transición progresiva y son muy parecidos a los precedentes. Son un poco menos profundos, ligeramente menos coloreados, un poco más ricos en pseudo-arenas y casi siempre completamente saturados. Son suelos fersialíticos arcillosos rojizos que pertenecen, al parecer, a la antigua secuencia heredada.

Las variaciones de la roca madre se traducen esencialmente en modificaciones de color; las unidades situadas sobre las facies volcánicas de tipo Celica al Oeste, o sobre las metamorfitas de Zamora al Este, son más arcillosas y presentan colores más vivos, mientras que los de la parte central (Cariamanga-Gonzanamá) sobre sedimentos volcano-sedimentarios son más amarillentos y menos arcillosos.

4.1.2. Los macizos graníticos (unidades 198, 199)

Como en las otras regiones de Ecuador, los batolitos graníticos de la Sierra austral son objeto de una importante erosión diferencial. Solo dos unidades hacen excepción a esta regla; los granitos, situados en la parte río arriba de las redes hidrográficas y por lo mismo relativamente protegidos de los procesos de excavación. Constituyen modelados que, por sus características altitudinales y climáticas, deben estar vinculados con los relieves superiores.

La unidad 198 está situada en el extremo Norte, cerca del paso de comunicación con el valle Saraguro-río León, y sus modelados se prolongan hasta el contacto con las zonas cimeras de los páramos o de su borde (unidad 167). Sometida a condiciones climáticas frías, de húmedas a muy húmedas, constituye el equivalente de la unidad 194, pero sobre substrato granítico.

Se desarrolla alrededor del pueblo de San Lucas, sobre la intrusión granítica y granodiorítica del mismo nombre, en donde se escalona desde 2.800 m en la parte superior, hasta cerca de los 1.800 m a la orilla del río Zamora. La parte occidental, alrededor del río Guayabal es menos extensa, escalonada entre 2.200 y 2.800 m.

Los modelados de las partes superiores se caracterizan, como en los otros paisajes graníticos, por una disección dendrítica densa y la existencia de cimas redondeadas convexas, rodeadas por entalladuras con vertientes convexo-cóncavas o de perfil en V. Por todas partes afloran alteraciones arenosas (las arenas graníticas) de color blancuzco sobre espesores que sobrepasan la decena de metros. Estas últimas, muy sensibles al escurrimiento superficial, están sujetas a un decapado que puede generalizarse en algunas zonas como río arriba de San Lucas. Así se genera tanto un paisaje típico abarrancado de "bad-lands" como un aluvionamiento excesivo en los corredores coluviales o aluviales. Los únicos afloramientos rocosos se localizan en las gargantas, en la proximidad de los ríos más importantes que han realizado un decapado de este potente manto de alteritas.

Los suelos son también suelos ferralíticos desaturados, pero en función del caracter granitoide del substrato y de la granulometría gruesa de las alteritas, son de textura arcillo-arenosa y de color amarillento en la superficie, volviéndose rápidamente blancuzca en la profundidad.

La unidad 199 se sitúa en la parte baja de la anterior y por lo tanto en condiciones climáticas secas. Es el equivalente de la unidad 197, situada en las facies no graníticas.

Una sola unidad ha sido representada. Localizada sobre la ribera Sur del río Catamayo, esta culmina al Norte de Sozoranga y Cariamanga, hacia 2.200 m y desciende hasta cerca de 1.400-1.600 m en el contacto con los modelados muy secos de la parte inferior de las vertientes.

Un corte representativo, situado a 2.010 m, 10 km al Oeste de Cariamanga, muestre la sucesión siguiente:

- 0-20 cm: Arcilloso, café-amarillento, coherente, inicio de estructura vertical.
- 20-60 cm: Arcilloso, de rojo a café-rojizo, bien estructurado en poliedros verticales centimétricos angulosos, coherente.
- 60-90 cm: Arcillo-limoso, amarillento, grandes prismas decimétricos menos coherentes que el horizonte anterior.
- 90-120 cm: Limo-arcilloso, alterita amarillenta.
- 120-300 a 400 cm: Limo-arenoso, alterita blanco-amarillenta.
- 300 a 400-1.500 cm: Arena granítica totalmente desagregada in situ, arenosa, de blanco-amarillenta a gris-blancuzca. Es el "granito fantasma".

En función de las características climáticas y de la cobertura vegetal poco densa, un intenso decapado se realiza también sobre esas vertientes que se presentan como una sucesión de pequeñas colinas redondeadas convexas, densamente disectadas, sobre el flanco de la entalladura del valle del Catamayo. Las alteritas pueden aún ser potentes, siempre blancuzcas, y llevan suelos fersialíticos más arenosos que circundan con suelos erosionados poco profundos y afloramientos rocosos.

4.1.3. ¿Los restos de una superficie de erosión?

La morfología de superficie de todos esos modelados cimeros de la región austral presenta características originales.

1 - Por una parte, las altitudes cimeras bajan a partir de la cordillera Real, según un transecto del Este hacia el Oeste y el Suroeste.

Ellas culminan a 3050 m al Este del río Guayabal y 3.022 m al Suroeste de Loja en la parte oriental; no son a más de 2.665 m al Noreste de Celica o 2.645 m en el Cerro Jatumpamba, 7 km al WNW de Sozoranga en la parte centro-occidental y bajan (en la unidad 195) hasta 2.122 m en el cerro Pircas al Sur de Alamor, 1.680 m en el Cerro Voladero al Noroeste de Macará y aún 1.200 m en la cordillera Milagral, al Suroeste de Alamor (Fig. 34 y 35).

Pero esta disminución es sin embargo menos progresiva que lo que estas pocas cifras parecen indicar y numerosas anomalías pueden ser observadas. En Gonzanamá, en la parte central, las cimas alcanzan aún 3.095 m, y un transecto ENE-WSW en la latitud de la cordillera Orianga-Celica hace figurar variaciones aberrantes de Este a Oeste: 2.808 m en Achupallas al Noroeste de Catamayo, 2.383 m en el Cerro Congo en Cangonoma, 2.774 m en el Cerro Negro hacia Lauro Guerrero y 3.086 m en el Cerro Huachanama al Noreste de Celica. Un plano tangente en las cimas es entonces bastante incorrecto.

2 - Dada su posición y las características de su basamento antiguo sin recubrimientos volcánicos recientes, la Sierra austral puede haber registrado y conservado testigos de explanación o de superficie de erosión, similares a los que se encuentran en los paisajes cercanos de los Andes peruanos. Esta disminución lenta de las altitudes hacia el Oeste ha sido interpretada como los restos de una superficie inclinada (¿basculada?).

"Sobre la divisoria continental, al Este de Saraguro y a una altitud de 3.300 m, se encuentra una superficie de erosión que cubre alrededor de 80 km2. Aquí el río Shincata sigue un curso divagante formando los meandros típicos del estado más antiguo en el ciclo de erosión; se presentan también vestigios de aluvión. Algunas cumbres equivalentes hay además en el área de Manú" (Mapa geológico de Saraguro n° 55, 1973).

"Al fin del Terciario... un reposo temporal (de la orogénesis) permitió la formación de una superficie de erosión a 2.600 m en los Cerros Jatupamba y Colaisaca" (Mapa geológico de Cariamanga n° 39, 1973)

"En la parte media-oriental de la hoja, hay varias cumbres concordantes alrededor de los 2.600 m, las mismas que están relacionadas probablemente con restos de una superficie de erosión a 2.600 m al Norte..." (Mapa

geológico de Macará n° 40, 1974).

"El residuo de una superficie de erosión, a una altitud de 640 m, forma la cordillera de la Mesa, hacia Mangaurcu cerca de la frontera con el Perú, en la extremidad occidental de la región" (Mapa geológico de Alamor, n° 22, 1973).

Observaciones de detalle muestran que esas cimas en altitudes subiguales corresponden a jirones aislados, difíciles de unir unos con otros y de los cuales algunos como aquel en donde se sitúa Cariamanga, o el que se localiza al Oeste de Lucero, son superficies de bloques monoclinales, desnivelados por fallas en el caso del primero.

La disminución de los relieves traduce en primer lugar la estructura de la cordillera austral con una baja generalizada de los relieves a partir de su vertiente oriental, la Cordillera Real, en dirección al Oeste.

3 - Un argumento mucho más convincente es la cobertura casi generalizada de las potentes alteraciones rojizas que podrían ser identificadas como testigos la elaboración y extensión de está superficie.

Algunas observaciones de terreno ayudan a precisar su significación.

- Esas alteritas se prolongan más allá de los modelados cimeros y cubren también las partes superiores y medianas de las vertientes. Como el cavamiento es necesariamente posterior a la elaboración de la eventual superficie cimera, esto implica que las alteraciones son también parcialmente posteriores a la fase de elaboración de la superficie, y su significación, como "depósito" correlativo de la superficie, tiene que ser cuestionada.

- Se sitúan exactamente en la prolongación altitudinal de depósitos similares observados más al Norte entre la cuenca de Cuenca y el Valle León-Jubones, en donde jalonan los derramamientos volcánicos plio-cuaternarios de tipo Tarqui, que no tienen relación genética con la superficie cimera austral (Ver: unidad 164 y Problemas comunes a los paisajes glaciares y de páramos). Constituyen alteraciones heredadas desarrolladas bajo condiciones climáticas más cálidas - y más húmedas sobre las cimas por efecto orográfico - que las actuales y revisten, por lo mismo, más bien una significación paleoclimática.

- Representan claramente en la Sierra austral el testigo cimero de una paleo-topo-climo-secuencia desarrollada sobre un relieve ya accidentado, puesto que sus términos inferiores pueden ser observados hasta en posición relativamente baja sobre las vertientes inferiores (Ver 4.1.2: Los suelos de la Sierra Austral).

- Además, sobre los relieves ligeramente erosionados de la unidad 194, que habrían podido ser asimilados a testigos de niveles de erosión, los suelos, aunque ferralíticos, son a menudo menos desaturados, menos evolucionados, que los suelos de los relieves circundantes inferiores.

4 - El examen de la red hidrográfica actual permite aportar otros elementos al estudio de esta superficie de erosión.

En primer lugar, por su orientación. Sin tomar en cuenta los ríos de la parte oriental (Zamora al Norte y Mayo al Sur), que se dirigen hacia la cuenca amazónica, los ejes de drenaje se escurren según una dirección global NE-SW, conforme a la bajada generalizada de las altitudes de los relieves.

Por su diseño de detalle, en segundo lugar, que presenta tres grandes direcciones.

La primera, S-N a SSE-NNW, caracteriza los ejes de la parte Este, encajonados en la cordillera oriental (ríos Loja y San Lucas) o en su borde occidental (ríos Catamayo y Guayabal). Estos cursos rectilíneos, calcados sobre el diseño de las cuencas sedimentarias, resultan de la adaptación a fallas; la falla meridiana central de la cuenca de Loja en el caso del río Loja-Zamora, las fallas del límite occidental de la cuenca Vilcabamba-Malacatos-Catamayo para los segundos. En este último caso, la adaptación es localmente casi perfecta; por ejemplo, al Oeste de Malacatos y Vilcabamba donde el río se escapa de la zona deprimida para encajonarse en el basamento metamórfico al Oeste, mediante una garganta ubicada sobre el trazado de una falla paralela a áquella que limita la cuenca.

Las dos otras, adoptadas por la mayoría de los ejes hidrográficos son ortogonales. La dirección dominante es NE-SW a NNE-SSW, mientras que la segunda es ESE-WNW a SE-NW. Sería lógico atribuir estos tramos ortogonales con bruscos cambios de curso que caracterizan el trazado del conjunto Pindo-Calvas, Macará o del Catamayo a una adaptación a direcciones estructurales. Si esto se verifica para la dirección NE-SW del río Alamor en la parte occidental, calcada sobre la dirección de las capas plegadas de los flyschs, no es el caso en las demás zonas donde las direcciones tectónicas predominantes estan al contrario Sur-Norte (graben de Cariamanga-Sacapalca). Ninguna falla esta indicada en los documentos geológicos -o no ha podido ser detectada durante los estudios de campo- que pueda explicar, por ejemplo, el trazado en casi-bayoneta, con bruscos cambios de ángulo, del curso medio e inferior del Catamayo, aguas abajo de su salida de la cuenca de La Toma. Este trazado atraviesa, alternativamente, las facies volcano-sedimentarias, volcánicas y graníticas, sin respetar los límites entre formaciones. Además, las únicas fallas con esta dirección, en la cuenca del río Playas, no estan seguidas por ningún eje mayor.

Esta red se comporta como si se hubiera instalado sobre modelados que presentaban un neto decrecimiento regular hacia el Suroeste (¿plan inclinado o superficie de erosión?). El diseño actual resultaría entonces de un encajonamiento in situ a partir de esta paleo-red establecida anteriormente a los procesos de disección y en relativa inadaptación con la estructura y la litología.

Por otra parte, tampoco es conveniente subestimar el papel desempeñado por los procesos de erosión históricos y actuales todavía muy activos en Loja, que pudieron también contribuir a una eventual destrucción de los testigos más significativos.

Aún si los argumentos para probar la existencia de una antigua superficie parecen faltar, esos modelados cimeros representan sin embargo importantes hitos en la historia geomorfológica de la región austral.

Es el modelado suave de las dos unidades superiores menos disectadas (194 y 195) -superficie monótona constituida por ondulaciones y sobre todo por pequeñas lomas convexas yuxtapuestas, con cimas subiguales, separadas por pequeñas entalladuras cóncavas- que ha permitido la buena conservación de las potentes alteraciones reliquias, cuyo decapado ha sido mucho más acentuado sobre las variantes entalladas (unidad 196, 197 y 199).

Ella ha conservado los rasgos de dos morfodinámicas posteriores representativas.

Los modelados cimeros están marcados por formas "en hueco" que son el testimonio de una fase generalizada de movimientos en masa. El trayecto Alamor-Celica, o la travesia de la cordillera de Lauro Guerrero por la carretera de Orianga permiten observar esos grandes golpes de cuchara en forma de nichos y de anfiteatros alineados de dimensiones hectométricas o hasta kilométricas. Estas formas también están presentes sobre las partes cimeras detras de Catacocha, sobre la cordillera de Veracruz, por encima de Paccha, o hacia Gonzanamá, en donde algunas presentan facies de tipo "convoy de bloques".

Las formaciones solifuídas tienen de 2 a 5 m de espesor, pero hacia Celica, un corte particularmente profundo muestra:

- 5 a 6 m de un coluvión arcilloso, compacto, constituido de arcillas moteadas de rojo-ladrillo a amarillo-ocre. Contiene menos de 5% de bloques volcánicos redondeados de 20 a 80 cm de diámetro.
- 2 m de un conglomerado conteniendo de 80 a 90% de bloques redondeados, alterados (en vías de "cantos rodados fantasmas") y desescamándose, con una matriz muy compacta parecida al horizonte superior.
- Por debajo, 4 m de una alterita de la roca in situ, totalmente transformada en arcillas moteadas de rojo-ocre a amarillo-blancuzco, sin bloque de roca.

Abajo de los nichos, zonas de partida de los desgarramientos, las vertientes presentan perfiles abollados caóticos típicos que denuncian antiguos movimientos de masa, hoy estabilizados en su mayoría y llevan en superficie numerosos bloques rocosos, esparcidos, de dimensiones decimétricas a multimétricas. El espesor de esos depósitos muestra la potencia de los fenómenos acontecidos, y su extensión les da una significación paleoclimática: existencia de una fase climática netamente húmeda y generalizada, responsable de la movilización de las alteritas producidas, seguida de una fase menos húmeda durante la cual se operó una colonización y una estabilización por la vegetación.

También es probable que algunas formas en anfiteatro particularmente claras hacia Celica o en la cordillera de Lauro Guerrero hayan también funcionado como nicho de nivación durante el (los) último(s) período(s) frío(s), cuando los relieves superiores a 2.800 m tenían aparentemente una cobertura de nieve perdurable.

Segundo episodio notable que habría afectado grandes extensiones de esos modelados cimeros: los glacis que dejaron depósitos característicos. Entre los más representativos, figuran los situados por encima de Celica, sobre los relieves cimeros entre Catacocha y Catamayo o en la cercanía de Cariamanga.

Al Este de Catacocha, a 1.740 m, es posible observar, sobre una pendiente del 7%, el corte siguiente de arriba hacia abajo:

- 130-140 cm de un horizonte pedregoso, 30 a 40% de bloques rocosos de 5 a 50 cm de diámetro (media: de 15-20 cm) con bordes angulosos o redondeados. La matriz es arcillosa, café; sobre los 20 cm superiores, luego arcillo-arenosa, moteada de beige-amarillenta a café amarillenta, con lentes arenosos que contienen gravas centimétricas ovoides y pequeños guijarros en vía de alteración.
- 80 a 100 cm de un horizonte arcilloso de rojo a gris-blancuzco en pequeños poliedros. No contiene bloque de grandes dimensiones. Encierra menos de 5% de gravas de 2 a 3 cm y algunos guijarros de 5 a 10 cm, con caras redondeadas.
- 150 cm de un segundo horizonte pedregoso en donde los bloques representan más del 90% de volumen (diámetro: de 10 a 80 cm, pero los tamaños superiores a 50 cm representan más del 40% del conjunto), y están en vías de convertirse en "fantasmas". Los de diámetro inferior a 10 cm son redondeados y hasta ovoides, los superiores a 30 cm son angulosos o con angulos redondeados. La matriz es idéntica al horizonte superior.
- más de 1.500 cm de roca in situ totalmente arcillificada, moteada de rosa-violácea a blancuzca.

Los análisis atestiguan una ferralitizacíon generalizada de todos los niveles con presencia de minerales 1/1 dominantes. Por encima de la roca alterada y ferralitizada bajo un clima húmedo, se superponen entonces tres generaciones de formaciones: un glacis antiguo, muy detrítico, marcando un primer resecamiento del clima y removilizando las formaciones ferralitizadas con elementos pedregosos provenientes de los relieves rocosos superiores; una

segunda fase de alteración ferralítica, sobrepuesta por un nuevo episodio de glacis superior, signo de un nuevo resecamiento del clima.

Otros cortes cercanos muestran sucesiones similares con presencia en profundidad de formaciones pedregosas, de tipo "convoy de bloques" hasta conglomeráticas que podrían tener un origen parcialmente periglaciar en las altitudes superiores. Sobre una de ellas, un horizonte orgánico enterrado entre la cima del glacis de primera generación y su cobertura de alteración ferralítica, dió una edad de 8.900 + 350 - 340 años B.P. (Winckell A., Zebrowski C., et al.1994, por publicarse).

Esos episodios dejaron huellas fácilmente reconocibles como rellanos presentes en una y otra parte del eje de relieve entre Catacocha y Catamayo. En la proximidad del cruce de la ruta de Machala, uno de esos jirones muestra dos niveles sobrepuestos con superficies de 12-10% y de 10-8%, respectivamente, de pendiente hacia el centro de la cuenca y separados por pequeños desniveles de 2 a 5 m. Su cobertura es también típicamente ferralítica (minerales 1/1 dominantes), con pocas gravillas, arcillosa, de café-amarillenta a rojo-violácea. Tales formas son numerosas en ambos lados del valle del río Playas, al Noreste de Catacocha; otras rodean Nambacola. Ellas muestran diversas generaciones (probablemente 2) de glacis sobre las vertientes superiores que rodean los relieves cimeros, su inclinación suave en dirección de las principales arterias hidrográficas actuales indica, en el momento de su elaboración, un modelado que ya tenía características fisiográficas e hipsométricas muy parecidas a las actuales.

4.2. LAS VERTIENTES INFERIORES DE LOS VALLES Y LOS RELIEVES DE LAS CUENCAS

Los paisajes de este estrato se caracterizan por:

- su posición altitudinalmente más baja, en relación al grupo precedente, en la parte intermedia o inferior de las grandes entalladuras y en el piso de las cuencas,
- sus características climáticas mucho más desfavorables, resultado de su situación protegida, por debajo de las circulaciones húmedas, lo que se traduce en una acentuación muy clara de la sequía, con condiciones que van desde secas, arriba, a áridas, abajo.

4.2.1. Las partes medias e inferiores de las vertientes.

Las partes inferiores de las vertientes, en posición abrigada, no cuentan con estaciones que incluyan series climatológicas suficientemente largas y sólo están disponibles los valores de precipitaciones medias anuales de las estaciones cercanas a Las Juntas (935 mm) y a Zaruma (1.285 mm); estas dos estaciones, cuyo número de meses secos es de 2 y 6, son representativas de la zona húmeda y de la muy húmeda. Los valores fragmentarios de precipitación de la estación Amaluza (precipitaciones medias anuales de 690 mm en el período 1978-1985) sólo permiten estimar el número de meses secos en aproximadamente 8. Faltan datos pluviométricos para las zonas más secas. La mayoría de las estaciones pluviométricas tienen un régimen de precipitaciones de tipo amazónico con un máximo a mediados de año, pero también se encuentran estaciones con régimenes ecuatorial y tropical.

Las claves de subdivisión de estos paisajes son relativamente sencillas. La roca madre juega el papel dominante; distingue a los paisajes sobre granitos (unidades 211 y 228) de los otros (unidades 210 y 227); la gradiente climática subdivide a su vez las partes intermedias sometidas a condiciones secas (unidades 210 y 211) de las partes inferiores y basales que son muy secas (unidades 227 y 228).

Las vertientes sobre litología no diferenciada (unidades 210, 227)

Las vertientes elaboradas sobre facies no graníticas constituyen la mayoría de los modelados de este estrato altitudino-climático. Presentan características muy similares a aquellos que fueron presentados bajo la misma denominación en el valle de los Ríos Girón y Jubones.

Estos modelados se desarrollan indiferentemente sobre los tres conjuntos litológicos predominantes de la Sierra austral: las rocas volcánicas Celica al Oeste, las facies volcano-sedimentarias de tipo Sacapalca de la parte central y las metamorfitas Zamora sobre el flanco de la cordillera oriental. Pero estas diferenciaciones se reflejan relativamente poco en la morfología. Las vertientes volcánicas son más rectilíneas y regulares aunque muestran resaltos que subrayan las coladas más duras, por ejemplo; las vertientes metamórficas presentan un perfil relativamente entrecortado, lo cual es frecuente en este tipo de substrato, en función de las desigualdades en la dureza de las facies y las direcciones de foliación.

La única diferenciación notable atañe a una cierta valorización de los componentes estructurales en la formación volcano-sedimentaria Sacapalca, donde las rocas más duras (lavas) o más cimentadas (lutitas negras y conglomerados) aparecen en relieve sobre las tobas y los aglomerados más blandos, generando modelados de mesetas y, con mayor frecuencia, formas disimétricas (monoclinales, espigas, barras) calcadas sobre el buzamiento

de las capas.

Todos los paisajes de este nivel conservan rastros de su origen por erosión consecutiva a los episodios de encajonamiento de la red fluvial. Ellos asocian:

- grandes vertientes rectilíneas dominantes,
- relieves muy disectados en lomas y tiras longitudinales, separadas por quebradas en V que bajan paralelamente a la pendiente de la vertiente,
- vertientes compuestas heterogéneas con resaltos sobre las formaciones con litología diferenciada,
- huellas de aplanamiento fluvial, rellanos rocosos, o restos de terrazas fluviales en las partes inferiores, elaborados concomitantemente al encajonamiento.

Las formaciones superficiales son también muy diversas. Predominan los afloramientos rocosos, pedregosos o del substrato poco meteorizado, en oposición a los stocks potentes de alteritas heredadas de los niveles superiores. Están asociados con caos de bloques sobre las vertientes fuertes o al pie de las cornizas y resaltos, y con conos de escombros o coluviones pedregosos. Esta relativa rareza de las formaciones superficiales sueltas y de los suelos, debe ser corelacionada con los episodios de escurrimiento y de decapado consecutivos a la excavación, pero también con las características climáticas desfavorables que no permitieron una renovación de estos stocks por alteración posterior así como con los fenómenos de erosión histórica. Estos afloramientos anuncian los glacis, paisajes típicos que ellos mismos alimentaron y que los prolongan hacia abajo en las cuencas y valles.

Aparte de éstos últimos, ningún nivel de erosión de importancia regional pudo ser evidenciado. Es posible que nunca haya existido debido a la rapidez con la cual se realizó el encajonamiento lineal, pero es también posible que toda huella ulterior haya sido borrada por los procesos morfodinámicos históricos y actuales, muy agresivos en este piso.

La unidad 210, bajo condiciones climáticas secas es altitudinalmente la más elevada. El incremento de las altitudes según el gradiente Oeste-Este es muy marcado, entre 400 y 800-1.000 m por ambas partes del Celica, hasta 800 y 1.100-1.200 m en el valle medio del Puyango, o 800 y 1.400 m en el contorno de los relieves de Sozoranga-Cariamanga y 1.200 y 1.600-1.800 m en el valle del río Pindo al Este. Los contrastes entre vertientes expuesta y protegida siempre resultan significativos; la unidad se escalona entre 1.200 y 1.600 m sobre el flanco Oeste de los relieves de Sacalpaca, pero se eleva hasta 1.600 y 2.000 m sobre la vertiente opuesta del valle de Malacatos.

El paisaje predominante es una gran vertiente disectada, con fuerte pendiente. Está compuesta por interfluvios redondeados con cimas agudas o redondeadas estrechas, separados por entalladuras en V, paralelas a la pendiente.

Las antiguas alteraciones fersialíticas heredadas son allí menos potentes, de color de rojizo a rojo vivo, ricas en pseudo-arenas; sólo subsisten en forma de chapeados muy localizados, cuando existen condiciones muy particulares o de abrigo que permitieron su conservación.

Los suelos actuales, representativos de estas zonas protegidas con régimen de humedad ústico, son poco espesos, arcillo guijarrosos, de erosión.

La unidad 227 es su variante edafológica bajo un régimen muy seco e incluso árido. Muestra altitudes que se clasifican entre las más bajas de la Sierra austral. Inferior a 400 m al Noroeste de Macará o en el valle bajo del Puyango, no llega a alcanzar 800 m arriba de Portovelo y se escalona entre 800 y 1.000 m en el valle del río Playas o entre 900 y 1.200-1.400 m en el valle del río Pindo al Este. Las oposiciones entre las vertientes en este nivel son todavía sensibles; los límites sobre las dos vertientes del valle del río Catamayo, citado en la unidad precedente, son respectivamente de 1.000 y 1.200 m al Oeste y 1.200 y 1.600-1.800 m al Este.

En estos flancos de valles, erosionados y en pendiente fuerte, no se desarrolló una pedogénesis significativa posteriormente al encajonamiento. Los afloramientos rocosos se hacen predominantes y los suelos poco evolucionados, de erosión, siempre contienen menos del 1% de materia orgánica.

Las vertientes graníticas (unidades 211, 228)

Las vertientes graníticas de este nivel son muy similares a las precedentes. Aquí tampoco las alteritas y los suelos rojos prácticamente no aparecen; ya sea que nunca existieron a causa de los climas muy áridos o que hayan sido decapados posteriormente a su formación, durante la modelación superficial de estas fuertes pendientes, cubiertas por una vegetación muy abierta y muy poco protectora.

Los paisajes graníticos de la Sierra austral presentan modelados y formaciones superficiales semejantes a aquellos que se encuentran situados en las vertientes externas (unidades 119 y siguientes).

Una de las características originales de los paisajes graníticos del Sur debe asociarse con el escalonamiento climático que allí alcanza niveles mucho más secos e incluso áridos, con una repartición consiguiente de las formaciones aflorantes.

Pero la característica más importante atañe a la notable explotación por erosión diferencial del batolito de Tangula. Con una forma circular y un diámetro de cerca de 45 km, este batolito situado en posición central, se prolonga más allá de la frontera peruana.

El estudio detallado de este afloramiento muestra muchos rasgos característicos de una adaptación entre límites geológicos y formas del relieve. El dibujo de la repartición entre facies volcánicas y graníticas es debido a la típica acción de la erosión.

- Su parte centro Sur está ocupada por rocas volcánicas Celica, en las cuales el granito es intrusivo, conservadas allí en forma de una capa cimera que recubre los afloramientos graníticos subyacentes. Es interesante constatar que estas facies volcánicas arman todas las cimas y altos relieves de esta zona y que sus contornos se traducen fielmente en aquellos de las cúspides de Sozoranga o Cariamanga.
- En las partes bajas, al contrario, existe una coincidencia exacta entre el trazo de los grandes valles (ríos Catamayo, Tangula o Pindo) y la aparición de facies graníticas. La adaptación del relieve a la litología es incluso tan perfecta que el fondo del pequeño valle de la quebrada Sasaco, al Sur de Sozoranga, o de la entalladura que guía la ruta panamericana a Macará, están ambos excavados en los afloramientos graníticos.

Todo parece indicar la existencia en profundidad de una gran intrusión granitoide, más extendida de lo que se puede suponer a través de los afloramientos actuales, y recubierta por una delgada capa cimera de los volcánicos Celica. El encajonamiento de la red hidrográfica reveló al afloramiento estas facies graníticas sobre los flancos de los valles y depresiones, mientras que las cúspides conservaron su cobertura volcánica.

Este comportamiento diferencial no causa sorpresa ya que, por todas partes en el Ecuador, encontramos los granitos jugando siempre el papel de rocas blandas frente a las facies encajonantes, aquí volcánicas y volcano-sedimentarias. Esta erosión se realizó fácilmente puesto que las formaciones aflorantes (alteraciones blancuzcas in situ, de varias decenas de metros de espesor) no presentan ninguna cohesión. Hemos visto, además, que es probable que se trate de formaciones heredadas de climas más calientes y más húmedos. La excavación reciente y actual se efectuó de manera probablement rápida a expensas de un stock de alteritas preexistentes, no eficientemente protegidas por la vegetación.

Un perfil tipo, 3 km al Norte de Macará a 650 m de altitud, muestra la siguiente sucesión:

- 0-15 cm: Pardo, arcilloso, grumoso.
- 15-60 cm: Pardo amarillo, arcilloso a arcillo-limoso, coherente, prismas verticales decimétricos.
- 60-90 cm: Arcillo-arenoso, amarillento, alterita en la que se reconoce el grano pero no la estructura de la roca.
- 90-200 cm: Semejante a la precedente pero areno-arcillosa.
- 200-1500 cm: Arena granítica (granito fantasma), arenosa, de blancuzca a blanco amarillenta.

La unidad 211 es el equivalente, sobre substrato granítico, de la unidad 210, bajo condiciones climáticas secas, en la parte intermedia de las vertientes y entalladuras. Sus altitudes son similares: 400-1.200 m en el valle al Norte de Macará, 1.000-1.600 m al Noroeste de Sozoranga y 1.200-1.600 en el curso medio del río Catamayo, al Sur de Catacocha. Los dos valles cartografiados en esta categoría al Norte de Loja tienen altitudes mucho más elevadas, 1.600-2.000 m por el río Guayabal y 1.600-2400 m por el valle alto del Zamora, pero sus características tan marcadas de sequía se deben a su muy fuerte encajonamiento en los relieves de la cordillera oriental.

Los afloramientos observados sobre el substrato granítico son demasiado espesos - comúnmente rebasan la decena de metros como por ejemplo en la entalladura al Norte de Macará -para poder relacionarlos con una pedogénesis actual. Son arenas blancuzcas, alteradas in situ, que han guardado toda la estructura de la roca- por eso se habla de granito "fantasma" - que presentan todas las características fersialiticas y que hemos interpretado como la base de la antigua secuencia heredada.

La pedogénesis actual es muy limitada y se caracteriza por suelos poco evolucionados, arcillo-arenosos, elaborados a partir de las alteritas fersialíticas heredadas que juegan el papel de roca madre.

La unidad 228 es la variante edafológica de la precedente, hacia abajo con regímenes muy secos. Presenta siempre altitudes muy débiles: 400-800 m aguas abajo en el valle de Macará, 700-1.000 m en la convergencia

de los ríos Catamayo y Tangula, 800-1.200 m en el curso medio del río Catamayo o en la frontera peruana al Suroeste de Caramianga.

En relación con las condiciones más críticas que incluso se aproximan localmente al árido en la parte baja de las entalladuras, estos paisajes han sido objeto de un fuerte decapado superficial. Las alteritas fueron profundamente removidas, despejadas y los afloramientos rocosos del substrato se transforman en el elemento predominante del paisaje. El desarrollo actual de los suelos sobre estas alteritas arenosas es muy limitado. Los suelos predominantes son erosionados, superficiales, arenosos, su contenido de materia orgánica es siempre inferior a 1%.

4.2.2. Los modelados de las cuencas.

Los fondos de valles con altitudes todavía menos elevadas tienen temperaturas medias anuales altas (Macará, 24.9°C a 430 m de altitud; La Toma 23.9°C a 1.240 m de altitud) y los pisos de las cuencas ubicadas a altitudes superiores tienen temperaturas medias anuales menos elevadas (Loja, 16.0° C a 2.140 m). Las zonas de humedad siguen aproximadamente esta zonificación térmica. Las más húmedas corresponden a las partes más altas y frescas (Loja, precipitaciones medias anuales de 910 mm en 210 días y de 1 a 3 meses secos). Las partes bajas pertenecen a las zonas áridas y muy secas (La Toma: precipitaciones medias anuales de 365 mm en 55 días por 12 meses secos, Macará: precipitaciones medias anuales de 670 mm en 45 días, con 11 meses secos) y los pisos intermedios van de seco a húmedo con precipitaciones medias anuales en ocasiones elevadas (1.465 mm en Río Pindo). En todo este conjunto predomina el régimen pluviométrico tropical con una sóla estación lluviosa.

La humedad atmosférica es reducida en comparación con las unidades anteriores, es inferior al 80% en todas las estaciones y hasta se puede notar una media anual inferior al 65% en La Toma. La duración de la insolación se ubica entre 1.600 y 1.880 horas por año, como en los pisos de las cuencas interandinas centrales, pero sin llegar a alcanzar los valores muy fuertes de las cuencas septentrionales.

LAS FORMACIONES DE RELLENO SEDIMENTARIO

Las cuencas sedimentarias de la Sierra austral presentan formaciones sedimentarias variadas.

El relleno de la cuenca del río Playas es francamente detrítico: areniscas, limolitas, arcillas y lutitas compactadas, gris negruzco o gris verdoso, conglomerados. En el borde Sur de la cuenca, subiendo por Catacocha, por ejemplo, predominan los conglomerados incluyendo numerosos guijarros redondos de 10 a 20 cm de diámetro, lutitas negras, cuarcitas y andesitas (que dan testimonio de la alimentación en detrimento de las facies del grupo Alamor) intercalados con arenas gruesas cimentadas de color beige a beige amarillento y estratificaciones entrecruzadas que demuestran una sedimentación detrítica proximal. En el extremo Suroeste estos conglomerados, más o menos cimentados, están cubiertos por bellas alteraciones rojas. En la parte oriental existen intercalaciones de lavas (¿riolíticas ?) que vitrificaron, por contacto, las arcillas sedimentarias en ladrillos rojo violeta.

Las interpretaciones geológicas difieren. Según los mapas geológicos de Cariamanga, 1973 y Zaruma, 1980, se trata de depósitos terciarios relacionados con las cuencas más orientales, mientras que J.W. Baldock los asemeja más a los flyschs Yunquilla (Cretáceo superior o Paleoceno).

Las dos cuencas de la parte oriental de Loja, Catamayo-Malacatos así como la de Zumba en el extremo Sur, son cuencas de hundimiento cuya apertura y evolución son probablemente similares y contemporáneas a aquellas de las cuencas intramontañosas continentales de la Sierra central (ver el esquema propuesto para estas cuencas). Presentan una orientación única según una dirección predominante NNW-SSE a Norte-Sur y contactos con las rocas encajonantes materializados por series ininterrumpidas de fallas. Simplemente, son de extensión mucho más limitada y su relleno menos importante no fue afectado por las aportaciones volcánicas de erupciones recientes.

La sucesión tipo de los sedimentos de estas tres cuencas es una síntesis establecida a partir de los mapas geológicos a 1:100.000 de Loja (n° 56) y Gonzanamá (n° 57), 1975, Las Aradas (n° 58) y Zumba (n° 59), 1979. En virtud de las estructuras de estas cuencas, cuatro formaciones se suceden generalmente según capas monoclinales, cada vez más recientes, hacia el Este.

1 - En la base, la formación Loma Blanca (200 a 1.500 m de espesor, Oligoceno-Mioceno inferior) se presenta únicamente en los bordes Oeste de las cuencas; en las extremidades Norte y Sur de la cuenca de Loja, sobre una estrecha franja al Suroeste de Malacatos, pero sobre todo, al Norte de la Cuenca Catamayo-Malacatos.

Contiene un conglomerado basal de tipo torrencial con bloques de tamaño de multidecimétrico a métrico, que está bien representado en la parte Norte de la cuenca, hacia La Toma. Está recubierto por tobas y aglomerados amarillentos de composición andesítica, en capas de decimétricas a métricas, más abundantes en el Sur. Fueron observadas intercalaciones de lavas en el valle del río Yangana. El extremo Norte de la Cuenca de Loja, es exclusivamente volcánico (lavas, tobas y conglomerados andesíticos) y parece estar relacionado con el volcanismo terciario del valle León-Jubones al Norte.

La gradación de las facies es significativa de la apertura de la cuenca y de su ahondamiento

2 - La formación Trigal (250 m a 450 m, Mioceno), es concordante con la precedente y aflora principalmente en forma de bandas, en la parte occidental de la cuenca de Loja y en el centro de aquella de Malacatos. Comprueba una sedimentación en agua más profunda, con predominancia de una arcilla café homogénea, finamente laminada, que contiene vetas de yeso e intercalaciones de areniscas, limolitas, tobas y capas de lignita en la parte superior.

3 - La formación San Cayetano, (500 m a 700 m, Mioceno), aflora en bandas meridianas que recubren las precedentes hacia el Este o que reaparecen a favor de desniveles tectónicos al Este del río Zamora o de Malacatos. Consiste en areniscas finamente estratificadas, asociadas con limolitas, lutitas calcáreas intercaladas de bancos de diatomitas, capas de carbón y lignita.

Espesas capas características de conglomerados con guijarros gruesos, más o menos cimentados, y bancos de areniscas arcósicas, que muestran hermosas estratificaciones entrecruzadas, atestiguan una sedimentación en agua poco profunda y anuncian el fin del relleno de estas cuencas. También son notables las lutitas silíceas blancuzcas y sus intercalaciones de diatomitas que, por su gran resistencia relativa, arman barras y promontorios monoclinales que se reconocen fácilmente.

4 - La formación Quillollaco (400 a 800 m, Mioplioceno), aflora siempre en discordancia sobre los estratos de las formaciones precedentes más antiguas, en la parte oriental de la cuenca y al Oeste de la ciudad de Loja, pero sobre todo en la mitad suroriental de la cuenca de Malacatos. Está compuesta principalmente por conglomerados de guijarros y bloques de centimétricos a decimétricos (la mayoría provienen del zócalo metamórfico de la cordillera Real) intercalados por areniscas gruesas y limolitas. Las espesas capas conglomeráticas fueron objeto de una valoración diferencial muy claramente visible en los modelados actuales.

Atestigua típicamente el relleno y el cierre de la cuenca.

Resulta tentador el correlacionar estos dos últimos términos de los rellenos con aquellos de las cuencas del Norte Cuenca-Nabón. Es probable que el Grupo Ayancay (Mioplioceno) determinado en las cuencas norteñas, pueda aquí compararse tanto con los conglomerados, areniscas, lutitas y carbón de la formación San Cayetano en la cuenca de Loja como con los conglomerados y areniscas de la formación Quillollaco en aquellos de Malacatos y Zumba.

Los fondos de cuencas suaves en cubeta (unidad 232)

Esta denominación corresponde a la cuenca que rodea a la ciudad de Loja, situada a 2.050 m. Presenta una forma de almendra alargada sobre 20 kilómetros aproximadamente en sentido Norte - Sur a NNW-SSE, por 9 km (máximo) de Este a Oeste en la latitud de Loja. Sus altitudes indican variaciones poco marcadas, con un descenso homogéneo del Sur (2.400 m) hacia el Norte (2.000 m) paralelamente al río Zamora. Los relieves de la cuenca muestran altitudes decrecientes regularmente de los bordes (2.550-2.200 m al Oeste y 2.400-2.200 m al Este) en dirección del curso meridiano del Zamora.

Se trata de una típica cuenca de hundimiento limitada por sistemas de fallas, bien marcadas en su borde occidental aunque seguramente también existen en el Este. Las direcciones dominantes son generalmente meridianas sobre los bordes: N-S, NNE-SSW o NNW-SSE.

La tectónica interna es muy intensa, con accidentes oblicuos y transversales, Este-Oeste, que parten las capas sedimentarias en bloques. El examen de la estructura general muestra una clara oposición, de cada lado de la falla meridiana materializada por el río Loja-Zamora, entre una parte occidental (con estructura monoclinal y aureolas concéntricas cada vez más recientes e inclinadas hacia el Este), y una parte oriental (donde las mismas capas sufrieron fuertes pliegues con pequeño radio de curvatura, que atestiguan la existencia de una fase de compresión y que modelaron así estructuras anticlinales y sinclinales con orientación meridiana).

La zonificación de las formas está calcada sobre esta disposición tectónica y litológica contraponiendo una parte central con modelado suave a los relieves de borde, más marcados. Sobre una franja occidental, donde aflora la formación arcillosa Trigal, se extienden relieves de colina suaves resultantes de la disección de antiguos niveles sobrepuestos. Estan dominados hacia el Este por dos pequeñas cuestas sucesivas, limitadas por abruptos orientados al Oeste y mostrando bellas formas monoclinales con buzamiento Este, elaboradas en las formaciones detríticas San Cayetano y Quillolaco; los modelados dominantes son planos cóncavos con inclinación oriental.

La orilla Este del río presenta un modelado más heterogéneo. Las dos series de ejes anticlinales y sinclinales meridianos modelan relieves más vigorosos, y las formas estructurales y de disección se traducen en alineamientos de pequeñas espigas con buzamientos opuestos al Noroeste de Loja o de capas muy erguidas en el extremo Sur y suroccidental de la cuenca. La erosión y el decapado superficial son allí muy intensos, como en los paisajes que atraviesa la ruta Loja-Zamora.

Las acumulaciones aluviales recientes y actuales, areno-guijarrosas están muy localizadas en una estrecha franja, por ambas partes del actual curso del río Loja. Un jirón de terraza antigua encaramada, situada a una centena de metros por arriba del curso actual, es particularmente visible en la salida Sur de la ciudad de Loja.

Esta cuenca representa un medio de transición seco-húmedo perteneciente al dominio de la bisialitización; allí son casi inexistentes los testigos de suelos rojos. Sobre estos sedimentos compuestos por arenas y guijarros alternados de capas de arcillas se localizan suelos mólicos, localmente vérticos, relativamente espesos, en especial cuando se desarrollan sobre las aportaciones aluviales recientes.

Los fondos de cuencas disectados y caóticos con capas erguidas (unidad 235, 236)

La unidad 235 es la más representativa del fondo de estas depresiones. Situada en clima seco, se caracteriza por la ausencia de testigos de viejas alteritas. La alteración de las formaciones se encuentra ahí muy poco avanzada y los suelos, de areno-pedregosos a arcillo-pedregosos, son poco espesos, poco evolucionados, tanto sobre los sedimentos como sobre las aportaciones coluviales recientes.

La Cuenca de Malacatos es la más grande de estos valles-depresiones. Se alarga, conforme a una dirección NNW-SSE, sobre unos 50 km desde Catamayo al Norte, hasta el Sur de Vilcabamba. Tiene una amplitud máxima de 10 km de Este a Oeste en la Toma o en Vilcabamba y un estrechamiento hasta de 5 km en su parte central.

Las altitudes del fondo presentan una disimetría bastante tangible entre el Este y el Oeste. A partir de los límites río arriba situados hacia 1.700 m sobre el curso del río Palmira y 2.000 m en el río Yangana, éstas altitudes descienden lentamente sobre la orilla oriental hasta 1.600 m al Este de Catamayo, mientras que la bajada es netamente más acentuada sobre la orilla occidental: 1.400-1.500 m en la parte central, 1.300 m en su extremo Noroeste y 1.200 m a la entrada del río Catamayo en su desfiladero río abajo, al Suroeste de Catamayo. Esta disimetría repercute en la disposición de la red hidrográfica, ubicada sobre la orilla Oeste de la depresión siguiendo una dirección casi rectilínea SSE-NNW, marcada por los ríos Palmira-Yangana al Sur, Solanda-Chinguilamaca en la parte central, Catamayo y luego Guayabal al Norte, hasta el cambio brusco de dirección del río Catamayo hacia el WSW.

Se trata también aquí de una fosa de hundimiento limitada por notables fallas de dirección NNW-SSE. Las de la orilla oriental son más continuas y presentan un trazado rectilíneo con excepción de un descolgamiento de unos 5 km hacia el Este del compartimiento Sur a nivel del tramo ENE-WSW en el curso del río Malacatos, que se traduce por un desplazamiento similar en el dibujo de la cuenca. El borde occidental, fragmentado por accidentes transversales más numerosos, presentan un aspecto más parcelado.

La estructura es relativamente simple. Las capas se inclinan suavemente hacia el ESE, modelando así una disposición general monoclinal. La parte Norte es volcano-sedimentaria mostrando una pequeña aureola externa de lutitas, limolitas, areniscas y arenas atribuidas a la formación Gonzanamá; se halla recubierta por los muy extendidos afloramientos de tobas, aglomerados e intercalaciones de lava tipo Loma Blanca. Al Sur de una falla NE-SW, situada sobre la quebrada de San Agustín, que levanta el compartimiento Sur y permite la reaparición de toda la serie, afloran, del Noroeste hacia el Sureste, los sedimentos Loma Blanca. Estos se hallan superados por dos estrechas capas arcillosas de la formación Trigal, que están seguidas por las areniscas, limolitas y lutitas San Cayetano, y luego recubiertas por los guijarros mio-pliocenos de tipo Quillolaco, los cuales ocupan las tres cuartas partes del sector Sur de esta depresión. La tectónica quebradiza interna es relativamente intensa. Se manifiesta tanto por enderezamientos acentuados de capas en las formaciones Trigal y San Cayetano; como por fallas oblicuas N-S que levantan el bloque oriental y permiten la reaparición local de las capas más antiguas como al Este de Vilcabamba, o tambíen accidentes

tranversos WNW-ESE y NNE-SSW a ENE-WSW. Se realizó así un compartimiento de esta depresión en diferentes bloques con límites externos desfasados al Oeste o al Este, cerca de Malacatos por ejemplo. Los pliegues visibles en la cuenca de Loja parecen estar aquí ausentes.

Los modelados y las altitudes oponen claramente las dos partes de este valle en ambos lados del estrechamiento central. Los de la parte Norte, se escalonan entre 1.400 y 1.600-1.700 m, y el punto más alto se situa a 1.880 m al Noroeste de Malacatos. Estos corresponden a colinas redondas, de disección entre moderada y fuerte, donde los desniveles relativos no rebasan jamás los 400 m. Las formas de origen estructural están relativamente bien marcadas. La más clara es un abrupto de cuesta con convexidad orientada hacia el Oeste, por el cual las formaciones sedimentarias de la base (Gonzanamá y Loma Blanca) dominan, con desniveles de 150 a 300 m, las terrazas aluviales del río Catamayo al Oeste y los glacis al Noroeste. Otros rasgos estructurales también son notables sobre las partes altas de las colinas, por formas monoclinales, poco extendidas pero claras, que asocian un pequeño abrupto de desnivel decamétrico con orientación Oeste y un flanco estructural con buzamiento suave hacia el Este, resultante de la valoración diferencial de los estratos aglomeráticos más cimentados de la formación Loma Blanca.

Al Sur del estrechamiento central, las formas son más marcadas y se escalonan, en promedio entre 1.600-1.800 y 2.000 m, culminando en 2.278 m al Sureste de Vilcabamba. Son tres los hechos que contribuyen a explicar esta exageración de las formas del relieve.

Primero, la posición. Esta parte de la cuenca, por estar ubicada río arriba de la red hidrográfica, sufrió una erosión menos acentuada, tanto más cuanto que el río Catamayo, arteria maestra longitudinal de la cuenca Norte, corre en este lugar parcialmente encajonado en el zócalo Oeste, y que la excavación de los sedimentos de la cuenca es el trabajo de sus afluentes del margen derecho, transversales u oblicuos (ríos Malacatos, Vilcabamba y Yangana).

Segundo, las capas fueron tectonizadas por movimientos quebradizos recientes que las enderezaron fuertemente.

Tercero, las dos formaciones dominantes presentan estratos muy consolidados; algunos fueron objeto de notorias valoraciones por erosión diferencial, tanto de la litología como de la estructura. Principalmente son las capas de lutitas silíceas blancuzcas, intercaladas con diatomitas, que arman las crestas y los visibles promontorios monoclinales al Oeste de Malacatos (formación San Cayetano), luego están los espesos estratos de conglomerados y guijarros torrenciales cimentados de la formación Quillolaco entre Malacatos y Vilcabamba. Sobre el terreno, pero sobre todo en las fotos aéreas y en las imágenes de satélite, estos paisajes conservan por todos lados las huellas de su origen estructural: alineamientos de pequeñas espigas, crestas meridianas más o menos continuas independientes de la red actual, relieves monoclinales muy parados que asocian abruptos orientados al Oeste y planos estructurales inclinados hacia el Este, pequeños escarpamientos y continuos resaltos sobre las vertientes, etc.

Las formas recientes de acumulación están poco representadas. Se trata, por una parte de los depositos aluviales arenosos a areno-guijarrosos en los estrechos valles alrededor de Malacatos y Vilcabamba cerca de 1.550 m o del río Yangana, jalonados por algunos jirones de terrazas guijarrosas suspendidas que se empalman con pequeños conos de deyección. Por otro lado, son los grandes deslizamientos y desprendimientos de terreno, hoy en día en su mayor parte estabilizados, los que afectaron las vertientes en las formaciones guijarrosas y conglomeráticas, en aquella época inestables a consecuencia de la excavación de la red hidrográfica. El conjunto de las formas experimentó un posterior e intenso escurrimiento concentrado y por lo que hoy se ven, localmente, lindas formas de disección de tipo "lavaka" o "cheminea de hada".

La unidad 236 corresponde a una variante de la unidad precedente, bajo condiciones entre muy secas y áridas. Se caracteriza por suelos adaptados a estas características climáticas; guijarrosos, muy poco espesos y que presentan en particular un contenido en materia orgánica, siempre inferior al 1 %.

Esta incluye por una parte los dos sectores del valle del Catamayo, al Oeste de Malacatos o al Sur de Catamayo, en posición de admirable abrigo detrás de la vertiente occidental del valle.

También se compone de la depresión del río Playas que, en posición central, constituye un ejemplo original en las cuencas de la Sierra austral. Está es la más pequeña de las depresiones, con 20 km del Este al Oeste sobre un máximo de 8 km de Norte a Sur en su parte oriental. Sus altitudes son relativamente homogéneas con un fondo entre 900-950 m en la parte río abajo al Sur (el río Playas se escapa de esta depresión por una garganta, situada a 880 m) y 1.050-1.100 m en la parte Norte. Sus límites se levantan hacia su extremidad occidental (1.200 m en El Limón), pero sobre todo al Este donde alcanza 1.250 m en las cercanías de Catacocha y hasta 1.800-2.000 m en el bloque fallado al Oeste de Veracruz.

Esta depresión es interpretada como una fosa tectónica alargada en el sentido WSE-ENE; es una cuenca en

ángulo de falla con un hundimiento diferencial, bien marcado hacia el Norte, donde se termina contra las formaciones volcánicas Celica mediante una falla muy clara llamada "Falla Río Playas".

Los buzamientos de la sedimentación son generalmente moderados y orientados hacia el Norte; una cierta valoración de los contrastes de dureza entre estratos se realizó y hoy está subrayada por los pequeños relieves monoclinales (bancos rocosos, pequeñas cuestas, algunas espigas) inclinados hacia el Noroeste y el Noreste, sobre todo bien visibles en el rincón Noreste. Lo mismo sucede con las intercalaciones volcánicas más potentes que arman una pequeña cuesta situada al Norte de la quebrada Macanchanima.

En la proximidad del abrupto Norte, yace una cobertura de depósitos de conos de deyección que se transforman en glacis con una superficie suavemente ondulada, cubierta por esparcimientos de materiales areno-gravillosos finos con guijarros y bloques decimétricos.

Una de las características principales de esta depresión es también la existencia de fenómenos de erosión reciente y actual particularmente extensos y completos.

Los glacis (unidad 237)

Este último paisaje es relativamente poco extenso, limitado a la cuenca La Toma-Catamayo, pero su presencia reviste un significado paleo-geomorfológico.

Los testigos de glacis, abundantes en los alrededores de Catamayo, se anuncian en las dos vertientes que rodean esta cuenca. Sobre la ruta Loja-Catamayo, restos de formaciones rojas guijarrosas son visibles en posición de interfluvios desde los 2.350 m (el paso se encuentra próximo a los 2.700 m); a los 2.100 m un testigo, encima de una colina, alcanza de 3,5 a 4 m de espesor. Estas formaciones son dominantes a partir de los 1.800-1.650 m y recubren el conjunto de las colinas por debajo de los 1.420-1.450 m; presentan una matriz areno-arcillosa rojiza, endurecida, conteniendo numerosos guijarros angulosos de 2 a 10 cm de diámetro.

Sobre la vertiente opuesta, en dirección de Catacocha, al Oeste, depósitos semejantes de 0,5 a 1,5 m de espesor yacen por encima de los 1.600 m, como cobertura de los interfluvios aplanados, testigos de un antiguo glacis disectado. La formación es muy guijarrosa (60 a 80 % de cantos angulosos o con ángulos redondeados, de 10 cm -excepcionalmente 20 cm- de diámetro, comunmente patinados) con una matriz que puede ser arcillosa rojiza, endurecida herrumbre o areno-arcillosa blancuzca. Variaciones laterales de facies muestran lentes de arenas gruesas en pequeñas capas decimétricas, que contienen solamente gravillas de 0,5 a 1 cm de diámetro, e incluso induraciones areniscosas coherentes.

Estas formaciones constituyen testigos en la antigua cuenca de alimentación de los glacis visibles en la parte baja, la proximidad de la zona de partida explicando esta relativa hetereogeneidad de composición. Vertientes coluvionadas que muestran semejantes huellas locales de aplanamiento son visibles sobre la mayor parte del contorno de la cuenca, especialmente entre 200 y 300 m por arriba de la zona aluvial, sobre las faldas situadas al Sur y Suroeste de la misma, lugar en donde dibujan rellanos suavemente inclinados en dirección de la red hidrográfica actual

La parte baja de la cuenca, donde se localizan los testigos de las zonas de accumulación, es altitudinalmente muy homogénea. Situada en los alrededores de la zona aluvial cerca de 1.200 m al Suroeste (el principio del desfiladero está a 1.150 m), está entra en contacto con las vertientes circundantes a 1.260-1.280 m al Noreste y al Este elevándose a 1.400 m al Norte en el valle del río Guayabal; la ciudad de Catamayo se sitúa a 1.250 m. Son dos los tipos de formas que ahí coexisten.

- ***Sobre el contorno Norte y Este de la cuenca***, en el contacto con las vertientes circundantes, se extienden grandes conjuntos de conos de deyección-glacis de esparcimiento coalescentes. Por lo menos dos generaciones han sido evidenciadas; los más elevados, en vía de disección, se presentan en forma de jirones con cimas redondeadas subiguales enlazándose con los depósitos de vertientes y parecen prolongarse por medio de los testigos esparcidos alrededor de Catamayo. Casi siempre endurecidos, son de un color rojizo.

En posición inferior se extienden extensos conos de deyección, localizados en la desembocadura de las principales entalladuras y evolucionando superficialmente en glacis, con un suave y típico perfil cóncavo de 5 a 8 % pero que puede alcanzar localmente el 10-15 %. Estos se unen gradualmente con el reciente relleno aluvial arenoso del río Catamayo, cuyo origen es una presa de contensión ocasionada por una reactivación tectónica reciente en la entrada del desfiladero río abajo del río Catamayo.

Un perfil típico muestra la siguiente superposición
- 0-5 cm: Areno-limoso, un poco de arcilla, café, lixiviado.

- 5-20 cm: Areno-guijarroso, café.
- 20-50 cm: Areno-guijarroso, café, gravas y cantos centrimétricos numerosos.
- 50-400 cm: Guijarros casi exclusivos, café-rojizo.
- 400-450 cm: Guijarros endurecidos localmente, café-herrumbre.

Este material areno-guijarroso, globalmente poco endurecido, corrobora que se trata de una generación más reciente, fersialítica y generalmente poco o nada ferruginosa, removilizada a partir de los depósitos precedentes, cuya elaboración es probablemente contemporánea al relleno aluvial. Los suelos están poco evolucionados, bisialíticos, y pueden ser actuales.

- Los testigos encaramados en los alrededores de Catamayo constituyen los ejemplos más palpables de estos fenómenos, similares a los que fueron estudiados en el desfiladero de los ríos León y Jubones. Se trata de jirones alargados, con una cima aplanada, con inclinación de 3 a 5 %, de algunas decenas de metros de ancho, y de los cuales los más significativos dominan la ciudad, de unos diez - quince metros, al Sureste.

Un perfil típico en esta generación muestra la sucesión siguiente:

- 30 cm de un horizonte paralelo a la topografía actual, de café obscuro a ligeramente rojizo, de arenoso fino a areno-arcilloso conteniendo 30 % de guijarros (metamórficos dominantes) de 1 a 5 cm de diámetro.
- de 30 a 65 cm de un horizonte de rojo vivo a café-rojizo, de arcilloso a arcillo-arenoso, ligeramente endurecido, y conteniendo 50 % de guijarros de 1 a 3 cm de diámetro (máximo 20 cm). Paralelo al precedente, el horizonte está discordante sobre el depósito inferior, el mismo que éste abarranca.
- Más de 150 cm de un depósito, claramente inclinado, de 6 a 8 %, hacia el Oeste y mostrando una alternancia de capas sobrepuestas de 1 a 5 decímetros de espesor, compuestas por una matriz de arena entre fina y media y guijarros angulosos dispersos. Algunas variaciones son significativas según las capas de esta sobreposición: arena media, de blancuzca a beige, conteniendo algunos guijarros / arcilla beige con revestimientos calcáreos o negruzcos / de arcilla a arcillo-arenosa gris-negruzca / arena gruesa con guijarros de 1 a 5 cm de diámetro / areno-conglomerática con guijarros dominantes de 1 a 10 cm, metamórficos, no redondeados y no clasificados.
- 50 cm de un banco arcillo-arenoso, rubificado café-rojizo y ferruginoso, compacto, concordante con la sedimentación precedente.

Esta sucesión, aunque incompleta, muestra una evolución relativamente compleja. Está compuesta, primero, por una fase de depósitos que se ferruginizaron para luego ser abarrancados durante un período de erosión, seguido, por otro depósito, discordante, endurecido y finalmente recubierto por un horizonte con una evolución pedológica subactual. Pertenecen todos al grupo fersialítico, con minerales 2/1 dominantes, pero en el horizonte feruginoso enterrado aparecen trazas de minerales mas evolucionados, de tipo 1/1, característicos del ambiente ferralítico.

Los suelos son pedregosos, fersialíticos, rojizos, más o menos endurecidos.

Como en el caso de los depósitos semejantes que jalonan el río Jubones, las características de alteración, textura, color y ferruginización indican depósitos heredados de períodos más húmedos, con estaciones alternadas y contrastadas, condiciones climáticas muy diferentes a las actuales que no pueden permitir tales alteraciones.

La existencia misma de estas formaciones implica, en el período de deposito, un escurrimiento hídrico generalizado, en los piedemontes. Es tentador asociarlo a un período de deshielo, posterior a un episodio de enhielamiento o de nivación en las partes superiores de los relieves. Este calentamiento del clima, pudo probablemente haber provocado su ferruginización y endurecimiento contemporáneos al período de depósito.

La datación de estos episodios sigue siendo incierta. La posición topográfica sobrealzada de unos diez a quince metros por arriba del piso de la cuenca, implica que estos testigos sean bastante antiguos, anteriores a una o a más fases importantes de disección. La similitud de aspecto con las alteraciones heredadas de los niveles superiores, incita a establecer una correlación con estos últimos. Esto implica que la sierra austral había sido excavada en sus grandes líneas (y hasta muy bajas altitudes) en el momento de la elaboración de las alteritas cimeras, lo que contradice en parte la existencia de una superficie de erosión alta. Otros testigos de glacis o de alteraciones similares fueron observados en diversos fondos de valles, como en la cuenca del río Playas por ejemplo; y en la zona de Zapotillo, a sólo 200 m de altitud, en la proximidad de los paisajes semi-desérticos del Perú.

Por otra parte, como estos depósitos provienen, por lo menos parcialmente, de la removilización de las formaciones ferralíticas superiores heredadas (como lo demuestran las coberturas sobre la vertiente oriental de la depresión), es normal que lleven las marcas de esta herencia y que presenten ciertas características de la evolución anterior. Recordemos que una fase interglacis, fue fechada en 8.900 años B.P. cerca de Catacocha (A.Winckell, C. Zebrowski et al, 1994, en prensa), época que aquí nos parece, muy (¿demasiado?) reciente.

UTILIZACIÓN Y EVOLUCIÓN MORFODINÁMICA ACTUAL

Utilización del suelo

Las asociaciones vegetales características de las partes cimeras y superiores, húmedas, de los relieves de la Sierra austral son poco extensas; tienen forma de "islotes" relictos en las partes más altas, donde, bajo la influencia de las circulaciones pacíficas o amazónicas subsiste la selva perennifolia de las vertientes. En posición interandina, las vertientes están cubiertas, en su parte superior, por la vegetación de matoral y más abajo por asociaciones complejas degradadas abiertas, arbóreas, arbustivas o herbáceas asociadas con grandes zonas erosionadas, de cada lado del valle del Catamayo por ejemplo. En su límite inferior, aparece, localmente, la formación arbórea de Ceibos, como al Noroeste de Macará.

Las condiciones climáticas ambientales en los modelados cimeros permiten una explotación de policultura. Sobre los sectores más húmedos, los pastizales dominan mientras que los cultivos de subsistencia (asociación maíz-yuca) y la caña de azúcar para alcohol y panela, ocupan las vertientes interandinas más abrigadas. En la vertiente occidental de la cordillera Alamor-Celica-Catacocha, bien expuesta a las circulaciones pacíficas, y sobre los relieves de la parte central, cerca de Sozoranga-Cariamanga, se localiza la asociación típica pastizales artificiales-arboricultura tropical (café, naranja, banano)-caña de azúcar-cultivos de subsistencia (maíz, yuca).

El piso intermedio, representado por las vertientes medias e inferiores de los valles, debido a sus características climáticas más secas, tiene una cobertura vegetal que puede calificarse de degradada, pero con diferenciaciones. Las facies dominantes varian de arbustivas relativamente abiertas hasta espinosas casi cerradas; las zonas más erosionadas no llevan más que islotes de vegetación arbustiva mientras que en las vertientes de la parte occidental del río Catamayo, por ejemplo, domina la típica formación arborea seca con Ceibos.

Este piso es el dominio de la característica policultura andina basada en la asociación del maíz con otros cultivos de subsistencia como el maní. En las partes superiores menos secas, cerca de Loja o Catamayo por ejemplo, los pastizales ocupan extensiones mayores. Al contrario, en las partes inferiores más secas aparecen utilizaciones típicas de los fondos de cuencas con la asociación de maíz, caña de azúcar, yuca, como al Suroeste de Amaluza.

En el piso inferior, representado por los fondos de entalladuras fluviales y de cuencas sedimentarias, las condiciones climáticas, de muy secas hasta áridas, no permiten más que el desarrollo de una vegetación adaptada. Una gradación se nota entre la parte central, occupada por el bosque seco de Ceibos, como la cuenca del río Playas, y los valles orientales más abrigados donde domina una cobertura arbustiva espinosa, difícilmente penetrable.

Los únicos cultivos de importancia se localizan en el margen superior de las vertientes bajas con la clásica pequeña policultura de subsistencia muy localizada a base de maíz y en la cuenca de Loja (unidad 232), con condiciones climáticas menos drásticas, por una asociación pastizales-maíz.

Mucho más significativos son los cultivos de las zonas irrigadas: maíz, caña de azúcar, banano, cítricos, café, yuca del alto valle del río Catamayo alrededor de Vilcabamba, Malacatos y Catamayo. En esta última cuenca se ubica, sobre las tierras planas del relleno aluvial reciente, el gran ingenio azucárero de La Toma, irrigado con las aguas de los ríos Guayabal y Catamayo.

Morfodinámica actual

La morfodinámica actual que afecta la Sierra austral se estratifica según una zonificación similar y aproximada a los diferentes regímenes climáticos.

Los modelados cimeros (unidad 194) y las vertientes superiores (unidades 195 y 196) son los menos afectados por la morfodinámica actual. Hemos ya anotado la existencia, sobre estos paisajes, de una intensa paleo-morfodinámica por gravedad y masa, que dejó huellas en las formas (anfiteatros, nichos de arrancamiento, perfil aborregado de las vertientes) y en las formaciones superficiales (deslizamientos, lupas de solifluxión, convoyes de bloques). Estas herencias de un período más húmedo, están hoy totalmente recolonizadas por la vegetación y generalmente estabilizadas. Son, sin embargo, objeto de algunas removilizaciones, sea bajo pastizales cuando una sobrecarga de ganado provoca asentamientos y micro-deslizamientos por pisoteo, después de importantes períodos lluviosos que empapan el sustrato, por ejemplo, o sea cuando obras de infraestructura vial recortan tales depósitos, creando así condiciones de inestabilidad como a lo largo de la carretera Alamor-Celica. Estos arrancamientos están claramente subrayados en los paisajes por la aparición de manchas rojizas cuando afectan alteritas ferralíticas heredadas o café-amarillentas a blanquecinas cuando se trata de formaciones superficiales actuales.

La dinámica actual se limita a una red anastomozada de formas en pies de vaca, terracetas y a pequeñas gradas provocadas por el pisoteo del ganado perpendicularmente a la pendiente. Se acompañan de un escurrimiento difuso superficial, localizado y poco activo, pero que puede concentrarse y cavar rápidamente incisiones de decimétricas a métricas cuando se abre un desgarrón. El escurrimiento superficial es un poco más activo sobre los testigos de glacis localizados en los rebordes, cerca de Catacocha o Cariamanga por ejemplo, donde una ablación selectiva de los elementos finos provoca la elaboración de superficies de gravillas.

Los fenómenos actualmente más activos afectan los modelados graníticos de los alrededores de San Lucas (unidad 198), donde las potentes alteritas arenosas son objeto, como en las vertientes externas de la Sierra, de un intenso decapado y de una disección en paisajes excavados de bad-lands. Decapado y disección que provocan depósitos correlativos en las hondonadas y lechos fluviales, a menudo con uso agrícola, que los ríos actuales se revelan incapaces de "limpiarlas". Los trabajos realizados en 1986, para el mejoramiento del eje vial Loja-Saraguro, contribuyeron a acelerar localmente este fenómeno. Se trata de zonas frágiles. A todo aprovechamiento deben accompañarse medidas adecuadas de protección si se quiere reducir al mínimo los riesgos de escurrimiento superficial.

El contraste es muy marcado al entrar en el medio de las vertientes internas de los valles y cuencas. Los paisajes aquí se asemejan a los muy erosionados, ya estudiados, del valle del río Jubones, de la depresión alrededor de Portovelo o de los contrafuertes suroccidentales. Tres factores permiten explicar el desencadenamiento de los fenómenos de erosión que aparecen en el limite superior de este piso y se extienden hacia abajo.

- Los regímenes climáticos son aquí mucho más desfavorables, de secos a muy secos mientras se baja; se traducen por una cobertura vegetal a menudo discontinua y por ende poco protectora.
- Los modelados de los flancos de estas entalladuras, resultantes de los procesos de encajonamiento de la red fluvial, son generalmente de fuertes a muy fuertes y las pendientes globalmente superiores a 40-50%.
- La utilización agrícola actual esta muy desarrollada; y se halla representada en las partes inferiores por la clásica policultura andina a base de maíz y otros cultivos que cubren insuficientemente el suelo, dejándolo desnudo en la temporada de lluvias Por otra parte, la vegetación natural leñosa abierta de las partes inferiores está parcialmente destruida por ser lugar de tránsito para el ganado ovino, caprino y bovino, y no aporta a los suelos la indispensable protección contra los procesos de escurrimiento.

Los efectos del escurrimiento muestran una marcada zonificación. Comienzan en la parte superior por una ablación laminar superficial (unidades 197 y 199) que es rápidamente reemplazada por una densa red de incisiones paralelas con formas en V: surcos, quebradillas y barrancos métricos (unidades 210 y 211). Los suelos de las vertientes muestran su característico aspecto anubarrado y marmoleado, con tonalidades rojizas, café o amarillentas según la composición de las formaciones superficiales: sean estas altéritas herededas, actuales o afectadas por un decapado total.

Los paisajes de la parte inferior (unidades 227 y 228), bajo un régimen climático muy seco, han sufrido una degradación mayor por decapado casi generalizado de las formaciones superficiales sobre los interfluvios y la cavadura de un típico modelado de disección longitudinal en barrancos y quebradas decamétricas. Las formaciones arenosas, pedregosas y rocosas de los sustratos constituyen los afloramientos dominantes. Toda agricultura es díficilmente viable en semejantes condiciones climáticas y edáficas.

La cuenca de Loja (unidad 232), que goza de un régimen climático más húmedo, y las vertientes occidentales del valle del río Pindo (unidad 210), cubiertos por suelos más arcillosos, en parte heredados, son afectadas por una dinámica más compleja asociando escurrimientos y pequeños movimientos en masa. Se trata de la reactivación de una dinámica antigua de pequeños asentamientos, seguidos de hundimientos y luego de deslizamientos, cuyas cicatrices son muy visibles en el paisaje: vertientes con perfiles escalonados y gradas intermedias, o aborregados por nichos y lupas de solifluxión. Los desgarrones constituyen luego el punto de concentración de los escurrimientos superficiales y el lugar de desencadenamiento de las pequeñas incisiones lineares en surcos y carcavas.

Los paisajes desarrollados sobre substrato granítico (de arriba hasta abajo las unidades 199, 211 y 228) merecen una atención especial, en relación con la extrema sensibilidad de las arenas graníticas a todos los procesos de escurrimiento superficial. Sensibilidad aún más acentuada por la presencia, sobre estas alteritas graníticas, de una vegetación muy abierta, verosímilmente en relación con las condiciones de sequía edáfica debido a la fuerte permeabilidad de estos mantos arenosos y a su déficit de reservas hídricas durante la estación seca. Los desgarrones son numerosos y uniformemente repartidos, rápidamente seguidos por un escurrimiento cuyos efectos atestiguan de su eficiencia, por ejemplo, a lo largo del valle del río Catamayo cuando cruza el batólito de Tangula, donde ciertas facies de disección constituyen bad-lands bien desarrollados.

Como en el caso del Valle del río León-Jubones, el papel de los factores naturales y de la herencia morfogenética es evidente en el desarrollo y la extensión de los fenómenos morfodinámicos actuales: pendientes fuertes con grandes desniveles, climas de secos a muy secos con violentos aguaceros, cobertura vegetal insuficientemente protectora, formaciones superficiales y suelos poco coherentes, etc. La existencia de testigos de glacis escalonados en estos flancos atestigua de la antigüedad y permanencia de este tipo de dinámica a diversos estados de la evolución morfogenética.

Por otra parte, es también cierto que esta degradación es parcialmente de origen antrópico. Estas vertientes llevan por todas partes las huellas de una sobre-utilizacón pastoral: caminos coalescentes generalizados de tránsito del ganado, pies de vacas y teracetas dando origen a pequeños asentamientos, luego desgarrones y desmoronamientos reactivados por erosión hídrica. Numerosas vertientes muestran también parcelas agrícolas abandonadas, después de haber sido completamente decapadas de sus suelos o cebradas por une densa red de carcavas y barrancos paralelos que hacen imposible toda explotación. La observación de las prácticas culturales actuales permite poner en evidencia fenómenos activos de escurrimiento difuso y concentrado, cuya intensidad se incrementa con el aumento de la pendiente, la textura arenosa dominante de los suelos y las asociaciones culturales a base de maíz. Estas asociaciones no aportan una protección significativa al suelo, dejándolo desnudo frente al desencadenamiento de la temporada de lluvias que marca el comienzo del ciclo agrícola. Es entonces probable que semejantes prácticas durante el período histórico y reciente hayan contribuido significativamente al decapado generalizado.

Estos procesos revisten un aspecto muy dramático porque se desencadenan sobre un stock de alteritas, a menudo heredadas, que no podrán renovarse bajo las condiciones climáticas actuales. Si medidas de recuperación parecen utópicas en los sectores totalmente "raspados" de la depresión de Portovelo sobre el alto valle del río Puyango, sobre todas los vertientes del valle del río Catamayo, del río Calvas aguas arriba de Macará o en el valle del Pindo, convendría tomar medidas adecuadas (control del paso del ganado, utilización de plantas de cobertura asociadas con el maíz, etc.) para proteger de la ablación lo que resta de suelos y formaciones superficiales en los sectores todavía preservados.

Los modelados de los fondos de valles y pisos de cuencas (unidades 235 y 236) muestran resultados todavía más avanzados de esta morfodinámica. Los paisajes minerales, estériles, en la cuenca del río Playas o en el valle del río Catamayo, aguas arriba de Catamayo, presentan localmente aspectos de desolación que no es costumbre encontrar en el medio interandino del Ecuador. Tres factores pueden contribuir a explicar esta exageración de los procesos.

- Las características climáticas son mucho más severas, de muy secas a áridas, con sus consecuencias negativas sobre la cobertura vegetal, muy abierta e insuficientemente protectora contra los efectos del escurrimiento superficial.
- La existencia de formaciones sedimentarias con dominancia detrítica, de areno-pedregosa a conglomerática, las cuales bajo estos climas han generado suelos poco espesos, livianos y sin coherencia.
- Prácticas agrícolas "no conservadoras" que asocian la policultura con maíz dominante, la ganadería itinerante sobre las vertientes y la irrigación a proximidad de los ríos. Es muy notorio que una práctica no controlada de esta irrigación provoca consecuencias catastróficas por ablación de los horizontes superficiales no coherentes, como lo demuestran los depósitos terrerros provocados por exceso de riego aguas abajo de las parcelas en curso de irrigación, incluso en el caso de cultivos muy técnificados como la caña de azúcar en Catamayo, Malacatos o Vilcabamba.

El resultado global es un "cumplimiento" casi hasta el término de los procesos observados en las bajas-vertientes. Por consecuencia del decapado generalizado, los suelos no afloran más que muy localmente, reemplazados por las formaciones sedimentarias del relleno sobre las cuales se dibuja una red muy densa de caminos de ganado, anastomozados y localmente unidos. El paisaje es una asociación de colinas redondas rocosas o arenosas, totalmente decapadas en la cuenca del río Playas y recortadas por una densa red de entalladuras con flancos empinados, de métricas a decamétricas, paralelas a la pendiente, que se asemejan a los lavakas. El trayecto Malacatos-Vilcabamba-Yangana permite observar otra facies de paisaje, más disectada con numerosos rasgos estructurales, donde afloran en su casi totalidad las formaciones pedregosas y conglomeráticas sobre las cuales se desarrollan, además de las numerosas incisiones lineares, muy notables formas de erosión en "chimineas de hada" de algunos metros de alto.

Escurrimientos difusos y concentrados son siempre muy activos, en detrimento de las formaciones sedimentarias. Debido a la cobertura vegetal muy débil, cada aguacero impacta en el modelado de superficie: arrancamiento y transporte de arenas, cantos y bloques; profundización de las entalladuras; depósitos terreros y construcción de micro-conos de deyección a la salida de todos los canales de escurrimiento. Otras dinámicas secundarias han sido observadas: derrumbamiento y bajada por gravedad sobre las vertientes entalladas en las

formaciones pedregosas inestables y ablación eólica de los elementos finos entre Malacatos y Vilcabamba.

Los glacis (unidad 237) estan también sometidos a un eficiente escurrimiento difuso que elabora en su superficie un pavimento por ablación selectiva de los elementos finos, en la franja Norte de la Cuenca de Playas y sobre todo en los alrededores de Catamayo. Aquí, los abruptos externos de los testigos alargados y elevados son entallados por los escurrimientos episódicos en caso de lluvias y retroceden luego debido a los derrumbamientos en sus bordes inestables.

Sólo quedan relativamente poco afectadas las acumulaciones fluviales que bordean los ríos. Son zonas de densa utilización agrícola y compuestas de aluviones sueltos, de limo-arenosos a limo-arcillosos, que deberían ser objeto de un aprovechamiento más conservador y protector. Para contrarrestar los efectos del escurrimiento en estación lluviosa debería utilizarse plantas de cobertura y llevar un estricto control de las prácticas de irrigación, tanto artesanales como técnificadas.

A pesar de mostrar una relativa estabilidad aparente, las bajas-vertientes y los fondos de las entalladuras de la Sierra austral constituyen, de hecho, un medio morfodinámico muy activo. Es recomendable preservarlos en este entorno físico particularmente degradado y por ende muy ingrato.

Capítulo 2

LOS PAISAJES COSTEROS

Alain Winckell
Claude Zebrowski
ORSTOM

1. LAS REGIONES COSTERAS NOROCCIDENTALES

Están ubicadas al Norte de una línea orientada SO-NE que va desde Pedernales en la costa occidental, hasta el pueblo de Alto Tambo sobre el río Lita. Sus límites se sobreponen casi exactamente a las delimitaciones administrativas de la provincia de Esmeraldas, con algunas irregularidades de detalle. La provincia se extiende más allá de la región sobre la vertiente occidental de la cordillera andina mientras que al Oeste, hacia Pedernales, es la región la que avanza más hacia el Sur.

El límite Sur coincide con un gran accidente topográfico que marca al Oeste del río Esmeraldas la terminación Norte de la cordillera costanera y al Este, la base de la gran vertiente andina occidental; esta última es una verdadera barrera física que delimita claramente las regiones noroccidentales. Sus altitudes bajan regularmente del Sur hacia el Norte, contribuyendo a orientarlas naturalmente hacia el océano.

Además, se diferencian netamente de las demás regiones costaneras por una disposición particular de los grandes conjuntos de relieves que no presentan el hermoso ordenamiento observado más al Sur. Así, la verdadera espina dorsal de los relieves costaneros que constituye la cordillera costanera ya no existe, simplemente está prolongada por un conjunto de altas colinas que bajan progresivamente del Sur hacia el Norte y el Noroeste, como entre Viche y Esmeraldas. Este eje de altos relieves colinarios, con una orientación OSO-ENE, paralela al trazado de la costa, constituye el armazón de la región costanera del Norte y la divide en tres subregiones:

al centro, las altas colinas de Viche
al Noreste, la cuenca de Borbón-Valdez
al Suroeste, la cuenca de Atacames-Muisne.

1.1. LA CUENCA DE BORBÓN - VALDEZ

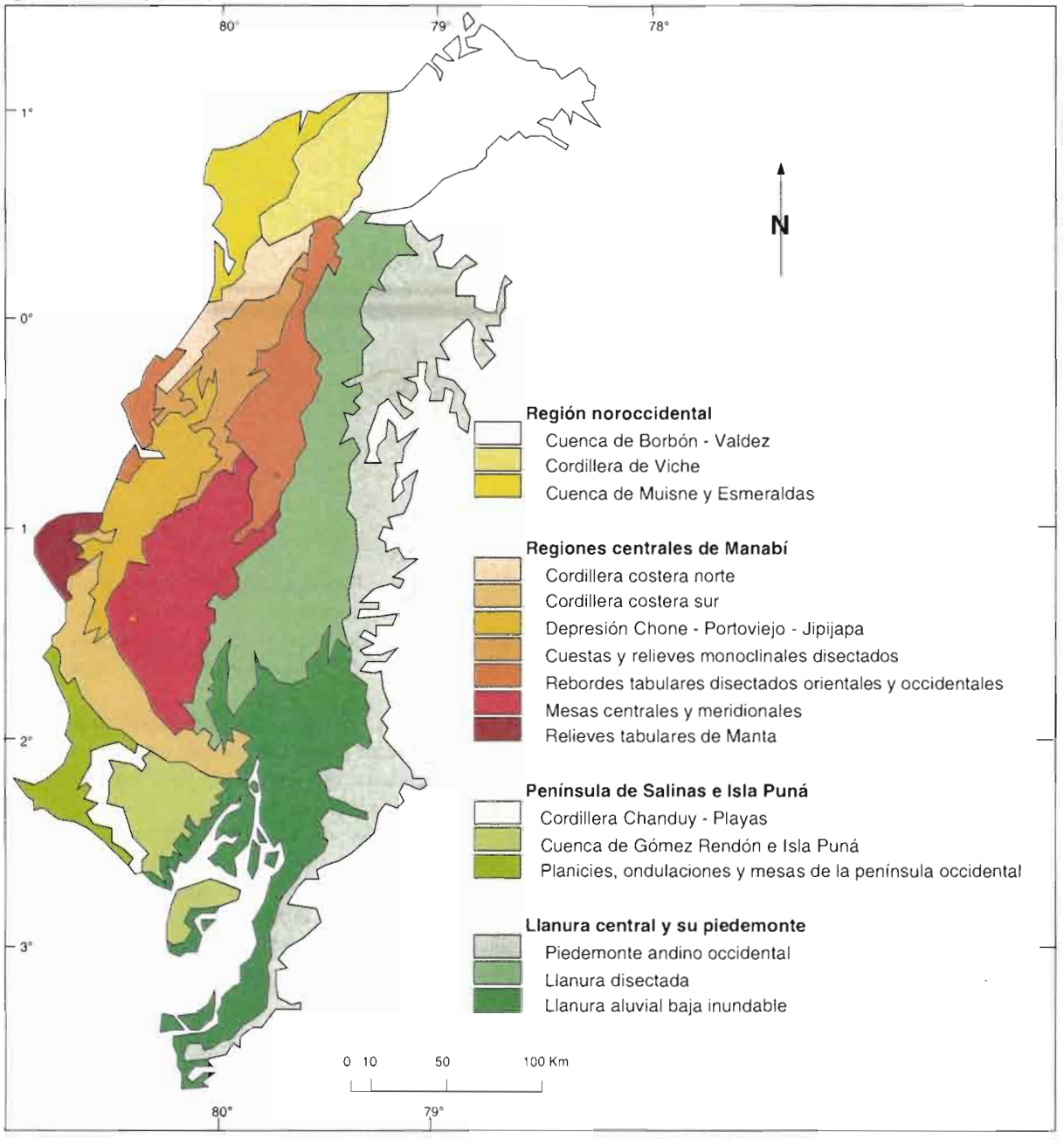
La cuenca de Borbón-Valdez está ubicada al extremo Norte de la región costanera, a proximidad de la frontera colombiana. Sus límites meridionales son claros, constituidos al Oeste por los altos relieves de Rioverde y al Sur y al Este, por la caída de la vertiente andina occidental. Su terminación oriental es un poco más confusa ya que el contacto entre Costa y Sierra está particularmente escondido por un gran cono de esparcimiento entre Alto Tambo y Urbina.

La cuenca de Borbón-Valdez merece doblemente su nombre:

- Primero porque se trata en su casi totalidad de una zona deprimida con modelados monótonos en relación con los relieves circundantes. En efecto, la casi totalidad de un cuadrilátero Lagarto-San Miguel-frontera colombiana está comprendida entre 30 y 150 m y hay que internarse aproximadamente 50 km hacia el interior para alcanzar la curva de 300 m que marca, al Sur, la base de la vertiente andina occidental.

- Luego, porque su arquitectura general está directamente calcada sobre su estructura geológica: una cuenca sedimentaria con aureolas semiconcéntricas de sedimentos alternados detríticos y arcillosos, topográficamente poco diferenciadas y apegadas a la cordillera de los Andes al Sur, a las altas colinas de Viche al Oeste y abierta sobre el océano al Noroeste (Fig. 2).

Fig. 1. Relieves y paisajes de la Costa



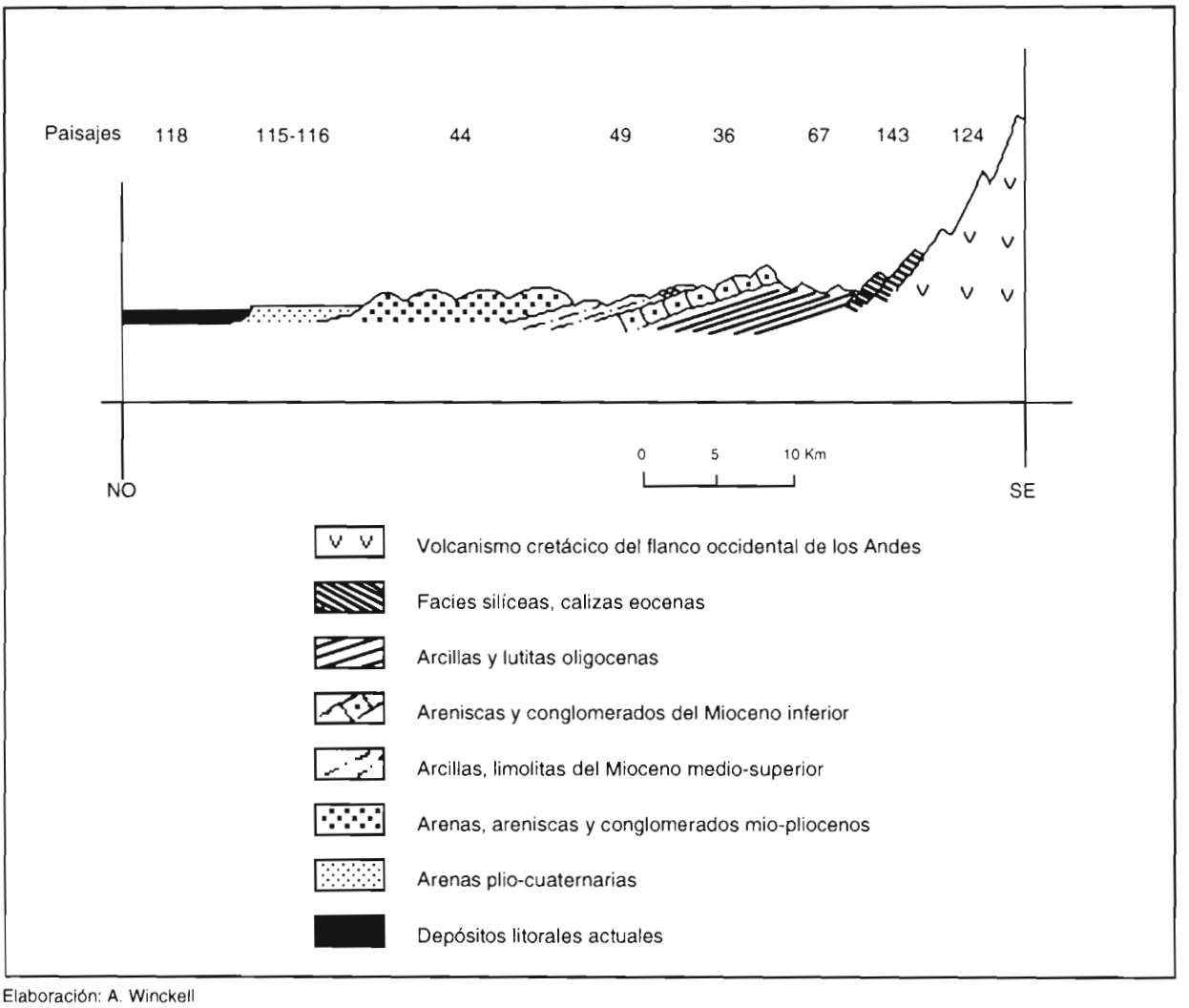
Elaboración: A. Winckell

La única excepción a esta uniformidad está constituida por el gran cono de esparcimiento del Río Mira que culmina por los 750 m en Alto Tambo al Sureste y se inclina luego hasta 200-300 m al Noreste.

La secunda originalidad de esta región es la existencia de un clima muy húmedo, a parte en la franja costanera, con precipitaciones de 1.500 mm al Suroeste de la Tola, en donde un máximo de 4 meses consecutivos pueden ser secos, pero con un déficit hídrico anual inferior a 100 mm. Las precipitaciones están elevadas y bien repartidas; cerca de la costa, las precipitaciones medias anuales se ubican entre 2.000 y 3.000 mm (Borbón 2.155, San Pedro 2.565), pero aumentan rápidamente según un gradiente NO-SE hacia las estribaciones de la cordillera, donde sobrepasan ampliamente los 3.000 mm, pero las series son demasiado fragmentarias para poder proporcionar un valor máximo (Cayapas 3.495 mm, San Javier 4.155 mm en el período 1964-72, E placer 8.215 mm en el período 1964-67).

Aparte de la estación de Borbón, no se observan precipitaciones medias mensuales inferiores a100 mm; el

Fig. 2. Corte esquemático de la cuenca Borbón-Valdéz



Elaboración: A. Winckell

mes de máxima precipitación no está bien definido y se ubica entre enero y mayo, mientras que el mínimo se observa en noviembre. El número de días de lluvia por año oscila entre 240 y 280. La humedad relativa del aire es elevada y cercana al 90 % durante todo el año.

En la franja costanera, la insolación alcanza 1.000 horas por año; no existen datos para las estaciones ubicadas tierra adentro, pero se puede estimar en alrededor de 800 horas por año; el contraste entre la franja costanera y la parte de adentro también puede ser ilustrado por las diferencias de evaporación (Piche) que es de 800 mm-año en el primer caso y entre 450 y 600 mm-año en las demás estaciones.

Las temperaturas medias anuales son homogéneas en toda la región y se ubican entre 25,1°C y 26,5°C ; para una misma estación, la diferencia entre la media mensual más elevada y la más baja no alcanza 1°C.

Esta uniformidad climática, al Este de la franja costanera, ocasiona dos consecuencias:

- sobre la vegetación, cuyo climax es aquí el bosque denso húmedo;
- sobre los fenómenos morfopedogenéticos, ya que estamos en el campo de la ferralitización con una meteorización profunda de todas las rocas del substrato y la formación de potentes alteritas.

Resumen

- *Relieves monótonos de cuenca sedimentaria*
- *Cono de esparcimiento cuaternario*
- *Clima tropical húmedo con estación seca muy corta*
- *Dominio ferralítico y seudo-ferralítico, suelos desaturados profundos*
- *Medio en proceso de colonización*

1.1.1. Los relieves del contorno Sur de la cuenca

La depresión periférica San Miguel-Río Hoja Blanca (unidad 67)

Ubicada al extremo Sur de la cuenca, en los confines de las primeras estribaciones andinas, esta depresión es un corredor orientado SO-NE, de unos diez kilómetros de ancho sobre 100 km de largo y que se termina en sus dos extremidades por estrechamientos muy marcados.

Con una altitud relativamente modesta entre 50 y 150 m, el corredor se identifica fácilmente en el contexto de los relieves circundantes por una asociación de pequeñas y medianas colinas con pendientes moderadas inferiores al 40 %, localmente coronadas por restos de superficies subhorizontales disectadas, testigos de antiguos niveles estructurales destruidos.

Se trata típicamente de una depresión periférica al contacto entre las series sedimentarias de la cuenca de Borbón-Valdez y el macizo andino al Sureste. Aquí, la elaboración por erosión diferencial fue posible por la presencia, en la base de la sedimentación, de arcillas, lutitas y limolitas negruzcas, finamente estratificadas, con algunas intercalaciones basales de areniscas, arenas y lumaquelas (formación Playa Rica, de edad oligocena), que constituyen facies tiernas en comparación con las areniscas y rocas silíceas circundantes.

La depresión así excavada también se señala en el ordenamiento de la red hidrográfica regional que presenta aquí corrientes orientadas SO-NE, como los ríos Hoja Blanca y San Miguel, perpendiculares a la dirección general. Los valles son relativamente anchos y los ríos meandriformes están rodeados por niveles de terrazas.

Los suelos son arcillosos, amarillos, muy desaturados, muchas veces hidromorfos; son suelos seudo-ferralíticos, localmente cubiertos por algunas placas de cenizas volcánicas que al alterarse dieron andosoles perhidratados.

Las cuestas areniscosas (unidades 33, 34, 35, 36)

Segundo paisaje hacia el centro de la cuenca: unas cuestas suavemente inclinadas toman el paso, al Norte, de la depresión arcillosa, que dominan por un claro abrupto, con forma bastante dentellado de 100 a 150 m de mando.

Se desarrollan sobre una potente sedimentación detrítica miocénica (formación Angostura) de areniscas, entre finas y gruesas, moderadamente cementadas con intercalaciones de arenas, conglomerados y lumaquelas basales, todo esto profundamente arcillificado en la superficie bajo condiciones climáticas trópico-húmedas.

Las unidades cartografiadas integran dos grandes tipos de paisajes :

- superficies de disección variable que ponen en asociación testigos de niveles, estructurales o derivados, moderadamente disectados;
- conjuntos de colinas cuyas cimas subiguales permiten reconstituir la antigua superficie original entre 150 y 250 m. Están rodeadas por pequeños abruptos escarpados, cuando están ubicados sobre facies consolidadas, cuyo mando va bajando hacia el centro de la cuenca al Noroeste.

El dibujo en plano del abrupto presenta todas las características de un modelado de cuesta con hermosos embudos consecuentes (paralelos al buzamiento del substrato), por ejemplo para los ríos Onzole y Santiago. Desde su entrada en este paisaje, los ríos toman, además, desfiladeros en gargantas que contrastan con los valles amplios y con meandros de la parte situada aguas arriba.

Este conjunto de pequeñas cuestas está presente en toda la periferie occidental de la cuenca en donde dibuja un arco completo, pero a proximidad de las altas colinas de Viche al Oeste, el tipo de contacto cambia y las cuestas desaparecen gradualmente. Entonces se trata sea de jirones de superficies subhorizontales que dominan, por los 400 m, los altos relieves arcillosos occidentales de Viche, inclinándose suavemente hacia el Este al Norte de Quinindé; o sea de una franja estrecha de relieves monoclinales con buzamiento Sureste, bien erguidos y fuertemente disectados al Sur de Montalvo.

Estas cuestas bajas presentan un doble interés geomorfológico. Por su posición topográfica, participan en la delimitación clara de la cuenca de Borbón-Valdez, pero también representan un importante hito en la evolución morfoestructural costanera atestiguando del último basculamiento de cierta amplitud, ya que todas las sedimentaciones posteriores han guardado una posición horizontal a subhorizontal.

Las diferencias entre las unidades cartográficas son de orden edafológico y se deben al aumento de las precipitaciones de Oeste a Este, y por lo tanto, a una desaturación y a una alteración cada vez más fuerte de los suelos:

- la unidad 33, con la menor precipitación, está compuesta por suelos limo-arcillosos, con caracteres mólicos, sobre las superficies de las cuestas, y suelos poco profundos, rejuvenecidos por la erosión, sobre los abruptos;
- la unidad 34 corresponde a suelos fersialíticos poco desaturados;

- la unidad 35, más al Este, a suelos ferralíticos rojos muy desaturados;
- la unidad 36, ubicada en la zona más húmeda, presenta suelos ferralíticos y seudoferralíticos, muy desaturados e hidromórficos.

1.1.2. Los relieves del centro de la cuenca

Las colinas arcillosas del contorno Suroeste (unidades 47, 48, 49, 53)

Ocupan toda la parte occidental y meridional de la cuenca, en donde dibujan un triángulo detrás de las cuestas areniscosas.

Se desarrollan sobre una potente sedimentación miocénica de limolitas y arcillas con algunas intercalaciones arenosas, areniscosas y de tobas de origen volcánico (formación Onzole), que reposan con una ligera discordancia sobre las areniscas de las cuestas.

Los modelados reflejan perfectamente esta disposición sedimentaria. Las cuestas areniscosas de la periferia se hunden suavemente hacia el centro de la cuenca por intermedio de superficies moderadamente onduladas que están reemplazadas luego por un conjunto homogéneo de colinas bien disectadas (unidades 47, 48, 49) con pendientes moderadas. Este paisaje también presenta una muy ligera inclinación hacia el centro de la cuenca al Noroeste, sus altitudes cimeras bajan de 150-200 m hasta 50-100 m, siguiendo los buzamientos estructurales. El contacto con las superficies de las cuestas es bastante claro, subrayado por un pequeño desnivel de mando inferior a unos cien metros y una brusca ruptura de pendientes.

Tres características suplementarias merecen ser anotadas:

- La subigualdad de las altitudes cimeras constituye una herencia estructural y proviene de la destrucción de la superficie original de sedimentación.
- Esta antigua superficie está localmente dominada por restos agudos, bien representados en la parte deprimida central, que constituyen testigos de facies más consolidadas y por lo tanto más resistentes a la erosión.
- Este paisaje termina, a proximidad de la costa, al Sur de Lagarto, por una estrecha franja de colinas bajas, convexas, con cimas planas truncadas por una superficie ligeramente inclinada hacia el Noreste (unidad 53). Más que una herencia estructural, quizás tengamos la presencia aquí de un testigo de un antiguo nivel de abrasión marina, levantado y disectado posteriormente, así como existen hitos en otros lugares del contorno de las costas. El decapado explica las alteraciones superficiales muy poco potentes si se consideran las condiciones climáticas.

Los suelos, con excepción de los de la unidad 53 que corresponden a suelos poco evolucionados de erosión de algunos centímetros de espesor, son, por lo general, entre profundos y muy profundos. Se reparten según una secuencia climática orientada de Noroeste a Sureste. Luego de los suelos pardos arcillosos (unidad 47) vienen los suelos rojos ferralíticos muy profundos (unidad 48), y en la zona más húmeda, suelos amarillos arcillosos hidromórficos ferralíticos y seudo-ferralíticos (unidad 49).

Las ondulaciones y altas llanuras centrales (unidades 43, 44)

Entre los relieves anteriores, las zonas fluvio-marinas y la frontera colombiana, los paisajes centrales toman la forma de un arco de 20 km sobre 80 km, alargado de NE hacia SO, cuyo centro podría ser Borbón.

Ubicado entre altitudes de 20 a 100 m, el centro de la cuenca se caracteriza esencialmente por su monotonía. Está constituido por la yuxtaposición de pequeñas colinas entre bajas y medias cuyo desnivel va bajando hacia el Noroeste, con cimas redondeadas rebajadas y vertientes suaves convexas, salvo hacia San Lorenzo y cerca de la frontera, en donde una estrecha franja de colinas con disección más fuerte domina los manglares vecinos.

Las formaciones aflorantes constituyen la aureola más reciente de depósitos sedimentarios mio-pliocenos, detríticos, poco cementados, de areniscas, arenas y conglomerados con lentejas de residuos de conchas (formación Borbón). La suave inclinación de estos depósitos se vuelve a encontrar en la monotonía de los modelados, originados por una fase de disección poco acentuada.

Una uniformidad parecida caracteriza las formaciones superficiales. En efecto, las condiciones climáticas de la zona (clima tropical húmedo con estación seca muy corta), favorece la producción de alteritas sobre espesores que pueden alcanzar varios metros. Se trata de arcillas abigarradas típicas, de color entre amarillento y rojizo, provenientes de la descomposición in situ de los estratos geológicos, los conglomerados ya sólo subsisten en la superficie bajo la forma de horizontes arcillosos con guijarros fantasmas.

Por otra parte hay que anotar la presencia, alrededor de San Lorenzo, de enchapados superficiales limo-are-

nosos no alterados, provenientes de esparcimientos fluviátiles, o de recientes transgresiones marinas locales.

Los suelos ferralíticos, profundos y desaturados, son característicos de la casi totalidad de estos relieves (unidad 44). Sin embargo, en las cercanías de Borbón, donde el clima es un poco menos húmedo, las alteraciones son menos profundas y la desaturación de los suelos menos fuerte. Son entonces suelos pardos arcillosos ligeramente ácidos (unidad 43).

La baja llanura de Borbón (unidades 115, 116)

Con una forma aproximadamente circular y un diámetro de más o menos 30 km, está ubicada al Noreste de Borbón, en la desembocadura de los principales ríos, entre las llanuras continentales y el manglar.

Los materiales constitutivos son idénticos: depósitos fluvio-marinos homogéneos, finos, entre arenosos y limo-arcillosos, que atestiguan de las primeras fases de relleno cuaternario con aportes continentales respectivos de los ríos Cayapas y Santiago y removilización por la deriva litoral.

Las altitudes son siempre inferiores a 20 m y por lo general cercanas al nivel del mar. Los modelados son extremadamente suaves y presentan una zonificación de las formas en dos niveles:

- una llanura superior, ligeramente ondulada, con disección suave entre 5 y 20 m y suelos ferralíticos rojos desaturados (unidad 115);
- un bajo nivel inferior, entre plano y muy poco disectado, casi al nivel del mar y localmente asociado con sectores inundados. Los suelos, aluviales, son profundos y salados (unidad 116).

La red fluvial (unidad 109)

Con excepción del río Mataje, que fluye con un curso rectilíneo SE-NO, sin ningún afluente en su orilla izquierda, la totalidad de los ríos se concentran hacia la región central de Borbón-La Tolita (Fig. 5).

La red actual parece totalmente inadaptada a los anchos valles, en los cuales los ríos trazan meandros en medio de tres niveles de terrazas escalonadas. Estas son el resultado de una sucesión de episodios morfogenéticos:

- un período de excavación por ríos con un caudal más importante que las arterias actuales, establecido según un nivel de los océanos inferior al actual;
- un relleno posterior por ríos, que acompañó una subida del nivel marino, como lo atestiguan los valles rellenados del río Santiago;
- una alternancia de fases de excavación y de relleno al origen de la diferenciación en tres niveles de terrazas, con aluviones limo-arcillosos sobre las más altas y areno-limosos sobre las más bajas. Actualmente, sólo las terrazas bajas y los cauces actuales se sujetan a inundaciones periódicas.

Además, también es probable que hayan intervenido movimientos tectónicos. Así, una subsidencia marcada y reciente de la zona de Concepción explicaría la notable concentración de todos los ríos hacia este sector, así como la amplitud del relleno local. La prueba más hermosa es proporcionada por el río Santiago que deja, abajo de Selva Alegre, un amplio valle rectilíneo con una terraza alta ocupada por un minúsculo riachuelo, totalmente incapaz de haber elaborado semejante valle, para desviarse luego de un codo en ángulo recto, hacia Concepción al Noreste, en donde se reune con el río Cayapas por un pequeño valle estrecho.

Un estudio preciso acompañado por dataciones permitiría confirmar estas hipótesis y reubicar estas diferentes fases en el contexto morfogenético global cuaternario.

1.1.3. La orilla fluvio-marina (unidades 117, 118)

Mientras que la costa occidental cercana es una costa rocosa, la cuenca de Borbón está bordeada, sobre un ancho de aproximadamente 20 km, por una franja de terrenos fluvio-marinos que se prolongan en Colombia.

En realidad se trata de estuarios a la desembocadura de los principales ríos cuyos brazos se pierden luego en una red confusa de canales imbricados meandriformes. Están constituidos por una asociación de depósitos marinos litorales y fluviátiles, reagrupados en dos paisajes distintos.

Unidad 117: Es el típico manglar, con diferentes tipos de vegetación y sumersión a cada marea alta. Los suelos, con textura variable, están empapados de agua y salados. La unidad cartográfica encierra también los "salitrales", amplias extensiones planas detrás de los manglares, ligeramente sobreelevadas y excepcionalmente inundadas. Fuertemente saladas, hasta en la superficie donde cristalizan eflorescencias, estos suelos sólo soportan

una vegetación herbácea halófila discontinua. Representan uno de los estados de la colonización posterior de las zonas de manglares y pueden, por lo tanto, ser asimilados a los "schorres" de los pantanos litorales templados.

Unidad 118: De los depósitos arenosos que están imbricados espacialmente con las zonas de manglares, sólo se indicaron los más importantes. Por lo general se presentan bajo la forma de alineamientos más o menos contínuos, con dirección predominante SO-NE y aparecen en relieves de 2 a 3 m sobre los manglares. Son depósitos marinos litorales de arenas con residuos de conchas que removilizan los aportes fluviátiles continentales. Asocian playas y cordones litorales localmente remodelados en cordones de dunas.

Un estudio detallado de los documentos aéreos mostró varias generaciones, las primeras dibujando una entrada hacia el Este en la latitud de San Lorenzo, las últimas arcercándose al trazado actual de la costa a la cual aseguran su regularización. La dirección general de los alineamientos, y por lo tanto de las corrientes litorales, es SO-NE, con una componente ENE hasta cerca de San Lorenzo y NNE más allá.

Al Oeste de La Tola, el manglar ya casi no existe; es reemplazado por una sucesión de cordones litorales arenosos pegados y paralelos sobre unos doce kilómetros de ancho (Fig. 4). La topografía refleja bien este origen y presenta, en el sentido transversal, una sucesión de ondulaciones de algunos metros hasta unos diez metros asociadas con hondonadas inundadas, más estrechas. Estas últimas pueden presentar localmente una gran extensión y constituir verdaderas marismas internas, como al Sur de La Tola.

Esta disparidad entre las dos orillas del río Santiago, muestra la importancia del aporte fluviátil. La deriva litoral, con una dirección general SO-NE, deposita al Oeste del estuario, sedimentos gruesos provenientes de las costas rocosas y/o del río Esmeraldas, mientras que al Este se enriquecen relativamente con materiales finos, aportados por los ríos Santiago y Onzole que drenan extensas zonas cubiertas con profundas alteritas arcillosas.

1.1.4. El gran cono de esparcimiento de El Placer (unidades 68, 69, 70, 71)

El contacto "normal" entre los relieves andinos y costaneros por intermedio de una gran vertiente abrupta está parcialmente borrado en la zona noroccidental por la existencia de un relieve tabular, ligeramente inclinado hacia el Noroeste. Este culmina hacia los 750 m en Alto Tambo, pero su superficie cimera baja hasta los 550-600 m hacia El Placer en donde domina la cuenca por un abrupto digitado. Es justamente la existencia de este relieve la que permitió la implantación de la vía férrea en este lugar. Estos relieves tabulares en vía de disección representan antiguos conos de esparcimiento coalescentes establecidos en la desembocadura de los principales ríos con régimen torrencial que son los ríos Mira, Lita y Gualpi que drenan la cuenca interandina de Ibarra, (ver Fig. 4).

Están compuestos por depósitos detríticos y torrenciales gruesos sobre aproximadamente 600 m de espesor. Fueron recubiertos por proyecciones volcánicas recientes, las cuales, bajo un clima cálido y húmedo (4.000 a más de 6.000 mm de lluvia), dieron lugar a andosoles perhidratados relativamente arenosos en la parte alta del cono y más limosos en la parte baja.

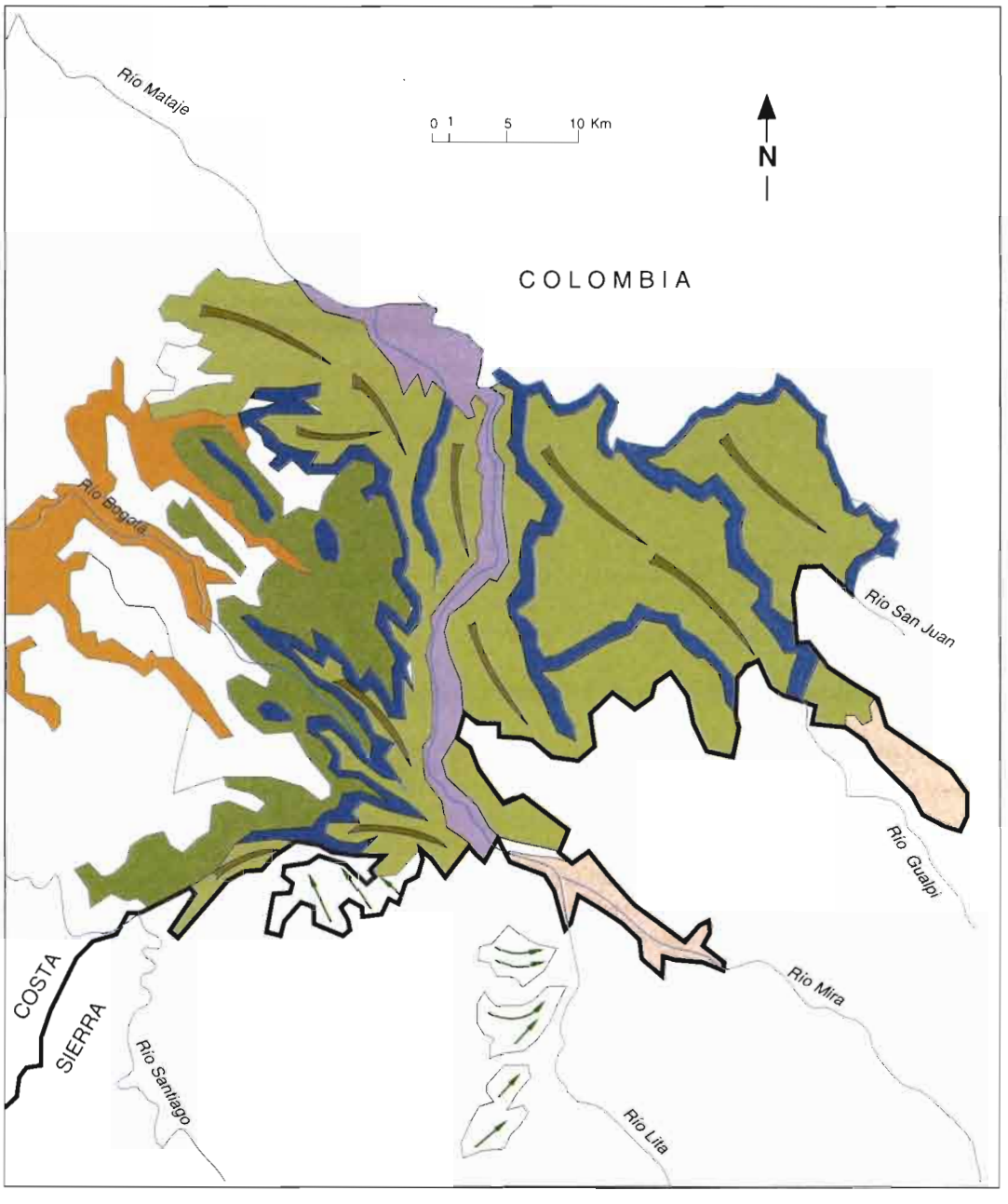
Unidad 68: Se trata de un paisaje compuesto, que integra la superficie cimera y los abruptos circundantes. El nivel cimero presenta el aspecto de una superficie muy regular, moderadamente disectada en pequeñas cimas redondeadas biconvexas, culmina en Alto Tambo en la salida de la garganta del río Lita y alcanza más de 800 m en la desembocadura del río Mira. Estos conos se reunen luego y la superficie se ensancha rápidamente.

Presenta una orientación divergente con estrechas avanzadas hacia la fuente del río Santiago al Suroeste o hasta El Placer, en donde se termina por los 550-600 m. Pero su mayor extensión está ubicada al Norte; allí, se conecta con el cono que proviene del río Gualpi para formar una amplia superficie de más de 30 km de ancho que baja luego suavemente, encurvándose hacia el Noroeste hasta alcanzar altitudes inferiores a los 100 m al contacto con los relieves inferiores de la cuenca, hacia Ricaurte y la frontera colombiana.

La repartición actual, resultado de la erosión posterior, concuerda con las direcciones de los principales ríos, y corrobora su papel en el modelado de estas formas. Sin embargo, la existencia de testigos digitados hacia el Oeste y el Suroeste atestiguan una antigua extensión más importante en estas direcciones y la probabilidad de importantes cambios de curso posteriores a estos depósitos.

Esta superficie está limitada por un impresionante abrupto de más de 200 m de desnivel constituido por una parte superior subvertical de aproximadamente 50 m, desarrollada sobre areniscas finas y grauwacas, de color entre pardo oscuro y negruzco, muy consolidadas, que recubren gravas torrenciales con guijarros redondeados, de tamaño decimétrico a métrico, no alterados, en una matriz arenosa ferruginosa, sobre los cuales el abrupto se suaviza ligeramente.

Fig. 3. El cono esparcimiento de El Placer



Paisajes de la parte superior (guijarros torrenciales, areniscas finas):

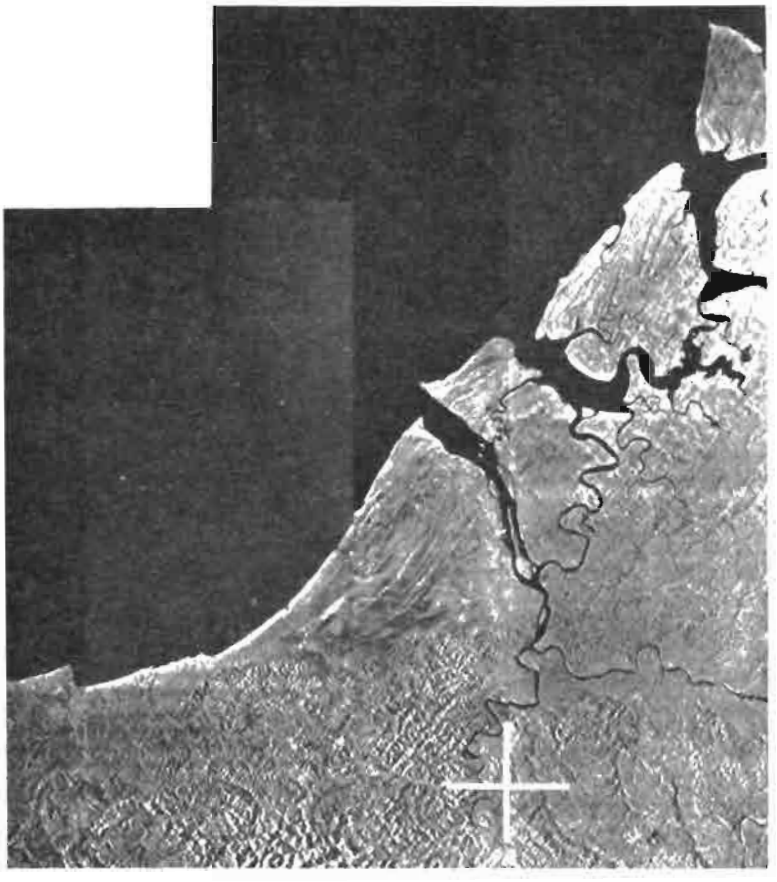
- Testigos aislados colgados
- Superficies cimeras disectadas
- Abruptos, cerros testigos y vertientes de entalladuras
- Grandes gargantas con niveles colgantes

Paisajes de la parte inferior (formaciones detríticas meteorizadas en arcillas abigarradas):

- Vertientes intermedias, heterogéneas y disectadas
- Vertientes inferiores, concavas y suaves
- Valles aluviales con terrazas
- Inclinación y dirección del esparcimiento
- Vertientes y depósitos coluviales

Elaboración: A. Winckell; Fuente: Inventario PRONAREG-ORSTOM, hoja de Valdéz

Fig. 4. Las formas litorales de la zona de Valdéz



Fuente: Imágenes RADAR de CLIRSEN

Existen testigos encaramados de la superficie en diferentes niveles de la parte superior de los abruptos. Pueden ser jirones hundidos, o evidencias locales de algunos niveles secundarios consolidados.

Los actuales ríos fluyen en el fondo de impresionantes gargantas con faldas rocosas escarpadas; las más importantes alcanzan el nivel del substrato.

Los andosoles perhidratados que recubren las superficies tienen un espesor que disminuye regularmente del Sureste hacia el Noreste. Sobre los abruptos, los suelos son erosionados y coluvionados, y los andosoles colindan con suelos arcillosos poco profundos, muchas veces pedregosos.

Unidad 69: Son testigos de depósitos escalonados más arriba de los conos, y por lo general encaramados sobre las faldas de las quebradas de los actuales ríos. Algunos presentan una sucesión completa con superficie cimera y abruptos, otros están truncados bajo la forma de jirones encaramados.

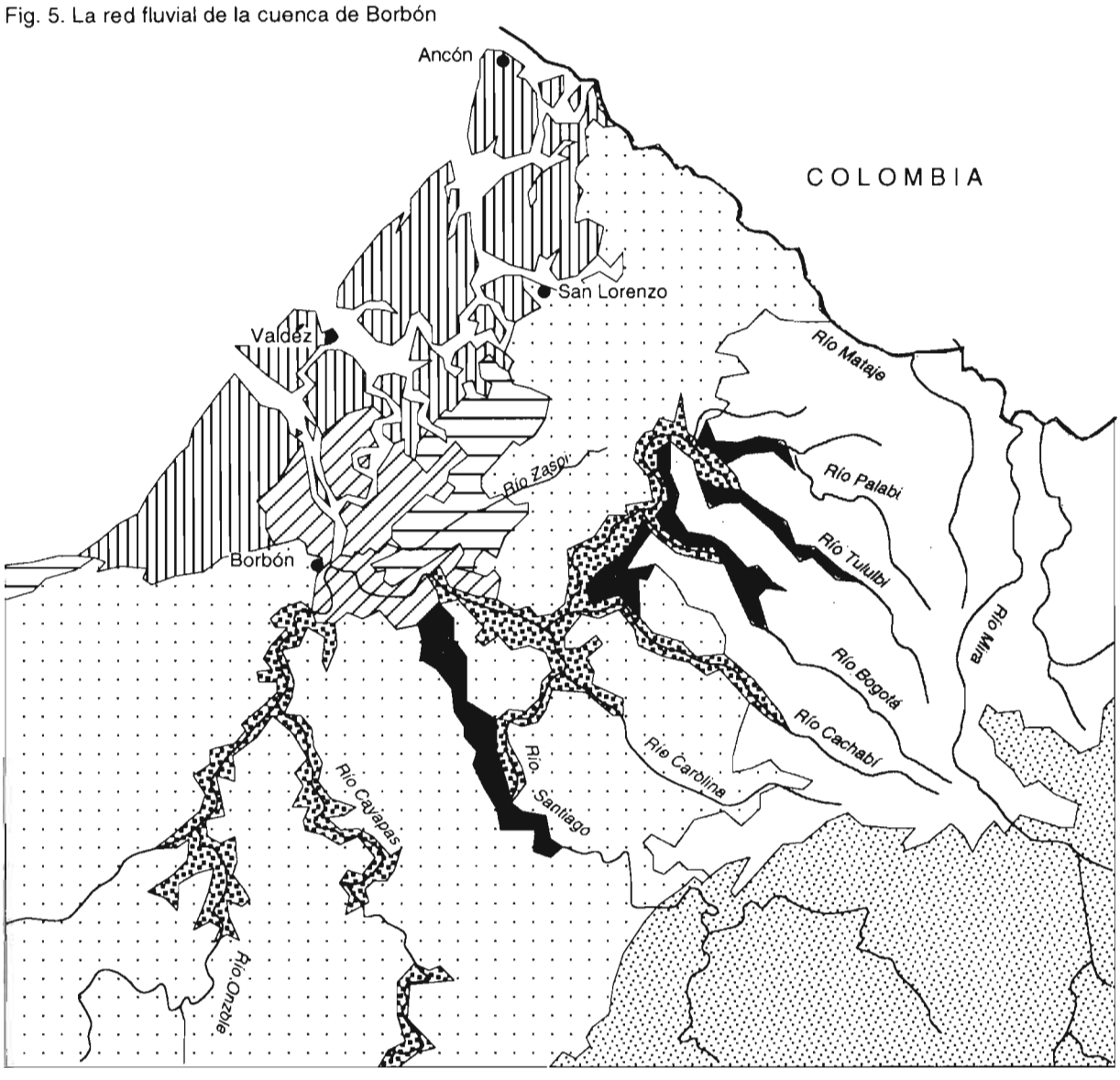
Su posición, hacia el interior de la vertiente andina, favoreció el mantenimiento de una cobertura más importante de cenizas volcánicas. Los andosoles perhidratados alcanzan allí profundidades de 2 a 3 metros.

Unidades 70 y 71: Al pie del abrupto cimero, se extiende un conjunto complejo de colinas y vertientes moderadas, esencialmente representadas en la parte occidental del cono, la más erosionada, entre El Placer y Ricaurte.

Se desarrollan sobre depósitos relativamente homogéneos de areniscas y conglomerados profundamente meteorizados en arcillas abigarradas y guijarros "fantasmas". Las observaciones de campo muestran que se trata de sedimentos de la base del cono, revelados en este lugar por una erosión más profunda. Presentan por una parte una facies menos torrencial, y por otra un estado de alteración muchísimo más avanzado que sólo puede explicarse por una edad más antigua que los depósitos superiores, además ubicados en condiciones climáticas más húmedas.

La cobertura de cenizas, aquí de poco espesor, ha sido parcialmente despejada por la erosión. Los andosoles perhidratados limosos colindan por lo tanto con los suelos ferralíticos y seudo-ferralíticos amarillos, muy desaturados.

Fig. 5. La red fluvial de la cuenca de Borbón



Vertiente andina occidental (=Sierra)

Cono de esparcimiento de "El Placer"

Relieves indeferenciados sobre sedimentos terciarios (=Costa)

Valles fluviales: terrazas bajas y lechos actuales

Valles fluviales: terrazas altas y cursos abandonados

Depósitos aluviales o fluvio-marinos disectados o colgados

Llanura aluvial baja

Manglar, salitral y cordones litorales arenosos

0 5 10 Km

N

Elaboración: A. Winckell; Fuente: Inventario PRONAREG-ORSTOM, hoja de Valdéz

Las diferencias entre las unidades son de orden geomorfológico.

- La unidad 70 es la parte superior de estas vertientes, ubicada al pie de la corniza somital o alrededor de las lomas testigo avanzadas de esta última, con un dibujo en plano digitado alrededor de los restos agudos rocosos que las dominan. Presentan pendientes entre rectilíneas y convexas, entre moderadas y fuertes y están disectadas por numerosas torrenteras paralelas.

- La unidad 71 cubre las partes inferiores o situadas adelante de las anteriores vertientes. Los modelados son suaves, siendo las pendientes cóncavas e insensiblemente prolongadas por los relieves subyacentes. Algunos rellanos localizados jalonan niveles más consolidados.

Otros ejemplos de esparcimiento de este tipo se encuentran en otras regiones del país en donde ocupan superficies más extensas (hacia Los Bancos en la región costanera o el Puyo en la Amazonía). Tienen un origen común; la edad y su significado geomorfológico serán tratados al momento de su presentación.

UtTILIZACIÓN Y EVOLUCIÓN MORFODINÁMICA ACTUAL

Sometida en su casi totalidad a un clima tropical húmedo con estación seca muy corta, la cuenca de Borbón-Valdez está cubierta por una vegetación natural de tipo bosque tropical perennifolio que asegura así una buena protección de los suelos subyacentes. Los fenómenos morfodinámicos actuales son por lo tanto poco marcados al estado natural, y se localizan exclusivamente:

- en las faldas de los abruptos y los bordes de las entalladuras recientes, en donde movimientos provocados por fenómenos de gravedad se inician en forma localizada, derrumbes, desprendimientos y deslizamientos del manto de alteritas y del substrato rocoso (abruptos del contorno de las unidades 68 y 34);
- sobre los relieves arcillosos, con pendientes entre medianas y fuertes (unidades 47, 48 y 49), afectados por pequeños movimientos de masa: solifluxión y desmoronamiento;
- en los valles fluviales con complejos de terrazas encajonadas, en donde frecuentemente se producen inundaciones. Integrables a esta categoría son las inundaciones temporales o permanentes por subida de la capa freática, que afectan los pastos naturales de los cordones litorales al Suroeste de La Tola.

Además, se trata de un medio relativamente poco ocupado por el hombre con excepción de las étnias Cayapas establecidas cerca de los ríos, en las partes bajas. Sin embargo, pese a la mediocre calidad de las vías de comunicación, esta región ha sido objeto de cierta valorización reciente por el otorgamiento de concesiones para la explotación forestal y por la implantación de colonos, en la parte baja, a lo largo de los ejes de penetración más favorables: ríos navegables en piragua, camino La Tola-Borbón y vía férrea Ibarra-San Lorenzo.

La utilización agrícola actual de estas zonas se limita a islotes de desmonte dentro del bosque, muchas veces bajo la forma de claros. Asocia praderas con cultivos de subsistencia a base de maíz y una arboricultura tropical bajo sombra (cítricos, banano, café, cacao). Los bajos valles de los ríos Cayapas y Onzole son objeto de un mejor aprovechamiento, con plantaciones de café y banano en las zonas aluviales.

Los procesos dinámicos actuales de origen antrópico son relativamente poco extensos y poco eficaces, y se localizan exclusivamente en las zonas afectadas por la colonización reciente, en donde ocurren escurrimientos y movimientos de masa en las fuertes pendientes, por lo general superiores al 40%. Prefiguran los riesgos que podrían acompañar una colonización generalizada, establecida sin medidas de protección.

1.2. LA CORDILLERA DE VICHE

Constituye una franja de unos 40 km de ancho, que abarca la parte central de la región noroccidental, separando así la cuenca de Borbón-Valdez al Este, de la de Atacames-Muisne al Oeste.

Constituye la prolongación hacia el Norte de la cordillera de Manabí, pero los relieves son aquí menos fuertes que al Sur ya que:

- las cimas más altas sufren un lento decrecimiento de 600 m por Viche al Suroeste, hasta 250 m aproximadamente detrás de Rioverde;
- los materiales constitutivos son facies sedimentarias más blandas de arcillas, lutitas y arenicas.

Los modelados guardan sin embargo cierto vigor, acentuado por la gran entalladura transversal del río Esmeraldas. Sobre sus fuertes pendientes se desarrollan un gran número de movimientos de masa y de solifluxión.

Las condiciones climáticas de esta zona son relativamente semejantes a las de la región fronteriza. Debido a la falta de una red de estaciones de observaciones meteorológicas, sólo podemos mencionar una precipitación media anual del orden de 1.780 mm en Viche (aproximadamente 200 días de lluvia por año); también podemos afirmar que la franja costanera, como la que bordea la cuenca Borbón-Valdez, es ligeramente más seca que tierra adentro y que, allí, los primeros relieves poseen las condiciones más húmedas gracias a las neblinas y nubes que allí permanecen. Las precipitaciones se estiman a 1.000 mm en Rioverde al Noroeste y presentan una fuerte gradiente hasta 2.000 mm en los primeros relieves y 3.000-3.500 mm en el límite oriental.

El número de meses secos puede ser estimado en 8-10 en la franja litoral y disminuye hacia el interior para ubicarse por debajo de 4 en los relieves expuestos a la humedad proveniente del Pacífico.

Bajo este clima, de tendencia semihúmeda, medianamente agresivo, la desaturación de los suelos es baja, pero sensible; las acumulaciones de carbonato de calcio no existen. El proceso de bisialítización es general.

Resúmen

- *Seudocordillera compuesta por altas colinas arcillosas*
- *Inadaptación parcial de la red hidrográfica*
- *Clima tropical semi-húmedo con estación seca corta*
- *Suelos arcillosos moderadamente profundos, con minerales arcillosos 2/1 y complejo de cambio saturado*
- *Movimientos de masa y de solifluxión.*

1.2.1. Las altas colinas disectadas (unidades 8, 9)

Constituyen el armazón general de la cordillera de Viche y están ubicadas sobre el sitio de un abombamiento anticlinal sinuoso, orientado SSO-NNE, en donde afloran facies más antiguas que en las regiones circundantes.

Unidad 9: El corazón de este anticlinal está constituido por una potente sedimentación oligo-miocena de arcillas y lutitas (formación Viche) con intercalaciones de arenas, areniscas y conglomerados poco cementados, limolitas y tobas de orígen volcánico.

El levantamiento tectónico fue relativamente potente, y estas facies que no presentan una gran resistencia intrínseca arman altas colinas que culminan por los 600 m al Oeste de Viche y bajan hacia el Noroeste y el Noreste en donde dominan el litoral con unos 150 a 200 m de desnivel. Comprenden grandes vertientes empinadas con fuerte pendiente, siempre superior al 40 %, rectilíneas en la parte superior y que dominan partes basales más cóncavas.

Las alteraciones se desarrollan profundamente bajo estas condiciones climáticas y presentan facies arcillosas, amarillentas a pardo-rojizas. Los suelos tienen un horizonte humífero poco espeso, son suelos pardos arcillosos, ligeramente ácidos, a veces con algunos caracteres vérticos.

Unidad 8: Estas altas colinas arcillosas están bordeadas al Este y al Oeste, por una franja casi continua de relieves vigorosos, con una altitud similar y con disección y pendientes vecinas. Sus diferencias residen esencialmente en:

- los substratos, que aquí están constituidos por areniscas, arenas y conglomerados idénticos a los del contorno Sur de la cuenca de Valdez (formación Angostura, mioceno inferior a medio);
- los modelados de detalle con bellas formas estructurales que se evidencian por la erosión de los estratos sedimentarios duros: areniscas y conglomerados, dispuestos sobre las faldas externas del anticlinal Viche-Rioverde. Las formas, bastante discontinuas, van desde los frentes rocosos y reversos ondulados de cuestas en las zonas de buzamiento moderado al Sur, hasta conjuntos de espigas puntiagudas y bien erguidas al Oeste de Chinca.

Las alteraciones y los suelos se reparten según los elementos del paisaje. Sobre las superficies moderadas y las pendientes inferiores suaves, se desarrollan profundas alteraciones arcillosas a limo-arcillosas; los suelos presentan horizontes humíferos bien desarrollados, casi siempre tienen caracteres mólicos, muchas veces lixiviados. Sobre los abruptos y las faldas empinadas abundan afloramientos rocosos y pedregosos; los suelos son poco espesos, más arenosos, con caracteres mólicos muy marcados.

1.2.2. Los testigos estructurales cimeros (unidades 13, 16, 37)

En la parte Sur de la cordillera de Viche, las cimas presentan formas de disección menos acentuadas.

Unidad 37: Al Este del río Esmeraldas, las altas colinas areniscosas están dominadas por testigos de superficies, encaramados a unos 400 m. Caracterizadas por una disección avanzada en pequeñas colinas convexas con altitud subigual, representan los últimos testigos de la cobertura areniscosa miocena conservados en posición subhorizontal gracias a los movimientos quebradizos de la fractura Pedernales-San Miguel. Además, están en perfecta continuidad estructural, excepto los valores de buzamiento, con las cuestas del contorno Suroeste de la cuenca de Borbón. Dominan por abruptos empinados, las colinas arcillosas subyacentes y toman así, localmente, el aspecto de verdaderos testigos de mesas suspendidas.

Mientras en los abruptos, los afloramientos rocosos y pedregosos alternan con suelos coluvionados, limo-arcillosos poco profundos, las alteraciones de las superficies son relativamente profundas, arcillo-limosas y los suelos tienen caracteres mólicos.

Unidades 13 y 16: Al Suroeste de Cube, en la orilla Oeste del río Esmeraldas, las zonas llamadas Montañas de Mache y de Cojimíes muestran relieves más accidentados. Constituyen la terminación Norte de la cordillera costanera, de la cual son la prolongación bajo la forma de paisajes disectados en las grandes losas monoclinales de la cobertura de areniscas miocenas, culminando por los 450-500 m encima de las colinas arcillosas subyacentes.

Serán tratados en detalle, con los paisajes equivalentes de la cordillera, a los cuales se parecen. Aquí están simplemente más erosionados, con testigos de superficies monoclinales poco extendidos en la unidad 13 y lomos subparalelos con cimas redondeadas en la unidad 16.

1.2.3. La garganta del río Esmaraldas

Una de las características de esta cordillera es la presencia en su centro, de la gran entalladura transversal del río Esmeraldas (Fig. 6). Mientras que, aguas arriba, los ríos Blanco y Guayllabamba fluyen en medio de amplias llanuras y ondulaciones monótonas, el río Esmeraldas, formado en la confluencia de los anteriores, dibuja unos diez kilómetros río abajo, un codo marcado en ángulo recto hacia el Oeste y entra en un valle relativamente estrecho y transversal con respecto a las direcciones predominantes de los relieves.

¿Cuál es el origen de este cauce? El trazado general, rectilíneo, hace pensar en la existencia de un accidente tectónico de orientación SSE-NNO. Una ruptura es muy probable que contribuiría además a explicar la discontinuidad de los relieves entre las dos orillas del Esmeraldas, así como la desaparición de la cordillera al Este. Tal accidente lateral, con descolgamiento de su parte oriental hacia el Norte, también contribuiría a explicar el relativo desfase entre los afloramientos volcánicos de ambos lados de la entalladura. No hemos encontrado en el campo pruebas incontestables de este accidente, pero las dificultades de observación sin duda explican este hecho. Además, si bien sus efectos sobre las facies antiguas, ante oligo-mioceno son evidentes, los desniveles que se pueden observar en los sedimentos más recientes parecen menores. Se trataría por lo tanto de un accidente profundo, bastante antiguo, con reactivación reciente limitada.

Sin embargo perdura el hecho de que el cambio de curso al Norte de Malimpia está ubicado sobre un nudo tectónico mayor en la intersección de esta ruptura probable y del gran accidente regional Pedernales-San Miguel.

Pero también es probable que tengamos un caso de antecedencia. En efecto, el curso general SE-NO, desde la desembocadura de la cordillera andina, sigue en toda su parte Sur, desde Santo Domingo hasta Malimpia, la pendiente general de las formaciones de esparcimiento del piedemonte. Luego prosigue probablemente hacia el Norte, siguiendo una pendiente topográfica descendente. Los movimientos verticales generales, origen del abombamiento anticlinal de Viche, pero que también afectan los sedimentos miocenos, son pues, por lo menos, mio-pliocenos. Se puede pensar que la emergencia de este abombamiento se ubica en esta época y que el río Esmeraldas, establecido anteriormente según la pendiente topográfica, se encajonó en este relieve en formación explotando la discontinuidad constituida por el accidente antiguo anteriormente citado. Los rellanos y terrazas escalonados al interior de la quebrada, son los testigos de este episodio de encajonamiento.

La escasez de los afluentes de orilla derecha, río abajo de Malimpia, atestiguan también la existencia de este abombamiento, ya que el conjunto de la red hidrográfica fue desviado hacia la cuenca de Borbón-Valdez, zona de subsidencia reciente y actual.

1.2.4. Los testigos tabulares costeros (unidad 112)

Sólo mencionaremos como recordatorio las pequeñas superficies, estrechas y alargadas paralelamente al dibujo de la costa, y encaramadas entre 20 y 70 m de altitud hacia Rioverde y Montalvo. Son los testigos tabulares de disección variable, de antiguos niveles de transgresiones marinas cuaternarias con depósitos superficiales poco potentes de arenas, grava y residuos de conchas, conservados aquí y allá en la cima de las colinas arcillosas subyacentes.

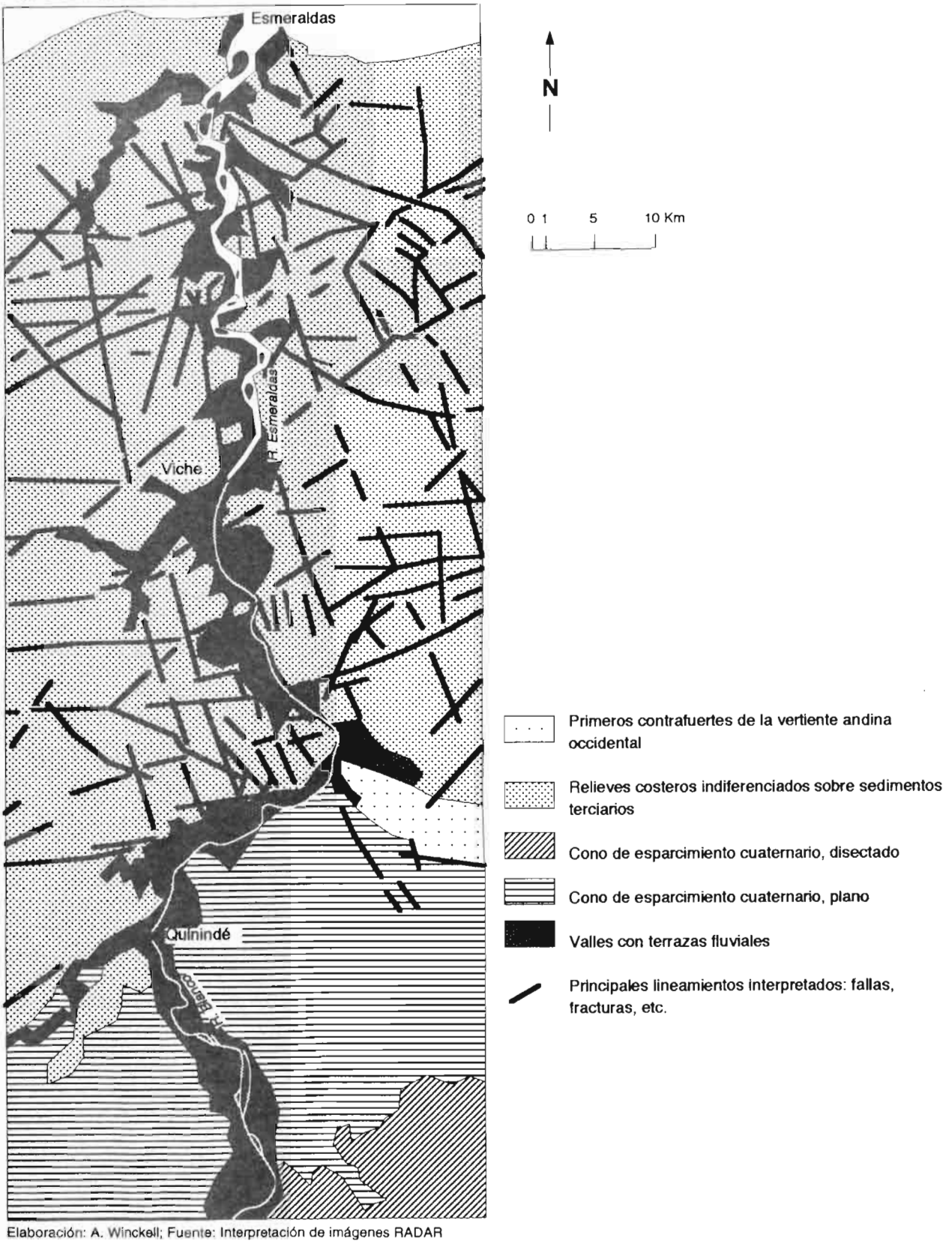
Estos niveles, presentes en todo el contorno de las costas del Ecuador, serán tratados en detalle con las regiones de Manta y de Salinas, en donde presentan su mayor desarrollo y características muy interesantes.

No se excluye que los testigos de superficies tabulares constituidas por las colinas arcillosas con cimas subiguales al Sur de Montalvo pertenezcan a una generación más antigua de estas mismas formas. Allí están ubicadas a un nivel ligeramente superior y se elevan suavemente hacia el interior. Pero la poca extensión de estas superficies y la ausencia de depósitos correlativos nos llevaron a dejarlos de lado en la cartografía de los paisajes.

UTILIZACIÓN Y EVOLUCIÓN MORFODINÁMICA ACTUAL

Así como la cuenca de Borbón-Valdez, la región de Viche está sometida a un clima tropical semihúmedo

Fig. 6. El valle del río Esmeraldas



Elaboración: A. Winckell; Fuente: Interpretación de imágenes RADAR

con una corta estación seca; también está cubierta por una selva húmeda perennifolia de difícil acceso con excepción de la cortadura del río Esmeraldas. Por lo tanto, la utilización agrícola se limita a la franja Noroeste, con relieve más moderado y al valle del río Esmeraldas, ocupados por una asociación de bosque y desmontes para pastos, cultivos de subsistencia y plantaciones de arboricultura tropical bajo sombra. Dos zonas con vocación más agrícola sobresalen

claramente de este conjunto:

- la región de Rioverde-Montalvo ocupada casi exclusivamente por pastos extensivos, asociados con café bajo sombra en los valles;
- el bajo valle del río Esmeraldas en donde los niveles aluviales inundables están cubiertos por pastos mientras que las terrazas, fuera del alcance de las inundaciones, tienen plantaciones de bananos, cítricos, café y cacao.

Al estado natural, los movimientos de vertientes se limitan a los abruptos y acantilados del contorno de las zonas cimeras tabulares (partes de las unidades 8, 13, 16 y 37) en donde suceden localmente fenómenos de gravedad: derrumbes y desprendimientos.

Pero los fenómenos más graves están ubicados en el conjunto de las colinas arcillosas (unidad 9 y parte de la unidad 8) en donde se asocian pendientes fuertes siempre superiores al 40 % y localmente al 70 % con una potente alteración arcillosa. Sin intervención humana, sólo se producen algunos deslizamientos localizados, pero en cuanto se aprovechan estas zonas, generalmente por intermedio de pastizales, los fenómenos de movimientos de masa se generalizan: lupas de solifluxión, golpes de cuchara, hasta desprendimientos y deslizamientos de paredes enteras de alteritas que llegan a afectar varios lugares de la carretera Quinindé-Esmeraldas.

El fenómeno, todavía limitado a las zonas de explotación agrícola, podría generalizarse paralelamente a la explotación, si ésta no va acompañada por medidas de protección adecuadas. Basta observar el cabrilleo general de las vertientes para evaluar la antigüedad de esta inestabilidad y por lo tanto la gravedad potencial de estos movimientos.

Por fin, no hay que omitir las inundaciones de las bajas terrazas y del lecho actual en cada crecida del río Esmeraldas, así como los procesos de regularización de las costas entre Esmeraldas y La Tola. La deriva litoral, con componente Noroeste, transporta, sobre todo el litoral, aportes continentales del Esmeraldas y regulariza la costa en un seguimiento de sectores rectilíneos OSO-ENE, separados por pequeños descolgamientos, todos de origen tectónico. La importancia de estos aportes es sensible hasta la frontera colombiana, pero sobre todo espectacular entre la desembocadura y Rioverde, en donde una playa con suave pendiente avanza sobre depósitos arenosos y limosos finos grisáceos.

1.3. LAS CUENCAS DE MUISNE Y ESMERALDAS

Están ubicadas al Noroeste de las altas colinas de Viche y de la terminación Norte de la cordillera costanera, de donde se extienden hasta el océano. Un eje de colinas más altas con dirección SE-NO separa la cuenca de Esmeraldas al Noreste, de la de Muisne al Suroeste. El decrecimiento de las altitudes anotado al Sur prosigue aquí y las colinas centrales bajan progresivamente del Sureste al Noroeste (Fig. 7).

Las dos cuencas presentan algunas diferencias significativas. Por oposición a la de Muisne, muy monótona, la de Esmeraldas se caracteriza por ondulaciones más acentuadas, una gran abundancia de movimientos de solifluxión sobre las vertientes y un clima con una estación seca marcada.

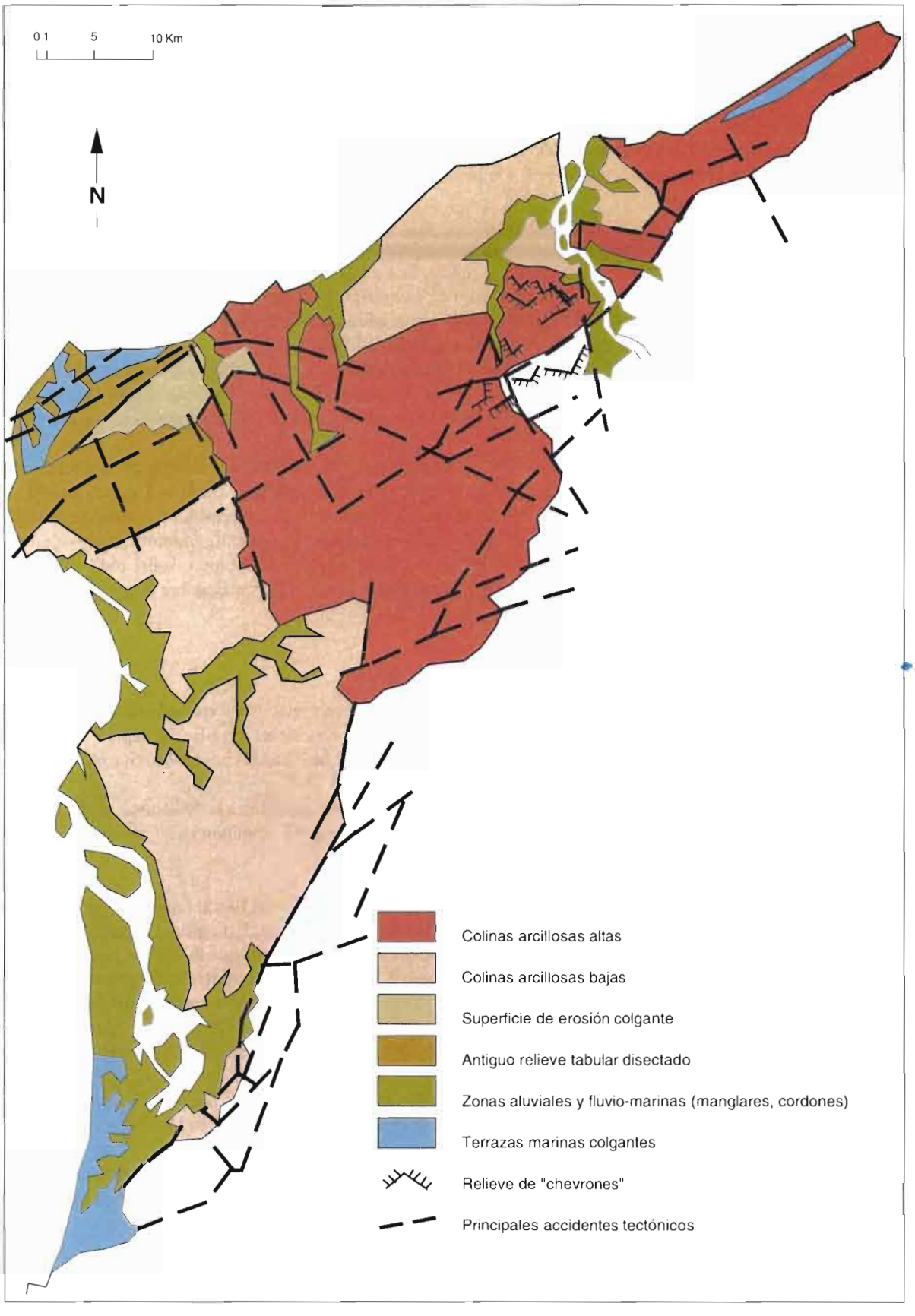
La zonificación pluviométrica está totalmente calcada sobre el dibujo del litoral compuesto de dos secciones con exposiciones diferentes, la una hacia el Noroeste y la otra hacia el Oeste. Esta última sección está directamente expuesta a los vientos cargados de humedad proveniente del océano mientras que la sección Norte está relativamente protegida de estos vientos. Por lo tanto, sólo se vuelve a encontrar el contraste entre el litoral seco y el interior más húmedo en la fracción Norte de la unidad; en Esmeraldas, estación representativa del litoral seco, se encuentra una precipitación media anual de 710 mm repartidos en aproximadamente 120 días y un número de meses secos de 9. El litoral húmedo recibe una precipitación media anual de 1.395 mm (Cojimíes) a más de 2.000 mm (Muisne en donde se cuentan 155 días de lluvia por año) y el número de meses secos es de 6.

La humedad relativa del aire es comparable en ambos casos (entre el 80 y el 85 %), la temperatura media anual es ligeramente más elevada en el litoral seco (25,8°C en Esmeraldas contra 25,0°C en Muisne) y las temperaturas medias mensuales varían poco durante el año.

Faltan datos para la parte interior; las precipitaciones pueden ser estimadas entre 1.000 y más de 2.000 mm (2.495 en Palmeras Unidas, estación cercana pero ubicada fuera de este paisaje) y el número de meses secos entre 4 y 8. Esta zona recibe un aporte complementario de humedad por las neblinas de estación seca (garúa).

Bajo este clima, los suelos son muy semejantes a los de la zona anterior: son suelos bisialíticos poco saturados. La estrecha franja litoral entre Esmeraldas y Punta Galera (¿precipitación media anual entre 800 y 1.000 mm?) constituye una excepción; los suelos allí están siempre saturados y las acumulaciones de carbonato de calcio en los perfiles son frecuentes.

Fig. 7. Tectónica y paisajes de Esmeraldas-Muisne



Elaboración: A. Winckell; Fuente: Interpretación de Imágenes RADAR

Resumen

- *Relieves de cuencas y colinas sedimentarias*
- *Clima tropical húmedo con estación seca*
- *Suelos arcillosos entre poco y moderadamente profundos, con minerales arcillosos 2/1 y complejo de cambio saturado*
- *Fenómenos de solifluxión*

1.3.1. Los relieves Cube-Punta Galera (unidades 45, 46)

Estos relieves constituyen el armazón general del relieve. En perfecta continuidad con las altas colinas de Viche que bordean sobre la totalidad de su falda Norte, presentan los mismos caracteres de colinas con vertientes empinadas rectilíneas, concavidad basal y con fuertes pendientes siempre superiores al 40 % . Pero aquí, la baja progresiva de las altitudes, de 400 m para las altas cimas al Sur, atenúa el vigor de los relieves a medida de que nos acercamos al océano, al Noroeste, en donde las altitudes máximas están por los 100 m.

Esta homogeneidad general esconde en parte la disposición sedimentaria subyacente. Se trata de una serie poco diferenciada que recubre los estratos sedimentarios de las altas colinas de Viche. El buzamiento con dirección general Noroeste, es bastante fuerte al Sur hasta el punto de favorecer el modelado de espigas, pero baja gradualmente hacia el Noreste. En el detalle, la estructura es mucho más compleja, varias redes de fracturas con desplazamiento vertical se entrecortan y contribuyen a parcelizar una estructura sedimentaria monoclinal relativamente simple.

Las fallas de dirección SO-NE a OSO-ENE desempeñan el papel morfológico más importante. Sobre ellas, se calca la disposición del relieve en gradas decrecientes del Sureste hacia el Noroeste, pero también hay que anotar la existencia de algunas fallas SE-NO y sobre todo SSE-NNO, paralelas a la entalladura del río Esmeraldas y entre las cuales una de ellas constituye el reborde Oeste de la cuenca de Esmeraldas.

La sedimentación empieza al Sur por limolitas y arcillas intercaladas con arenas y conglomerados miocenos y prosigue al Norte y al Oeste por facies localmente más areniscosas y arenosas. Los documentos geológicos disponibles cartografian una sucesión de tres formaciones de edad mio-pliocena conocidas sobre el conjunto de los relieves costaneros: Angostura, Onzole y Borbón. Nuestros propios estudios de campo no nos permitieron encontrar, en la morfología, esta distinción litológica siempre evidente en otros lugares.

Las diferenciaciones geomorfológicas realizadas provienen sobre todo de los efectos complementarios de la altitud y del clima.

Unidad 45: Los relieves más fuertes se elevan al contacto con las altas colinas al Sureste, sus altitudes cimeras varían de 400-450 m al Sur hasta 200-250 m al Norte.

Aunque con una altitud moderada, estos relieves se benefician de las primeras precipitaciones ocultas provocadas por la humedad atmosférica y gozan por lo tanto de un clima húmedo con una estación seca muy corta. Las vertientes empinadas, rectilíneas con concavidad basal soportan alteraciones relativamente profundas, muchas veces remodeladas, hasta en las pendientes fuertes.

Los suelos poseen un régimen de humedad údico. Su complejo absorbente está saturado y presentan a menudo un horizonte humífero bien desarrollado, de tal manera que suelos con caracteres mólicos colindan con suelos pardos.

Unidad 46: Su límite con la anterior, ubicada al Sur, es de orden morfológico y climático:

- morfológico porque está materializado por un pequeño desnivel topográfico probablemente revelado por el aprovechamiento de un accidente tectónico SO-NE;
- luego climático, porque en este último se apoya una transición climática con una estación seca marcada, hacia el Norte.

Los relieves son menos altos y bajan progresivamente de 200-250 m hasta 100-150 m. Sin embargo las vertientes, con modelado rectilíneo a cóncavo, siempre tienen pendientes fuertes. Por lo tanto, y de acuerdo con las características climáticas relativamente seca las alteraciones son muy poco profundas, aflorando el substrato en numerosos lugares.

Esta tendencia se acentúa más al Este, hacia Camarones, en donde una exageración local del buzamiento estructural provocó la formación de espigas con frentes y reversos muy marcados. El substrato, compuesto por limolitas y areniscas arcillosas, afloran así en numerosos lugares. Pasa lo mismo al Oeste de la cuenca de Esmeraldas,

en donde un pequeño horst levantado provoca la separación con la cuenca de Muisne al Oeste y la avanzada de la línea de costa hacia el Norte.

Los suelos, poco evolucionados debido a su constante rejuvenecimiento, poseen un régimen de humedad ústico debido tanto a su falta de profundidad como al clima seco al cual están sometidos.

1.3.2. Las colinas costeras de aspecto tabular (unidades 51, 52, 112)

Están exclusivamente representadas en el estremo Noroeste de la región, entre Muisne y Galera. Desarrolladas sobre formaciones idénticas a las anteriores, y sobre una estructura sedimentaria monoclinal, sólo puede tratarse de antiguos niveles de erosión más o menos bien conservados. Por analogía con las observaciones realizadas en el contorno de las costas del Ecuador, las hemos interpretado como testigos encaramados de antiguos niveles de transgresiones marinas.

Unidad 51. Se trata del nivel más alto. Es un conjunto de colinas redondeadas, convexas, con pendientes fuertes y cimas subiguales por los 250-300 m que bajan ligeramente hasta 200-250 m hacia el Norte.

Primero se retuvo la hipótesis de un origen estructural pero no fue confirmada por las observaciones de campo; ninguna diferenciación de facies está al origen de este aplanamiento, la superficie parece coincidir con una sedimentación de buzamiento NNO. Por lo tanto consideramos la hipótesis de un nivel de abrasión marina, pese a las altitudes elevadas. Evidentemente se trataría de un nivel antiguo cuya superficie, degradada posteriormente, ya sólo se puede identificar por la presencia de cimas subiguales de colinas.

No se pudo reconocer ningún depósito, ya que las alteraciones avanzadas no favorecen su identificación en una región en donde, además, las dificultades de penetración vuelven las observaciones difíciles.

Con un régimen de humedad údico, los suelos son arcillo-limosos, saturados y presentan caracteres mólicos muy claros.

Unidad 52: Ubicada en región seca, no se trata simplemente de la prolongación de la unidad anterior. Existen diferencias significativas :

- las altitudes de la superficie cimera ya sólo alcanzan aquí 70-100 m. Además, esta superficie está mucho mejor conservada y subsiste todavía bajo la forma de jirones planos extendidos, separados por pequeños barrancos muy estrechos;
- el límite Sur está materializado por un pequeño abrupto mirando al Norte de unos 100 m de mando, que tiene probablemente un origen tectónico;
- no se observó ningún depósito, pero el origen marino parece imponerse. En cuanto a la cronología escogida, es difícil concluir con certeza. El abrupto de origen tectónico probablemente incita a ver allí una misma superficie desnivelada por tectónica, pero la mejor conservación de las formas también puede indicar aquí una elaboración más reciente que la de la unidad anterior;
- los suelos, desarrollados bajo un clima más seco tienen un régimen "ústico" y son menos profundos. Son suelos pardos arcillosos, cercanos a la neutralidad.

Unidad 112: Último escalón de esta secuencia, aquí se reconocieron verdaderas superficies de abrasión con depósitos correlativos sobre una franja de unos 5 km de ancho entre Quingüe y Galera. Los trabajos de fotointerpretación y de campo permitieron identificar una sucesión de varios niveles:

- una generación antigua con formas más altas, encaramadas entre 140 y 160 m al Sur, mostrando afloramientos discontínuos de areniscas y gravas sobre superficies onduladas disecadas;
- formaciones más recientes más abajo sobre varios niveles escalonados entre 30 y 120 m al Sur y al Este de Punta Galera. Las superficies planas bien conservadas están simplemente disectadas por pequeños barrancos poco profundos y cubiertas por depósitos arenosos, más o menos consolidados, intercalados con piedras y residuos de conchas.

Los suelos desarrollados sobre los depósitos finos encaramados de las superficies son planosoles con caracteres vérticos de profundidad, mientras que los de las entalladuras más recientes, en los materiales del substrato, son suelos pardos arcillosos.

Es probable que el conjunto de las unidades 56, 57 y 114 provenga del mismo origen marino, siendo las unidades 56 y 57 simplemente los testigos de episodios más antiguos y/o cubiertos por depósitos más delgados que no fueron conservados.

1.3.3. Las depresiones de Esmeraldas y Muisne

Pegadas a las estribaciones anteriores, las cuencas de Esmeraldas y de Muisne aparecen como depresiones aisladas. Presentan muchas similitudes:

- las altitudes son siempre bajas, generalmente inferiores a 100 m y disminuyen gradualmente hacia las orillas;
- los relieves son modelados suaves, con pequeñas y medianas colinas homogéneas convexo-cóncavas con pendiente moderada;
- se desarrollan sobre un substrato idéntico al de los relieves anteriores: limolitas y arcillas arenosas con algunas intercalaciones arenosas localmente areniscosas.

La cuenca Esmeraldas-Atacames (unidad 57)

Esta dibuja la forma de una almendra de 40 km de Este a Oeste sobre 15 km de Norte a Sur, limitada al Oeste por el pequeño horst de Atacames y al Este por los acantilados del valle del río Esmeraldas.

El modelado está constituido por colinas entre bajas y medias, con altitudes vecinas a 10-150 m, alcanzando las más altas 200 m al borde del mar inmediatamente al Oeste de Esmeraldas. Las vertientes, con pendiente mediana cercana al 40%, son de tipo convexo con una parte basal cóncava.

Bajo un clima, con estación seca bien marcada, se desarrollan alteraciones arcillosas medianamente profundas y los suelos con régimen de humedad ústico, son pardos arcillosos. La acumulación de carbonato de calcio, bajo la forma de finos micelios, es frecuente al contacto con el horizonte de alteración.

Este paisaje integra también valles bastante extensos, el complejo de terrazas entre arenosas y limosas en la desembocadura del río Esmeraldas, así como el valle del río Atacames que se prolonga hacia el Este por un depósito marino arenoso, fuera del alcance de las aguas y ligeramente remodelado por el viento.

La cuenca de Muisne (unidades 56, 114, 117, 118)

Unidad 56: Totalmente abierta hacia el Oeste, la cuenca de Muisne fue diferenciada de la anterior porque goza de un clima más húmedo. Aquí, la monotonía es la característica dominante, pero el acceso sigue siendo relativamente difícil.

Luego de un contacto muy claro con los relieves circundantes, su piso en posición horizontal está compuesto por pequeñas colinas homogéneas con cimas subiguales, inferiores a 100 m, y pendientes entre suaves y moderadas, siempre inferiores al 40 %. Los suelos, pardos arcillosos, son relativamente profundos. Los únicos elementos que rompen esta monotonía son algunos valles amplios con terrazas como las del río Muisne, navegables en piraguas y medio de acceso más fácil hacia el interior.

Su segunda originalidad reside en la presencia, sobre todo en su reborde Oeste, de grandes planicies de origen entre marino y fluvio-marino.

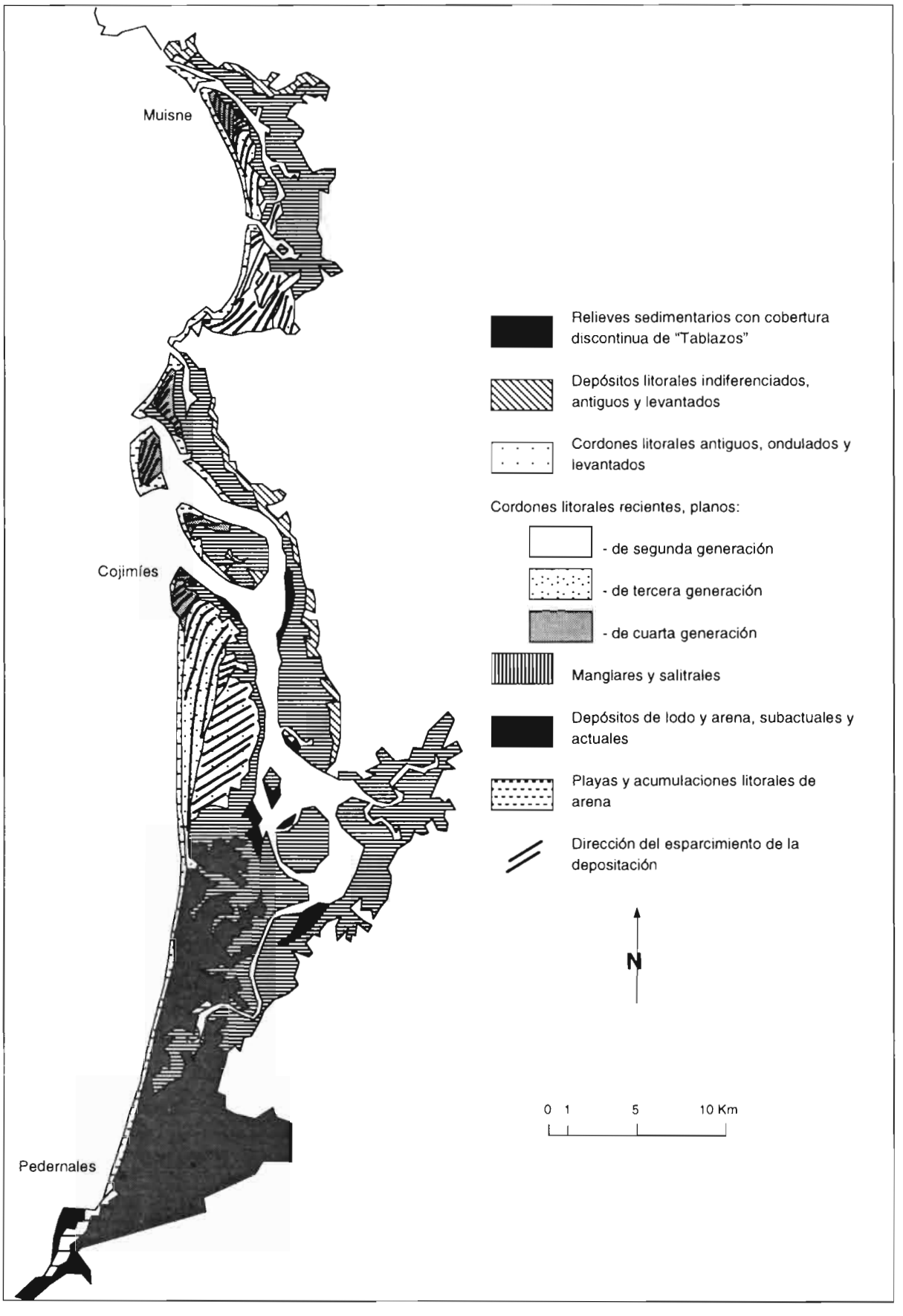
Unidad 117: El complejo manglar-salitral, con sus suelos impregnados de agua y salados, está particularmente extendido a lo largo de la costa occidental de la cuenca de Muisne, en las orillas del estero detrás de Pedernales, Cojimíes y en la bahía de Muisne. La presencia de manglares en la desembocadura del río Atacames sólo se indica como recordatorio.

Unidad 118: Los manglares están bordeados por toda una serie de depósitos marinos arenosos (Fig. 8). Algunos niveles llevados a altitudes de unos veinte metros jalonan el contacto manglar-cuenca de Muisne detrás del estuario de Cojimíes: se trata probablemente de antiguos depósitos, entre arenosos y areno-limosos, de playas elevadas, que incorporan localmente cordones litorales.

Otros numerosos depósitos litorales ocupan grandes extensiones al borde del mar. Constituyen la totalidad de la península de Cojimíes y bordean toda la bahía de Muisne. Se pueden distinguir varias generaciones de formas:

- Las más extensas corresponden a antiguos cordones litorales arenosos, que participaron en la regularización del dibujo de la costa, con una deriva litoral que es aquí netamente Sur-Norte. Las más antiguas con dirección SO-NE, están cortadas por una segunda generación con dirección SSO-NNE, estando los depósitos subactuales prácticamente orientados Sur-Norte. Cada fase está además separada de la siguiente por un período de erosión, como lo atestiguan las acumulaciones actuales.
- Las más recientes se desarrollan a lo largo de la costa en las orillas Oeste de las islas. Son depósitos arenosos de playa, removilizados en pequeñas acumulaciones dunarias litorales por procesos eólicos localizados.

Fig. 8. Los depósitos litorales de Muisne-Cojimies



Elaboración: A. Winckell; Fuente: Inventario PRONAREG-ORSTOM, hoja de Muisne

Unidad 114: Son pequeñas colinas y ondulaciones suaves de unos veinte metros de alto con cimas subiguales truncadas que constituyen el pedúnculo de la península de Cojimíes. Se desarrollan sobre arenas más o menos cementadas, con alternancias de lentes de guijarros y de piedras, que prosiguen hacia el Sur hasta el contacto con la cordillera, en donde fosilizan relieves subyacentes.

Se trata aquí de otro jirón de depósitos marinos antiguos (¿plio-cuaternarios?) levantados. Pero contrariamente a los anteriores que presentan suelos con textura uniformemente arenosa, estos depósitos dan lugar a suelos arcillo-arenosos fuertemente "planosolizados" y básicos.

UTILIZACIÓN Y EVOLUCIÓN MORFODINÁMICA ACTUAL

Como las regiones anteriores, las cuencas de Muisne y Esmeraldas no son objeto de una intensa actividad agrícola. Esta última se limita a desmontes de los sectores con relieves suaves o de los valles del contorno, con acceso fácil, asociando pastos, arboricultura tropical bajo sombra y cultivos de subsistencia. Sin embargo, dos zonas, con relieve moderado y bajo clima más seco, hacen excepción: la cuenca de Atacames y las bajas colinas litorales de Pedernales-Cojimíes. La cobertura forestal está allí casi totalmente desmontada y reemplazada por pastos y un policultivo familiar de subsistencia.

La región no se ve globalmente afectada por los movimientos de dinámica actual que no presentan, salvo excepción, un nivel de actividad importante.

La superficie de los testigos tabulares (unidades 52 y 112) sobre depósitos arenosos está sometida a procesos de escurrimiento difuso y concentrado, a veces espectaculares durante las fuertes lluvias, cuando la cobertura vegetal no asegura una buena protección.

El proceso de regularización de la costa prosigue por erosión de las acumulaciones arenosas más expuestas y depósitos en los sectores protegidos de la unidad 118.

Pero lo más importante atañe a las unidades 46 y 57 de la cuenca de Atacames-Esmeraldas y de su contorno. Aquí, sobre pendientes relativamente fuertes y casi totalmente ocupadas por pastos asociados a una agricultura de subsistencia a base de maíz, se producen numerosos movimientos de masa y de solifluxión de los suelos (lupas, desprendimientos, escurrimientos, desmoronamientos) que alcanzan el nivel del substrato.

Así mismo, sobre las pendientes fuertes de la unidad 45 ocurren movimientos de vertientes por gravedad y deslizamiento de los suelos arcillosos por la explotación consecutiva a un desmonte.

Estas vertientes presentan muchas veces un perfil rectilíneo a cóncavo modificado por un aborregamiento general, heredado de antiguos desmoronamientos, estabilizados y recolonizados. Estos fenómenos prosiguen actualmente y deberían asegurarse medidas de protección para evitar un sobre-pastoreo por una parte y favorecer el escurrimiento de las aguas de superficie por otra parte, con el fin de impedir la saturación en agua de los suelos. Sin embargo parece difícil parar su desarrollo, ya que se trata de fenómenos relacionados con la propia naturaleza del substrato.

2. LAS REGIONES COSTANERAS CENTRALES DE MANABÍ

Se trata del conjunto costanero más extenso, sobre aproximadamente 300 km desde Pedernales al Norte hasta la latitud de Guayaquil al Sur, con un ancho promedio cercano a los 100 km. Recubre la totalidad de la provincia de Manabí, desborda ligeramente sobre las de Esmeraldas y Pichincha al Norte y abarca al Sur una parte de la del Guayas.

La costa occidental es un medio topográficamente muy diferenciado que se caracteriza ante todo por una notable disposición de las formas de relieve, heredada de la estructura geológica. El rasgo más importante lo constituye una disimetría general de Este a Oeste.

El armazón está conformado por un arco occidental de altos relieves, con altitudes máximas poco superiores a 800 m: la cordillera costanera. De dirección general NNE-SSO se inclina hacia el Sur para volverse netamente NO-SE. Mientras su falda occidental coincide por lo general con el límite continental, está bordeada al Este por una serie muy diversificada de relieves sedimentarios: cuencas arcillosas como las de Jipijapa, magníficos relieves monoclinales de cuesta por Delicias, o también notables mesas encaramadas entre Portoviejo y Pichincha.

Sus límites con las regiones vecinas son muy claros. Al Este se extiende la llanura costanera central con ondulaciones suaves, mientras que al Sur estos paisajes dominan los bajos relieves sedimentarios por un abrupto rectilíneo muy marcado.

Esta diversidad de estructuras y de formas, originalidad de la región, permiten distinguir tres grandes conjuntos, caracterizados por una disposición particular de los diferentes paisajes (Fig. 11):

- La parte septentrional, al norte de Chone, en donde existe la asociación de una cordillera, bordeada al Oeste por una serie de relieves monoclinales fuertemente inclinados en la misma dirección, y al Este por relieves más suavemente inclinados hacia el Este.
- La parte central, entre Chone y Jipijapa, cuya originalidad reside en la desaparición de la cordillera, solamente representada por algunos testigos fragmentados y la existencia de una gran zona deprimida central. Esta última está bordeada por relieves monoclinales bien desarrollados al Oeste, pero sobre todo al Este, en donde están reemplazados por grandes mesas encaramadas que bajan suavemente hasta la llanura central.
- La parte meridional, de Jipijapa hasta Guayaquil, en donde aparece la cordillera más alta y más imponente, con su típico diseño en forma de arco. Está cubierta sobre su falda norte por una serie de relieves sedimentarios muy bien conservados, monoclinales y luego tabulares, que dominan amplias extensiones colinarias bajas y monótonas hasta la llanura costanera.

2.1. LA CORDILLERA COSTANERO

La cordillera costanera es el elemento mayor que estructura el relieve de la costa del Ecuador y la recorre en toda su parte central. Aparece al Norte, sobre la orilla izquierda del río Esmeraldas, por Viche, y forma un macizo estrecho rectilíneo con dirección NNE-SSO que prosigue hasta el Norte de Bahía de Caráquez. Inexistente en la parte central de la costa entre Bahía y Portoviejo, reaparece luego al Sur de Montecristi para alcanzar sus mayores dimensiones después de Jipijapa: 40 km de Este a Oeste y 830 m de altitud (punto culminante de los relieves costaneros) en donde se encurva netamente hacia el Este dibujando un arco que baja y desaparece por Guayaquil.

Se desarrolla sobre diferentes formaciones del basamento cuya influencia se traduce claramente en la repartición de las formas del relieve. A los afloramientos del corazón volcánico y volcano-sedimentario, corresponden los relieves más altos, macizos o disectados, mientras que sobre los diferentes estratos de la cobertura sedimentaria superior se desarrollan series de relieves monoclinales más o menos erguidos según sus buzamientos estructurales y asociando por lo general superficies estructurales con modelados suaves, abruptos y zonas fuertemente disectadas. La asociación de estos dos tipos de modelados explica la disimetría marcada de la cordillera meridional con una falda Sur, bien disectada y con una pendiente empinada, y una vertiente Noreste con una sucesión de relieves monoclinales suavemente inclinados que se hunden bajo los modelados sedimentarios más recientes.

Sobre toda su extensión, se trata de una verdadera barrera de aspecto compacto, difícil de atravezar como lo atestigua la ausencia de un eje importante de comunicaciones.

Resumen

- *Cordillera costanera*
- *Relieves volcánicos y volcano-sedimentarios*
- *Relieves sedimentarios estructurales de cuestas y espigas*

- *Fuerte gradiente climático altitudinal*
- *Suelos con características mólicas, de poco a moderadamente profundos*

2.1.1. La cordillera costanera norte

Paralela al trazado local de la costa, con una dirección SO-NE, la cordillera costanera norte se compone de tres partes geomorfológicamente distintas.

La zonificación climática de este tramo norte está calcada, aunque en forma ligeramente transversa, sobre la orientación de la cordillera. Muestra un contraste marcado entre el sector costanero y el interior:

- En el sector litoral, al oeste de la cordillera, las precipitaciones medias anuales son inferiores a 1.000 mm (845 mm en Pedernales) y bajan posiblemente hasta 600 mm al norte de Jama, el número de meses secos es de 9. Los suelos, bisialíticos, presentan un régimen de humedad ústico y un complejo absorbente saturado.
- Los primeros relieves del interior, donde se alcanza la isoyeta de 1.000 mm, están sometidos a aportes suplementarios de humedad, sea por la garúa en las faldas bajas, sea por acumulaciones de nubes en los cimas más importantes. Debido a la ausencia de estaciones climatológicas, resulta difícil estimar las precipitaciones anuales (¿2.000-2.500 mm?) y el número de meses secos debe ser inferior a 4 en los relieves expuestos a las nubes; cuando esta comprendido entre 4 y 8 en el resto de la zona.

El régimen de humedad de los suelos se vuelve údico; éstos son siempre bisialíticos, a veces ligeramente desaturados.

La cordillera volcánica y volcano-sedimentaria (unidades 1, 5)

Conocida como la cordillera de Jama, es una estrecha barrera, de menos de 15 km de ancho, continua al Norte de la latitud de Canoa, que prosigue luego ensanchándose hacia el Norte más allá del accidente Pedernales-San Miguel. La orientación general, paralela a este accidente, proviene de una tectónica profunda, responsable del establecimiento de grandes conjuntos. Determina entre otras cosas, el trazado de la costa, el contacto entre las estructuras sedimentarias del Manabí y las cuencas noroccidentales, así como la base de las estribaciones avanzadas de la cordillera de los Andes, al Este.

Se puede apreciar la influencia de la tectónica en todos los niveles de estudio de la cordillera; está recortada por una doble red ortogonal de fallas verticales SO-NE y SE-NO que determinan los corredores externos, pero también el diseño interno en bloques (Fig. 9). Además, resulta interesante anotar una zona más baja al este de Jama que parece corresponder a la existencia de una segunda gran fractura regional que corta en forma oblicua la cordillera, desplazando el bloque meridional de algunos kilómetros hacia el Este. Por lo tanto, se trata, en su integridad, de un verdadero horst que conserva todas sus características de origen: contornos tectónicos angulosos, bloques elevados en relieve, modelado interno en "teclas de piano".

Por otra parte, cabe anotar la inadaptación parcial de la red hidrográfica. La divisoria de aguas esta situada al Este de la cordillera y parece haberse establecido en función de la estructura sedimentaria anticlinal. Con los efectos de la erosión posterior del corazón de esta estructura, los ríos nacen ahora en la zona deprimida y atraviesan (¿por antecedencia o sobreimposición?) la cordillera por entalladuras marcadas antes de desembocar en el océano.

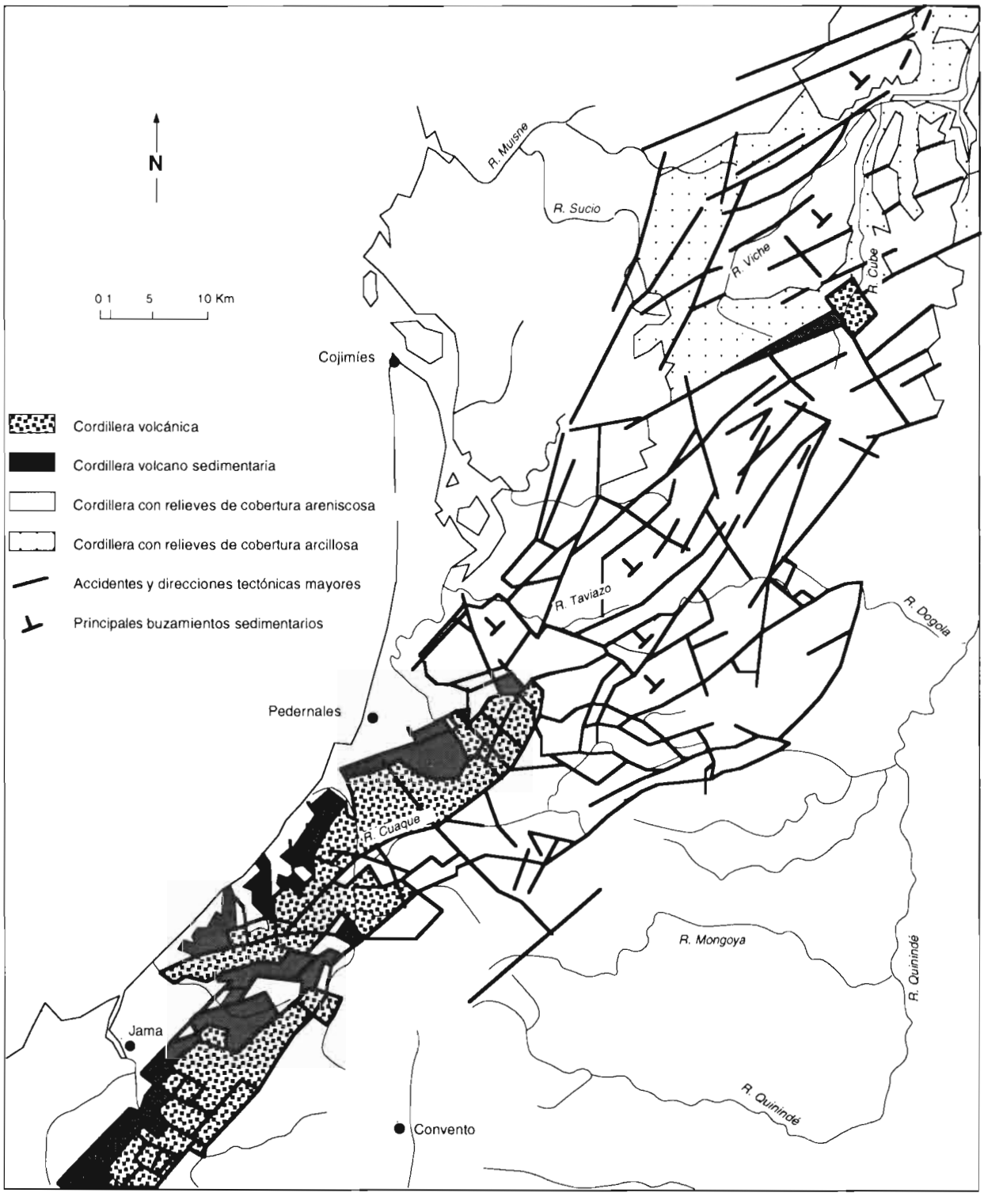
Unidad 1: Es el verdadero núcleo de la cordillera. Comprende los relieves más altos, generalmente superiores a los 400 m y que culminan a 643 m por Bahía de Caráquez al Sur y a 764 m en Pedernales al Norte. Es una barrera continua, constituida por relieves macizos difícilmente accesibles y atravesables. El basamento es volcánico - el complejo Piñón - de edad cretácica, constituido por lavas básicas: basaltos, doleritas, diabasas y piroxenitas localmente bajo la forma de pillows-lavas, que atestiguan de erupciones oceánicas.

Llevados en altitud por movimientos tectónicos posteriores, estas facies de gran dureza se han visto poco afectadas por los procesos de meteorización, lo que explica la forma maciza de los relieves. Las pendientes son rectilíneas, muchas veces superiores al 70 % y los escasos ríos que drenan este macizo han elaborado valles estrechos con empinadas faldas rocosas.

En las partes bajas o abrigadas, con tendencias secas, las alteraciones poco profundas colindan con numerosas vertientes pedregosas o rocosas; por lo contrario en altitud, en condiciones de humedad más favorables, se desarrollaron alteraciones arcillosas entre poco y medianamente profundas; los suelos, pardos arcillosos, son ligeramente ácidos.

Unidad 5: Está ubicada sobre el borde Oeste de la anterior y, por lo tanto, en una región climática más seca. Las altitudes, más bajas, están comprendidas entre 200 y 400 m. Estos relieves pegados a los anteriores, no

Fig. 9. Tectónica y litología de la cordillera costera norte

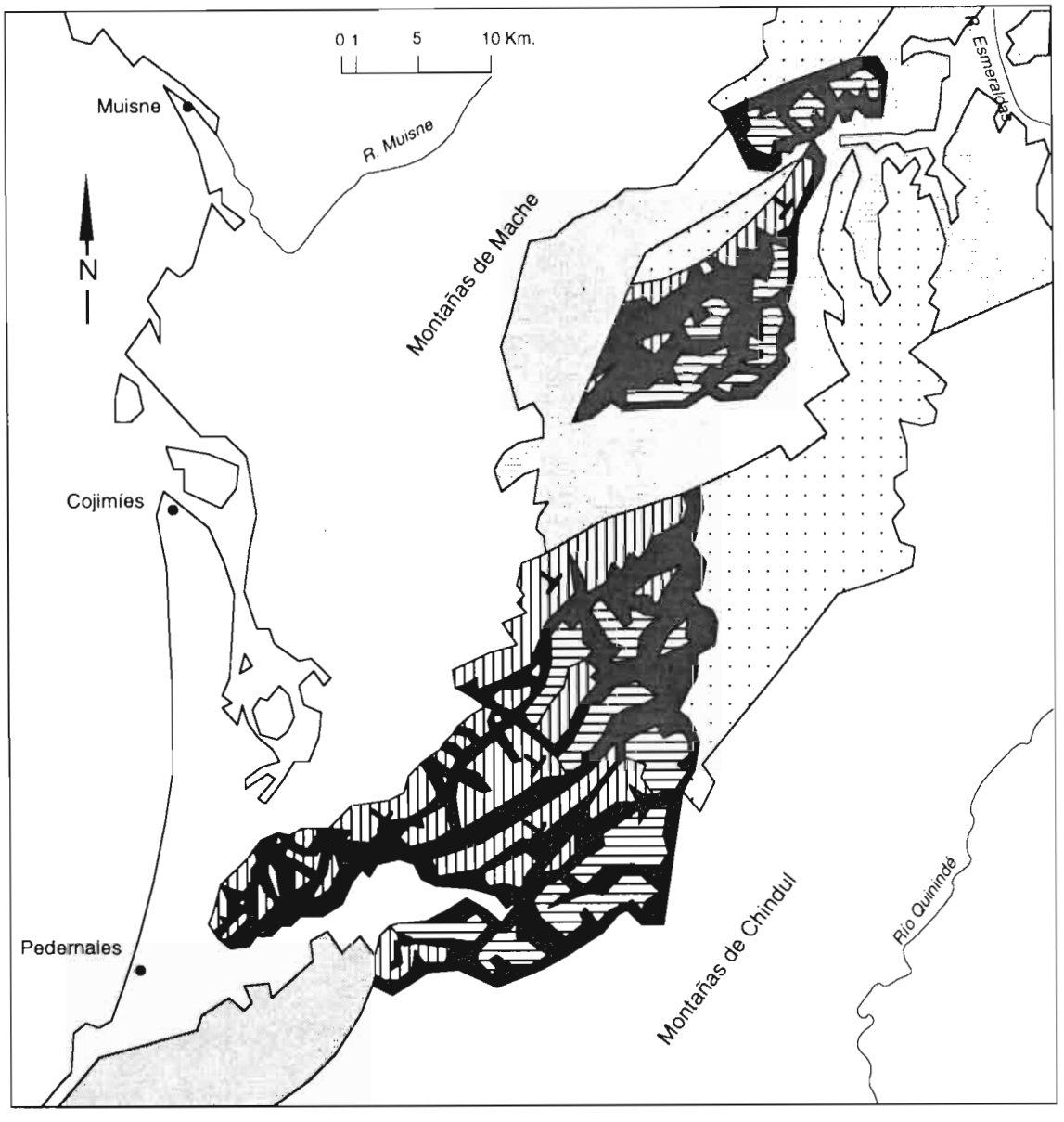


Elaboración: A. Winckell; Fuente: Interpretación de imágenes RADAR

presentan las mismas características en cuanto a su estructura maciza. Se desarrollan sobre la cobertura volcano-sedimentaria del complejo volcánico (formación Cayo, cretácico superior) y numerosas formas se heredaron de las diferenciaciones del substrato: areniscas, grauwackas, arcillas silicificadas (cherts), intercaladas con lavas y pillows-lavas.

Así, en la parte sur, la disección evidenció superficies monoclinales y frentes de espigas, desarrollados so-

Fig. 10. Los modelados estructurales de la cordillera areniscosa



Las superficies estructurales suhorizontales

Las superficies estructurales monoclinales

Los abruptos y vertientes de entalladuras

La cordillera areniscosa sin formas estructurales

La cordillera sobre otras facies indiferenciadas

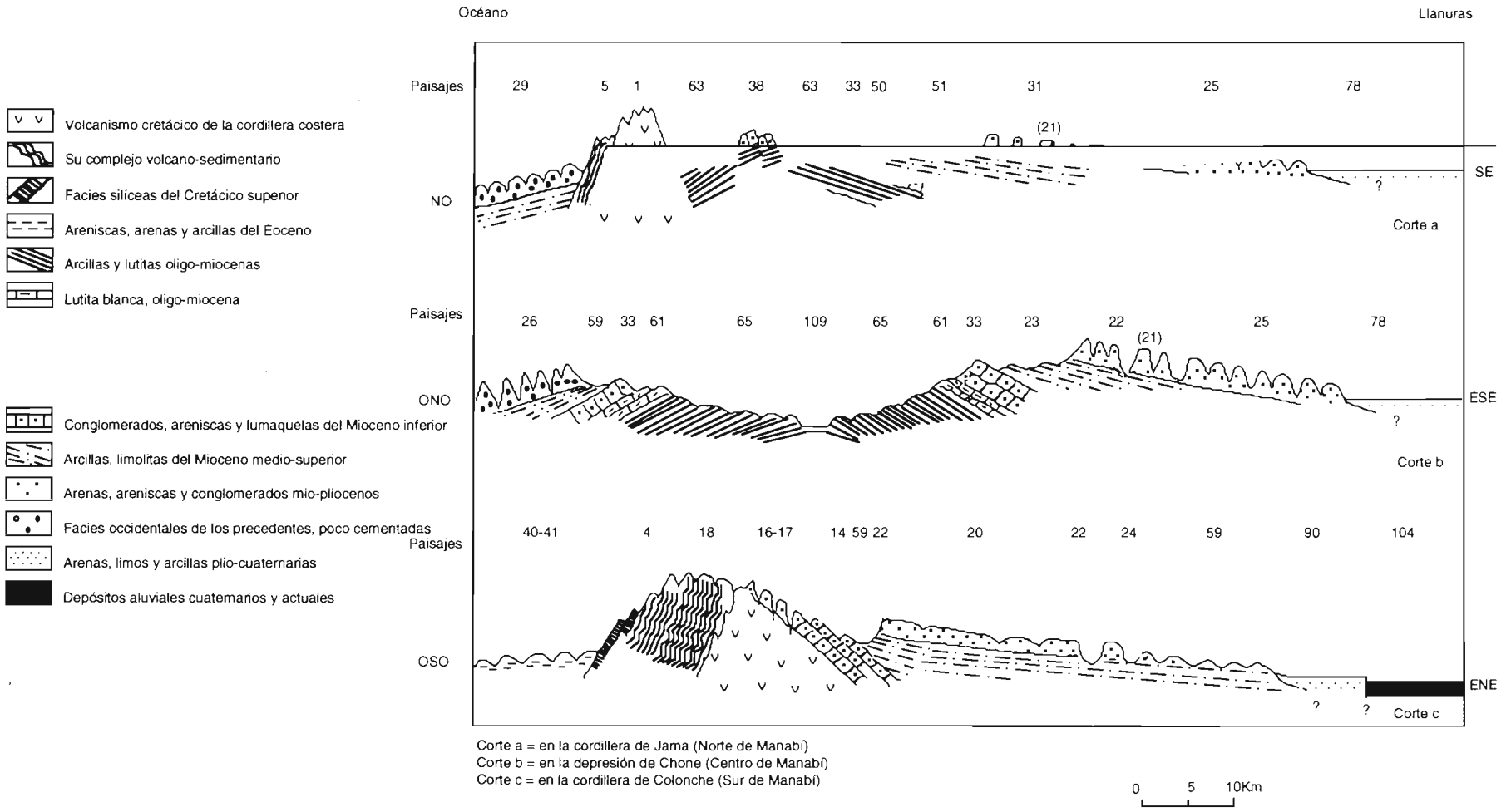
Y Orientación de los buzamientos estructurales

Elaboración: A. Winckell; Fuente: Inventario PRONAREG-ORSTOM, hoja de Muisne

bre los estratos más duros, con buzamiento oeste y apoyados sobre las facies volcánicas del basamento. En otras partes, son relieves colinarios moderados, con pendientes rectilíneas pero sin formas estructurales claras.

Las alteraciones son muy variadas, dependiendo por una parte de la zonificación climática altitudinal, pero también de la repartición de las diferentes facies. Sobre las rocas más alterables como las areniscas, se desarrollan

Fig. 11. Corte esquemático de los relieves costeros



Corte a = en la cordillera de Jama (Norte de Manabí)
Corte b = en la depresión de Chone (Centro de Manabí)
Corte c = en la cordillera de Colonche (Sur de Manabí)

alteraciones arcillo-limosas mientras que, sobre las facies volcánicas o silíceas abundan afloramientos rocosos y pedregosos. Los suelos siguen siendo, en su conjunto, poco profundos debido a su rejuvenecimiento por erosión y por el clima relativamente seco bajo el cual se forman.

La cordillera sedimentaria (unidades 13, 16, 33)

En la latitud de Pedernales, los paisajes se transforman bruscamente. La estrecha barrera con modelados macizos baja rápidamente en altitud y luego desaperece hundiéndose bajo los relieves que la prolongan al Norte, conocidos como Montañas de Cojimíes y de Chindul. Presentan notables diferencias con los relieves anteriores:

- las altitudes generales bajan por los 400 m-500 m (según las observaciones de campo o estimaciones realizadas sobre fotografías aéreas en estas zonas no cubiertas por mapas topográficos);
- la cordillera se vuelve más ancha, alcanzando un máximo de 30 km al Este de Muisne;
- se asiste a una desaparición de los rasgos tectónicos, y los modelados son más suaves, mejor integrados en el entorno fisico.

Los relieves son típicamente derivados de una cobertura sedimentaria cuyos rasgos estructurales guían la mayoría de sus formas. Se desarrollan sobre la sedimentación, del Mioceno medio, de la formación Angostura, compuesta por areniscas, arenas con intercalaciones de areniscas calcáreas, fosilíferas y conglomerados; constituyen grandes lozas estructurales que se hunden en forma continua hacia el Noroeste, conforme a los buzamientos (Fig. 10). Estos últimos atestiguan de un basculamiento importante, resultado del levantamiento del basamento: el núcleo volcano-sedimentario de la cordillera costanera.

Las tres unidades cartográficas representan paisajes compuestos.

Unidad 13: Son paisajes típicos de cuesta que evolucionan localmente en espigas al Noroeste de Pedernales, al entrar en contacto con las depresiones arcillosas periféricas. Se trata de una asociación de notables superficies monoclinales, aunque con disección superficial bastante avanzada en pequeñas colinas redondeadas con cimas subiguales. Se ven afectadas por una inclinación hacia el Noroeste y rodeadas de abruptos y de cornizas areniscosas rocosas con vista Sureste, sobre todo bien representadas en la parte alta de los relieves.

En el detalle, una red bastante densa de fracturas paralelas SO-NE provocó una fracturación en bloques alargados paralelos a la orientación de la cordillera. Estas cuestas presentan por lo tanto un verdadero perfil en gradas, cada bloque Norte habiendo sido elevado en relación con el bloque Sur contiguo, al cual domina por un abrupto rectilíneo de unos cincuenta metros de mando.

Las altitudes se escalonan entre 450 y 500 m en la parte meridional para bajar luego hasta los 100 m al Noroeste. La red hidrográfica presenta una disposición ortogonal bastante interesante con ejes principales subsecuentes SO-NE al pie de los abruptos y trazados secundarios consecuentes con dominante SE-NO, utilizando las pendientes topográficas y estructurales pero también la fracturación secundaria. Por lo general, los valles están formados por estrechas gargantas con faldas rocosas empinadas. Las superficies conforman el elemento dominante de la unidad 13 y participan a la impresión de forma maciza que la caracteriza.

Unidad 16: Comprende la misma asociación de formas que el paisaje anterior pero en proporciones diferentes. En esta unidad, los abruptos y acantilados de reborde dominan, pero también incluye paisajes más disectados en donde la erosión hizo desaparecer las superficies de gran extensión que ya sólo subsisten bajo la forma de testigos fragmentados rodeados de abruptos o escalonados sobre estos últimos.

Unidad 33: Al entrar en contacto con la cuenca de Muisne al Noroeste, los buzamientos estructurales bajan y una unidad de cuestas bajas suavemente inclinadas hacia el Noroeste, asegura una transición gradual entre cordillera y cuenca. Presentan características similares a los relieves anteriores sobre los cuales se apoyan en concordancia estructural: pequeños frentes con vista Sureste, reversos ondulados con buzamiento Noroeste y disectados por valles encajonados, igual substrato de areniscas y lumaquelas.

Alteraciones y suelos presentan la misma asociación pero en proporciones diferentes, siguiendo la repartición de las formas. Las superficies están cubiertas por profundas alteraciones limo-arcillosas y los suelos, con caracteres mólicos, son por lo general lixiviados. Sobre las vertientes y los abruptos, se ven muchas veces asociados afloramientos rocosos y suelos coluvionados pedregosos, poco profundos.

Las depresiones asociadas

Depresiones de pequeña extension están estrechamente asociadas a los relieves de la cordillera.

Las bajas colinas occidentales de Jama-Pedernales (unidad 42)

Constituyen el único paisaje del borde occidental de la cordillera Norte: una delgada franja de menos de 5 km de ancho que asegura el contacto entre cordillera y océano. Colinas bajas y medias, con altitudes siempre inferiores a los 150 m y con vertientes fuertes se desarrollan sobre areniscas, conglomerados y facies silíceas entre Eocena media y superior (formación Punta Blanca).

A orillas del océano, el clima, con larga estación seca, no favorece los procesos de alteración. Alteritas y suelos son por lo general superficiales con importantes afloramientos pedregosos debidos a la gran resistencia de las fAcies silíceas: cuarcitas y cherts. Sin embargo, debido a la presencia de arcillas de tipo esmectita formadas a partir de areniscas, presentan caracteres vérticos que se manifiestan durante la estación seca por anchas grietas de contracción.

También resulta interesante anotar la presencia en la cima de las colinas, hasta 50 m de altitud aproximadamente, de finos enchapados, con espesor métrico, de arenas gruesas con guijarros. Por analogía con las regiones litorales vecinas, los interpretamos como heredados de las transgresiones marinas cuaternarias de las cuales constituyen el único testigo en este sector. También es probable que algunas superficies planas que truncan localmente estas colinas, deriven también de este episodio de abrasión marina.

Las depresiones aisladas incluidas (unidad 56)

Sólo mencionaremos esta unidad como recordatorio. Constituye la prolongación hacia el sur de los bajos relieves de la cuenca de Muisne representada aquí por una pequeña depresión alargada, limitada por fallas entre dos bloques de la cordillera al Este de Pedernales, en continuidad con la franja de las colinas Jama-Pedernales.

2.1.2. La cordillera costanera sur

Luego de un hiato en la parte central del Manabí, entre las latitudes de Bahía de Caráquez y de Portoviejo, la cordillera vuelve a aparecer al Sur del paralelo 1° Sur.

Las condiciones climáticas, bastante diferentes de la parte norte, presentan una fuerte oposición entre las vertientes al viento y bajo el viento. No pueden ser descritas en forma detallada ya que las estaciones (pluviométricas únicamente) están ubicadas exclusivamente en las partes más bajas; pero la vegetación natural y los cultivos permiten evidenciar variaciones de los parámetros climáticos y evaluarlos. Un transecto SO-NE cruza una zona baja muy seca o árida (número de meses secos 10-12, precipitación media anual inferior a 500 mm), la vertiente al viento que recibe la garúa y en donde se pasa brutalmente a condiciones húmedas con un número de meses secos entre 4 y 8, una precipitación media anual del orden de 1.000 mm (920 mm en P. P. Gómez por ejemplo) y, al último, la vertiente bajo el viento en donde se vuelve a pasar, pero en forma muy gradual, de las condiciones húmedas de la cima a las condiciones muy secas de la llanura ubicada al interior (precipitación media anual entre 400 a 465 mm, La Laguna y Joa respectivamente). También se ve un fuerte contraste de humedad entre las dos extremidades de la unidad, el cuerno norte, cercano a la costa tiene las condiciones más secas (precipitación media anual de 400 mm en La Laguna, de 445 mm en Sancán) mientras que el cuerno SE recibe precipitaciones medias anuales cercanas a 1.000 mm (Guayaquil).

En Guayaquil, única estación con registros climáticos, la temperatura media anual es de 25,2°C con una diferencia de 3°C entre las temperaturas medias mensuales extremas; la humedad relativa del aire es, en promedio, del 77 % y la insolación cercana a 1.600 horas-año.

La cordillera volcánica (unidad 2)

Corazón de la cordillera, su núcleo volcánico, conocido como la formación Piñón, de edad cretácica, está compuesto, como en la parte norte, por derrames volcánicos básicos: basaltos, doleritas, diabasas y piroxenitas localmente en pillows-lavas.

Estas facies, cubiertas por todas las series sedimentarias más recientes, reaparecen aquí, gracias a importantes movimientos tectónicos que provocaron grandes fallas, como la que limita al Este la cordillera entre Portoviejo y Jipijapa. También afloran en el centro del Cerro de Hojas o sobre el reborde oriental de la cordillera de Membrillal y al Oeste del Cerro de Montecristi en donde culminan a 643 m.

Pero ocupan su mayor extensión al Sur, entre Guayaquil y Pedro Carbo, en donde conforman una ancha franja sobre la falda norte de la cordillera. Allí, los relieves son moderados y culminan a 345 m al Sur de Las Piedras, pero se caracterizan sobre todo por colinas con formas redondeadas entre las cuales se insertan estrechos valles aluviales. Sus altitudes bajan gradualmente de Sur a Norte para alcanzar 150 a 200 m al entrar en contacto con las colinas arcillosas de la llanura.

Las intrusiones graníticas y granodioríticas de los Cerros de Pascuales al Noreste de Guayaquil están señaladas por su típico modelado con vertientes arenosas de donde emergen caos de gruesos bloques redondeados.

Estas rocas volcánicas poseen una resistencia muy grande a la meteorización; como, además, están localizadas en zonas entre secas y muy secas, sólo llevan alteraciones poco profundas, arcillo-pedregosas, con numerosos afloramientos de bloques rocosos en superficie.

En este contexto climático, los enchapados a veces potentes de arcillas abigarradas rojo-violáceas, observados sobre numerosos flancos de estos relieves, sólo pueden ser interpretados como paleo-alteritas relictas elaboradas bajo un clima más húmedo que el actual; como lo comprobaron además observaciones convergentes en paisajes vecinos.

La cordillera volcano-sedimentaria (unidades 4, 5, 6, 7)

La conformación de esta parte de la cordillera está directamente derivada de su basamento volcano-sedimentario cuyos rasgos estructurales guían la repartición de las formas del relieve. Se compone de dos conjuntos distintos de ambos lados de una línea Este-Oeste, Puerto López-Jipijapa.

- Al Norte, toma la forma de pequeños macizos aislados, los Cerros de Montecristi y de Portoviejo que culminan a 690 m en el Cerro de Hojas. Luego, después de una nueva interrupción, reaparece de los relieves circundantes por La Pila para formar los Cerros de Jipijapa que se prolongan hacia el Sur-Suroeste ensanchándose y elevándose progresivamente. En la latitud de Puerto Cayo, en donde alcanza el mar, mide aproximadamente 20 km de ancho. En toda esta parte, es un macizo imponente con relieves bien disectados, y una disimetría muy marcada. Su reborde Este, rectilíneo, de origen tectónico, es un abrupto continuo que sube desde el piso de las depresiones orientales hasta las más altas cimas que lo bordean a 828 m, mientras que su falda Oeste baja gradualmente hacia los relieves circundantes, sin sobrepasar los 100 m en Membrillal, por ejemplo.

- Al Sur de la latitud de Puerto López, la cordillera se ensancha hasta unos 40 km de Este a Oeste y presenta sus relieves más macizos y más altos, culminando a 830 m en la cordillera de Delicias. Se encurva luego hacia el Sureste y se transforma en la cordillera de Colonche dibujando su típico arco hasta por Guayaquil en donde baja progresivamente hasta desaparecer bajo los aluviones de la llanura del Guayas. Su último testigo está constituido por los Cerros de Durán, en la orilla izquierda del río Guayas.

Aquí también, está de regla la disimetría, pero en sentido opuesto. Es la falda Sur la que toma el aspecto de un abrupto marcado y rectilíneo que va decreciendo, paralelamente a la baja de la superficie cimera, desde el Noroeste en donde el desnivel total se acerca a los 600 m, hacia el Sureste en donde el mando ya sólo es de 100 a 150 m por Guayaquil. La falda norte, por el contrario, se presenta como un amplio plano inclinado disectado, inclinado del Suroeste hacia el Noreste en donde va a desaparecer bajo los relieves sedimentarios en altitudes que varían entre 50 y 200 m.

El substrato está constituido por el potente complejo volcano-sedimentario de la formación Cayo: areniscas, grauwackas, facies silíceas intercaladas de lavas y de pillow-lavas que se terminan en la parte superior por las series silicificadas y cherts de la formación Guayaquil. Está considerado como un relleno sedimentario y volcanoclástico de fosa de ante arco, de edad cretácica superior (J.W. Baldock, 1982).

La tectónica interna es intensa y variada: fallas, plegamientos y deslizamientos cortan las estratificaciones, pero la disposición general muestra buzamientos entre medios y fuertes con dominante Oeste al Norte e inclinándose progresivamente hacia el Suroeste en las cercanías de Guayaquil, perpendicularmente al eje de la cordillera. Esto explica la abundancia de las formas estructurales presentes, aunque relativamente atenuadas: espigas, planos estructurales, alineamientos de capas erguidas, etc. Los buzamientos tienden a exagerarse localmente y alcanzan valores cercanos a los 25 a 30° cerca de su terminación sur, que toma el aspecto de un gran pliegue monoclinal, localmente acompañado por fallas: las capas se hunden rápidamente bajo la cobertura sedimentaria más reciente de la Península, al Sur.

Unidad 4: Son los relieves más imponentes y más altos. En la parte central, al Norte de Puerto López, éstos corresponden a los macizos centrales, con los puntos más elevados de la cordillera entre 500 y 800 m, caracterizados por grandes vertientes rectilíneas, pendientes fuertes a muy fuertes, superiores a 70%.

En el Sur, constituyen la totalidad de la falda suroccidental. Aquí, los relieves son vigorosos y las altitudes se elevan bruscamente de 200 m aproximadamente en la parte sur hasta más de 600 m para culminar por los 800-840 m entre Manglaralto y Delicias, constituyendo así un verdadero frente montañoso, límite norte de la Península de Santa Elena.

Los modelados del abrupto Sur reflejan la valorización de las diferenciaciones litológicas y estructurales por una disección en espigas con caras trapezoidales y fuerte buzamiento sur, sobre los bancos claramente estratificados de facies silíceas y cherts de la formación Guayaquil. En las partes superiores, por el contrario, son relieves de disección, fuertes y con vertientes empinadas rectilíneas.

La mayor parte de los altos relieves, estén estos ubicados en posición cimera en la cordillera o sobre su falda sur, desempeñan un papel de bloqueo de las circulaciones atmosféricas y están particularmente sometidos a las precipitaciones orográficas y ocultas. De esta forma llevan alteraciones y suelos con caracteres mólicos relativamente profundos que colindan con afloramientos rocosos y pedregosos. El régimen de humedad del suelo es údico.

Unidades 5, 6 y 7: Recubren relieves que se aparentan a los anteriores pero que están ubicados en altitudes inferiores, por lo general por los 450-500 m. La impresión de forma maciza también es menor en esta zona, porque la baja de las altitudes se ve acompañada por desniveles relativos menos acentuados. Los relieves toman por lo tanto formas menos vigorosas, las cimas de las colinas son más redondeadas y las entalladuras más ensanchadas.

Además, ubicadas más abajo que las anteriores, son zonas más desfavorecidas que no gozan de las mismas condiciones de humedad, sus alteraciones son menos profundas y las vertientes rocosas y pedregosas más extensas. El régimen de humedad de los suelos es ústico y los suelos son ligeramente más básicos que los anteriores.

Las diferenciaciones cartográficas son de orden edafológico.

- La unidad 5, concierne una fina franja de relieve entre 400 y 600 m, sobre el contorno de las unidades anteriores, bajo condiciones climáticas con una estación seca marcada, y sobre un relieve con pendientes fuertes. Los suelos, con perfil truncado por la erosión, son poco evolucionados.

- La unidad 6, caracteriza una parte de la falda norte de la cordillera de Chongón, con relieve moderado y altitudes entre 200 y 300 m, bajando suavemente hacia el Norte. Sus suelos, más profundos, vérticos, tienen su complejo absorbente saturado y su pH ligeramente básico.

- Por fin, la unidad 7 sólo está representada en la parte septentrional entre Montecristi y Puerto López. Reagrupa los dos cerros aislados de Montecristi y Portoviejo, de origen tectónico en la intersección de dos redes de fallas: una con dirección SSO-NNE a la cual pertenece la falla Jipijapa-Portoviejo así como la fractura secundaria Membrillal-Montecristi y la otra con dirección E-O, representada aquí por el accidente de Portoviejo-Cabo San Lorenzo.

Estos dos cerros son bloques basculados cuyas formas disimétricas traducen claramente el origen. Las altitudes van bajando de Sur a Norte, pero también de Este a Oeste a partir de la falla Portoviejo-Jipijapa. La falda Sur, abrupta, se eleva rápidamente hasta las altitudes más elevadas, acercándose a los 600 m, de donde los relieves bajan luego lentamente hacia el Noroeste hasta entrar en contacto con los relieves circundantes de Membrillal o de La Pila.

El substrato está constituido por el complejo volcano-sedimentario cretáceo, pero también incorpora facies de la cobertura sedimentaria (formación San Mateo, eoceno medio a superior), compuesta por areniscas más o menos consolidadas, intercaladas con lutitas, arcillas y margas tobáceas reposando sobre un conglomerado basal.

Este conjunto se ha visto afectado por una intensa tectónica interna que rompió la estratificación original. Sin embargo, subsisten hermosas formas estructurales sobre las faldas Norte: planos erguidos, espigas y seudo-cuestas con buzamiento Noroeste.

Ubicados en un entorno climático entre muy seco y árido, estos modelados no llevan alteraciones profundas y los afloramientos rocosos y pedregosos predominan. Los suelos, arcillosos, son vérticos, pero poco profundos. Presentan un régimen de humedad arídico, con un pH claramente superior a 7 y abundantes acumulaciones de carbonato de calcio.

Los relieves de cobertura sedimentaria

La disimetría de la cordillera es heredada tanto del basculamiento tectónico de su basamento volcano-sedimentario hacia el Noreste, como también de la presencia en toda su falda norte de relieves tabulares y monoclinales superpuestos, relativamente concordantes.

Las cuestas arenisco-calcáreas (unidad 15)

A proximidad de los puntos culminantes de la cordillera al Sur de Delicias, los relieves cimeros bajan hacia

el Noreste y están constituidos por superficies entre horizontales y suavemente inclinadas y con limitada extensión. Se trata de los testigos de la primera cobertura sedimentaria (formación Angostura, miembro Delicias, oligo-mioceno) compuestos por areniscas y calizas asociados con arenas, brechas y conglomerados. Esta cobertura, horizontal y luego con suave buzamiento Norte, reposa en discordancia sobre los estratos fuertemente erguidos, con inclinación Suroeste, del complejo volcano-sedimentario cretácico. Una fase de erosión se intercaló entre el levantamiento-basculamiento de la cordillera y los depósitos sedimentarios, es a este episodio que conviene relacionar los modelados ondulados subiguales de la falda norte (ver la unidad 18).

Esta sedimentación se traduce en el relieve por conjuntos estructurales tabulares, sobrepuestos sobre el substrato volcano-sedimentario subyacente. Las superficies, disectadas según un esquema policonvexo, sólo subsisten bajo la forma de testigos fragmentados, alargados y encaramados. Se terminan por pequeños "abruptos" que pasan insensiblemente a las grandes vertientes volcano-sedimentarias inferiores. Hacia el Norte, el buzamiento en dirección del Noroeste se acentúa gradualmente, y aparecen entonces verdaderas cuestas inclinadas, al Oeste de Pedro Pablo Gómez, localmente fracturadas por una importante tectónica quebradiza.

Sobre las superficies altas, sometidas a las precipitaciones, se desarrollaron profundas alteraciones arcillosas. Los suelos, muchas veces lixiviados, con un régimen de humedad údico, presentan un hermoso horizonte humífero, espeso y friable. El complejo absorbente está siempre saturado.

Las vertientes del contorno, por lo general con escaso desnivel, muestran una asociación de afloramientos pedregosos in situ o coluvionados y de suelos poco profundos, con textura más gruesa. El horizonte humífero, aunque poco espeso, es generalmente rico en materia orgánica.

Las cuestas areniscosas (unidades 13, 14, 16, 17)

Se extienden al Norte y al Este de los relieves anteriores y ocupan superficies mucho más extensas, sobre todo bien representadas entre Pedro Pablo Gómez y Pedro Carbo.

Están armadas por la potente sedimentación detrítica miocena de la formación Angostura, compuesta esencialmente por areniscas medianas bien consolidadas con intercalaciones arenosas, conglomeráticas y por bancos arenisco-calcáreos fosilíferos en la parte superior. Estos estratos reposan en concordancia sobre las areniscas calcáreas del paisaje anterior (unidad 15) y se ven afectadas por un buzamiento regular y modesto (10 a 15°) hacia el Noroeste con una acentuación local (de 20 a 25°) cerca de su terminación oriental, a proximidad de la falla de Jipijapa-El Guanábano.

Los relieves desarrollados sobre esta sedimentación se asemejan a los del flanco occidental de la cordillera norte, y constituyen aquí también un notable relieve de cuestas cubriendo la casi totalidad de la falda norte de la cordillera entre 600 m al Suroeste y 200 m al Noreste.

Unidades 16 y 17: Representan la mayor parte de estos relieves de cobertura de los cuales constituyen, además, el paisaje típico. Se trata de una sucesión de superficies inclinadas hacia el Noreste, en conformidad con la pendiente estructural, con un modelado superficial entre plano y ligeramente ondulado. Resulta interesante anotar la existencia de varias superficies superpuestas, dispuestas en escalera, resultado de la evidenciación, por erosión selectiva, de las diferentes capas areniscosas, estando cada una precedida más arriba por cerros-testigos de su antigua extensión.

En su cima está ubicada una capa superior muy dura, rica en residuos de conchas (lumaquela), muy resistente a la meteorización, que subsiste en numerosos lugares bajo la forma de restos agudos angulares con forma piramidal.

Estas superficies están separadas y limitadas por frentes abruptos orientados hacia el Sureste pero también por barrancos y gargantas empinadas de 100 a 150 m de desnivel, cavados por ríos que explotaron una red de fracturas orientadas Noroeste-Sureste.

En la parte más alta, por los 600 m al Sur de Delicias, los estratos basales de este conjunto fosilizan el contacto fallado entre volcánico y volcano-sedimentario. Aparece nivelado por una gran superficie de erosión inclinada hacia el Noroeste e igualmente conservada bajo los sedimentos arenisco-calcáreos de Delicias (ver las unidades 15 y 18).

La cobertura edafológica está claramente diferenciada.

- En la unidad 16, ubicada encima de los 400 m y sometida a condiciones climáticas semi-húmedas (precipitaciones y neblinas), los suelos son idénticos a los de los relieves anteriores. Sobre los planos estructurales cubiertos por profundas alteritas arcillo-limosas, existen suelos saturados, humíferos, profundos y lixiviados; los abruptos llevan suelos poco evolucionados de erosión.
- La unidad 17, ubicada más abajo de la unidad anterior, se caracteriza por un clima seco y suelos con régi-

men de humedad ústico, mucho menos desarrollados. Son poco evolucionados, más o menos coluvionados y erosionados.

Unidades 13 y 14: Cerca de la terminación Norte de este grupo de relieve, materializado por la falla Jipijapa-El Guanábano, el aumento local de los buzamientos se traduce por una modificación brusca de las formas. Los planos estructurales se inclinan hasta formar localmente verdaderos relieves de espigas fuertemente erguidas hacia el Suroeste. Las superficies estructurales, mejor conservadas, dominan entonces el paisaje y presentan un modelado superficial entre ondulado y moderadamente disectado en colinas convexas con cimas subiguales. Los abruptos ocupan comparativamente superfices menores, ubicados en la parte alta de las capas erguidas o de ambos lados de algunas entalladuras consecuentes de las arterias de la red hidrográfica, como la del río Banchal cerca de Cascol.

Las diferenciaciones entre las dos unidades son de orden edafológico.

- La unidad 13, con un clima semi-húmedo, presenta todavía una asociación de suelos profundos, lixiviados, humíferos, sobre las superficies y de suelos poco profundos sobre los abruptos.
- En la unidad 14, bajo un clima seco, los suelos son menos humíferos. Las superficies están cubiertas por suelos arcillosos vérticos medianamente profundos y los abruptos llevan suelos poco evolucionados de erosión.

Los relieves monoclinales del reborde sur (unidad 12)

El límite sur de la cordillera de Chongón-Colonche está también marcado por la presencia de numerosas formas estructurales: planos monoclinales y espigas ya mencionados en las estribaciones occidentales de la cordillera volcano-sedimentaria. Estas formas se desarrollan, sobre todo al Este de Julio Moreno y Bellavista, en donde prosiguen hasta Guayaquil.

Un corte de la falda sur de la cordillera hace aparecer sucesivamente, de Norte a Sur:

- Unas pequeñas crestas alineadas Este-Oeste, desarrolladas sobre las capas más duras, silíceas de la parte superior de la formación Cayo. Aparecen todas truncadas por una superficie entre 350 y 400 m, cubierta por alteraciones muy superficiales y afloramientos rocosos dominantes. Los suelos rojos, friables, ricos en seudo-arenas, son suelos fersialíticos saturados poco profundos.

- Notables relieves de espigas con su típico aspecto en triángulo y separados por escotaduras orientadas hacia el Sur y el Suroeste. Su origen es netamente estructural y corresponde al afloramiento de la cima de la formación Cayo, miembro Guayaquil, compuesto esencialmente por rocas muy resistentes: cherts y facies silíceas. Todas las diferenciaciones estructurales se traducen en la topografía, el buzamiento general de las estructuras se exagera y puede alcanzar 30 a 40° y hasta más, cerca del pliegue monoclinal que marca la bajada de la cordillera hacia la península de Salinas.

La disimetría de las formas es ejemplar, con una vertiente Norte relativamente abrupta y rocosa correspondiente a los frentes de las capas y una vertiente Sur, con pendiente más suave y regular, modelada sobre los planos estructurales. Esta asociación de formas características se puede ver muy bien hasta en las afueras de Guayaquil en donde conforman los cerros del Norte de la ciudad, así como los de Durán sobre la orilla izquierda del Río Guayas.

Bajo condiciones climáticas secas, estas rocas poco alterables llevan suelos fersialíticos, poco profundos. Sin embargo, guardan, aquí y allá, bolsas de profundas alteritas arcillo-arenosas, abigarradas, rojas a violáceas que interpretamos como testigos de alteraciones anteriores, atrapadas y conservadas sobre las vertientes más suaves.

- El último término de esta sucesión está constituido por el afloramiento de las calizas duras, entre grises y blancas, intercaladas con lutitas de la formación San Eduardo (Eoceno inferior a medio). Reposando en concordancia sobre la formación Cayo de la cual guardan todos los caracteres estructurales, estas calizas conforman el plano superior de la línea de espigas a las cuales proporcionan las formas más claras con magníficos reversos estructurales rectilíneos que caen hundiéndose bajo los sedimentos de la península. La caida de la cordillera al Norte de Chongón constituye el más bello ejemplo de esta brusca transición.

Sobre estas calizas muy duras, las alteraciones son muy delgadas y los suelos, poco espesos, muy negros y arcillosos, con una amplia estructura vértica. Por todas partes afloran lozas calcáreas con modelados superficiales de disolución: cavidades, estrías, lapiaz, etc. La existencia de formas kársticas subterráneas es probable pero no ha sido demostrada.

La superficie de erosión somital (unidad 18)

Una de las características morfológicas más interesantes de esta parte de la cordillera es, sin duda alguna, la

existencia de testigos de una superficie inclinada que recorta la totalidad de los conjuntos de paisajes desarrollados sobre su falda Norte. Esta superficie de erosión toma varios aspectos.

En la parte sur, sobre las cimas de la cordillera, está representada por ondulaciones suaves con cimas subiguales, planas o redondeadas que truncan sin distinción todas las diferenciaciones litológicas volcánicas y volcano-sedimentarias del substrato. Los desniveles relativos son por lo general inferiores a 50 m, signo de una buena conservación. Estos testigos se escalonan entre los 400 m al Sur y los 600 m al Suroeste (en donde están fosilizados por la sedimentación miocena bajo la cual se hunden, lo que atestigua de su anterioridad) y bajan progresivamente hasta los 200-250 m al Norte.

No pudimos evidenciar depósitos correlativos superficiales. Sin embargo, la presencia, sobre todos estos testigos, de bloques cuarcíticos con ángulos redondeados, prueba la existencia de antiguos depósitos de esparcimiento, hoy en día casi completamente decapados. Los suelos, arcillo-pedregosos, son someros y hasta inexistentes.

Al Norte, se prolonga hasta la cercanía de Pedro Carbo, por un relieve colinado con pendiente suave hacia el Noreste, cuyas cimas subiguales están cubiertas por los depósitos de un esparcimiento arcillo-pedregoso rojizo. Este paisaje que no pertenece a los relieves de la cordillera será tratado más adelante (unidad 101), pero es evidente que se trata de un mismo conjunto, heredado de una misma generación de procesos y formas a los cuales conviene quizás juntar también los glacis del piedemonte sur de la cordillera, cerca de Chongón.

Los glacis cercanos (unidad 102)

Existen esparcimientos similares alrededor de la terminación Norte de la cordillera, entre Montecristi y Jipijapa. Los principales afloramientos están ubicados alrededor del Cerro de Montecristi en donde dibujan una corona casi continua de 2 a 3 km de ancho y al pie de la falda noroccidental de la cordillera por Membrillal, en donde su extensión alcanza 3 a 4 km.

Se trata de glacis con modelado de superficie entre plano y ligeramente ondulado, y con un perfil longitudinal muy suavemente cóncavo. Los depósitos, cuyo espesor varía de algunos decímetros en el de Membrillal a 2 o 3 metros en Montecristi, están constituidos por gravas y bloques decimétricos en una matriz entre limo-arenosa y limo-arcillosa, no cimentada ni ferruginizada, por oposición a los que están ubicados más al Sur, por Chanduy o Arenillas por ejemplo.

También son formas en parte heredadas, cuya evolución actual se limita a un escaso escurrimiento difuso de superficie, durante las fuertes lluvias y a un escurrimiento concentrado en el fondo de pequeñas torrenteras cóncavas, entalladas en algunos decímetros, en la superficie.

Los suelos son extremadamente variables, por lo general profundos y pedregosos pero con, caracteres vértico, ya que ricos en arcillas de tipo esmectita. Alrededor del Cerro de Montecristi, son particularmente humíferos.

UTILIZACIÓN Y EVOLUCIÓN MORFODINÁMICA ACTUAL

Estas zonas constituyen para la utilización humana un medio relativamente ingrato: relieves con fuertes pendientes, compacidad de los modelados que no facilitan las comunicaciones, substrato relativamente resistente y suelos poco espesos en zonas sometidas además a condiciones climáticas severas de sequía. De hecho, no son objeto de ninguna utilización significativa, sin embargo conviene distinguir los paisajes del zócalo volcánico o volcano-sedimentario, de los que se desarrollaron sobre la cobertura sedimentaria.

Sobre los primeros paisajes, los suelos que están ubicados en zonas secas (unidades 2, 5, 6 y 7) son únicamente utilizados en forma muy parcial como terrenos de recorrido para bovinos, ovinos y caprinos, y sólo se desarrollan fenómenos localizados de escurrimiento difuso y concentrado de estación lluviosa. Sobre los paisajes más elevados, sobre todo cuando tienen un relieve moderado y están sometidos a un clima más húmedo, el bosque húmedo está localmente desmontado para la instalación de pastos y de una arboricultura tropical (cítricos y café) pero las fuertes pendientes y los suelos poco profundos limitan la ocupación humana.

Por lo contrario, los planos estructurales, con modelados y pendientes moderados, desarrollados sobre los estratos de cobertura sedimentaria, y sometidos por lo general a largos períodos de humedad atmosférica, conforman los lugares de predilección para las actividades consagradas a la arboricultura tropical familial: café, cacao, banano, cítricos asociados al ganado bovino. La arboricultura, más extendida en las zonas superiores húmedas, asegura una excelente protección para los suelos. Por lo contrario, los pastos se ven afectados por una dinámica actual incipiente de movimientos de masa: pie de vacas, terracetas y pequeños deslizamientos.

Sobre las pendientes fuertes de los abruptos rocosos o valles encajonados que han guardado parte de su cobertura forestal, los movimientos de gravedad son muy poco numerosos.

2.2. LOS RELIEVES CENTRALES DE MANABÍ

2.2.1. La depresión de Chone-Portoviejo-Jipijapa

La parte central de Manabí se caracteriza por la existencia de una amplia zona deprimida rodeada por todas partes, por relieves bien marcados. Presenta su máxima extensión en la latitud de Chone en donde alcanza los 40 km, y toma la forma de una almendra ligeramente inclinada SSO-NNE, que se cierra bruscamente al Norte por Eloy Alfaro. Los modelados monótonos tienen altitudes bajas que raramente sobrepasan los 50-150 m en la parte central suavemente ondulada, pero que pueden alcanzar los 250-350 m sobre los bordes más accidentados, al entrar en contacto con los relieves circundantes.

Se ve casi interrumpida en la latitud de Portoviejo por los cerros transversales de Portoviejo y Montecristi, pero continua al Sur hasta Jipijapa por un estrecho corredor de 10-15 km de ancho, atrapado entre la cordillera al Oeste y las mesas areniscosas al Este. En esta porción, los modelados colinarios son más acentuados y las altitudes comprendidas entre 150 y 300 m.

La depresión de Chone constituye una zona notable desde el punto de vista geomorfológico ya que corresponde a dos disposiciones estructurales bien diferentes al Norte y al Sur (Fig. 12).

- La parte norte, entre Eloy Alfaro y Portoviejo está ubicada en el corazón de un anticlinal erosionado y totalmente excavado. La zona central, más deprimida, corresponde a las capas más antiguas, arcillosas, que están dominadas sobre sus rebordes Este y Oeste por afloramientos más recientes de lutitas calcáreas y de bancos areniscosos. Estas facies, más duras, se reconocen fácilmente en los modelados por sus caracteres estructurales más claros y los relieves monoclinales que forman localmente.
- La parte sur, entre Montecristi y Jipijapa, está ubicada en un compartimiento elevado al Sur de la falla Oeste-Este San Lorenzo-Montecristi, en donde la tectónica levantó las formaciones arcillosas equivalentes del piso de la depresión, a altitudes más altas. Por otra parte, estas mismas formaciones arcillosas se topan aquí directamente al Oeste contra el abrupto fallado rectilíneo de la cordillera costanera y no han sufrido ningún abombamiento anticlinal como en la zona de Chone. Simplemente presentan un ligero buzamiento hacia el Este, que va acentuándose cerca de las colinas calcáreas del reborde oriental. Se trata aquí de una situación geomorfológica clásica que muestra de, Este a Oeste, un contacto entre un macizo antiguo y su reborde sedimentario por escarpamiento de línea de falla asociado con una depresión arcillosa periférica.

Esta zona deprimida, ampliamente abierta hacia el litoral, no comprende ningún relieve susceptible de condensar la humedad proveniente del océano y, por lo tanto, las variaciones de humedad son bajas; se pueden notar dos gradientes de disminución de las precipitaciones, uno de Este a Oeste y otro de Norte a Sur.

Las estaciones de Portoviejo, Rocafuerte, Sancán presentan las condiciones más secas con una precipitación media anual de 450 a 500 mm repartida en 50 a 90 días agrupados principalmente en los cinco primeros meses del año; el déficit hídrico anual es de alrededor de 1.000 mm y el número de meses secos se acerca a 12. Por lo contrario, las estaciones de Calceta, Chone y San Isidro representan condiciones menos secas con precipitación media anual entre 860 y 1.200 mm, un número de días de lluvia netamente superior a 100, un número de meses secos entre 8-10 y un déficit hídrico anual de 600 a 800 mm. La humedad relativa del aire (media anual) se ubica entre el 78 y el 85%.

Las temperaturas medias anuales son homogéneas en toda la unidad, elevadas, superiores a 25°C, y las temperaturas medias mensuales extremas sólo difieren de unos 2°C.

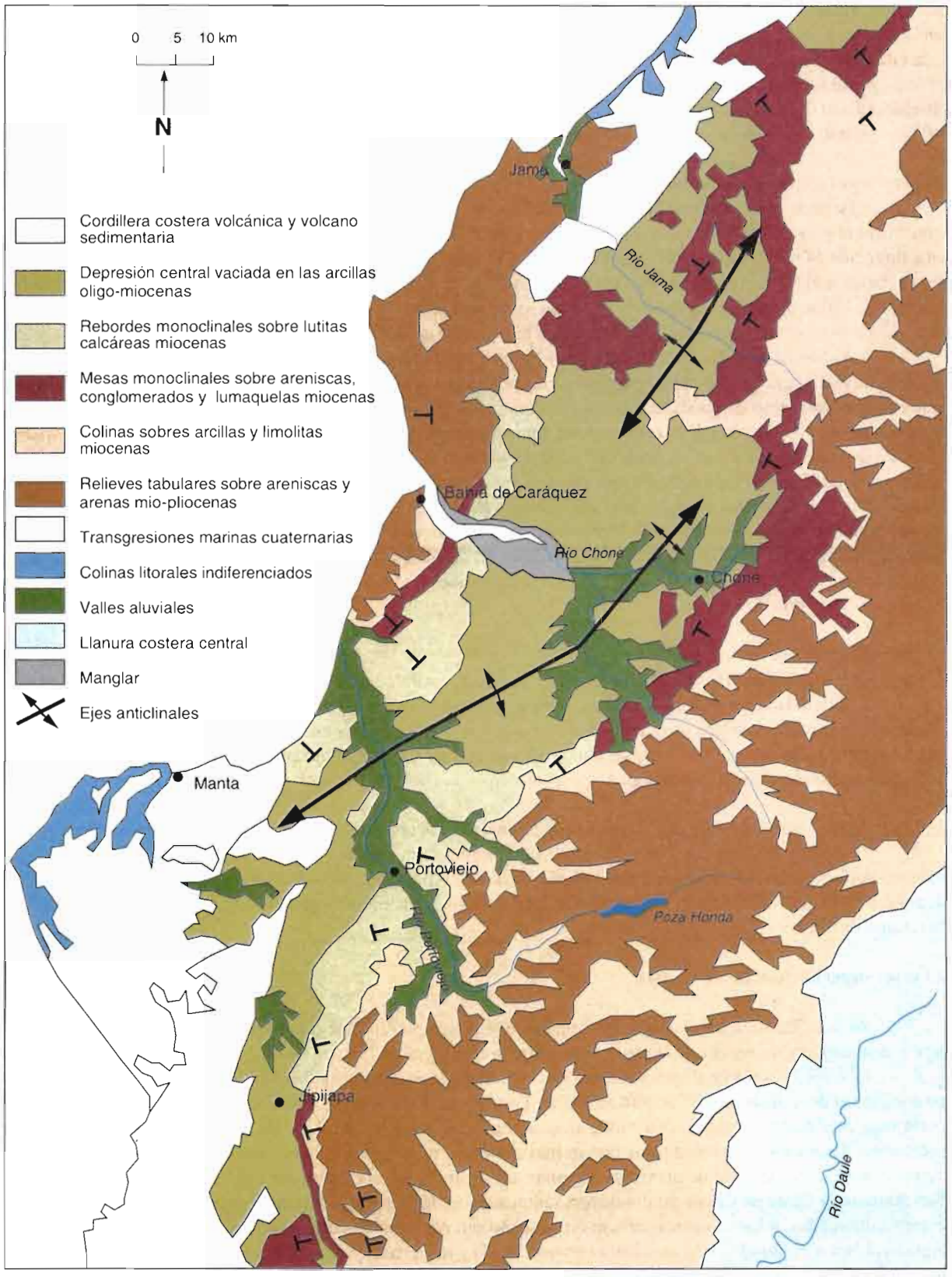
La insolación es contrastada; en las zonas más secas sobrepasa las 1.200 horas por año (1.500 en Portoviejo) mientras que en las zonas menos secas es netamente inferior a 1.000 h/año (sólo 770 h/año en Chone).

Bajo este clima, de tipo tropical con una larga estación seca, los suelos, bisialíticos, tienen su complejo absorbente siempre saturado. Es el dominio de los suelos vértricos y vertisoles con acumulación de carbonato de calcio cada vez más importante, hacia el sur de Portoviejo donde las condiciones son casi semidesérticas.

Resumen

- *Depresiones anticlinal y periféricas excavadas*
- *Colinas arcillosas entre bajas y moderadas*
- *Clima tropical entre semihúmedo y semidesértico*
- *Vertisoles y suelos vértricos con acumulación de carbonato de calcio en las regiones más secas*
- *Intensa actividad agrícola diversificada*
- *Importante morfodinámica actual: movimientos de masa, escurrimiento, inundaciones.*

Fig. 12. La estructura anticlinal vaciada de Chone-Portoviejo



Elaboración: A. Winckell; Fuente: Inventario PRONAREG-ORSTOM, hojas de Portoviejo y Bahía de Caráquez

El corazón de la zona deprimida (unidades 65, 66)

Los relieves más bajos están ubicados en posición central, sobre las facies más antiguas de la estructura anticlinal vaciada. En este caso, se trata de una potente sedimentación monótona de arcillas y lutitas de color pardo, entre café y chocolate, finamente estratificadas, que contiene algunos bancos decimétricos intercalados de areniscas, cuarcitas, limolitas calcáreas y dolomíticas (formación Tosagua, miembro Dos Bocas, Mioceno inferior a medio).

Esta litología da perfectamente cuenta de la monotonia de estos relieves bajos. Consisten por lo general en una asociación de pequeñas colinas convexo-cóncavas con cimas redondeadas y pendientes moderadas (inferiores al 40 %), separadas por bajas vertientes coluvionadas y localmente por pequeños rellenos aluviales.

Sin embargo, conviene distinguir dos partes:

- La parte norte, con una forma aproximadamente circular entre Chone-Boyacá al Norte y Rocafuerte al Sur, constituye el piso real de la depresión. Está exactamente centrada a ambos lados del accidente anticlinal que presenta una dirección SO-NE entre el Cerro de Portoviejo y la zona de Rocafuerte-Tosagua en donde oblicua ligeramente hacia Ricaurte al NNE, más allá de donde ya no es perceptible. Los relieves son más bajos, las altitudes comprendidas entre 10 y 150 m y numerosos rellenos aluviales serpentean entre los relieves colinarios. Se termina al Suroeste de Rocafuerte por colinas ligeramente más elevadas hasta el pie del Cerro de Portoviejo.
- Al Sur, la gran fractura San Lorenzo-Montecristi-Portoviejo modifica completamene la arquitectura del relieve. La estructura anticlinal desaparece con las primeras estribaciones de los cerros de Montecristi y Portoviejo que emergen en medio de las colinas arcillosas. Las facies arcillosas, llevadas por la tectónica a altitudes más elevadas de unos 100 m encima de la zona anterior, toman la forma de corredores Norte-Sur. El más importante va desde Portoviejo hasta Jipijapa con un ancho de unos 10 km aproximadamente, los modelados son más vigorosos, las colinas con faldas más empinadas pueden alcanzar los 300 m y hasta 340 m entre Jipijapa y Julcuy, término Sur de esta depresión al pie de los relieves de la cordillera de Pedro Pablo Gómez. La depresión triangular ubicada más al Oeste, entre los cerros de Portoviejo-Montecristi y la cordillera de Membrillal pertenecen a la misma familia de formas, sin embargo, allí los modelados son más suaves. La disposición monoclinal de los estratos sedimentarios inclinados hacia el Este no se traduce claramente en el modelado, ya que ninguna capa rocosa es susceptible de ser revelada por erosión diferencial.

Se diferenciaron dos unidades edafológicas.

Unidad 65: Es la unidad más representada, que ocupa la casi totalidad de la depresión Chone-Portoviejo y el extremo Sur del corredor Jipijapa-Julcuy. Ubicada en una zona de clima tropical seco con larga estación seca, se caracteriza por suelos vérticos medianamente profundos sobre los relieves más fuertes y por vertisoles profundos sobre los relieves más suaves. Todos presentan un pH superior a 7 y un complejo absorbente ligeramente desaturado en superficie, pero saturado en profundidad.

Unidad 66: Está ubicada entre Portoviejo y Jipijapa en donde ocupa una posición de resguardo detrás de los relieves de la cordillera costanera, lo que le confiere un clima tropical semiárido con larga estación seca. Los suelos, siempre vérticos, tienen un pH más elevado, un complejo absorbente saturado, hasta la superficie. Las acumulaciones de carbonato de calcio bajo la forma de fino micelio son generales; las de yeso frecuentes en el horizonte de alteración.

El nivel superior (unidades 63, 64)

Al norte de Ricaurte, la depresión central se prolonga por un triángulo hacia San Isidro y Eloy Alfaro para terminarse en Diez de Agosto al Norte, inserto entre la cordillera de Jama al Oeste y los relieves tabulares al Este.

Los documentos geológicos disponibles sobre esta zona son muy pobres en información y sólo tratan de la prolongación de la formación Tosagua, miembro Dos Bocas. Si bien no se puede dudar de esta afirmación para la parte baja meridional, es necesario anotar que en toda esta zona los cambios de facies son frecuentes. La sedimentación dominante está constituida por arcillas arenosas, areniscas arcillosas, arcillas y lutitas asociadas localmente con limolitas y capas de areniscas. Además, las areniscas parecen dominar por lo menos en dos lugares, por San Antonio al Oeste de Chone en donde una sedimentación local resistente (conglomerado basal, areniscas más o menos cimentadas, toba volcánica) arman un pequeño relieve monoclinal con buzamiento Sureste, y por Diez de Agosto al Norte en donde están asociadas con una arcilla silícea basal y una toba volcánica cimera.

Lo mismo ocurre con la tectónica. Nuestros trabajos de interpretación y de campo nos permitieron evidenciar la prolongación de la estructura anticlinal del Sur pero desviada aquí de unos diez kilómetros hacia el Oeste. El eje del abombamiento con dirección SO-NE pasa en efecto por Boyacá, Eloy Alfaro y Convento como lo atestiguan los buzamientos opuestos de la cobertura areniscosa miocena de los relieves superiores.

Los relieves de esta zona son más acentuados que los de la depresión central de Chone y se asemejan más bien a los de Jipijapa-Julcuy: altitudes maximas entre 250 y 300 m, colinas medianas con vertientes fuertes generalmente comprendidas entre el 25 y el 40 % pero que pueden alcanzar el 70 %. Además, en numerosos lugares, las colinas arcillosas están coronadas por relieves areniscosos, tabulares, monoclinales o por simples lomos limitados por fuertes abruptos rocosos. De esta manera actúan como una capa protectora de los relieves arcillosos subyacentes y participan en la exageración de los desniveles.

Unidad 63: Corresponde a los confines Norte de la zona deprimida, a las depresiones aisladas de Convento y de Diez de Agosto, insertas entre los relieves de los rebordes occidentales y orientales superiores y separadas entre sí por testigos areniscosos. Pese a una posición protegida detrás de la cordillera de Jama, estas depresiones gozan de un clima semihúmedo con corta estación seca. Las alteraciones son poco profundas y los suelos vérticos, suavemente ácidos, a veces ligeramente lixiviados, presentan algunos caracteres de hidromorfía en profundidad. Pasan progresivamente a suelos ferruginosos lixiviados en las zonas más húmedas.

Unidad 64: Prolonga la unidad anterior hasta entrar en contacto con el piso inferior de la depresión de Chone, al Sur. Aquí, los modelados parecen más "abiertos" debido al alejamiento de los altos relieves de reborde, distantes de más de 25 km al Sur.

Abarcando las depresiones de Eloy Alfaro y San Isidro, Briceño y Boyacá, esta unidad es una variante de la anterior pero bajo un clima tropical seco con larga estación seca. Los suelos, vérticos, son netamente más básicos.

Pero más que por sus caracteres morfológicos propios, estas dos unidades se distinguen de las anteriores sobre todo por la presencia de una muy importante dinámica actual; ya que las vertientes arcillosas deforestadas y cubiertas por pastos están sometidas a numerosos movimientos de masa: solifluxión, desgarraduras, deslizamientos, etc.

Los valles fluviales y sus rebordes fluvio-marinos (unidades 109, 117, 118)

La depresión de Chone-Portoviejo contiene dos de los más grandes valles costaneros que pueden alcanzar localmente hasta 6 km de ancho.

Al Sur, el del río Portoviejo presenta un trazado relativamente rectilíneo, SE-NO, que por lo tanto, entrecorta ortogonalmente las direcciones estructurales y todos los conjuntos de relieves que de ellas provienen. Su estructura es sencilla: está compuesta en su casi totalidad por una terraza alta y plana, ubicada entre 6 y 10 m encima del curso actual e inundada muy excepcionalmente, durante estaciones lluviosas particularmente importantes como las que estaban relacionadas con el fenómeno del "Niño" durante el invierno 1982-1983. Los suelos, limo-arcillosos a arcillosos, son básicos y netamente vérticos, ligeramente salados río abajo de Rocafuerte.

Desde Santa Ana, hasta el Norte de Portoviejo, una estrecha franja de 500 m de ancho constituida por una terraza baja jalona el curso actual. Compuesta por aluviones de limo-arenosos a limosos, esta terraza que está ubicada a altitudes relativas entre 2 y 5 m es inundada en cada estación lluviosa entre diciembre y abril; sus suelos son poco evolucionados.

Al Norte, la disposición del valle de Chone muestra diferencias bien marcadas (Fig. 13). El nivel superior, el más extenso, es idéntico al del valle de Portoviejo. Pero los niveles inferiores son mucho más representados y son sujetos a inundaciones anuales en la estación lluviosa:

- el primero, que equivale a la terraza baja de Portoviejo, jalona el Río Chone desde Chone y se ensancha en la confluencia de los ríos Carrizal y Canuto. Ubicado entre 1 y 4 m encima del nivel de las aguas, lleva suelos limosos poco evolucionados;
- el segundo está constituido por extensiones sumergidas: cuencas de decantación y de desbordamiento, antiguos cursos abandonados por entrecortamiento de meandros, cubetas deprimidas. Las aguas se estancan allí durante todo el año y algunas sirven para la piscicultura. Los suelos son más arcillosos y por lo general gleyificados.

Las desembocaduras en el océano de estos dos ejes hidrográficos también son muy diferentes: la de Portoviejo (con un caudal muy empobrecido, es verdad, por la utilización de sus aguas para el riego) se tira directamente al oceáno en el seno de una costa rectilínea luego de haber atravesado un pequeño cordón de dunas (unidad 118) y una estrecha franja de manglares. Por lo contrario, el río Chone se pierde muy rápidamente al fondo de un amplio estuario, parcialmente de origen tectónico, en medio de amplias extensiones de manglares (unidad 117), lugar de desarrollo actual de la acuacultura de camarones.

Fig. 13. Los paisajes aluviales del valle de Chone

Pequeñas lomas subiguales con cobertura aluvial discontínua

Nivel aluvial superior

Nivel aluvial intermedio

Basines y ollas de decantación y desborde, siempre inundados

Manglares

Salitrales (zonas salinas litorales)

Elaboración: A. Winckell; Fuente: Inventario PRONAREG-ORSTOM, hojas de Portoviejo y Bahía de Caráquez

Pese a su localización en zonas de clima seco a semiárido, estos valles irrigados son la sede de una intensa actividad hortícola. La construcción de embalses río arriba (Poza Honda, La Esperanza) contribuye a aumentar las posibilidades de riego y a disminuir los efectos de las inundaciones de invierno.

Los relieves estructurales suavizados de las contornos (unidades 61, 62)

Una grada de relieves intermedios asegura la transición entre el piso de la depresión y los altos relieves estructurales del contorno. Estos están ubicados sobre el límite occidental en ambos lados de Bahía de Caráquez, mientras que al Este sólo están presentes en la parte Sur del eje Jipijapa-Portoviejo. En ambos casos, toman la forma

de franjas rectilíneas, de 5 a 15 km de ancho como máximo hacia Rocafuerte, con orientación SSO-NNE, paralela a los accidentes tectónicos regionales.

Estos relieves están desarrollados sobre facies que han sido geológicamente clasificadas en la formación Tosagua, miembro Villingota o Charapotó. Pero esta denominación encierra en realidad un importante cambio litológico. La roca dominante pasa a ser una lutita entre beige y blancuzca, finamente estratificada y compactada, tobácea y rica en residuos de diatomeas. Se disgrega en pequeñas placas que liberan carbonato de calcio por la alteración. La dureza relativa de estas facies, por comparación con las arcillas y lutitas café-chocolate de la depresión se acompaña por dos consecuencias sobre la morfología:

- Los relieves son más acusados, por lo general comprendidos entre 200 y 300-350 m, pero pueden subir hasta los 450 m en las zonas más altas entre Portoviejo y Jipijapa, en donde las pendientes alcanzan 40 a 70 %.
- La presencia de estratos sedimentarios compactados y que ofrecen cierta resistencia a la alteración, combinada con la influencia de los buzamientos opuestos consecutivos al abombamiento anticlinal de Chone provoca la aparición de afloramientos estructurales sobre las vertientes. Se trata, por lo general, de resaltos sobre las capas más resistentes, proporcionando así a estas vertientes un aspecto irregular con perfil característico en escalera. Además, son disimétricos: la parte orientada hacia el centro de la depresión y que recorta los frentes de capas, presenta un modelado mucho más acusado que las vertientes orientadas hacia el exterior que se modelan muchas veces sobre el techo de las capas, con pendientes más suaves. En algunos sectores, se trata de verdaderos relieves monoclinales con aristas suavizadas: cuestas con abruptos orientados hacia el centro de la depresión y planos estructurales suavemente inclinados hacia el exterior al Suroeste de Portoviejo o al Sur de Bahía de Caráquez. Al Norte de esta ciudad, un basculamiento local más acentuado ocasionó la formación de pequeñas espigas.

La cobertura edafológica está constituida, para las dos unidades, por una asociación de suelos vértricos sobre las cimas estrechas de las colinas, y por suelos arcillosos pero friables, poco espesos, mólicos sobre las pendientes.

En la unidad 61, ubicada más al Norte y sometida a un clima tropical con larga estación seca, la lutita, a poca profundidad, está cubierta por suelos ligeramente básicos con poca acumulación de carbonato de calcio.

Los suelos de la unidad 62, más al Sur bajo un clima semiárido, son más básicos. Las acumulaciones de carbonato de calcio son generalizadas y las vertientes están jalonadas de pequeñas placas de lutita no alterada.

Sólo mencionaremos aquí las depresiones arcillosas ubicadas al Norte y al Sur de Bahía de Caráquez (unidad 59). Verdaderamente atrapadas entre las colinas sobre lutitas calcáreas y las mesas destruidas del reborde occidental, se aparentan genéticamente a este último paisaje y serán tratadas conjuntamente.

UTILIZACIÓN Y EVOLUCIÓN MORFODINÁMICA ACTUAL

Por sus modelados entre suaves y moderados y la presencia de formaciones sedimentarias y aluviales que generaron suelos arcillosos relativamente espesos, la zona deprimida Chone-Portoviejo constituye una región propicia para las actividades agrícolas, bien desarrolladas. Esta intensa ocupación agrícola se acompaña muchas veces por numerosos movimientos de dinámica actual, hasta sobre los relieves más moderados.

Toda la parte norte, más húmeda (unidades 63 y 64) así como localmente algunos paisajes de las unidades 65 y 66, son objeto de una monoexplotación en pastos cultivados en su mayoría, pero amenudo degradados, con una carga demasiado importante en cabezas de ganado por hectárea. Las formaciones superficiales se caracterizan por suelos bien arcillosos, que cubren, por una discontinuidad estructural marcada, un substrato arcilloso localmente a poca profundidad. Así, acaecen fenómenos de gravedad generalizados, acentuados además por climas cada vez más húmedos a medida de que nos dirigimos hacia el Norte.

En cuanto las pendientes alcanzan 40 %, la mayoría de las vertientes llevan las huellas de esta actividad: vertientes aborregadas, pies de vaca y terracetas, pero también golpes de cuchara, desgarraduras, lupas de solifluxión y hasta deslizamientos y decapados generalizados de las vertientes más fuertes, sobre todo por Eloy Alfaro y San Isidro.

Se trata aquí de un medio particularmente favorable al acaecimiento de este tipo de fenómenos como lo muestran las vertientes con perfiles irregulares anteriormente afectadas por deslizamientos, hoy en día estabilizadas por reconquista de la vegetación. Sin embargo, estos procesos se ven favorecidos y amplificados por la explotación pastoral actual y exigen la rápida toma de medidas de conservación, si no se quiere asistir en los futuros decenios a un decapado generalizado por deslizamiento. Además este último se ve asociado con un escurrimiento de estación lluviosa en cuanto se abre una brecha en la cobertura herbácea.

La parte central (unidades 63 y 64), más agrícola, está sometida desde hace algunos años, a un intenso escurrimiento difuso y concentrado. En efecto, la extensión de los cultivos de zona seca (maíz, algodón, maní, etc.) sobre las colinas, se ve acompañada por la desaparición de la cobertura vegetal que aseguraba la protección de los

suelos. Así, durante la estación lluviosa (diciembre a abril) que corresponde a la epóca de las siembras y de las primeras fases de crecimiento, los suelos están en su mayoria desnudos y sin protección durante los aguaceros de fuerte intensidad. El escurrimiento se produce muy rápidamente sobre estos suelos arcillosos, provoca en primer lugar un decapado laminar y luego se concentra rápidamente y no resulta extraordinario ver formarse garras, grietas, surcos y torrenteras de las cuales algunas alcanzan el metro de profundidad durante un sólo aguacero. Aquí también, la utilización de plantas para cubrir el suelo resulta indispensable para evitar un decapado generalizado de la cobertura edafológica. Estos fenómenos han sido recientemente amplificados por la extensión de las superficies sembradas por Rocafuerte, Tosagua o Calceta por ejemplo. El riego en proceso de desarrollo deberá también ser manejado con todas las precauciones indispensables para no llegar a la aceleración del desencadenamiento de estos procesos.

Por fin, tenemos que añadir las inundaciones anuales de estaciones lluviosas sufridas por los niveles inferiores de los valles en donde está localizado un intenso cultivo hortícola bajo riego.

Sólo las colinas calcáreas (unidades 61 y 62) se ven relativamente protegidas, pero constituyen un medio bastante desfavorable, todavía poco valorizado y en donde la vegetación natural arbustiva y arbórea con ceibos asegura todavía una protección suficiente.

2.2.2. Los relieves monoclinales centrales

Hacia el Norte, la depresión central se ve prolongada por una serie diversificada de relieves monoclinales que aseguran una transición gradual entre la cordillera costanera y los relieves tabulares orientales. Empiezan directamente al contacto con la cordillera por San Isidro al Sur y Diez de Agosto al Norte, bajo la forma de macizos elevados, que alcanzan 550-600 m, y rodeados por colinas bajas y medianas.

Pero se desarrollan sobre todo al Este de una línea meridiana Diez de Agosto-Eloy Alfaro, en donde presentan las siguientes características:

- un perfil general en gradas con conjuntos tabulares suavemente inclinados hacia el Este y limitados por abruptos con orientación Oeste dominando la depresión anterior. Encierran por todas partes pequeñas depresiones arcillosas al contacto con la cordillera al Noroeste;
- altitudes moderadas, por lo general comprendidas entre 200 y 450 m;
- una fuerte disección de detalle de la mayoría de las superficies que sólo pueden ser reconstituidas por interpretación. El modelado actual está compuesto por colinas convexas con fuertes pendientes, yuxtapuestas y separadas por valles en V.

Una perfecta comprensión del ordenamiento de estos modelados se ve facilitada por el estudio de la estructura del substrato. Estos relieves se desarrollan sobre una potente serie sedimentaria mio-pliocena de areniscas, arenas y limolitas en el interior de la cual se suelen distinguir dos conjuntos de edades diferentes. Esta distinción resulta importante para la explicación de los paisajes ya que a estas diferencias de edad se añaden variaciones litológicas, pero también estructurales de donde deriva el esquema de repartición de los modelados.

Estos paisajes están ubicados en una zona climática de transición semihúmeda. Debido a la existencia de relieves marcados, gozan de condiciones más húmedas, por una parte debido al gradiente de aumento de humedad hacia el Norte, y por otra parte, gracias a las neblinas de estación seca (garúa) que disminuyen el rigor y la duración de la sequía.

Al no disponer de datos climatológicos, se estimaron el número de meses secos entre 4 y 8 y las precipitaciones medias anuales entre 1.000 y 2.000 mm, mediante comparación con regiones vecinas.

También es una zona de transición desde el punto de vista edafológico, entre el campo de la bisialitización, al Suroeste, y el de la monosialitización, al Noreste.

Resumen

- *Cuestas areniscosas*
- *Relieves monoclinales arcillosos muy disectados*
- *Clima tropical semihúmedo con estación seca corta*
- *Suelos arcillosos moderadamente profundos con complejo de cambio saturado, transición a suelos pardos y fersialíticos*
- *Movimientos de masa localizados*

Los horsts y cuestas areniscosos (unidades 33, 37, 38)

Se desarrollan sobre una potente serie detrítica de areniscas, arenas de cimentación variable con intercalaciones de conglomerados basales y de lumaquelas en la parte superior (formación Angostura). Esta sedimentación de edad miocena, homogénea y maciza, sufrió, posteriormente a su depósito, un marcado basculamiento general, observado sobre la totalidad de estos afloramientos de la costa del Ecuador. Por lo tanto se presenta siempre bajo la forma de relieves monoclinales más o menos inclinados o fallados según las regiones: las cuestas del contorno de la cuenca de Valdez, los relieves monoclinales en cobertura de la cordillera al Norte y al Sur de Manabí, etc.

Aquí, los paisajes se subdividen en tres grupos distintos según una zonificación Oeste-Este.

Unidad 37: Al Suroeste de San Isidro, sobre el limite occidental, se levanta un macizo bien marcado, junto a la cordillera, que culmina aproximadamente a 550-600 m, y domina por abruptos empinados de 300 m de desnivel, las colinas arcillosas circundantes.

Pudimos notar una estrecha relación entre la estructura sedimentaria y las formas de relieve. Las capas macizas de areniscas se ven afectadas por un claro buzamiento de 10-15° hacia el Noroeste, llegando hasta los 60° al entrar en contacto con algunos accidentes. Esta observación atestigua, por comparación con los buzamientos observados en las unidades orientales, de la existencia del eje anticlinal que prolonga el de Chone, pero desviado aquí hacia el Oeste.

Además, los estratos sufrieron una intensa tectónica quebradiza representada por una red de fallas de orientación SO-NE. Debido a esto, el relieve es excesivamente fragmentado. Jirones de superficies estructurales o derivadas (?), con inclinación topográfica hacia el NO y con formas geométricas se suceden para formar un modelado en gigantescas gradas en donde el bloque occidental, levantado, siempre domina por un abrupto de falla, el bloque que lo precede inmediatamente al Este. El modelado de superficie asocia superficies monoclinales con suave pendiente hacia el NO y partes más disectadas en colinas redondeadas.

Cada uno de estos bloques está limitado por todos lados por vertientes empinadas, de origen tectónico, los abruptos de falla orientados SO-NE, pero también por acantilados con dirección ortogonal NO-SE, que acentúan aún más la fragmentación de estas superficies cimeras. Las dos direcciones han sido explotadas por la red hidrográfica interna, que modeló grandes entalladuras con faldas empinadas.

Alteraciones y suelos son muy variables, según la repartición de las formas:

- sobre las superficies de disección de suave a moderada, y llevadas a altitudes suficientes para recibir las precipitaciones de neblinas, las alteraciones son profundas, limo-arcillosas y los suelos, muchas veces lixiviados, poseen horizontes humíferos mólicos profundos;
- sobre las vertientes, se pudo evidenciar una clara zonificación altitudinal. Arriba, los abruptos areniscosos son rocosos y dominan vertientes rectilíneas, y luego cóncavas, con fuertes pendientes, formados por los depósitos de material proveniente de las partes altas por gravedad y/o coluvionamiento. Los suelos son poco evolucionados, arenosos a areno-limosos, con un horizonte humífero bien marcado.

Unidad 38: Ubicada en la región de Convento, esta unidad es muy parecida a la anterior. Representa solamente una etapa más avanzada de destrucción por la erosión.

Aquí, las superficies, siempre con inclinación noroeste, son mucho más escasas y los abruptos y vertientes del contorno dominan claramente en el paisaje. Los suelos presentan la misma asociación: suelos con caracteres mólicos, profundos, sobre las superficies y suelos poco evolucionados, poco profundos, sobre las vertientes.

Existen otros numerosos testigos de estas formaciones areniscosas, esparcidos aquí y allá en toda la parte Sur de la cuenca. Se suprimieron por las necesidades cartográficas, pero su mismo yacimiento atestigua de la existencia de una cobertura más extensa, quizás general (?), posteriormente destruida por la erosión.

Unidad 33: Se trata de una cuesta, con buzamiento bien parado de 10-12° hacia el ESE, establecida sobre el mismo conjunto sedimentario de areniscas y conglomerados miocenos, erguido por los efectos del abombamiento anticlinal. Está cortada en dos conjuntos por un hiato al norte de Chone.

En la parte sur, constituye el límite oriental de la depresión arcillosa de Chone, en la prolongación de las lutitas calcáreas, por Calceta. Empieza por una estrecha franja de unos 5 km de ancho y de altitud cercana a 150-200 m que se eleva suavemente hacia el noreste hasta alcanzar 400-450 m aproximadamente. Conforma entonces una magnífica cuesta que domina la depresión de Chone por un abrupto de unos 250 m de mando, reemplazado hacia el este por una notable superficie netamente inclinada. Luego está cubierta por los relieves arcillosos ubicados

inmediatamente al este. Esta superficie estructural, que es una de las mejor conservadas de todos los relieves costaneros, se mantiene bajo la forma de un verdadero plano inclinado únicamente entallado localmente por pequeños valles con perfil en V. Está fragmentada por varias gargantas en forma de cañones con faldas empinadas, ocupadas por los valles "obsecuentes", que son los ríos Junín, Carrizal, Grande y Mosquito.

La disposición de la red hidrográfica en esta región, es notable, con una línea de demarcación de las aguas muy desviada hacia el este, y una dominancia del drenaje hacia el oeste, es decir en sentido contrario al buzamiento. Probablemente se explica por un fenómeno de antecedencia. La red primitiva, repartida entre las cuencas del río Chone al oeste y la del Daule-Peripa al este, se estableció con anterioridad al abombamiento anticlinal de Chone. Luego compensó el levantamiento y el basculamiento de la parte occidental, encajonándose en profundas entalladuras y guardando su dirección hacia el oeste, en sentido contrario a los buzamientos estructurales.

Estos paisajes se prolongan hasta el Norte de Ricaurte por una fina franja que desaparece hundiéndose bajo los relieves arcillosos más recientes.

La parte norte, desviada hacia el oeste cerca de Eloy Alfaro, constituye la continuación de este relieve: una franja de unos diez kilómetros de ancho, con diseño rectilíneo y con orientación globalmente meridiana. Se compone de un abrupto de unos 200 m con orientación oeste, con una parte inferior cóncava desarrollada sobre lutitas, limolitas y arcillas arenosas, una parte superior areniscosa, abrupta y un reverso monótono, con pendiente estructural de 15° hacia el ESE. Esta superficie de disección moderada está conformada por un conjunto de pequeñas colinas convexas que culminan por los 400-420 m al oeste y bajan suavemente hacia el este, hasta por los 300-340 m.

Más al norte, se encurva para tomar una dirección SO-NE conforme a la de la cordillera, pero guarda características topográficas y morfológicas similares. La única diferencia se relaciona con la desaparición de la depresión arcillosa central y su reemplazo por pequeñas cubetas aisladas al borde de la cordillera. El ordenamiento de estos conjuntos se vuelve por lo tanto un poco más confuso, ya que, localmente, las cuestas areniscosas se apoyan directamente sobre la cordillera.

Estas formas monoclinales con buzamiento opuesto aparecen, por lo tanto, como directamente heredadas de la estructura tectónica y derivadas de las faldas de la bóveda anticlinal de Chone que proporciona a la región del Manabí central toda su originalidad.

Los suelos son limo-arcillosos, profundos, con caracteres mólicos.

Las depresiones arcillosas (unidades 58, 59)

Una de las otras particularidades de esta región atañe a la poca extensión de las cuencas arcillosas, más desarrolladas en el centro y en el Sur de Manabí. Se presentan como pequeñas depresiones aisladas, bordeando la falda oriental de la cordillera en su contacto con los relieves sedimentarios monoclinales. También incluyen una pequeña parte de la terminación septentrional del piso superior de la depresión de Chone (unidad 63).

Genéticamente, se trata de cuencas periféricas evidenciadas por erosión diferencial de sedimentos alterables: arcillas y limolitas, entre un macizo "àntiguo", la cordillera de volcánica a volcano-sedimentaria, y una cobertura sedimentaria, los relieves tabulares areniscosos.

Unidad 59: La zona deprimida centrada en Atahualpa es la más grande. Encerrada por todas partes, al Oeste por la cordillera y al Este por los frentes de las cuestas que la dominan por desniveles de unos 150 a 200 m, la cubeta de Atahualpa es un bello ejemplo de depresión protegida en el seno de la cordillera. Esta posición de abrigo le confiere condiciones climáticas mucho más secas: el régimen de humedad de los suelos es ústico.

También merece ser diferenciada de las demás depresiones por su relieve que se compone de una asociación de bajas colinas convexas con cimas planas, truncadas y entalladas por pequeños valles en V. El fondo de la depresión presenta así una planeidad de gran regularidad. Además, los materiales constitutivos también son originales: limolitas y arcillas localmente silíceas, asociadas con areniscas a veces calcáreas e intercalaciones de proyecciones volcánicas sedimentadas, de edad (¿oligo?) miocena.

Estos relieves relativamente suaves llevan alteraciones muy poco potentes, así como los suelos bisialíticos, son vérticos y poco profundos. Están seguramente en relación con el clima seco, la naturaleza misma y la resistencia relativa de las rocas del substrato, pero también pueden estar relacionadas con la existencia de un antiguo aplanamiento local elaborado a orillas del río Cuaque. Así se explicaría la planeidad del fondo de esta depresión.

Unidad 58: Todas las demás depresiones están ubicadas entre Atahualpa y la entrada sur de la entalladura del río Esmeraldas. Son discontinuas, alargadas en el sentido SO-NE, paralelamente a las direcciones generales del relieve. Su ancho es, por lo general, inferior a 5 km y las altitudes, poco elevadas, son siempre inferiores a 150 y 200 m. Los modelados son suaves, compuestos por colinas muy bajas, con vertientes suaves convexo-cóncavas y con

pendientes y desniveles débiles.

Se desarrollan sobre sedimentos miocenos con dominante arcillosa: limolitas, arcillas y lutitas con intercalaciones arenosas (formación Onzole). Bajo las condiciones climáticas locales: clima tropical húmedo con corta estación seca, el régimen de humedad de los suelos es údico. Las alteraciones son profundas, y los suelos, con minerales arcillosos de tipo 1/1 en la parte superior de los perfiles, 2/1 en profundidad, son suelos fersialíticos lixiviados.

Los vestigios de cuestas destruidas (unidades 50, 51)

Las superficies inclinadas de las cuestas se ven reemplazadas más al Este por un segundo conjunto de relieves monoclinales, sobre todo bien representados en la parte Sureste de la región.

El substrato se diferencia claramente del de las cuestas anteriores, por estar compuesto por limolitas y arcillas miocenas de la formación Onzole con intercalaciones más arenosas y areniscas más o menos arcillosas de consolidación variable. Estas variaciones generan una menor resistencia a la alteración y caracteres estructurales originales más difíciles de reconocer.

Unidad 50: El abrupto, con mirada Oeste, es mucho menos imponente; culmina por los 430-450 m, dominando las mesas anteriores únicamente por un desnivel de unos 100 m aproximadamente. Además, es menos pronunciado y las pendientes de medianas a fuertes (entre el 40 y el 70 %) no son nunca abruptas, ni constituidas por un acantilado cimero. El perfil general es de tipo rectilíneo con concavidad basal marcada, por coluvionamiento. Las alteraciones son en todas partes arcillosas y los suelos, bisialíticos, pueden ser suelos pardos o suelos vérticos.

Unidad 51: La superficie superior, que se inclina hacia el Este hasta 220-250 m, también presenta caracteres estructurales poco claros. Al Norte, la superficie sensu-estricto ya no existe; sólo se puede reconocer por la altitud subigual de las colinas que la componen. Con cimas redondeadas, estas colinas poseen vertientes convexas con pendientes fuertes que proporcionan a estos paisajes su característico modelado aborregado.

Más al Sur, por Trinidad y Flavio Alfaro, estas colinas convexas están reemplazadas por vertientes con concavidad basal más acentuada, dominadas aquí y allá por restos agudos areniscosos, testigos avanzados de la sedimentación de las mesas orientales. Los paisajes aparecen por lo tanto más "abiertos" y las pendientes también son menos acentuadas.

Sobre estos substratos arcillosos, sometidos a un clima tropical húmedo con corta estación seca, las alteraciones arcillosas son relativamente profundas. Los suelos, siempre humíferos, presentan caracteres mólicos muy claros.

UTILIZACIÓN Y EVOLUCIÓN MORFODINÁMICA ACTUAL

Lejos de las vías de penetración, estos paisajes del Manabí central y norte sólo son parcialmente utilizados para la agricultura. Están esencialmente orientados hacia la ganadería extensiva sobre pastos mejorados, asociados con una arboricultura tropical bajo sombra (café, cítricos). Todavía subsisten allí grandes espacios de vegetación natural. Estas zonas gozan sin embargo de un clima relativamente favorable: tropical semihúmedo con corta estación seca y con frecuentes neblinas de estación seca. Pero la existencia de un modelado bastante disectado con pendientes fuertes y el alejamiento de estas zonas en relación con las vías de penetración constituyen muchos factores desfavorables para su aprovechamiento.

No obstante, las zonas explotadas son objeto de una dinámica actual bastante importante y cuya extensión sigue creciendo actualmente:

- Fenómenos de gravedad aparecen naturalmente sobre los paisajes que presentan abruptos o pendientes muy fuertes con paredes rocosas y afloramientos pedregosos. Sin embargo están muy localizados y sólo son susceptibles de extenderse en caso de una valorización de estas zonas. Afectan principalmente a la unidad 38 y en menor escala las unidades 33 y 37.
- Los movimientos de masa son actualmente los más activos. Son fenómenos parecidos a los que afectan la depresión de Chone, sobre los terrenos arcillosos accidentados de las unidades 50, 51 y localmente 58 y 59. Aquí, la conjunción de suelos muy arcillosos, con pendientes fuertes (siempre superiores al 40-50 %) y de una utilización actual en pastos, contribuyen al desencadenamiento de un gran número de movimientos de solifluxión.

Estas vertientes constituyen verdaderos museos de las formas de solifluxión: nichos y lupas de desgarramiento y de deslizamiento, taludes de desmoronamiento, terracetas, vertientes aborregadas, etc. De la misma manera

que en el Sur, se anotó una tendencia actual a la generalización y a la acentuación de esta dinámica en relación con la extensión de la ganadería, típico sistema de valorización del Manabí norte. Aquí también se imponen urgentes medidas de conservación.

2.3. LOS RELIEVES TABULARES ORIENTAL Y OCCIDENTAL

Estos cubren aproximadamente la mitad de la región central del Manabí, de la cual constituyen los paisajes característicos. Se reparten en su mayoría al Este, bajo la forma de una gran media luna con convexidad occidental entre Quinindé al Norte y Pedro Carbo al Sur, sobre un largo de unos 250 km. La extensión Este-Oeste es máxima en la latitud de Portoviejo en donde alcanza 50 km.

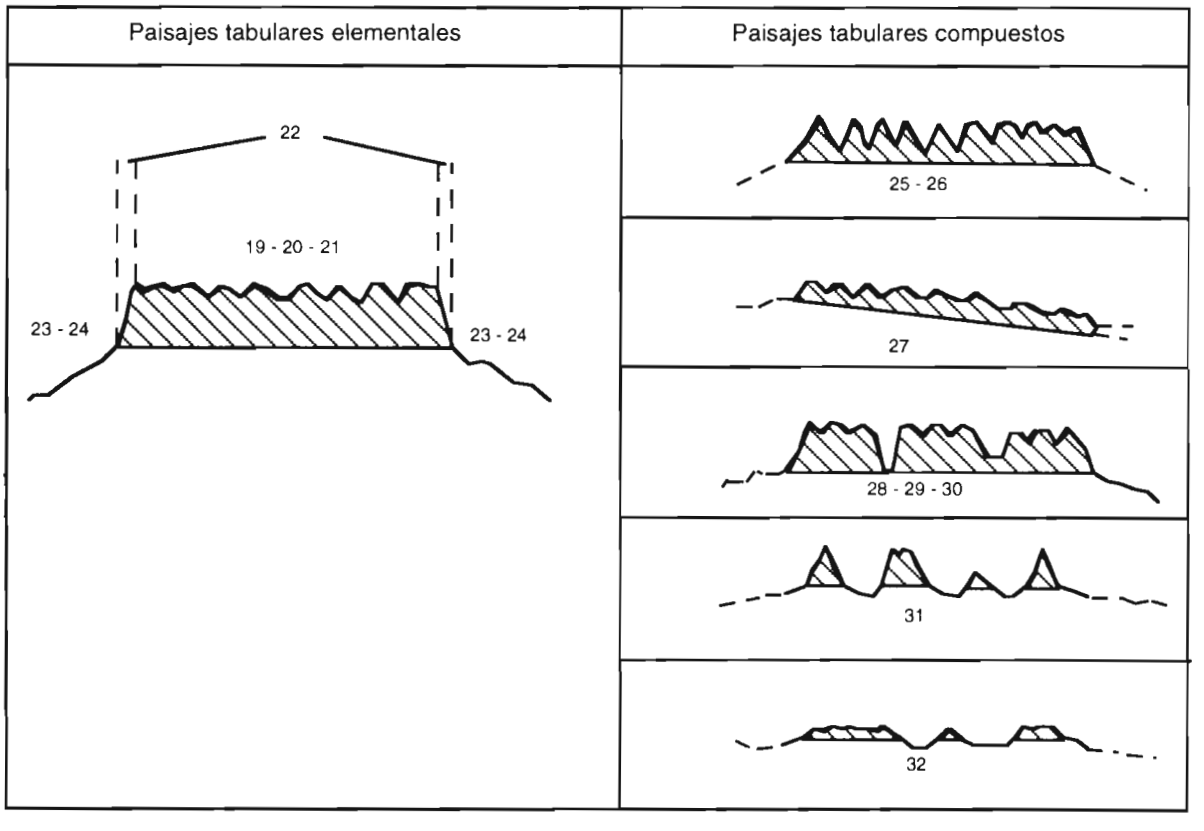
Comparativamente, los paisajes del reborde occidental son muy reducidos ya que sólo miden como máximo unos veinte kilómetros de ancho por Canoa, y se extienden sobre 70 km entre Jama al Norte y Crucita en la desembocadura del río Portoviejo, al Sur.

Estos paisajes presentan una homogeneidad de las altitudes, con dos características principales.

- Muestran una baja generalizada de las altitudes del interior hacia el exterior. Así, en el reborde oriental, las altitudes medias decrecen de 450-500 m al Oeste, hasta el nivel de la llanura central que varía entre 180 m por El Carmen y 20-50 m por Quinindé al Norte, o Pedro Carbo al Sur. Pasa lo mismo al Oeste donde los relieves se escalonan entre 460 m al Oeste de Tosagua y el nivel del océano Pacífico.
- Pero en realidad estas variaciones globales esconden la repartición de los paisajes, compuestos por una asociación de formas complementarias (Fig. 14). Arriba se extienden las características superficies cimeras, tabulares o suavemente inclinadas, con disección variable, entre 450-500 m en el centro y 250-300 m hacia el exterior. Generalmente, se termina por abruptos importantes, de 100 a 250 m de mando que dominan relieves bajos, colinarios con suaves ondulaciones. Toda la zona ubicada entre Pichincha y Pedro Carbo constituye un hermoso ejemplo de esta asociación de paisajes.

Los relieves occidentales y nororientales, no presentan una oposición tan clara, debido a una disección mucho más avanzada. La presencia de la superficie cimera, muchas veces inclinada es sin embargo, todavía muy clara en el paisaje, y se nota por una notable subigualdad de las crestas, muy visible, por ejemplo, sobre el camino Chone-El Carmen, entre la Crespa y Maicito.

Fig. 14. Esquema representativo de las unidades de paisajes tabulares



Elaboración: A. Winckell

Geomorfológicamente, la totalidad de estos paisajes pertenece a un solo grupo de relieve desarrollado sobre una misma asociación de formaciones geológicas, de tipo capa dura cimera sobre capa blanda inferior: un basamento de arcillas y de limolitas, coronado por un conjunto de sedimentos detríticos: areniscas, arenas y conglomerados. Quedaron poco afectados por las manifestaciones recientes de la tectónica con excepción de fallas locales y de una ligera inclinación hacia el exterior que se puede ver sobre todo en la región central, sobre las faldas externas de la estructura anticlinal de Chone.

La disposición y la asociación de los paisajes entre sí permitieron diferenciar tres grandes subregiones:

- el modelado tipo, una mesa cimera coronando, por abruptos, colinas arcillosas subyacentes, bien representado al Sur de una línea Portoviejo-Pichincha,
- la parte Noreste presenta una inclinación estructural más marcada hacia el Este y las mesas, bien disectadas, se hunden suavemente en la misma dirección,
- la parte occidental es análoga a la anterior pero aquí, buzamiento y declinación de las altitudes están orientados hacia el Oeste. Además, la superficie cimera está casi totalmente destruida y resulta difícil reconocerla.

Es notable constatar que esta regionalización geomorfológica está en perfecta concordancia con la estructura geológica. Las mesas más cercanas a la horizontal están ubicadas sobre la plataforma de Daule, al Sur, en donde la base de la secuencia terciaria está comprendida entre 1.000 y 2.000 m. Por lo contrario, al Norte, en donde el hundimiento del zócalo cretácico es máximo y alcanza valores de 3.000 m en El Empalme y hasta 4.000 m en Quinindé (J.W. Baldock, 1982), las estructuras sedimentarias se ven afectadas por buzamientos más evidentes que guían todavía toda la evolución de la morfología actual de superficie.

2.3.1. Los relieves tabulares disectados septentrionales

Están ubicados en la parte Norte del reborde oriental del Manabí. Su extensión es de unos 170 km entre Quinindé al Norte y Pichincha al Sur; su ancho promedio de 15-20 km en los extremos Norte y Sur, crece sensiblemente entre El Carmen y Flavio Alfaro en donde alcanza 40 km.

Los relieves presentan características topográficas comunes: un abrupto orientado hacia el Oeste domina los relieves subyacentes occidentales y se eleva bruscamente hasta por los 450-500 m, luego las altitudes bajan gradualmente hacia el Este, en donde ya sólo son de 150-200 m al entrar en contacto con la llanura. Se trata por lo general de un modelado superficial muy disectado que resulta de una asociación de colinas con faldas convexas y cimas subiguales.

La homogeneidad de conjunto de la zona proviene de una misma estructura geológica regional. Al Norte, entre Quinindé y La Crespa, se trata de la continuación de la cobertura monoclinal con buzamiento Este, en la prolongación de los relieves de la falda oriental de la cordillera. Al Sur, entre La Crespa y Pichincha, es la presencia de la estructura anticlinal de Chone la que da origen a buzamientos similares a los del Norte.

Todos los estratos sedimentarios que arman estos relieves presentan un ligero buzamiento hacia el Este en donde se hunden bajo los depósitos más recientes de la llanura central. Las malas condiciones de observación que resultan de las dificultades de acceso y de la profunda alteración que afecta estas facies no permiten un seguimiento regular de los buzamientos. Estos están globalmente comprendidos entre 2 y 5° es decir valores relativamente bajos que explican la posición subtabular de los relieves que derivan de ellos.

La arquitectura de los relieves, esta directamente correlacionada con el último término de la sedimentación terciaria costanera, representada aquí por dos formaciones subconcordantes, que constituyen una asociación típica de capa dura cimera-capa blanda inferior.

En posición inferior, la formación Onzole (mioceno medio a superior) está esencialmente compuesta por limolitas compactadas asociadas a arcillas, lutitas y a veces arenas y conglomerados. Reposan en discordancia sobre las formaciones anteriores abarcando desde el zócalo cretáceo hasta las areniscas miocenas de la formación Angostura.

Encima, se extiende una serie sedimentaria detrítica ligeramente transgresiva, con una muy baja discordancia angular: es la formación Borbón (mioceno superior a plioceno) compuesta por areniscas finas a gruesas, grises, azules a amarillentas, bastante cimentadas, localmente conglomeráticas, calcáreas y fosilíferas, intercaladas con arenas, arcillas y conglomerados.

Resulta interesante anotar que estos suaves buzamientos hacia el Este (2 a 5° para las capas areniscosas cimeras) contrastan fuertemente con las formaciones subyacentes más netamente monoclinales. Dos hipótesis pueden explicar esta observación, generalizada para todos los relieves costaneros:

- Puede tratarse de un depósito posterior a los principales movimientos tectónicos responsables de los levantamientos y basculamientos observados sobre las formaciones más antiguas, al Oeste. Por lo tanto estos últimos serían anteriores al mioceno inferior.
- Es solamente el efecto del alejamiento de estos depósitos en relación con los focos tectónicos que constituyen la cordillera costanera y el anticlinal de Chone. Ubicados en zonas de rebordes, sólo habrían registrado una pequeña parte de los movimientos producidos.

Estos buzamientos homogéneos hacia el Este dan origen a la aparente anomalía de distribución de la red fluvial. En efecto, la línea de separación de las cuencas hidrográficas se calca sobre la extremidad occidental de las mesas. A partir de allí, todas las arterias hidrográficas fluyen hacia el Este conforme a los buzamientos. Al Norte, los cauces de los ríos Mongoya y Quinindé superior se juntan con el curso Sur-Norte del río Quinindé. Asi mismo, al Sur, los ríos Pescadillo, Plata y Pescado se juntan con el río Peripa que fluye de Norte a Sur. Además, estas arterias maestras presentan también la particularidad de una localización bien adaptada, jalonando en numerosos lugares el contacto entre relieves tabulares terciarios y alta llanura central de esparcimiento.

De la misma manera, es una zona climáticamente sencilla y homogenea. Las precipitaciones medias anuales, en su mayor parte del orden de 2.000 mm crecen regularmente del Oeste al Este (1.885 en Quinindé, 2.500 mm en Palmeras Unidas) y se reparten en más de 200 días por año (cifras seguramente subestimadas debido a la presencia de precipitaciones ocultas de garúa y neblinas); el déficit hídrico anual es de 200-250 mm y el número de meses secos es solamente de 4-5. La humedad relativa del aire es de un 90% y la evaporación (Piche) es reducida, alrededor de 500 mm por año; la temperatura media anual es de unos 24,5°C y las temperaturas medias mensuales varían poco durante el año. El sector sur presenta ligeras diferenciaciones: precipitaciones inferiores a 2.000 mm por año (1.500 mm en Flavio Alfaro) y temperaturas un poco más elevadas (temperatura media anual superior a 25°C).

Bajo condiciones climáticas de tipo tropical semi-húmedo, la cobertura edafológica, relativamente homogénea, corresponde a suelos fersialíticos que representan el estado intermedio de evolución entre los suelos vérticos de las regiones suroccidentales y los suelos ferralíticos de las regiones nororientales, más lluviosas.

Resumen

- *Relieves tabulares areniscosos disectados*
- *Clima tropical semihúmedo*
- *Suelos arcillosos fersialíticos saturados asociados con algunos suelos ferralíticos*
- *Vegetación forestal*
- *Pastos y arboricultura tropicales*
- *Movimientos de masa localizados.*

Los testigos de las superficies cimeras (unidad 21)

Están ubicados en la parte central, a ambos lados de una diagonal Chone-El Carmen, en donde quedan los mejores restos de la superficie cimera original, desarrollada sobre la sedimentación areniscosa de la formación Borbón. Pero hay que admitir que sólo el observador sagaz puede reconocer aquí una superficie (subestructural o estructural derivada), por el avanzado grado de disección del paisaje. Sólo es un aborregamiento de pequeñas colinas convexas con pendientes muy fuertes (40 al 70 %) con desniveles relativos cercanos a los 50-100 m al Oeste y que bajan progresivamente hasta los 20-50 m al Este, conforme a la baja topográfica general.

Los lugares más altos están ubicados al Oeste, inmediatamente después del acantilado límite occidental y alcanzan 450 m en La Crespa, en donde el abrupto presenta un desnivel de 150 a 200 m; bajan luego progresivamente hasta 160 m por Maicito, al Oeste de El Carmen. Además se ven afectados por una elevación progresiva hacia el Sur al acercarse al abombamiento de Chone y alcanzan 675 m sobre un testigo encaramado al Sur de Flavio Alfaro.

Estos paisajes, son, además, fáciles de identificar por sus formaciones superficiales. En efecto, llevan una cobertura uniforme de alteración arcillo-limosa rojiza sobre espesores que sobrepasan a veces varios metros; omnipresentes, sólo han desaparecido sobre las pendientes más fuertes, erosionadas. Los suelos, rojos, muy arcillosos, monosialíticos, son ferralíticos saturados. Contrastan con los suelos fersialíticos ubicados sobre los relieves más abajo, al Oeste.

Su origen es evidentemente climático, relacionado con la existencia de un clima tropical húmedo que favoreció la producción de alteraciones profundas y la liberación de óxidos de hierro. Pero existe también probablemente una relación con la presencia de una capa superior, con espesor métrico, de una arenisca arenosa muy poco

consolidada y que contiene una gran cantidad de material de origen volcánico: minerales e inclusiones de proyecciones en nódulos de tamaño centimétrico. La alta cantidad de hierro de estos diversos componentes contribuyó así a favorecer el proceso de rubefacción de estas alteritas. Tenemos aquí un hermoso ejemplo de ruptura de la continuidad de los procesos edafológicos en una secuencia climática, provocada por las variaciones de los materiales originales.

Por fin, en la parte superior, se anotó la presencia de una capa continua de cenizas volcánicas eólicas provenientes de los volcanes andinos. Están presentes bajo la forma de enchapados de unos 50 cm de espesor en la cima de las crestas en La Crespa pero se espesan rápidamente y alcanzan 1,50 a 2 m al entrar en contacto con los relieves de la alta llanura central en Maicito. Estas cenizas generaron andosoles desaturados fácilmente identificables por su color amarillento.

Los relieves de mesas derivadas (unidades 25, 27)

Estas dos unidades pertenecen al mismo grupo; pero su disección más avanzada, hasta en ciertos lugares su destrucción, nos condujeron, en función de los imperativos de la escala de la cartografía, a identificar paisajes compuestos en los cuales están integrados sus diferentes elementos constitutivos.

Unidad 25: Es característica de una gran parte de los relieves tabulares septentrionales. Unidad compuesta, esta integra los restos muy diseminados de la superficie superior, las vertientes fuertes desarrolladas sobre las areniscas y las vertientes inferiores arcillosas.

Como se trata de un medio fuertemente disectado, los elementos estructurales originales son difíciles de reconocer.

En la parte Norte, entre Quinindé y El Carmen, el relieve está compuesto por una sucesión de colinas y lomos alargados de Oeste a Este, con cimas redondeadas estrechas y fuertes vertientes rectilíneas. Por lo general, la superficie original casi destruida ya no se puede ver salvo por la subigualdad de las cimas que decrecen suavemente de 350-380 m al Oeste hasta los 180-200 m al Este, cerca de la llanura central. Pasa lo mismo con el abrupto occidental, bien atenuado y únicamente reconocible por un desnivel inferior a 100 m.

En la parte Sur, entre Jaboncillo y Pichincha, los testigos de superficies disectadas similares a las de la unidad 21 son más numerosos y en situación encaramada. Están rodeados por todas partes por vertientes empinadas de 100 m y más de desnivel relativo, más importante que en la parte norte. Las pendientes son por lo general más fuertes (40 al 70 %) así como las altitudes que culminan por los 500 m al Oeste y bajan hasta los 300 m en Pichincha. Aquí, los relieves tabulares se terminan al entrar en contacto con la llanura, por un pequeño abrupto de unos 50 m.

Las vertientes inferiores arcillosas desarrolladas sobre las limolitas de la formación Onzole, están sobre todo localizadas al Oeste en donde presentan su perfil característico, suave y cóncavo abajo de los abruptos areniscosos superiores. Hacia el Este, en relación con el hundimiento relativo de los estratos sedimentarios, ya sólo aparecen bajo la forma de bajas vertientes y depresiones alargadas a lo largo de los ríos mayores, los más encajonados.

En estos paisajes muy disectados, en donde la destrucción avanzada de los relieves tabulares se ve acompañada por fuertes pendientes, las alteraciones son por lo general profundas, arcillosas, amarillentas a ligeramente rojizas, con suelos fersialíticos lixiviados. Dos factores explican esta aparente anomalía: la relativa alterabilidad del substrato compuesto por facies detríticas medianamente consolidadas pero también la presencia de un clima tropical semihúmedo.

Sobre las vertientes más abruptas y en reborde de las entalladuras, están asociadas con afloramientos de bancos areniscosos que dominan la mayoría de los ríos encajonados. Los suelos, menos evolucionados, con caracteres mólicos, tienen una textura más gruesa.

No observamos afloramientos extensos de alteraciones rojizas sobre las capas superiores, ricas en materiales volcánicos, pero las dificultades de acceso por una parte, y el rejuvenecimiento de los perfiles debido a la disección de los modelados, por otra parte, nos proporcionan un principio de explicación.

Unidad 27: Cerca de la alta llanura central, en la región de Quinindé, estas mesas destruidas son reemplazadas por un nivel local ubicado más abajo, en la altitud de la llanura, por los 220-250 m.

Estos modelados pertenecen también al grupo de los relieves tabulares del cual constituyen el último testigo antes de su desaparición bajo la llanura central de esparcimiento. Se diferencian por una disección menos avanzada y un relieve de colinas redondeadas, o con cimas planas y de poco desnivel, y una casi horizontalidad de las cimas.

Puede tratarse de la valorización de niveles estructurales inferiores, o de reliquias de antiguos niveles apla-

nados durante diferentes fases de relleno de la llanura central.

Por fin, también se distinguen por sus formaciones superficiales. Algunos enchapados de proyecciones volcánicas eólicas provenientes de la Sierra, recubren profundas alteritas arcillosas amarillentas a rojizas, desarrolladas sobre las rocas del substrato, a partir de las cuales se formaron suelos fersialíticos lixiviados.

Las vertientes asociadas (unidades 31, 58)

En los paisajes de este último grupo, las superficies superiores tabulares han sido completamente destruidas y sólo subsisten asociaciones de vertientes, testigos de los antiguos relieves disectados.

Unidad 31: Está ubicada en posición central, desde Chone al Sur y prosigue más allá de Flavio Alfaro al Norte, y puede ser interpretada como el basamento de la unidad 21, anteriormente descrita.

Está compuesta por una asociación de unidades morfológicas que los imperativos cartográficos nos obligaron a juntar. Se distinguen de arriba hacia abajo:

- El contorno de las superficies tabulares de la unidad 21, que se presenta por lo general bajo la forma de abruptos empinados, con pendientes superiores al 70 %, hasta por cornizas; la subida a La Crespa constituye un notable ejemplo. Se prolongan hacia el Oeste por restos agudos, puntas o lomos areniscosos encaramados sobre los relieves arcillosos subyacentes, y constituyen testigos de la antigua extensión de las mesas. Las altitudes dependen de la inclinación estructural y aumentan de Este a Oeste de 400-450 m sobre el reborde de la superficie cimera a más de 500 m para los testigos más alejados. Hasta alcanzan 600-650m, inmediatamente al Este de Chone.

Con un desnivel de 150 a 200 m, estas vertientes abruptas se caracterizan por una sucesión de potentes capas concordantes de areniscas más o menos cimentadas, a veces fosilíferas y conglomeráticas con intercalaciones más arenosas. Los afloramientos son tanto rocosos como pedregosos, debido a recubrimientos por fenómenos de gravedad, y los suelos erosionados son muy poco espesos.

- Estos abruptos y testigos cimeros dominan vertientes inferiores con un perfil complejo. Incluyen vertientes de fuertes rectilíneas a cóncavas más abajo, pero también vertientes irregulares con rellanos secundarios escalonados, hasta niveles estructurales relativamente extensos como los que jalonan el curso del río Pescadillo, con una ligera inclinación hacia el ESE, según la pendiente estructural. Se trata globalmente de relieves bastante fuertes con pendientes comprendidas entre el 40 y el 70%, pero que bajan localmente entre el 25 y el 40 % sobre los niveles secundarios o cuando vertientes suaves y cóncavas enmarcan valles más abiertos. Las altitudes generalmente bajas varían entre 180-200 m para el punto más bajo por Flavio Alfaro hasta los 400 m al Noroeste sobre los testigos más avanzados.

Los documentos geológicos cartográficos indican aquí el afloramiento de la formación Onzole (limolitas y arcillas). Sin embargo, también hemos observado numerosos afloramientos de areniscas arcillosas, arenas y areniscas consolidadas; es decir facies intermedias entre las formaciones Onzole y Borbón. No obstante, la preponderancia de las capas blandas de limolitas y arcillas, nos lleva a pensar que podría tratarse de una facies de transición (¿Onzole superior?), cuyas variaciones litológicas explicarían las modificaciones de los modelados, ya que cada nivel o rellano corresponde generalmente al afloramiento de una capa más consolidada.

Los suelos son por lo general profundos, arcillosos, fersialíticos lixiviados.

Unidad 58: Localmente, las bajas vertientes arcillosas por debajo de los relieves tabulares toman una mayor extensión. Así, por Flavio Alfaro a lo largo del valle ensanchado del Río Mosquito, o delante del abrupto occidental de los relieves tabulares como al Oeste y al Noroeste de Quinindé, en donde forman entonces verdaderas depresiones al pie de las mesas.

En ambos casos, se trata de relieves abiertos, compuestos por pequeñas colinas con suaves vertientes, separadas por partes bajas coluviales, cóncavas y anchas. Se desarrollan sobre facies típicas de la formación Onzole: limolitas, arcillas y lutitas con intercalaciones arenosas. Sobre este substrato, se forman alteritas arcillosas bastante potentes y los suelos, como los anteriores, son fersialíticos lixiviados.

UTILIZACIÓN Y EVOLUCIÓN MORFODINÁMICA ACTUAL

Pese a estar provistos, en su casi totalidad, por modelados con fuertes pendientes, los relieves tabulares disectados septentrionales no se caracterizan por fenómenos morfodinámicos intensos. Estos paisajes, sometidos a un clima tropical semihúmedo, gozan todavía de una buena protección asegurada por una cobertura forestal bastante

extensa; ya que los desmontes se ven limitados por una parte, por las fuertes pendientes y por otra parte por la ausencia de vías de comunicaciones, con excepción del gran eje de comunicación que constituye la carretera Chone-Santo Domingo.

La valorización se realiza por lo general por la implantación de pastos mejorados con Saboya asociados a una arboricultura tropical (café, cítricos) ubicada sobre las alturas sometidas a la garúa o en las hondonadas y vertientes suaves, que guardan una humedad de profundidad.

En estas condiciones los fenómenos de dinámica actual se limitan a movimientos de masa sobre las vertientes más fuertes o en los paisajes ocupados por los pastos. Se observaron dos tipos de fenómenos.

- Movimientos de gravedad: derrumbes, desprendimientos de paredes rocosas y deslizamientos afectan las pendientes más fuertes, los abruptos y cornizas rocosas, aún con cobertura forestal original (parte de las unidades 21, 25, 27 y 31).
- Ocurren localmente movimientos de masa sobre la mayoría de las vertientes arcillosas bajo pastos en cuanto la pendiente sobrepasa el 40 %. Toman la forma de golpes de cuchara, deslizamientos en tablas, nichos y lupas de solifluxión, que se pueden observar sobre todas las unidades repertoriadas, pero que son particularmente sensibles donde la explotación es más activa (unidades 21, 31 y a veces 58) cerca de la carretera Chone-El Carmen. Aquí, la asociación de un manto de alteritas arcillosas, de fuertes pendientes por una parte y los efectos del pisoteo bovino por otra llevan al desencadenamiento de un gran número de deslizamientos que llegan a afectar la carretera en varios lugares. Constituyen un riesgo crónico de estas regiones, inherente a la presencia de una discontinuidad estructural bastante marcada entre los suelos, las alteraciones arcillosas y el substrato rocoso. La valorización de estas zonas no puede descuidar esta característica.

2.3.2. Las mesas centrales y meridionales

Están ubicadas al Sur de los relieves tabulares disectados septentrionales, y se extienden sobre cerca de 150 km desde Chone al Norte hasta el Sur de Pedro Carbo. Dibujan así una media luna con convexidad occidental que pasa inmediatamente al Oeste de Calceta, Portoviejo y Jipijapa en donde alcanzan su ancho máximo de 60 km hasta entrar en contacto con la baja llanura del Guayas por Olmedo, al Este.

Su característica dominante es la existencia de un notable relieve tabular, representado por una superficie cimera relativamente bien conservada, globalmente ubicada entre los 400 y los 450 m con, sin embargo, una baja leve pero generalizada de las altitudes hacia el Este y hacia el Sur. Está limitada por todas partes por vertientes empinadas y abruptos que se vuelven localmente acantilados y que sobrepasan generalmente los 100 a 150 m de desnivel. Dominan las bajas vertientes inferiores con perfil suave, por lo general cóncavas que se juntan insensiblemente con los modelados circundantes muy suavizados de los valles fluviales o de la llanura del Guayas.

Estos paisajes se desarrollan sobre un substrato idéntico al de los relieves septentrionales: un basamento con dominante arcillosa (la formación Onzole), coronada por la sedimentación detrítica areniscosa de la formación Borbón. Pero se diferencian de los anteriores por varios aspectos:

- la superficie cimera es mucho más extensa y está en un mejor estado de conservación;
- está ubicada en posición dominante, subhorizontal, muy clara, sobre los relieves circundantes;
- los desniveles relativos son mucho más importantes, del orden de 250 a 300 m, y en forma corolaria, los bajos relieves arcillosos están mucho más desarrollados que al Norte.

Es una región con características climáticas homogéneas, sometida en su casi totalidad a precipitaciones superiores a los 1.000 mm y que alcanzan rápidamente 1.300 a 1.500 mm sobre las superficies superiores de las mesas.

Presenta un gradiente, aunque débil, de disminución de las precipitaciones medias anuales hacia el Sur. Se encuentran valores cercanos a 1.200 mm en el norte (Zapote posee una precipitación media anual de 1.195 mm con un número de días de lluvia de más de 150) y valores entre 1.000 y 1.100 mm en el sector sur (Villao tiene una precipitación media anual de 1.080 mm con un número de días de lluvia del orden de 100). De Norte a Sur, el número de meses secos aumenta de 7 a 10 y el déficit hídrico anual sigue la misma tendencia pasando de valores cercanos a 500 mm a totales de aproximadamente 800 mm.

También existen diferencias de Oeste a Este: en la parte más occidental y al pie de los relieves, se extiende una zona seca (Santa Ana, precipitación media anual 660 mm, déficit hídrico anual 800 mm, número de meses secos 10); en la parte central las subidas en las mesas gozan de aportes de humedad por la presencia de una cobertura nubosa casi constante de garúa, y poseen condiciones húmedas (Jaboncillo, precipitación media anual 1.425 mm, número de meses secos 7). En este transecto se empieza a notar el aumento de las precipitaciones de estación húmeda

que es responsable del aumento de las precipitaciones medias anuales.

Finalmente los paisajes más secos están ubicados en posición protegida detrás de la cordillera, en la zona deprimida de Pedro Carbo, húmeda pero sin garúa (Olmedo, precipitación media anual 1.330 mm, número de meses secos 7). Las precipitaciones prosiguen su diminución hacia la llanura, al Este.

La evaporación (Piche) también es contrastada entre el pie de los relieves (más de 1.200 mm en Santa Ana) y las pendientes expuestas a la garúa (menos de 300 mm en La Naranja). La insolación sigue una progresión paralela pero sólo disponemos del valor de La Naranja, estación representativa del sector con menos insolación (785 h/año).

Las temperaturas medias anuales varían un poco según la posición topográfica, 25,7°C en Santa Ana al pie de las cuestas, 25,0°C en San Plácido en la zona afectada por la garúa y 25,5°C en Pichincha en la zona húmeda sin garúa.

Bajo estas condiciones climáticas, la bisialitización es casi general.

Resumen

- *Relieves de mesas areniscosas encaramadas*
- *Bajas vertientes arcillosas*
- *Clima tropical semihúmedo*
- *Suelos arcillosos con características mólicas en las mesas encaramadas; suelos arcillosos, transición a suelos pardos fersialíticos en las vertientes bajas*
- *Arboricultura tropical y pastos mejorados*
- *Escurrimiento difuso y concentrado*

Las superficies tabulares encaramadas (unidades 19, 20, 21)

Pese a constituir el elemento característico de estas regiones, la superficie cimera presenta sin embargo diferenciaciones geográficas claras. Si bien la mayoría de las altitudes están ubicadas entre 400 y 450 m y proporcionan así la impresión de una planeidad casi absoluta, se ven afectadas por variaciones sensibles. Sufre un levantamiento bastante marcado cerca de su terminación occidental en donde la altitud media se aproxima a los 470-500 m al Norte y se eleva hasta los 600 m cerca de Jipijapa. Los puntos culminantes están todos ubicados exclusivamente en estas zonas en donde testigos de capas superiores destruidas alcanzan 525 m al Este de Calceta y hasta 760 m en El Anegado al Este de Jipijapa.

Este levantamiento muy claramente marcado al Norte y al Sur por oposición a una parte central más baja por Portoviejo, puede ser imputado directamente a los movimientos tectónicos plio-cuaternarios que afectaron la estructura anticlinal de Chone al Norte, así como la cordillera y su cobertura monoclinal por Pedro Pablo Gómez al Sur. Además, sólo esta sensible en una estrecha franja, inferior a 10 km de ancho, detrás del abrupto terminal occidental. Más allá, la superficie netamente más tabular se extiende por los 400-450 m y se inclina imperceptiblemente de unos 2° hacia el Este y el Sureste en donde ya sólo alcanza respectivamente 400 m al Oeste de Pichincha y 350 m por El Guanábano. Esta inclinación sigue los buzamientos regionales, orientados hacia la fosa de subsidencia del Guayas, al Este.

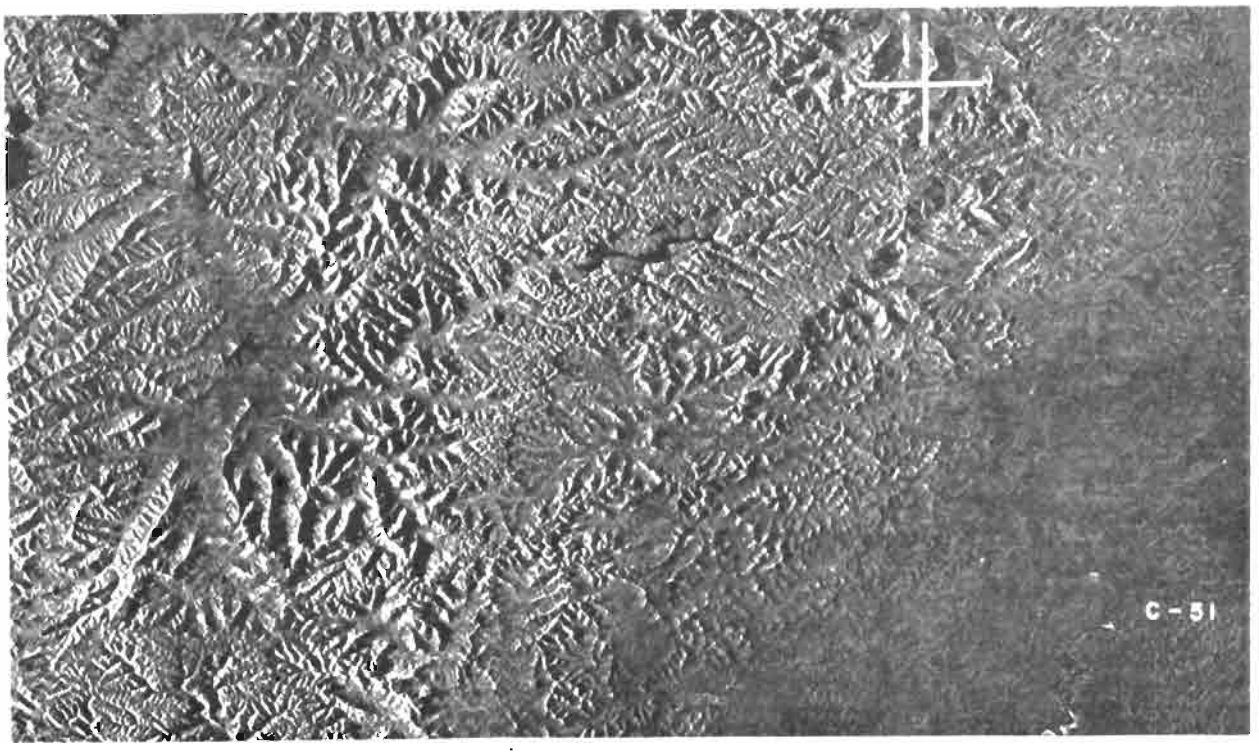
Sin embargo, contrariamente a lo que se observa al Norte, aquí, el contacto no se realiza por una transición gradual mesa inclinada-colinas de la llanura. La superficie tabular domina la llanura y las colinas más abajo, por un abrupto dentellado de 200 a 300 m de mando, un corte típico de este paisaje está conformado por la carretera Portoviejo-Pichincha donde se puede observar el ejemplo más representativo de este paisaje (Fig. 15).

Por lo tanto, se trata de un modelado típicamente estructural, siendo la superficie cimera la traducción en el relieve de las capas duras de la formación Borbón: areniscas, arenas, conglomerados y lumaquelas. Sin embargo, la erosión selectiva, responsable de la valorización de este conjunto de rocas duras por oposición a las limolitas, arcillas y arenas subyacentes, no elaboró una superficie única y continua.

Si bien esta última constituye la dominante de los relieves cimeros, algunos restos agudos superiores, con formas triangulares o piramidales dominan las superficies circundantes de 50 a 100 m aproximadamente. Ubicados casi exclusivamente en la mitad occidental, representan los testigos de antiguas capas superiores, hoy en día decapadas hasta el nivel más coherente sobre el cual se desarrolla la superficie actual.

Con excepción de pequeñas extenciones rigurosamente planas a ligeramente onduladas, representadas bajo la forma de estrechas franjas, inmediatamente al Este de Portoviejo y Rocafuerte, la casi totalidad de la superficie se caracteriza por un modelado bien disectado; yuxtaposición de una infinidad de colinas redondeadas juntas y convexas con cimas subiguales y faldas empinadas con pendientes siempre superiores a 40-70 %. Las hondonadas

Fig. 15. Los relieves tabulares de Manabí Centro-Sur



Fuente: Imágenes RADAR de CLIRSEN

son escasas, estrechas y siempre coluvionadas y la red hidrográfica, muy poco importante, parece indicar la existencia de una importante infiltración y de una probable circulación subterránea (?).

Por fin, localmente, la superficie se desdobla en varios niveles escalonados, todos disectados y revelando cada uno de ellos la parte superior de una capa dura. Este tipo de asociación es bastante notable cerca de la terminación suroriental de las mesas en la zona de Noboa, Olmedo, Pueblo Nuevo.

Esta disección muy avanzada del conjunto de los modelados cimeros debe relacionarse con:

- la relativa alterabilidad de las rocas constitutivas de estos relieves que no se caracterizan por una gran dureza: areniscas bastante friables, conglomerados de cimentación variable intercalados con capas arenosas;
- la existencia de un clima bastante húmedo en donde precipitaciones convencionales y ocultas provocan una fuerte humedad ambiental favorable a los procesos de alteración rápida;
- y por fin, con la existencia de desniveles relativos importantes, del orden de 300 m, entre las cimas y las arterias hidrográficas del nivel de base ubicado por los 50-100 m.

La diferenciación en tres unidades tiene un origen edafológico.

Unidad 19: Representa la casi totalidad de las superficies cimeras con excepción del extremo Sur y de una franja oriental. Además de los caracteres anteriormente mencionados, presenta un dibujo en plano notablemente festoneado bajo la forma de estrechas franjas sinuosas que constituyen la línea de demarcación de las aguas entre las cuencas de los ríos Portoviejo y Chone al Oeste y del Guayas al Este.

Bajo condiciones climáticas semihúmedas, las alteraciones de estos substratos arenisco-arenosos, fácilmente meteorizables, son relativamente fuertes y alcanzan muchas veces varios metros. Se trata de potentes alteritas limo-arenosas pardo-amarillentas, mientas que los afloramientos rocosos son casi inexistentes.

Los suelos, arcillosos a arcillo-limosos, son profundos, muchas veces coluvionados. Su horizonte humífero espeso y el grado de saturación del complejo absorbente elevado, hacen de ellos suelos con caracteres mólicos.

Unidad 20: Se trata de una unidad con características morfológicas idénticas a la anterior, pero localizada en clima seco: la mesa ubicada entre Paján y El Guanábano al Sur.

Aquí, la disección es menos avanzada y el modelado de superficie es más suavemente ondulado, comprendiendo localmente superficies relativamente planas al Este. La inclinación hacia el Este es particularmente sensible ya que la superficie alcanza 350-400 m inmediatamente al Norte de El Guanábano, pero sólo es de 200-250 m en su

terminación oriental al Norte de Pedro Carbo.

Los suelos, arcillosos a arcillo-limosos, presentan un horizonte humífero menos marcado que en el caso de los suelos anteriores. Son suelos vérticos.

Unidad 21: La parte oriental de la unidad 19 ha sido separada cartográficamente ya que se diferencia por formaciones superficiales originales. Sobre el trayecto Pichincha-Portoviejo por ejemplo, en cuanto se alcanza la superficie cimera al salir de Pichincha, aparecen profundas alteraciones arcillosas a arcillo-limosas rojizas a pardo-rojizas con carácter ferralítico.

Estas alteritas de varios metros de espesor, recubren totalmente las rocas subyacentes y se relacionan con dos tipos de fenómenos:

- Un aumento de la humedad provocando condiciones de un medio ferralitizante. Sin embargo, parece que las solas características climáticas no pueden bastar para explicar estas variaciones.
- Una modificación del substrato y la roca madre de estas alteraciones. De hecho, en toda esta parte oriental, la sedimentación se termina por la arenisca arenosa a conglomerática, desigualmente cimentada y que contiene numerosos elementos de origen volcánico (minerales, proyecciones de piedra pómez, guijarros rodados), los mismos que ya se anotaron entre La Crespa y El Carmen al Norte. Estamos en presencia de la terminación Sur de esta sedimentación caracterizada por el aporte de material volcánico originario de los Andes, y que da origen a potentes alteritas rubificadas. Los suelos pasan entonces a ser ferralíticos saturados.

Así como en el Norte, hay que anotar la presencia de una cobertura superficial de cenizas volcánicas eólicas cuaternarias alteradas en andosoles desaturados amarillentos.

Los abruptos areniscosos del contorno (unidad 22)

Tratándose de verdaderos relieves tabulares encaramados, dominando el conjunto de las regiones circundantes, las mesas del Manabí están limitadas por todas partes por abruptos sobre los afloramientos detríticos cimentados de la formación Borbón.

Sobre desniveles globales que se acercan por lo general a los 300 m entre la superficie superior y los relieves bajos circundantes. La mitad superior está constituida por un abrupto claro, empinado, que toma localmente la forma de una imponente corniza como detrás de Jipijapa o al Norte de El Guanábano. Las pendientes son casi siempre superiores al 70-100 %, mostrando aquí y allá verdaderos acantilados rocosos.

El dibujo en plano está generalmente sinuoso, escotado por las numerosas entalladuras que provienen del interior de las mesas, pero puede ser localmente bastante rectilíneo como entre Jipijapa y El Guanábano en donde el límite litológico se ve doblado por un contacto de falla con los terrenos más antiguos. El abrupto límite se vuelve aquí compuesto: cuesta y abrupto de falla derivado.

Los cortes que permitan observar la totalidad de la sedimentación son escasos y localizados exclusivamente cerca de los principales accesos: carretera de Portoviejo-Pichincha, Jipijapa-El Anegado, o subida sobre la mesa de El Guanábano. Además, los abruptos están por lo general cubiertos por una espesa vegetación forestal no desmontada, bien adaptada a las condiciones de humedad ambientales: precipitaciones orográficas pero también bloquéo persistente de la cobertura nubosa y existencia casi permanente de neblinas y garúa.

Esta sedimentación está compuesta por un conjunto detrítico concordante de 150 a 200 m de espesor, compuesto, en lo esencial, por areniscas de finas a medias, de gris azulado a gris amarillento, con coherencia y cimentación variable, en capas de espesor métrico a decamétrico que contienen numerosos residuos de conchas. Están asociadas con estratos de areniscas finas cuarcíticas, más gruesas y hasta conglomeráticas más numerosas en la base, con capas arenosas más o menos cimentadas y con intercalaciones arcillosas más potentes. En el Sur, sobre la mesa de El Guanábano, se terminan con areniscas conchíferas localizadas y discontínuas, muy duras. Estas diferenciaciones litológicas se traducen en el modelado por irregularidades locales: niveles secundarios escalonados, resaltos sucesivos en el perfil del abrupto, etc.

Por oposición a la acentuada sinuosidad del reborde occidental, se puede notar la relativa rectitud del abrupto suroriental entre Paján y Pichincha. Su orientación SO-NE, conforme a una de las mayores direcciones estructurales costaneras, es evidentemente producto de una herencia tectónica, pero que no parece ser acompañada por un juego vertical reciente importante.

Sobre estas pendientes fuertes y facies relativamente coherentes no yacen potentes alteritas. Los afloramientos son esencialmente bancos rocosos sobre los cuales el agua chorrea en cascadas, asociados con vertientes de desprendimientos o antiguos derrumbes estabilizados y colonizados por la vegetación. Algunas bolsas de alteritas

limo-arcillosas se desarrollaron aquí y allá en zonas con menor pendiente y contienen siempre un fuerte porcentaje de elementos gruesos.

Por fin, el abrupto Sur de la mesa de El Guanábano, expuesto a un clima más seco, presenta una asociación casi exclusiva de acantilados rocosos y de desprendimientos areno-pedregosos.

Los suelos son siempre poco espesos, areno-limosos, por lo general coluvionados. El horizonte humífero es más claro en los suelos de la región norte, húmeda, que en los del abrupto de la mesa de Guanábano, más seco.

Las bajas vertientes arcillosas (unidades 23, 24)

Más abajo del abrupto, se extienden bajos relieves con pendientes moderadas que se calcan exactamente sobre el afloramiento del término central del grupo Daule: la formación Onzole del Mioceno medio a superior.

Aquí, está compuesta por una sedimentación relativamente homogénea de limolitas y areniscas finas poco cimentadas, azuladas, volviéndose pardo-amarillentas en la alteración y que contienen intercalaciones menores de arcillas, lutitas, arenas poco areniscosas, localmente arcillosas y algunos niveles conglomeráticos. Estas facies, sin coherencia primaria, son fácilmente alterables, aún bajo clima seco, y constituyen rocas blandas en posición inferior bajo las capas areniscosas duras (formación Borbón) de los relieves tabulares superiores.

Estas facies arcillosas sólo sobrepasan en contadas ocasiones los 200 m de altitud en las vertientes de las mesas, salvo detrás de Jipijapa en donde se elevan hasta los 400-450 m siguiendo el crecimiento altitudinal de la superficie tabular cimera. Ocupan toda la parte inferior de las vertientes en donde se caracterizan por relieves de suaves a moderados, con pendientes inferiores o cercanas a 40 %.

Los modelados son sin embargo variables:

- vertientes convexo-cóncavas al Este de Portoviejo y Rocafuerte;
- grandes vertientes fuertes, rectilíneas a cóncavas al Este de Jipijapa en las zonas con fuertes desniveles relativos;
- y pequeñas vertientes con concavidad muy marcada o con resaltos secundarios desarrollados sobre las capas con diferente dureza en toda la parte oriental por Paján o Noboa.

Estas vertientes bajan hasta los valles aluviales en su mayoría inferiores a los 100 m e incluso hasta por los 30-50 m en el caso de los más importantes: río Portoviejo al Norte o Puca al Sur.

Dos unidades edafológicas subdividen estos paisajes:

Unidad 24: Se trata de la unidad más común, que se extiende al Norte y al Sur de los relieves de las mesas. Ubicada por debajo de la influencia de las precipitaciones orográficas y ocultas, soporta un clima seco con larga estación seca. Las alteraciones moderadamente potentes dan nacimiento a suelos muy arcillosos, bisialíticos, vérticos saturados.

Unidad 23: Ubicada en la zona central, corresponde a los sectores sometidos a un clima semi-húmedo debido a la presencia de neblinas y garúas. Las alteraciones siempre arcillosas se desarrollan bastante profundas sobre el substrato de limolitas y arcillas arenosas. Los suelos, son arcillosos, vérticos, ligeramente desaturados y ácidos. La aparición de una estructura maciza en la superficie, que acompaña una ligera lixiviación de arcilla, corresponde a un estado de transición entre los suelos vérticos típicos y los suelos fersialíticos lixiviados de las zonas más húmedas.

Situados generalmente por debajo del estrato con humedad atmosférica ambiental, estas bajas vertientes arcillosas están por lo general ocupadas por pastos mejorados extensivos. Sin embargo, este substrato arcilloso se ve también afectado por movientos de masas, en cuanto la pendiente alcanza el 50 %, cuando estos fenómenos se ven amplificados por el pisoteo del ganado.

Los bajos relieves arcillosos asociados (unidades 32, 59, 101)

En cuanto nos alejamos del pie de las mesas, las grandes vertientes del entablamiento, armadas en su parte superior por la cornisa areniscosa, desaparecen y dan lugar a un aborregamiento de colinas que se extienden hasta la llanura central, al Este.

El substrato, idéntico a las bajas vertientes anteriores, está siempre constituido por las limolitas y arcillas arenosas de la formación Onzole. Se distinguieron tres paisajes homogéneos o compuestos.

Unidad 32: Esta ocupa grandes extensiones en las partes orientales y surorientales del Manabí. Se trata de un paisaje compuesto que asocia verticalmente los dos elementos del relieve de mesas. Abajo se extienden las bajas

vertientes arcillosas, suaves, cóncavas o con niveles intermedios que están dominadas por los testigos del entablamiento areniscoso. Pero aquí, la erosión más avanzada sólo dejó restos aislados de las capas cimeras. Estas, bajo la forma de colinas con vertientes rectilíneas y cimas subiguales, constituyen así los testigos de la antigua extensión los niveles estructurales areniscosos de las mesas hacia el Este, hasta el mismo reborde de la llanura en numerosos lugares. El retroceso hacia el Oeste, de unos 30 a 40 km en la región de Colimes puede explicarse en parte por la baja resistencia relativa (cimentación y cohesión incompletas) de las facies areniscosas de la parte superior.

Las altitudes de estas colinas areniscosas decrecen de 280-320 m al Oeste, hasta los 180-200 m al Este, siguiendo el decrecimiento general, estructural y de las altitudes. Su parte inferior sobrepasa pocas veces los 50 a 80 m.

Sobre estos paisajes compuestos, alteraciones y suelos muestran una estratificación vertical :

- En la parte superior areniscosa resistente, las pendientes fuertes superiores al 40 %, llevan alteraciones limosas, poco potentes, asociadas con afloramientos areniscosos desagregados y arenosos. Los suelos, de poco a medianamente profundos, tienen caracteres mólicos.
- Abajo, las alteraciones arcillosas medianamente profundas recubren los relieves moderados sobre limolitas y arcillas alterables, con pendientes generalmente comprendidas entre 12 y 40 %. Los suelos, poco profundos, son vérticos y ligeramente ácidos.

Unidad 59: A proximidad del contacto con la llanura, se extiende una aureola de relieves colinarios muy suaves, por lo general comprendidos entre 40 y 80 m cerca de la llanura pero que se elevan progresivamente hasta los 80-100 m al Norte de Pedro Carbo y 200 m en Cascol al pie de la mesa de El Guanábano. Son colinas muy bajas con vertientes suaves convexo-cóncavas y cimas rebajadas, anchas y aplanadas. Las pendientes, comprendidas entre el 12 y el 25 %, bajan muy suavemente hasta el contacto con la llanura, mediante una transición poco marcada.

Están ubicadas en la prolongación hacia el Este de las colinas subyacentes a las mesas, y también se desarrollan sobre las arcillas arenosas y limolitas idénticas. Pero aquí no subsiste ningún testigo areniscoso superior. Toda huella pudo ser borrada por la erosión posterior, pero no se ha demostrado que la sedimentación areniscosa haya también cubierto estas zonas periféricas.

Sobre estos relieves monótonos, muy suaves, las alteraciones arcillosas a arcillo-limosas son medianamente profundas, pues el clima ya es aquí relativamente seco. Los suelos, saturados y básicos, son vérticos, muchas veces planosolizados sobre los relieves más blandos.

Unidad 101: Entre los bajos valles arcillosos y la cordillera costanera al Sur, se extiende un relieve de colinas intermedias al Sur de Pedro Carbo. Estas bajan regularmente desde 120-150 m al contacto con la cordillera al Suroeste hasta por los 50-70 m en Pedro Carbo e Isidro Ayora al Noreste. Se caracterizan por cimas redondeadas y ensanchadas, suavemente onduladas, separadas por vertientes fuertes bordeando las estrechas entalladuras fluviales.

Pero su particularidad más importante radica en la existencia, en sus cimas de restos de esparcimientos arcillo-pedregosos rojizos. Este modelado ondulado prolonga la antigua superficie de esparcimiento que baja progresivamente hacia el Noreste desde la superficie de la cordillera de Chongón (unidad 18).

Los depósitos están aquí mejor conservados que en el Sur y se presentan bajo la forma de lentes discontinuas, de arcillosas a arcillo-arenosas rojizas, de 30 a 50 cm de espesor. Contienen una gran cantidad de bloques angulosos y redondeados de areniscas, rocas volcánicas silíceas y cuarzo, de tamaño generalmente centimétrico (0,5 a 5 cm) pero que pueden alcanzar 35 a 30 cm. Su porcentaje baja hacia el Noreste, paralelamente al decrecimiento de las altitudes.

Se debe considerar como los restos de un antiguo glacis de esparcimiento coluvio-aluvial, observado desde las superficies de erosión del techo de la cordillera costanera hasta el contacto con la llanura. Se trata de un episodio bastante antiguo:

- sólo subsisten lentes discontinuas en cimas de los relieves preexistentes y una disección de unos 50 m se realizó posteriormente al depósito;
- sus características de arcillificación y rubefacción parecen heredadas debido a las condiciones climáticas actuales relativamente secas; estarían más de acuerdo con un clima húmedo con estaciones alternadas;
- su terminación norte se junta insensiblemente con la llanura antigua de esparcimiento cuya edad es probablemente pleistocena.

Esparcimientos coluviales parecidos, rubeficados y localmente ferruginizados se encuentran en varios lugares de la parte costanera meridional y constituyen un importante hito de la evolución morfológica reciente.

Los relieves que se pueden observar actualmente resultan por lo tanto de una elaboración compuesta:

- Las ondulaciones cimeras constituyen la herencia de este amplio plano inclinado, glacís hoy en día disectado. Los suelos son fersialíticos, rojos, arcillo-limosos, ricos en suedoarenas.

- Las colinas subyacentes provienen de la revelación del substrato por la erosión posterior. Son particularmente fáciles de observar en las partes más deprimidas o sobre las faldas de los valles actuales en donde los ríos, con trazado paralelo a la pendiente longitudinal general, fluyen en el fondo de valles encajonados de unos cincuenta metros aproximadamente. Están desarrolladas sobre la sedimentación con dominante arcillosa, por limolitas y arcillas arenosas de la formación Onzole, que produce alteraciones de arcillosas a arcillo-arenosas potentes con suelos vérticos básicos.

UTILIZACIÓN Y EVOLUCIÓN MORFODINÁMICA ACTUAL

Entre los paisajes costaneros, los de las mesas del Manabí central y meridional son los paisajes en los cuales se puede notar una de las más espectaculares adaptaciones entre medio, utilización agrícola actual y morfodinámica.

Las superficies tabulares encaramadas (unidades 20 y 21), que gozan de una fuerte humedad ambiental debido a la presencia de precipitaciones ocultas (nubes, neblinas y garúa), conforman uno de los lugares privilegiados del desarrollo de la asociación de arboricultura tropical bajo sombra: café, cacao, banano y cítricos asociados con pastos mejorados extensivos y restos de bosques no desmontados. Todas estas actividades aseguran una buena protección del suelo y sólo algunos movimientos de masa localizados aparecen sobre pendientes fuertes. Su generalización sólo podría provenir de la extensión de los pastos, lo que no constituye la característica de la evolución actual.

Los abruptos areniscosos de contorno (unidad 22), muy sensibles a los movimientos de gravedad: deslizamientos, desprendimientos de paredes rocosas, derrumbes y deslaves, se ven muy poco afectados, pese a sus fuertes pendientes, porque gozan todavía de una cobertura vegetal forestal dominante y protectora.

Las bajas vertientes y relieves inferiores arcillosos son los paisajes más afectados por la morfodinámica actual:

- Sobre los bajos relieves ocupados en su mayoría por pastos mejorados extensivos (unidades 23, 24 y 32), se producen movimientos de masa comunes en circunstancias similares: pendientes superiores al 40 %, suelos arcillosos sobre substrato arcilloso con una discontinuidad de contacto, clima húmedo o seco con estación húmeda. Las formas más frecuentes son los pies de vacas, terracetas, golpes de cucharas, lupas de solifluxión y vertientes aborregadas. Sin embargo estos fenómenos no presentan la gravedad de los que se observaron en la depresión de Chone y sólo alcanzan raramente el estado de los desprendimientos y deslizamientos de paredes enteras de vertientes. No obstante, su control no deja de ser necesario.

- Los fenómenos más graves se producen, sin contestación alguna, sobre las bajas colinas arcillosas y arcillo-arenosas de la unidad 59. Allí, están ubicadas varias zonas grandes de cultivos anuales intensivos como el maní, el maíz, y las producciones de hortalizas, por Isidro Ayora o Lomas de Sargentillo, pero sobre todo el algodón alrededor de Pedro Carbo; que favorecen el desencadenamiento de intensos fenómenos de escurrimiento difuso y concentrado.

Estos se producen exclusivamente al principio de la estación lluviosa, entre diciembre y marzo, cuando los terrenos han sido preparados para recibir las semillas y presentan un suelo todavía desnudo, no protegido. Sobre pendientes aún suaves, una intensa erosión hídrica provoca un decapado superficial de los horizontes superiores y acumulaciones terreras de hondonadas que alcanzan y a veces, sobrepasan el metro de espesor durante una sola estación lluviosa. También observamos cavados lineales de torrenteras de orden métrico. Estos fenómenos se ven también todavía amplificados por la existencia de intercalaciones localmente más arenosas, numerosas en todas estas zonas.

Esta situación presenta consecuencias catastróficas fáciles de imaginar en las zonas de cultivos mecanizados como la del algodón y la toma de medidas de control y de protección (plantas que cubran el suelo al comienzo de la estación lluviosa, confección de pequeñas obras antierosivas...) constituye la condición "sine qua non" de la utilización racional de estas zonas, que por lo demás gozan de un buen potencial agrícola. Su desarrollo, que sólo podrá realizarse con irrigación, deberá necesariamente ser acompañado por medidas de protección destinadas a luchar contra esta susceptibilidad crónica al escurrimiento superficial.

- Por lo contrario, en las hondonadas y valles húmedos, la protección asegurada por los arrozales y los vergeles de arboricultura tropical con mangos, se muestra suficiente y los fenómenos dinámicos actuales están muy

poco desarrollados. Sólo se producen inundaciones de estación lluviosa, por desbordamiento de los riachuelos locales, pero siguen siendo relativamente poco importantes.

2.3.3. Las mesas "destruidas" occidentales

Entre Jama al Norte y la desembocadura del río Portoviejo al Sur, se extiende el tercer conjunto de relieve desarrollado sobre la misma alternancia sedimentaria: facies detríticas resistentes cimeras y capas arcillosas inferiores de las formaciones superpuestas Borbón y Onzole.

Ee una zona relativamente poco extendida de 15 a 20 km de ancho y cuyos límites reproducen casi perfectamente el diseño anguloso de la costa con dos direcciones preferenciales: SSO-NNE entre la desembocadura del río Portoviejo y el estero de Bahía de Caráquez al Sur, y luego entre Cabo Pasado y Jama al Norte y SSE-NNO entre Bahía de Caráquez y Cabo Pasado.

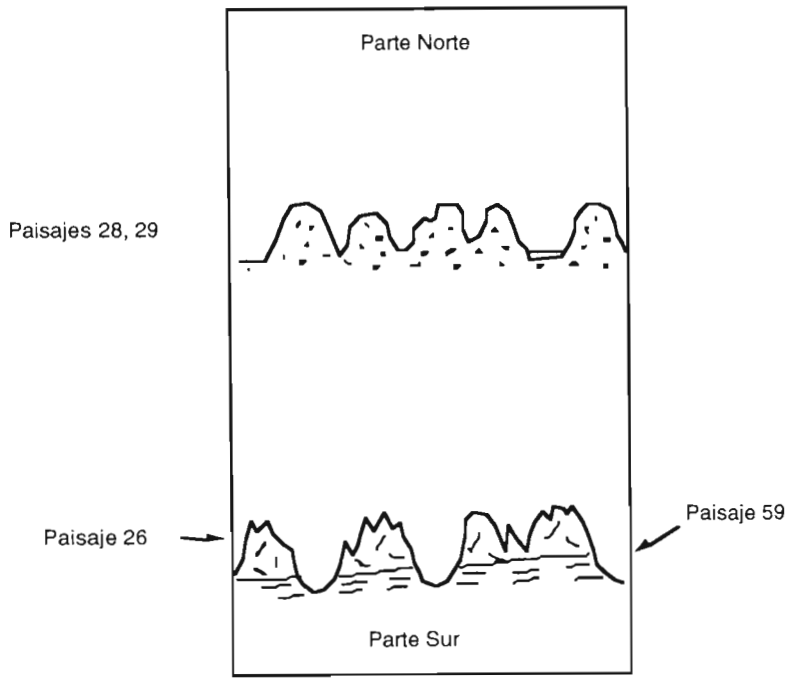
Los relieves, aunque modestos en cuanto a su desnivel relativo, son sin embargo, accidentados y presentan generalmente lomos longitudinales separados por estrechos valles encajonados con faldas empinadas. Las altitudes cimeras cercanas a los 300 m en la parte Sur, bajan progresivamente hasta los 200 m hacia el Norte, con fondos de valle que sólo en algunas ocasiones sobrepasan los 50 m.

Estas características traducen, en realidad bastante mal, el origen de estos paisajes que son antiguos relieves tabulares terciarios fuertemente disectados y hasta casi destruidos, esencialmente por razones litológicas y cuyas altitudes culminantes vuelven a diseñar la antigua superficie alta (Fig. 16).

Por su posición cerca del océano, estos relieves están sometidos a condiciones climáticas relativamente desfavorables. Las estaciones climáticas (Bahía, Jama) están ubicadas al borde del mar y permiten describir las condiciones secas que reinan en ese sector (precipitación media anual: 500-1.000 mm, número de meses secos: 9, déficit hídrico anual: 700-800, evaporación Piche: 950-1.050 mm).

En la franja costanera, con precipitaciones comprendidas entre 500 y 800 mm, se vuelve a encontrar el gradiente de disminución de las precipitaciones medias anuales de Norte a Sur, pero también según los cambios de orientación de la línea litoral y la presencia de relieves bajos, se puede notar la presencia de pequeñas zonas más

Fig. 16. Corte esquemático de las mesas destruidas occidentales



28, 29: Sedimentos detríticos areno-areniscos no diferenciados
26: Areniscas y limolitas
59: Limolitas y arcillas arenosas

Elaboración: A. Winckell

húmedas (con garúa) y otras muy secas.

Tierra adentro no se encuentran estaciones climatológicas, pero se estima que las cimas, al Norte de Bahía de Caráquez, gozan de condiciones más húmedas, gracias a precipitaciones orográficas y a la persistencia de la garúa en estación seca que reducen el número de meses secos a 5-7.

Las temperaturas medias anuales del borde del mar son ligeramente inferiores a 25°C y son probablemente del orden de 25,5°C en el interior de las tierras.

Bajo un clima tropical con larga estación seca, los suelos son bisialíticos, con un complejo absorbente siempre saturado.

Resumen

- *Antiguos relieves tabulares entre muy disectados y destruidos*
- *Clima tropical seco con larga estación seca*
- *Suelos arcillosos de erosión, poco profundos, poco evolucionados*
- *Pastos extensivos*
- *Escurrimiento difuso y concentrado*

Los relieves tabulares compuestos (unidades 28, 29)

Están ubicados exclusivamente en la parte septentrional, al Norte del Cabo Pasado, en donde constituyen los mejores vestigios de las antiguas superficies tabulares.

El relieve está compuesto por estrechas zonas cimeras, de onduladas a aplanadas, ubicadas por los 200-240 m al Este y que bajan progresivamente hasta los 150-180 m al Oeste. Siempre localizadas en la posición de interfluvios, se presentan como lenguas sinuosas de algunos cientos de metros de ancho sólamente, con un modelado superficial extremadamente suave, con pendientes siempre inferiores al 10-15 %, y que puede proseguir sobre varios kilómetros, como la que utiliza la carretera Canoa-Jama. Al acercarse a Jama y al Sur de Punta Ballena, el modelado se vuelve más acentuado, ya que la superficie ha sido disectada en pequeñas colinas convexas con cimas estrechas, redondeadas y subiguales.

Estos testigos superficiales que ocupan menos del cuarto de la superficie de las unidades cartográficas consideradas se prolongan mediante un ángulo claro por largas vertientes rectilíneas que bajan hasta las hondonadas, con pendientes superiores al 60 %. Por lo general resulta imposible descomponer su perfil, como era la norma en los otros dos subconjuntos tabulares, entre un abrupto cimero areniscoso y una baja vertiente suave arcillosa, salvo a lo largo de los cursos inferiores de los ríos Canoa y Briceño en donde los valles se ensanchan en las bajas colinas arcillosas.

La razón de esta ausencia de diferenciación nos parece litológica. En efecto, nunca pudimos anotar la clásica superposición de capa dura (Borbón) sobre capa blanda (Onzole). La sedimentación dominante está, en este caso, constituida por una alternancia confusa de limolitas y arcillas arenosas, de arenas y gravas no cimentadas, apareciendo el conjunto en el afloramiento muy poco coherente y produciendo formaciones muy pulverulentas. Están intercaladas con bancos arenosos y areniscosos, medianamente consolidados, pero nunca muy coherentes, sobre los cuales se elaboraron las estrechas superficies cimeras; pero también resulta clásico observarlos en las faldas de las vertientes.

Si bien la relación entre la inexistencia o por lo menos la extrema escasez de las capas resistentes y el poco desarrollo de las superficies cimeras es evidente, el problema de su origen sigue en pie. ¿ Se trata de una variación local en la sedimentación - las formaciones Borbón y Onzole presentando aquí facies similares - desempeñando así un papel geomorfológico único ? ¿U observamos hoy en día el resultado de una erosión que llegó al decapado casi total de las capas areniscosas cimeras, elaborando asi una superficie subestructural o estructural derivada ?

Las observaciones de campo no permiten concluir definitivamente, pero sigue siendo evidente que, en vista de los afloramientos que se pueden observar actualmente, la sedimentación superior pliocena nunca presentó aquí, ni el desarrollo, ni el espesor, ni la coherencia que muestra en los demás subconjuntos de Manabí.

Por lo tanto, en este modelado bastante disectado, dominan vertientes rectilíneas o con resaltos secundarios que se inclinan hasta valles coluvio-aluviales, con faldas con perfil en V. Sólo los más importantes poseen fondos planos aluviales. La baja progresiva de las altitudes del Sureste hasta el mar (¿ testimonio tectónico de la antigua superficie estructural ?) concuerda con la estructura regional y los buzamientos estructurales de la cordillera costanera de Jama.

Las variaciones entre las unidades cartográficas son de origen climático y edafológico.

Unidad 28: Ubicado al extremo Sureste y en la prolongación de la cordillera de Jama, se trata de un bloque tectónicamente delimitado por los accidentes de la cordillera y elevado durante el mismo episodio orogénico plio-cuaternario. Los testigos superiores de la superficie cimera fueron llevados a 370-400 m en el extremo Este y gozan así de condiciones climáticas semihúmedas.

Las alteraciones de las rocas del substrato, fácilmente meteorizables, son medianamente espesas, de limo-arenosas a limo-arcillosas. Sin embargo, son más potentes y con una granulometría más fina sobre las superficies que sobre las vertientes en donde el rejuvenecimiento provocado por la pendiente y el coluvionamiento producen alteritas más arenosas. Los suelos, con caracteres mólicos, poseen un régimen de humedad údico.

Unidad 29: Es la más extendida, ocupa toda la franja costanera, bajo condiciones tropicales secas. Aquí, la sequía acusada del clima esconde, en parte, la influencia de los modelados. Los productos de la alteración tienen en todas partes una tendencia de arenosa a limo-arenosa, muy pulverulenta en la estación seca. Sobre los abruptos, aparecen afloramientos pedregosos y rocosos a cada resalto de roca dura.

La cobertura edafológica resulta ser una asociación. Sobre las cimas de las colinas, los suelos son relativamente profundos, arcillosos, pero con una hermosa estructura poliédrica fina: son suelos con caracteres mólicos, saturados, con acumulación de carbonato de calcio en la parte profunda del perfil. Sobre las pendientes fuertes, son suelos poco evolucionados de erosión.

Las "mesas destruidas" (unidad 26)

Por oposición a los paisajes anteriores, éste, ubicado inmediatamente al Sur de Canoa, presenta formas que revelan más claramente las diferenciaciones litológicas subyacentes.

Es un relieve cuyas altitudes maximas, ubicadas en la parte oriental, están comprendidas entre los 250 y los 300 m, luego declinan rápidamente hasta los 100-150 m, encima del océano al Noroeste. Estas altitudes jalonan las cimas de lomos y crestas agudas, alargadas desde el SSE hacia el NNO, en forma perpendicular al trazado de la costa. Estas crestas están limitadas por faldas empinadas con abruptos rectilíneos, que dominan luego bajas vertientes más suaves, con perfiles de concavos a convexo-cóncavos hasta valles coluvio-aluviales. Se puede reconocer allí la superposición típica de capa dura sobre capa blanda, pero las modalidades de la repartición geomorfológica difieren.

- Arriba, los relieves en lomos longitudinales son los últimos testigos de las capas cimeras areniscosas y arenosas con intercalaciones limosas y conglomeráticas de la formación Borbón. Toda huella superficial prácticamente a desaparecido y sólo la subigualdad de las altitudes que bajan hacia el Noroeste permite reconstruirla. Sin embargo, algunos escasos testigos, muy estrechos y aislados, subsisten todavía en Buenos Aires por los 220-250m, al SSO de Bahía de Caráquez. Esta disección muy avanzada tiene que estar relacionada, también en este caso, con la baja cohesión intríseca de las facies locales: areniscas, conglomerados poco cimentados y arenas; fenómeno ya anotado para los relieves de la región de Canoa. Sobre las escasas superficies existentes, las alteraciones son, debido a condiciones climáticas con sequía acentuada, de poco a medianamente profundas, arenosas a areno-arcillosas. Los suelos son poco evolucionados.

Sus vertientes son fuertes, rectilíneas o irregulares con resaltos intermedios sobre las diferenciaciones litológicas. Las pendientes son por lo general superiores al 50-70 %, y constituyen la mayor parte de la unidad cartográfica. Las pendientes fuertes y el clima tropical seco no favorecen una alteración importante. Las formaciones superficiales se componen por lo tanto, de una asociación de alteritas arenosas, por lo general coluvionadas y afloramientos rocosos y pedregosos sobre cada estrato de capa areniscosa más resistente. Los suelos son muy poco profundos.

- Debajo, la unión con las hondonadas coluvio-aluviales se realiza por bajas vertientes arcillosas, suaves, de cóncavas a convexo-cóncavas, cada vez menos desarrolladas a medida de que nos acercamos al océano, debido al hundimiento de los estratos areniscosos hacia el Noroeste.

Para la comodidad de la exposición y para hacer resaltar las similitudes con los otros dos conjuntos anteriores, los hemos clasificados como relieves tabulares, lo que corresponde a la realidad sólo en forma parcial. En efecto, esta unidad sigue siendo afectada por buzamientos globales hacia el Noroeste de 2 a 5°C y hasta localmente superiores, al Sur del estero de Bahía de Caráquez. Estos modelados podrían por lo tanto ser definidos como "relieves monoclinales destruidos".

Estas inclinaciones son conformes a la estructura regional. Nos encontramos aquí sobre la falda occidental del anticlinal de Chone, cuyo paroxismo tectónico prosiguió hasta el mioceno superior (fuerte levantamiento de las

capas areniscosas de la formación Angostura del Mioceno medio a inferior) pero continuo hasta el Plioceno cuaternario afectando con un ligero basculamiento los depósitos Onzole y Borbón del Mioceno medio a Plioceno.

En la región de Bahía de Caráquez, los movimientos parecen haber sido más importantes. Además, se verificó la existencia de grandes accidentes quebradizos de orientación SSO-NNE, paralelos a la costa. Están ubicados en la prolongación de los de la cordillera costanera norte, hasta El Pueblito en la desembocadura del río Portoviejo al Sur. Estas fallas, de tipo normal, dispuestas en escalera, llevan a un levantamiento relativo del compartimiento occidental y contribuyeron así a acentuar el buzamiento del bloque. Están localmente fosilizadas por depósitos detríticos no desnivelados de la formación Borbón, lo que atestigua, por lo menos en parte, de su anterioridad.

Las bajas vertientes arcillosas (unidad 59)

Como lo anotamos anteriormente, sólo poseen una importancia significativa al Sureste, al pie de los abruptos. Atrapados entre estos últimos y los relieves monoclinales areniscosos y calcáreos o las altas colinas arcillosas, ubicados más al Este, constituyen una verdadera mini-depresión periférica al pie del abrupto terminal de las "mesas" occidentales.

No difieren mucho de las que están ubicadas al pie de las demás mesas del Manabí: bajas vertientes y colinas moderadas, con perfiles suaves de cóncavos a convexo-cóncavos y pendientes comprendidas entre el 25 y el 40%. Desarrolladas sobre las facies blandas, limolitas y arcillas arenosas, estas colinas que sobrepasan raramente los 100 m de altitud, llevan alteraciones medianamente profundas, de arcillosas a arcillo-arenosas. Los suelos, vértices básicos, tienen un régimen de humedad ústico.

UTILIZACIÓN Y EVOLUCIÓN MORFODINÁMICA ACTUAL

Estas regiones, sometidas a condiciones climáticas secas, están cubiertas por una vegetación natural arbustiva poco recubridora y protectora. Sólo son objetos de una utilización agrícola bastante restringida con pastos extensivos mejorados pero secándose en forma dramática durante la estación seca sobre los relieves. Cuando aumenta la humedad, en los valles aluviales y las hondonadas, o sobre las alturas sometidas a la garúa, se ven asociados con un poco de arboricultura tropical.

Sobre suelos y alteraciones con dominante arenosa, se desarrollan fenómenos de escurrimiento difuso y luego concentrado que llevan a un decapado del horizonte superficial, con la formación de rasguños, surcos, luego torrenteras y excepcionalmente barrancos de dimensiones métricas con depósitos terreros superficiales en las hondonadas. Estos fenómenos, felizmente, todavía muy localizados debido a la escasa ocupación de este medio, se producen en la casi totalidad de las unidades 28, 29 y 26 cuando están cubiertas por pastos.

Están asociados con algunos movimientos de gravedad localizados (derrumbes y desprendimientos de paredes abruptas) sobre las pendientes más fuertes de la unidad 26. Por fin, movimientos de masa típicos (pie de vaca, deslizamientos, solifluxión) son visibles en los pastos establecidos sobre las vertientes arcillosas (unidad 59 y a veces 28 y 29).

No obstante, estos fenómenos no presentan un acentuado carácter de gravedad en relación con la poca utilización del medio. Sin embargo, no debemos subestimar la sensibilidad crónica de estas formaciones a los escurrimientos.

2.4. LOS RELIEVES NATURALES DE LA REGIÓN DE MANTA

Este grupo de paisajes ocupa una posición geográficamente excéntrica. Constituye la totalidad de la excrescencia redondeada marcada del cabo San Lorenzo, más allá de los dos tramos costaneros de dirección NNE-SSO de Bahía de Caráquez a Jaramijó al Norte y de Puerto Cayo a Puerto López al Sur.

Su límite oriental, perfectamente rectilíneo en la prolongación de la dirección anterior, corresponde a la terminación occidental de los cerros de Portoviejo, Montecristi y del tramo Sur de la cordillera costanera por Membrillal. Pese a la proximidad del océano, se trata de una zona topográficamente bien diferenciada cuya principal característica es la disimetría. Con excepción de las regiones de Manta y Jaramijó en donde las altitudes no sobrepasan los 50 m, toda la zona localizada al Oeste de la carretera Manta-Montecristi presenta un relieve bastante accidentado y una elevación rápida de las altitudes hasta 300-320 m a lo largo de una línea Este-Oeste que pasa por el cabo San Lorenzo y El Aromo, pueblo detrás del cual está ubicado el punto culminante a 365 m. Desde allí, se extiende un amplio plano inclinado, con un modelado suave y monótono, únicamente entallado por pequeños valles que bajan con pendientes suaves y regulares hasta Puerto Cayo al borde del mar, al Sur. Al pie de los relieves de la cordillera, las altitudes se elevan suavemente hasta alcanzar unos 150 m.

Como promontorio adelantado hacia el océano, el cabo de San Lorenzo recibe directamente los efectos resecantes de la corriente fría de Humboldt. Cerca de la costa, las condiciones son aún más rigurosas que en Manta, la precipitación media anual es de 240 mm (y apenas 45 días de lluvia por año), todos los meses del año muestran un neto déficit hídrico, el déficit anual sobrepasa los 2.000 mm. Las estaciones que existen tierra adentro (Camarones, Los Cerros) también están ubicadas en la zona árida; pese a unas precipitaciones medias anuales ligeramente superiores a 400 mm, el número de meses secos es de 12. No existen estaciones climatológicas en las demás zonas que fueron reconocidas y delimitadas únicamente por la cobertura de vegetación natural.

Los relieves ubicados al Este y al Sureste inmediato del Cabo San Lorenzo gozan, por su altitud, de un crecimiento de la humedad por precipitaciones, pero sobre todo por humedad atmosférica. Las cantidades máximas registradas alcanzan 800 mm y delimitan una zona de clima seco y hasta semihúmedo en la cima.

También se puede notar que las temperaturas medias anuales son elevadas (25,3°C) y que, durante el año, las temperaturas medias mensuales varían de 23,9°C a 26,8°C.

El pedoclima sigue siendo seco a muy seco, y las acumulaciones de carbonato de calcio y hasta de yeso, son frecuentes.

Resumen

- *Clima tropical seco a subdesértico*
- *Colinas sedimentarias muy erosionadas*
- *Mesetas y llanuras sobre sedimentos recientes, ondulados y disectados en forma desigual*
- *Suelos arcillosos vérticos, moderadamente profundos, más o menos planosolizados*
- *Vegetación natural de seca a subdesértica, pastos localizados*

2.4.1. Las colinas erosionadas del cabo San Lorenzo (unidad 55)

Paisaje característico de este medio, ocupan una franja litoral de 5 a 10 km de ancho desde Manta al Norte hasta el Sur del cabo San Lorenzo. Allí aflora una serie sedimentaria antigua (formación San Mateo, Eoceno medio a superior) constituida principalmente por areniscas de finas a medias en capas decimétricas de color amarillo a ocre-amarillo, interestratificadas con lutitas, arcillas y conglomerados. Las facies arcillosas se vuelven dominantes hacia la cima de la sedimentación, pasando gradualmente a las lutitas y arcillas oligo-miocenas de la formación Tosagua que afloran al Oeste de la ciudad de Manta. Se trata de los primeros términos de la sedimentación costanera, que constituyen el basamento de los relieves de esta zona, recubierto en otras partes por depósitos más recientes.

Pero estas características litológicas sólo ejercen una influencia secundaria sobre las formas de relieves. En efecto, dos grupos de factores son preponderantes:

- La tectónica, por una parte, que es responsable de la rápida subida de las altitudes entre el océano al Norte en donde los acantilados se elevan a 50 m aproximadamente y la zona de El Aromo en donde los modelados culminan por los 320-360 m. En los documentos geológicos a 1:100.000 constan dos direcciones, NNE-SSO y E-O. La primera no se marca en la topografía, pero contribuye a guiar una mayoría de ejes de la red hidrográfica orientada SSO-NNE, por lo menos en su curso superior.

La segunda es una falla regional, afectada por descolgamientos, que sigue desde el cabo San Lorenzo hasta el Sur de los cerros de Montecristi, y luego de Hojas al Oeste de Portoviejo. Se caracteriza por un claro levantamiento del compartimiento Sur con, sin embargo, un movimiento aparentemente diferencial; la zona de El Aromo parece estar más afectada que la parte oriental al Sur de Montecristi-Portoviejo.

Su influencia sobre la morfología actual es manifiesta y este levantamiento reciente se traduce por una inclinación acentuada de los interfluvios y superficies residuales cimeras hacia el NNE. La realidad resulta ser más compleja ya que los trabajos de fotointerpretación nos permitieron evidenciar otros accidentes secundarios con dirección O-E y ONO-ESE. Estos delimitan varios compartimientos mediante un relieve en gradas y un escalonamiento de las superficies: cada bloque Sur domina el bloque Norte por un desnivel marcado de 20 a 50 m.

- La erosión, por otra parte, originó la avanzada disección de este sector. El relieve aparece en efecto como desmenuzado y resulta de una asociación de interfluvios estrechos con forma de lomos alargados del SSO al NNE que dominan, por vertientes empinadas, rectilíneas o irregulares, valles profundamente encajonados. Por lo general, son estrechas quebradas que se ensanchan al aproximarse a Manta. Los desniveles relativos, del orden de los 200 m al Sur no sobrepasan los 50 m al Norte, pero la disección sigue siendo importante.

Esta disección antigua ha sido reemplazada por una intensa erosión superficial reciente y actual que ha abarrancado la mayoría de las vertientes accidentadas. Los escurrimientos difuso y concentrado llevaron a un deca-

pado generalizado del manto de alteritas y a la formación de surcos, torrenteras y barrancos. Los afloramientos son arcillosos, arenosos, pedregosos o rocosos pero alcanzan casi siempre el substrato. Las partes bajas de las vertientes son recubiertas por acumulaciones terreras superficiales y conos de deyección en la desembocadura de cada incisión lateral.

Las razones de este intenso abarrancamiento son de orden climático y antrópico. En esta zona, con condiciones climáticas secas, la vegetación natural arbustiva muy abierta no asegura una protección suficiente del suelo cuando empieza la estación lluviosa. Además, estas regiones han sido y siguen siendo ocupadas por una ganadería caprina extensiva, cuyos efectos son particularmente nefastos sobre estos terrenos accidentados semidesérticos.

En estas condiciones los suelos con régimen de humedad arídico presentan perfiles muy poco diferenciados. El horizonte humífero está poco marcado. La textura es arcillosa debido a la naturaleza del material original. Son suelos vérticos, con acumulación de yeso.

2.4.2. Las mesas litorales encaramadas (unidades 110, 111)

Ocupan la casi totalidad de la falda sur de los relieves anteriores, que se traduce por un plano inclinado que baja suavemente desde los 320-360 m en El Aromo hacia el Suroeste, en donde terminan a 80-100 m, sobre la orilla derecha del río Salado. Se extienden también al interior de un triángulo ubicado entre Manta, el cerro de Montecristi y Jaramijó en donde sus altitudes se escalonan de 150-200 m al Sur, a 50 m al Norte.

Los modelados superficiales son notables en todas partes y están compuestos por una asociación intrínseca de dos paisajes. La dominante está constituida por las superficies de planas a ligeramente onduladas, con pendientes inferiores al 12 %; éstas están separadas por valles encajonados con faldas empinadas de 50 a 100 m de desnivel relativo.

Sin embargo, las modalidades de esta asociación difieren de una zona a otra. En el sector más alto, por El Aromo, las superficies poco disectadas ocupan la casi totalidad del espacio mientras que sobre la periferia, las entalladuras se vuelven más numerosas, rodeando las superficies subsistentes bajo la forma de franjas alargadas. Entre Manta y El Aromo, se reducen a estrechos testigos cimeros encaramados sobre los interfluvios disectados del paisaje anterior. Por Montecristi o Jaramijó, los desniveles no sobrepasan nunca los 50 m y las entalladuras toman la forma de valles coluviales cóncavos.

La continuidad de todas estas superficies se debe a la existencia de transgresiones marinas recientes que depositaron una sucesión de sedimentos detríticos (Fig 17). Están compuestas principalmente por capas decimétricas alternadas de arenas y areniscas más o menos cimentadas (algunos niveles con un elevado contenido de residuos conchíferos), de areniscas calcáreas fosilíferas, de lumaquelas y de niveles pedregosos y conglomeráticos entre los cuales hay un conglomerado basal bien cimentado. Esta formación lleva el nombre de Tablazo, por analogía a las terrazas marinas del Norte de la costa peruana. En Ecuador, también está bien representada por Salinas y la Isla Puná.

Los estudios que realizamos para la cartografía geomorfológica a 1:200.000 llevaron a conclusiones que no concuerdan con los documentos e interpretaciones geológicos existentes.

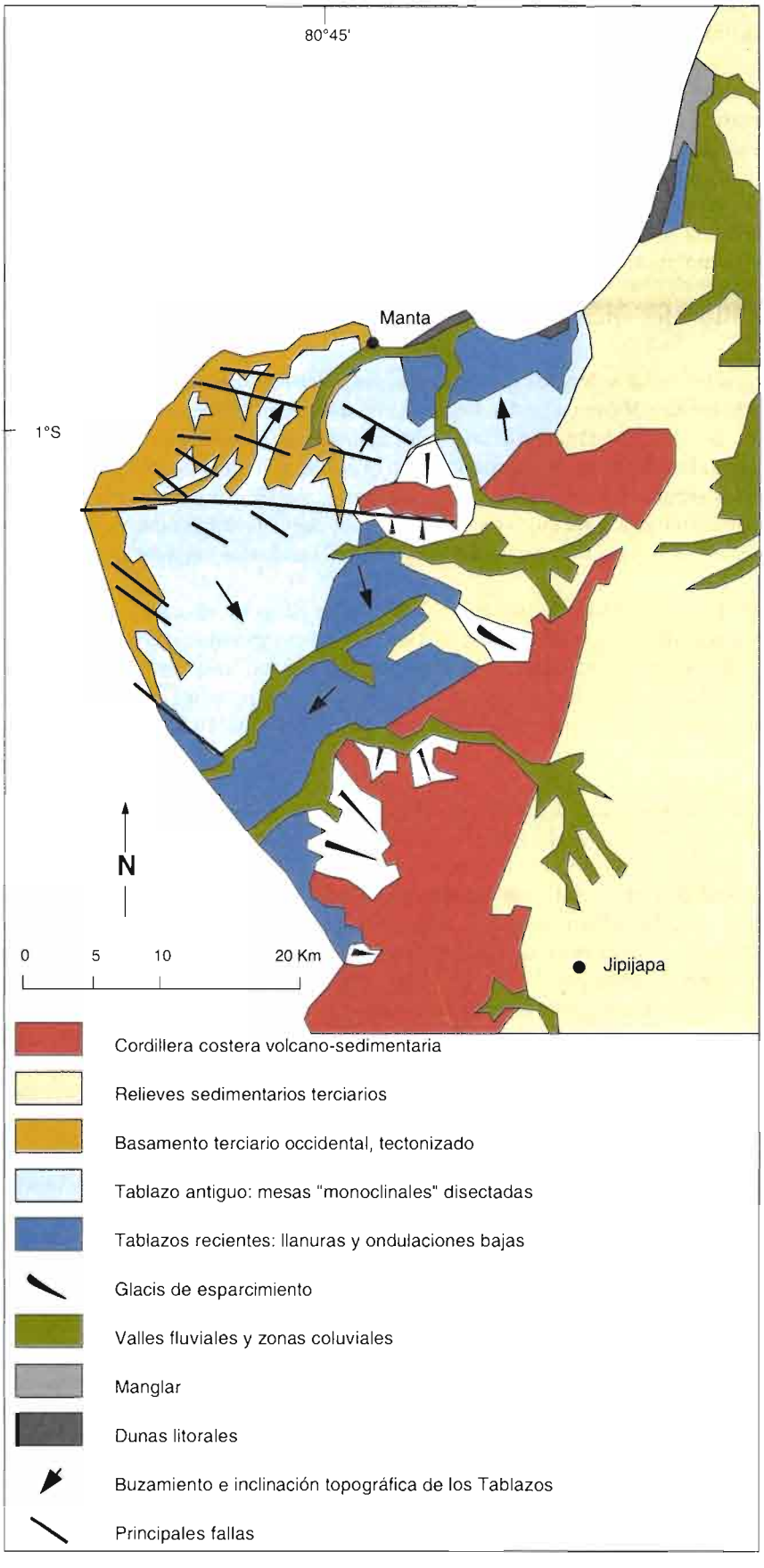
- Mientras las teorías geológicas actuales hablan de un solo nivel de depósitos marinos pleistocenos, fracturados y luego desnivelados por una tectónica cuaternaria, pensamos que, sin negar la existencia de tales movimientos recientes, los diversos niveles encontrados provienen sobre todo de formaciones diferentes, escalonadas altitudinal y temporalmente.
- No tomamos en cuenta la formación Canoa (del Plioceno medio a superior - E. Savoyat, hoja geológica de Montecristi a 1:100.000, 1971) cartografiada en toda la parte sur del paisaje considerado. Los terrenos así denominados están en perfecta continuidad estructural y geomorfológica con los afloramientos reconocidos como "Tablazo" más al Norte. Estimamos por otra parte que extensos sectores cartografiados como "Canoa" podrían pertenecer al segundo nivel de los "Tablazos".

Estudios de campo y resultados de fotointerpretación nos permiten por lo tanto afirmar que estamos aquí en presencia de los depósitos "Tablazo" más antiguos, que han fosilizado totalmente los relieves anteriores bajo una serie detrítica estratificada de por lo menos 20 m de espesor. Sus caracteres estructurales arman los paisajes actuales que podemos calificar de pequeñas mesas litorales.

Se trata de depósitos transgresivos, consecutivos a una inmersión terrestre local, que son probablemente de edad pleistocena ya que han sido afectados por la tectónica cuaternaria:

- levantamiento hasta por los 350 m en El Aromo;
- rupturas repetidas sobre la falda norte hasta Manta;
- basculamiento claro de esta cobertura hacia el SE al Sur de El Aromo. Esta edad pleistocena, por otra parte,

Fig. 17. Los Tablazos de Manta-San Lorenzo



Elaboración: A. Winckell; Fuente: Inventario PRONAREG-ORSTOM, hoja de Portoviejo

concuerda perfectamente con la disección posterior, bien avanzada, realizada por una red hidrográfica conforme las pendientes estructurales heredadas de la tectónica: dirección NE al Norte y SE al Sur.

Es interesante anotar que estos movimientos tectónicos (fallas, levantamiento y basculamiento), están localizados exactamente en el lugar en donde la cordillera submarina de Carnegie entra en colisión con el continente. ¡Los efectos son localmente impresionantes, ya que estos depósitos de transgresiones marinas pleistocenas han sido llevados a altitudes superiores a los 350 m(!)

En la zona más afectada por la tectónica, y que ha sufrido la erosión más agresiva al Oeste y al Suroeste de Manta, sólo subsitieron testigos residuales encaramados. Estos constituyen las cimas planas de los interfluvios anotados en la unidad 55.

Unidad 111. Es la parte más elevada con altitudes superiores a los 300 m y condiciones climáticas de secas hasta semihúmedas al Suroeste de El Aromo. El contraste climático es particularmente marcado en las regiones circundantes con dominante de seca a subdesértica, que se ve amplificado por el hecho de que esta zona alta es el primer obstáculo a la circulación de las nubes desde el océano. La sensación de frescura es muy acentuada y la presencia de garúa frecuente.

Las alteraciones medianamente profundas, son más potentes, de limo-arenosas a limo-arcillosas. Sobre las vertientes de las quebradas, alternan con resaltos conformados por afloramientos rocosos sobre los bancos más consolidados de areniscas y lumaquelas. Los suelos, con un régimen de humedad ústico, son planosoles que presentan un hermoso horizonte álbico (hasta 40 cm de espesor). En profundidad, la estructura es maciza y la textura es muy arcillosa. Las características vérticas se exteriorizan en bellos slickensides.

Unidad 110: Ubicada sobre el contorno de la anterior y más abajo, se caracteriza por un clima semidesértico. Además, los diferentes elementos del paisaje se reparten en proporciones iguales: interfluvios planos estrechos y alargados sobrepasan raramente los 500 m a 1 km de ancho y numerosas entalladuras en quebradas bastante abruptas río arriba, se transforman en pequeños valles cóncavos, río abajo.

Las alteritas son poco profundas, de arenosas a areno-arcillosas. En las hondonadas, los depósitos terrígenos superficiales arenosos colindan con las alteritas arcillosas medianamente profundas sobre antiguos depósitos coluvio-aluviales arenosos. Los suelos, arcillosos, presentan un régimen de humedad arídico. Son vertisoles muy básicos asociados, cuando el relieve se vuelve más suave, con planosoles.

2.4.3. - Las llanuras y ondulaciones costeras (unidad 114)

Representan el segundo término, más reciente, de las transgresiones marinas pleistocenas. Estas llanuras están ubicadas proximas al océano, sobre los rebordes Norte, Sur y Sureste de los anteriores relieves.

Al Norte, dibujan una media luna desde Manta hasta el Este de Jaramijó que, en su parte media, no sobrepasa un ancho máximo de 10 km. Se presentan bajo la forma de ondulaciones poco marcadas con amplios interfluvios rebajados de planos a convexos separados por valles coluviales cóncavos bastante amplios. Las altitudes varían entre 30-50 m al Sur y 0-5 m al borde del océano, los desniveles relativos son por lo tanto muy poco marcados.

Al Sur ocupan un espacio más extenso bajo la forma de un triángulo que penetra hacia el interior, entre la terminación de la mesa antigua (unidad 110 al Norte) y los relieves de la cordillera al Sur. Las características paisajísticas son idénticas que las de la zona Norte, con, sin embargo, altitudes un poco más elevadas que alcanzan aproximadamente 150 m al contacto con los relieves del contorno Noreste y notables zonas planas bastante extensas al borde del océano por Cantagallo, al Sur.

La simple descripción de los modelados globalmente parecidos a los de los paisajes anteriores, no basta para explicar su diferencia. Constituyen un medio original porque presentan otras características significativas:

- Las formaciones, también detríticas, están esencialmente constituidas por capas superpuestas de arenas poco o nada areniscosas, localmente interestratificadas con capas más arcillosas o tobáceas. Por comparación con las formaciones anteriores, esta generación no lleva niveles cimentados importantes de areniscas, calizas o lumaquelas. La granulometría más fina parece indicar un medio de depósito con menor energía, atestiguado además por la presencia de intercalaciones arcillosas y la escasez de depósitos de conchas: estos últimos parecen ser más numerosos en las capas inferiores, que comprenden también localmente importantes lentes pedregosos.

- Con oposición al anterior, este conjunto no se ve afectado por la tectónica quebradiza cuaternaria. Las superficies y niveles están en continuidad topográfica. El único accidente tectónico importante, con orientación NO-SE, jalona el contacto entre las dos generaciones de depósitos al Norte de Cantagallo, y aparece según toda probabilidad, como anterior al segundo nivel. Existen también pequeños desniveles por Puerto Cayo, en donde

afectan el reborde litoral donde provienen de procesos locales, difíciles de generalizar y de acciones recientes a subactuales fluviales y/o marinas.

- Pero las enseñanzas más importantes provienen del estudio de los contactos entre las dos formaciones. Al Sur, los estratos inclinados del primer conjunto son evidentemente anteriores porque están recubiertos por los niveles arenosos subhorizontales de los depósitos más recientes. Al Norte, el contacto toma otro aspecto, se trata de un pequeño abrupto atenuado de unos diez metros de desnivel ubicado por los 40-50 m de altitud. Distante del litoral de unos diez kilómetros por Manta, vuelve a unirse con este al Oeste de Jaramijó. Su aspecto general sinuoso que reproduce escotaduras cercanas a las de la costa actual, permite identificarlo como una antigua línea de costa, diseñada en el nivel antiguo de estos depósitos.

- Por fin, estas observaciones se ven corroboradas por un estudio similar sobre formaciones semejantes en la península de Salinas.

En este segundo conjunto con un relieve muy monótono, son las características climáticas las que rigen la producción de alteritas. Bajo un clima de semi-desértico a desértico, las formaciones con dominante arenosa sólo se alteran superficialmente. Las alteritas son poco potentes, de areno-arcillosas a arenosas hasta en la superficie.

Los suelos poseen un régimen de humedad arídico, las acumulaciones de carbonato de calcio son generalizadas a partir de 50 cm. Constituyen hermosos planosoles: el horizonte álbico, siguiendo un horizonte humífero poco marcado, es espeso, arcillo-limoso y pulverulento en la estación seca. El horizonte subyacente, oscuro, está siempre muy bien y muy finamente estructurado. Sólo debajo de este horizonte aparece una estructura maciza a veces con algunos slickensides.

UTILIZACIÓN Y EVOLUCIÓN ACTUAL

Debido a las condiciones climáticas extremadamente rigurosas, estas zonas se ven desfavorecidas y la utilización agrícola está poco desarrollada. Se concentra casi exclusivamente en la parte alta, ligeramente más húmeda, un dominio de pastos mejorados asociados con arboricultura tropical poco desarrollada. En las zonas bajas, las más secas, la vegetación natural arbórea o arbustiva ocupa la mayor parte del espacio con algunos claros de policultura familiar a base de maíz, maní e higuerilla asociados con una ganadería extensiva.

Pero pese a esta baja intensidad, se desarrollan fenómenos morfodinámicos localmente muy activos y la vertiente norte de estos relieves, al interior del triángulo San Lorenzo-Montecristi-Manta es una de las regiones costaneras en donde los procesos de erosión están más desarrollados y el abarrancamiento constituye el rasgo más característico de estos paisajes.

Se trata sobre todo de escurrimientos difusos y concentrados, favorecidos por una parte por la ausencia de coherencia de las formaciones del substrato y de las alteraciones y, por otra parte, por la protección insuficientemente asegurada por la cobertura vegetal. Esta última, de arbustiva a arbórea, de seca a semi-desértica, se encuentra muy abierta cuando empiezan las primeras lluvias de diciembre-enero, al fin de la estación seca. Esta degradación se ve todavía más acentuada por la utilización actual de gran parte de estos terrenos para el recorrido de ganado caprino, al origen de importantes destrucciones. Estos considerables estragos constituyen unos de los rasgos característicos del paisaje 55, y fueron tratados antes en la descripción del mismo.

Pero fenómenos menos importantes se producen también sobre las ondulaciones de las unidades 111 y 114, en donde el escurrimiento difuso y luego concentrado lleva al decapado de las capas superficiales arenosas sin coherencia interna, a la incisión de torrenteras y a la formación de depósitos terreros superficiales arenosos en las hondonadas o como recubrimiento de los aluviones de los valles.

En la unidad 110, sometida a un clima más húmedo y con una mejor cobertura del suelo (pastos mejorados y arboricultura tropical), los fenómenos de escurrimiento son poco intensos. Se manifiestan sobre todo, en las faldas de las entalladuras abruptas en donde están asociados con algunos movimientos de gravedad: deslizamientos y desprendimientos. Estos procesos se encuentran también, pero en forma todavía más localizada, en las paredes de las vertientes y entalladuras de la unidad 111.

3. LA PENíNSULA DE SALINAS Y LA ISLA PUNÁ

La apelación "península de Salinas" deberia sera reservada unicamente para la excrecencia que constituye el pequeño promontorio al Oeste de Santa Elena. Hemos utilizado esta expresión, para seguir la costumbre del país, donde se suele generalizar esta expresión para nombrar el conjunto de relieves ubicados al Sur de la cordillera costanera de Guayaquil a Colonche.

Con una forma casi rectangular, la península se caracteriza por tener límites paralelos muy marcados. Al Norte, es la vigorosa terminación de la cordillera costanera de dirección SE-NO, mientras que la costa meridional, 50 a 60 km más al Sur presenta exactamente la misma dirección, pero cortada en varios tramos. Los límites Este y Oeste, distantes de unos 90 km, son ortogonales a los anteriores con direcciones SO-NE; sin embargo, la costa Oeste, remodelada por erosión marina, presenta un perfil con dominante encorvada.

Es una zona topográficamente bien diferenciada y compuesta por tres conjuntos.

- En posición central se extiende la cordillera de Chanduy-Playas, con dirección SSE-NNO. Es un eje de relieve constituido por altas colinas, en donde las altitudes sobrepasan los 300 m; éste constituye el armazón principal del relieve de la península y separa los otros dos conjuntos.
- El triángulo occidental está constituido por modelados monótonos de glacis y ondulaciones suaves, que resultan de sedimentaciones terciarias desgastadas por la erosión o de transgresiones cuaternarias, que raramente sobrepasan los 80-100 m de altitud y se inclinan suavemente hacia el litoral.
- Al Este, los relieves de la cuenca sedimentaria de Progreso son por lo contrario muy diversificados: monoclinales al Oeste, colinas fuertemente disectadas en Gómez Rendón, mesa encaramada de Bellavista, colinas monótonas de Playas y Chongón, etc. Las altitudes promedias oscilan alrededor de los 150 m, las cimas no sobrepasan los 200 m, pero al Norte, los relieves de Bellavista alcanzan los 400 m. Esta zona se termina al Este por una importante franja costanera de depósitos fluvio-marinos recientes cubiertos por manglares y vegetación herbácea halófila.

La isla Puná, ubicada en el eje del estuario deltaíco del río Guayas, constituye con toda evidencia la prolongación de los relieves de la península de los cuales guarda los rasgos estructurales mayores. Así mismo, asocia los altos relieves (259 m en el Cerro Zambapalo al Sur), las extensiones monótonas, de colinarias a planas al Noroeste y las franjas con manglares al Sureste.

La segunda característica principal es de orden climático. En posición avanzada hacia el Oeste en el Océano Pacífico, la región de Salinas constituye el último obstáculo septentrional a la corriente fría de Humbolt, a partir del cual esta última se desvia hacia el Noroeste en dirección al archipiélago de las Galápagos. Sus efectos desertificadores son muy marcados en esta región en la cual se desarrolla un fuerte gradiente pluviométrico desde Salinas en donde la pluviometría ya sólo es de 100 mm con fuertes variaciones interanuales hasta Guayaquil al Noreste, en donde llueve anualmente unos 800 mm.

Los suelos son esencialmente bisialíticos con numerosas acumulaciones de carbonatos. El desarrollo de estos está estrechamente relacionado con el relieve. La erosión rejuvenece los perfiles y los suelos profundos sólo existen sobre los relieves muy poco marcados.

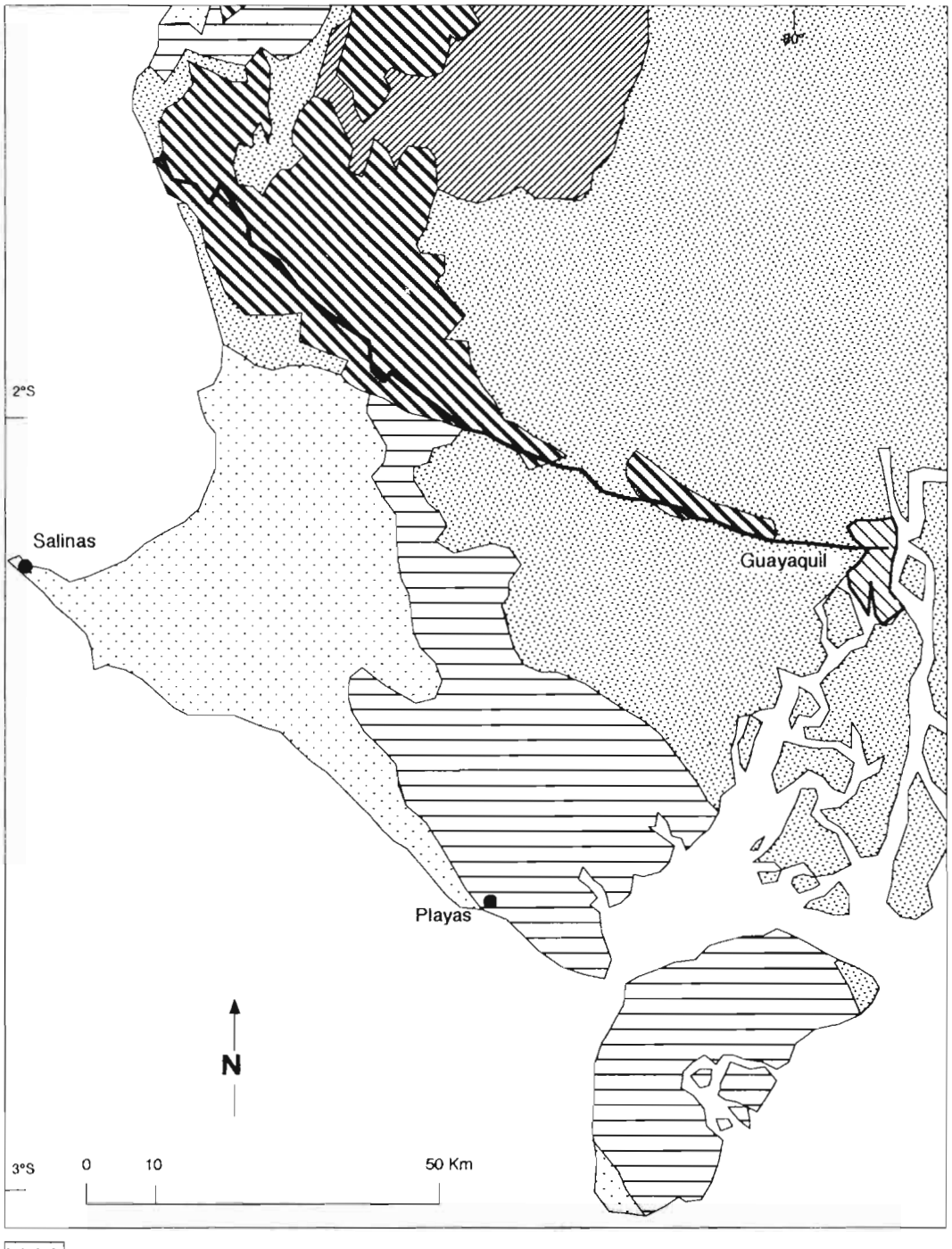
El clima subhúmedo al Este se acerca al árido por Santa Elena y Salinas en donde sólo resisten cactos, arbustos dispersos y una vegetación herbácea discontinua (Fig. 18). En estas condiciones, la utilización agrícola está muy poco desarrollada y se ve limitada a las regiones menos desfavorecidas del Noreste y en algunos valles privilegiados, con posibilidades de regadío río abajo de las represas artificiales sobre los bordes de los cuales se practican cultivos de decrecida. Los relieves más altos gozan también aquí de una sequía menos acentuada por la existencia de precipitación oculta de garúa o neblina.

Pese a una ocupación humana poco intensa con excepción de los polos turísticos de Salinas y Playas, se desarrollan actualmente fenómenos morfodinámicos en algunas zonas sensibles: escurrimientos difuso y concentrado sobre las tierras agrícolas trabajadas al principio de la estación lluviosa en el Noreste o sobre las extensiones con estratos herbáceos discontinuos al extremo Oeste, pero también una removilización eólica de las arenas litorales con consecuencias a veces espectaculares sobre las urbanizaciones turísticas.

3.1. LA CORDILLERA DE CHANDUY-PLAYAS Y SU PIEDEMONTE

Este eje constituye el armazón principal del relieve de la península que atraviesa en forma oblícua de SSE a NNO, separando así claramente las partes orientales y occidentales. Nace al Norte de Playas, desde donde se prolonga con algunos hiatos, hasta el Sur del valle de Colonche. Allí, retrocede hacia el Este hasta entrar en contacto con la cordillera costanera al Norte de Julio Moreno, contribuyendo así a cerrar completamente la cuenca de Gómez Rendón.

Fig. 18. Zonificación climática de la Península de Salinas



Zona árida, 12 meses secos
Zona muy seca, de 10 a 12 meses secos
Zona seca, de 8 a 10 meses secos
Zona húmeda, de 4 a 8 meses secos
Zona húmeda, de 4 a 8 meses secos, presencia de garúa
Límite entre la Península y la Cordillera de Colonche

Fuente: mapa de zonificación climática del Ecuador a 1:1'000.000, C. Huttel, A. Winckell, C. Zebrowski, inédito

Las altitudes máximas sobrepasan muchas veces los 300 m y alcanzan 427 m al Noroeste de Playas. Por lo tanto, no se trata de relieves muy vigorosos, pero en comparación con los modelados circundantes, esta pequeña cordillera constituye un elemento estructurante mayor.

Las condiciones climáticas de esta cordillera, relativamente baja, no difieren mucho de las de las regiones cercanas y son de tipo muy seco a árido con un número de meses secos que sigue siendo de 10 a 12 y precipitaciones medias anuales que van de valores inferiores a 300 mm a totales superiores a 500 mm cerca de la cordillera costanera. Las estaciones pluviométricas son escasas (El Azúcar, Zapotal) y sus registros muy incompletos.

No obstante, no se pueden despreciar los efectos de esta primera barrera montañosa sobre la circulación atmosférica. Las cimas que sobrepasan los 200-250 m reciben, por su posición de pantalla, precipitaciones ocultas de neblinas o garúas que temperan un poco las características de extrema sequía del clima de la parte occidental, pero sus bajas altitudes son insuficientes para modificar sensiblemente el déficit de precipitaciones.

Resumen

- *Horsts y relieves monoclinales areniscosos*
- *Clima tropical muy seco*
- *Suelos poco profundos y poco evolucionados de erosión, con acumulación de carbonato de calcio*
- *Vegetación arbustiva y arbórea degradada*

3.1.1. La cordillera Chanduy-Playas (unidad 10)

Hemos reservado el término cordillera para los relieves más altos. Esta está compuesta por dos bloques separados por el valle del río Zapotal. El bloque meridional se extiende desde Playas según una dirección rectilínea y baja progresivamente de 427 m al Sureste, hasta 322 m en el Cerro Zapotal, al Noroeste. Al Norte del río Zapotal, las altitudes son más bajas y las cimas no sobrepasan 250-275 m.

Pese a su baja altitud relativa, esta cordillera constituye una pequeña barrera cuyos rasgos principales son los siguientes:

- Un basamento homogéneo de areniscas finas a gruesas, de color pardo-rojizo a rojizo, muy consolidadas, coherentes, localmente ferruginizadas y que contienen numerosos lentes conglomeráticos de dureza equivalente y algunas intercalaciones de arenas y arcillas arenosas. Estas facies constituyen lo que los geólogos han llamado el grupo Azúcar, del Paleoceno al Eoceno medio a superior.

Su origen geológico es todavía motivo de controversias y se plantearon varias hipótesis de formación: ¿Sedimentación in situ u olistolitos provenientes de la cordillera costanera, de los Andes y hasta de la costa peruana? Pero esto no tiene consecuencia sobre la interpretación morfológica.

- Una disimetría muy marcada con una vertiente Noreste, rectilínea y jalonada por un abrupto marcado. A partir de las altitudes cimeras rápidamente alcanzadas, los relieves declinan lentamente hacia el Suroeste hasta unirse con los modelados vecinos más recientes.

El abrupto oriental es un abrupto de falla o de línea de falla, de importancia regional que prosigue desde Posorja al Sur hasta Colonche al Norte. Provocó el levantamiento y el basculamiento del bloque occidental, desde el Oligoceno, ya que no está cubierto por ningúna formación más reciente. Su preeminencia en el relieve puede deberse tanto a la gran dureza de las facies que lo componen como a la permanencia de movimientos tectónicos verticales del Oligoceno al Cuaternario, así como lo atestiguan las numerosas formaciones circundantes afectadas. Algunas fallas secundarias internas, con dirección NE-SO, ortogonales al abrupto oriental, desempeñan también un papel morfológico notable. Entre ellas, una ubicada sobre el curso del río Zapotal descuelga de unos 5 km aproximadamente el compartimiento Norte hacia el Noreste, otra constituye el límite muy rectilíneo del horst de Chanduy. Esta intensa tectónica interna borra los rasgos de la sedimentación original: buzamientos Sur, Suroeste a Oeste dominan, lo que corrobora la interpretación como un horst basculado de NE a SO.

- Modelados bastante acentuados con vertientes rectilíneas y fuertes pendientes, separadas por estrechos interfluvios redondeados. Las formas estructurales son poco claras, y se limitan a algunas espigas atenuadas en los cerros de Chanduy y Playas. El pequeño macizo, situado inmediatamente al Oeste de Playas, constituye el último testigo meridional de este conjunto, formado por barras areniscosas con modelado de tipo seudo-apalachiano rodeadas de glacis, que originan el descolgamiento costanero de Playas.

La conjunción de facies areniscosas y conglomeráticos resistentes y de un clima subárido a muy seco generó alteraciones superficiales peliculares, areno-limosas con gravas y bloques, asociadas con numerosos afloramientos rocosos. Los suelos, poco evolucionados de erosión, poseen un régimen de humedad arídico. Son poco humíferos y muy poco espesos.

3.1.2. Las estribaciones de la terminación Noroeste de la cuenca de Gómez-Rendón (unidad 11)

La cordillera esta prolongada al Norte por una serie de altos relieves con un diseño en herradura abierta hacia el Sureste, que unen la cordillera Chanduy-Playas y la cordillera costanera, constituyendo así el límite occidental de la cuenca de Gómez Rendón.

Los relieves, si bien aparecen menos vigorosos que los anteriores, siguen conformando una barrera neta con un ramal occidental de orientación SSE-NNO cuyas cimas están todas comprendidas entre 150 y 200 m y un ramal Norte, con orientación ONO-ESE, más alto y macizo, siempre superior a 200 m. Su punto culminante alcanza los 350 m.

La litología es muy diferenciada. Comprende bloques aislados del complejo volcano-sedimentario de la cordillera costanera (formación Cayo, Cretácico superior), las areniscas y conglomerados del grupo Azúcar, las areniscas más o menos tobáceas, limolitas, lutitas con intercalaciones conglomeráticas del grupo Ancón (Eoceno medio a superior) y hacia el interior las areniscas gruesas fuertemente cimentadas, intercaladas con conglomerados y lutitas de la base de la formación Tosagua (miembro Zapotal, Oligoceno superior a Mioceno inferior).

Pero estas variaciones se ven parcialmente borradas por una intensa tectónica quebradiza vertical, según dos direcciones predominantes: SSE-NNO al Oeste, paralelamente al gran accidente Playas-Zapotal-Colonche; ONO-ESE al Norte, según la dirección de la cordillera costanera. Además existe también una gran variedad de pequeñas fallas transversales y ortogonales.

Es esta tectónica la que proporciona la unidad de estos paisajes, ya que muchas formas del relieve derivan de ella: barras y alineamientos monoclinales areniscosos fuertemente erguidos al Oeste, horsts volcano-sedimentarios y areniscosos fragmentados y levantados al Norte, mesas monoclinales areniscosas y conglomeráticas suavemente inclinadas hacia el interior, en el eje de la cuenca de Gómez-Rendón.

Sin embargo, se trata de una tectónica antigua, anterior al Oligoceno, que marca la emersión definitiva de estos relieves, el principio de la individualización y de la sedimentación de la cuenca de Gómez Rendón. Esta tectónica prosiguió posteriormente ya que deformó también los estratos oligo-miocenos del relleno.

Pese a que los relieves no son muy vigorosos, la abundancia de facies areniscosas duras y la existencia de condiciones semiáridas no favorecen la producción de alteritas, que siguen siendo poco profundas, areno-arcillosas con gravas y bloques. Los suelos están poco evolucionados por efecto de la erosión, vérticos sobre lutitas.

3.1.3. Los glacis cercanos (unidades 100, 101)

Unidad 100: Están localizados alrededor del gran cerro de Chanduy-Playas, en donde dibujan una corona bastante regular y continua que baja progresivamente desde los 80-100 m al entrar en contacto con los relieves. También existen otros ejemplos más localizados al Norte de Zapotal al borde de las estribaciones septentrionales y alrededor de los pequeños cerros calcáreos de San Antonio al Norte de Playas. Las limitaciones cartográficas no nos permitieron representarlos aquí.

Su modelado de superficie está bastante entallado. Esta disección superficial es más marcada en la vertiente Norte en donde se pueden distinguir dos niveles superpuestos desnivelados de 3 a 5 metros. El más antiguo, superior, sólo subsiste bajo la forma de jirones alargados y aislados, lo que implica una evolución compleja con dos fases superpuestas. Aquí, éstos dominan netamente los rellenos fluviales recientes y actuales de más de diez metros, mientras que al Sur, glacis y rellenos cuaternarios de origen marino con modelado suavemente ondulado están prácticamente a altitudes iguales a las de los valles.

El material está constituido por bloques y gravas, centimétricos a decimétricos, angulosos y redondeados, con una litología variable según la naturaleza de los relieves que los alimentan: areniscas y conglomerados en Chanduy y Playas, caliza por San Antonio. Los espesores varían de 50 cm a algunos metros.

Se trata de formas heredadas, actualmente muy poco funcionales, sobre las cuales se desarrollaron, suelos fersialíticos rojos y pedregosos:

- La matriz, areno-arcillosa, rojiza, presenta una marcada cimentación ferruginosa secundaria. Sin embargo, este proceso se concibe difícilmente en las condiciones climáticas actuales ya que necesita un clima más húmedo que el actual y con estaciones más contrastadas para permitir la liberación, circulación y cristalización de los óxidos metálicos.
- La evolución dinámica actual se limita a incisiones de cada lado de los escurrimientos y valles actuales y

a fenómenos de escurrimiento difuso muy localizados en las desembocaduras de los principales barrancos.

Unidad 101: Incluimos en estos paisajes los restos de glacis que jalonan la terminación Sur de la cordillera costanera por Chongón y Guayaquil, ya que, aunque no estén juntos geográficamente, pertenecen a una misma generación de fenómenos morfogenéticos con un similar significado paleoclimático.

Aquí, la disección posterior a su elaboración está mucho más avanzada. Los depósitos originales están compuestos por bloques y gravas volcánicos, silíceos, areniscosos y calcáreos en una matriz arcillo-arenosa rojiza. Sólo subsisten bajo la forma de jirones en posición cimera, sobre las cimas redondeadas de los interfluvios y colinas rebajadas, convexas y alargadas.

Esta destrucción más avanzada no puede relacionarse con un origen más antiguo sino mas bien con el levantamiento tectónico local reciente de la cordillera costanera cercana. Este último, al aumentar los desniveles relativos, provocó un encajonamiento posterior más acentuado de la red hidrográfica, favorecido además por precipitaciones más abundantes. Por Guayaquil, al Este, esta franja de glacis se junta, sin desnivel alguno, con los depósitos del relleno fluvio-marino reciente y actual.

Los suelos son fersialíticos, rojos, arcillo-pedregosos, medianamente o poco profundos sobre los jirones cimeros, vérticos y básicos sobre las faldas de las colinas.

Estos glacis, presentes en varios lugares del litoral ecuatoriano, son los testigos de un episodio morfogenético importante, cuyo estudio detallado podría ayudar a la comprensión de la historia paleoclimática.

UTILIZACIÓN Y EVOLUCIÓN MORFODINÁMICA

Muchos factores son aqui desfavorables a la utilización agrícola de estas tierras: las condiciones climáticas, las pendientes fuertes, los suelos inexistentes a muy poco profundos, de arenosos a pedregosos. Así pues, la actividad agrícola es casi inexistente con excepción de algunos cultivos de maíz que ocupan un espacio marginal muy localizado en hondonadas más húmedas. Por lo contrario, los relieves colinarios son utilizados como terrenos de recorrido para un ganado caprino muy extensivo.

Las amenazas a la estabilidad del medio son, por lo tanto, poco importantes y sólo se observaron algunos fenómenos de escurrimiento superficial relativamente poco desarrollados.

3.2. LA CUENCA DE GÓMEZ RENDÓN Y LA ISLA PUNÁ

Verdaderamente empotrada entre los relieves anteriores al Oeste y al Suroeste y la cordillera costanera al Norte, la cuenca de Gómez Rendón con una forma netamente triangular, ocupa la mitad oriental de la península de Salinas.

Merece bien el término de cuenca, ya que se trata de una zona globalmente deprimida en relación con los relieves circundantes, las altitudes medias están comprendidas entre 50 y 120 m y las cimas no sobrepasan los 200 m. Sin embargo, es una zona con modelado todavía bien diversificado que incluye paisajes directamente derivados de la estructura sedimentaria terciaria subyacente, en aureolas semiconcéntricas cada vez más recientes a medida de que nos acercamos al Este: las depresiones arcillosas de Dos Bocas, los vestigios de relieves monoclinales calcáreos o areno-areniscosos de Gómez Rendón, los modelados de llanos a ligeramente ondulados de su contorno oriental. Sin embargo, hacia el Norte, cerca de la cordillera costanera, los relieves se vuelven más vigorosos entre Chongón y Bellavista en donde la superficie superior de una mesa calcárea alcanza los 400 m.

Esta cuenca no sufre de una sequía tan acentuada como en la parte occidental de la Península; la humedad crece de Oeste a Este, con los valores de precipitaciones medias anuales más bajos al pie de la cordillera de Chanduy (aproximadamente 400 mm en Río Tinto); en situación central, Cerecita recibe una precipitación media anual del orden de 500 mm y Guayaquil, que se encuentra cerca del límite oriental de la unidad, goza de unos 1000 mm. Así mismo, de Oeste a Este, el número de días de lluvia varía de 20 a 80, el número de meses secos de 12 a 9 y el déficit hídrico anual de más de 1.000 mm a 750 mm.

El clima, todavía muy seco al Oeste y al Suroeste puede ser calificado como seco al Noreste. El régimen de humedad de los suelos es arídico en las zonas más secas y ústico en las menos secas de la parte oriental. La bisialización es la norma.

La isla de Puná, ubicada inmediatemente al Sureste, se encuentra en continuidad climática con la península. Está casi exclusivamente cubierta por un clima muy seco con excepción de sus extremidades Suroeste, subdesértica y Noreste, seca.

Resumen

- *Relieves diversificados de cuenca sedimentaria*
- *Clima de semiárido a seco*
- *Vertisoles y suelos vérticos, con acumulación de carbonato de calcio*
- *Fenómenos de escurrimiento superficial*

3.2.1. Las colinas arcillosas del contorno occidental (unidades 62, 66)

Relativamente poco desarrolladas, están representadas por dos franjas meridianas cuyo ancho total es de 10 km. Corresponden a los primeros términos de la sedimentación de la cuenca constituida aquí por una sucesión de capas concordantes con buzamiento moderado hacia el Este.

Unidad 66: Más abajo de los relieves de la cordillera Chanduy-Playas-Colonche, se extiende una franja con bajas colinas arcillosas comprendidas entre 80 y 120 m, de convexas a convexo-cóncavas y con anchas cimas redondeadas.

Corresponden exactamente al afloramiento de las arcillas y lutitas de color pardo-chocolate de la formación Tosagua, miembro Dos Bocas, que se encuentra por erosión selectiva en posición similar en zonas deprimidas del Manabí central y Sur; posición topográfica evidentemente relacionada con la muy débil resistencia de estas facies.

Las alteraciones son, por comparación con el clima, relativamente profundas, arcillosas. Los suelos vérticos, con régimen de humedad arídico son fuertemente básicos y aparecen acumulaciones de carbonatos de calcio que están presentes a poca profundidad.

Unidad 62: Son reemplazadas hacia el Este por una segunda franja de colinas con caracteres estructurales más marcados. Contrariamente al conjunto anterior, aquí subsisten relieves monoclinales claros con un frente orientado hacia el Oeste y un reverso moderadamente disectado con buzamiento suave hacia el Este y el Sureste.

Estas formas destacan la presencia del segundo término de la formación Tosagua, el miembro Villingota (Mioceno inferior a medio) compuesto por lutitas calcáreas con residuos de diatomeas asociadas con interestratificaciones arenosas finas y limosas en la parte superior. Las facies de lutitas, las mejor compactadas, muestran una mayor resistencia y se marcan en los relieves por dos líneas sucesivas de monoclinales, localmente atenuados, pero que subrayan claramente la estratificación sedimentaria. Los relieves son ligeramente más altos y alcanzan 120 a 150 m en la cima de los rebordes occidentales.

Las alteraciones son comparativamente menos profundas que sobre las lutitas pardo-chocolate, y se caracterizan por la presencia de carbonato de calcio, liberado por meteorización y de numerosos bloques y placas de lutitas blancuzcas hasta en la superficie. Los suelos son poco profundos, arcillosos, vérticos con un color negro inesperado tomando en cuenta su régimen de humedad arídico.

3.2.2. Las colinas areniscosas del contorno oriental (unidades 39, 42)

Al Este, alrededor de Chongón, la cuenca de Gómez-Rendón está limitada por un conjunto de relieves areniscosos cuyas formas redondeadas contrastan con los relieves monoclinales del centro de la cuenca. Se desarrollan sobre una litología semejante a la de las estribaciones de la unidad 11 de la cual constituyen, en cierta forma, la terminación hacia el Este de la rama septentrional, paralelamente a la cordillera costanera. Están conformadas principalmente por areniscas y conglomerados, fuertemente cimentados, localmente silicificados y ferruginizados, intercalados con lutitas en la parte Norte. Pertenecen a diferentes conjuntos geológicos presentes en la península, entre los cuales están los grupos Azúcar, Ancón y la formación Tosagua, miembro Zapotal. Todas estas facies, relativamente resistentes conforman relieves estructurales y sólo llevan alteraciones poco profundas, areno-arcillosas que contienen numerosos bloques y piedras hasta en la superficie.

Unidad 39: Ubicada en la zona de contacto con la cordillera costanera, una estrecha franja de colinas moderadas dominan los relieves circundantes. Los puntos culminantes rodean los 150 m y sólo alcanzan raramente los 200 m. Son colinas redondeadas cuya altitud actual resulta de un levantamiento reciente, según una red de fallas ortogonales E-O y NO-SE. Sin embargo, en el detalle, la situación es más compleja, ya que unos horsts alargados en el sentido Este-Oeste están separados por estrechos bloques hundidos. Los suelos, con régimen de humedad ústico, son vérticos.

Unidad 42: Al Sur de Chongón, sobre las facies areniscosas y conglomeráticas del miembro Zapotal, se extienden relieves monótonos, suavemente inclinados de 90 a 120 m al Norte hacia 40 m al Sur-Sureste.

Son ondulaciones de colinas bajas con cimas planas o redondeadas y con vertientes convexas a convexo-cóncavas de unos veinte metros de desnivel relativo. En su mayoría, derivan de un antiguo nivel de erosión de misma inclinación, todavía identificable hoy en día por la observación de tres elementos concordantes:

- la subigualdad de las cimas, que permite así reconstituir la planeidad de la antigua superficie suavemente inclinada hacia el SSE;
- el decapado generalizado de las alteritas, ya que las únicas formaciones superficiales que se pueden observar son alteritas arcillosas muy poco potentes directamente en contacto con el substrato areniscoso y conglomerático subaflorante, o testigos localizados de antiguos depósitos superficiales coluviales gruesos con bloques y gravas redondeados;
- la casi continuidad de esta superficie, con los depósitos y glacis observados sobre el reborde Sur de la cordillera.

Por lo tanto, se trata de un testigo del antiguo episodio morfogenético, correspondiente a un período más húmedo, y cuyos glacis del contorno de la cordillera de Chanduy constituyen otra prueba.

Los suelos, con régimen de humedad ústico, son arcillosos, vérticos, pero contienen a veces, en su perfil, gruesos guijarros no alterados, típicos del material original.

3.2.3. Los relieves diferenciados del centro de la cuenca y de la isla Puná

La parte central de la cuenca en forma de almendra orientada SE-NO, conforma una típica cuenca de subsidencia, ya que esta última aumenta gradualmente hacia el ESE. Está rellena con una potente sedimentación diferenciada cuyo espesor sobrepasaría los 2.700 m según los sondeos petroleros.

Se trata de una serie detrítica con aspecto de molasas, estratificación poco evidente y numerosas variaciones laterales, compuesta esencialmente por arenas, areniscas de finas a medias más o menos cimentadas, localmente conglomeráticas, intercaladas con limolitas, lutitas y arcillas. Se observaron también algunos bancos de areniscas conchíferas y lumaquelas. Esta secuencia sedimentaria, del Miocena media a superior, fue posteriormente afectada por una intensa tectónica quebradiza que generó una fragmentación en bloques de pequeñas dimensiones y una cierta anarquía en la repartición de las formas del relieve.

Es quizás por causa de esta fragmentación tectónica y de la continuación de una subsidencia persistente que resulta casi imposible encontrar aquí los diferentes términos de la cobertura sedimentaria mio-pliocena observados más al Norte (formaciones Angostura, Onzole y Borbón). Las diferentes facies deben estar presentes pero no se pudo evidenciar ningún esquema de repartición geográfica de las mismas.

Por fin, también es probable que sólo tengamos aquí la extremidad occidental de una gran fosa de subsidencia, truncada al Este por el hundimiento reciente y actual sobre el sitio del delta del Guayas, y cuya antigua extensión es atestiguada por la isla de Puná.

Los vestigios de relieves monoclinales fragmentados (unidad 54)

Están ubicados sobre todo en el reborde oriental, en donde ocupan aproximadamente las dos terceras partes de la cuenca. Los relieves, discontinuos, se presentan bajo la forma de crestas disimétricas, alargadas, que dominan monótonas extensiones de colinas redondeadas entre 80 y 100 m. Las altitudes máximas, comprendidas generalmente entre 120 y 200 m, culminan a 256 m al Noroeste de Cerecita.

Si bien las observaciones de campo no permiten evidenciar con claridad las reglas de la repartición de conjunto, los estudios de fotointerpretación ayudaron a identificar dos ejes paralelos, sinclinales o de subsidencia, orientados NO-SE. El uno está centrado sobre Julio Moreno-Cerecita y el otro sobre Gómez Rendón-Sábana Grande; así guían la repartición de relieves monoclinales periféricos con buzamientos convergentes.

En su mayoría son cuestas muy difuminadas compuestas por un abrupto corto que sólo sobrepasa excepcionalmente los 50 a 80 m de desnivel, orientado hacia el exterior y prolongado del otro lado por un reverso ondulado, fuertemente inclinado de unos diez grados y de 1 a 2 km de extensión máxima. Estas subrayan las principales diferencias del substrato y la presencia de rocas consolidadas: areniscas, conglomerados o areniscas conchíferas y calcáreas; quedándose las facies blandas en posición inferior. Muchos de estos abruptos son, por lo menos parcialmente, de origen tectónico, originados por una densa red de fallas SE-NO visible al pie de sus faldas. No se excluye el hecho de que la presencia de dos ejes sinclinales paralelos, provenga más de los efectos de esta tectónica quebradiza superficial, que de la subsidencia profunda. Por fin, hay que señalar que se atenuan hacia el Este, paralelamente al crecimiento de la subsidencia, lo que implica cierta gradación de la sedimentación; las facies más consolidadas, areniscosas y conglomeráticas, caracterizándo probablemente las primeras fases, afloran al occidente.

La abundancia de los relieves estructurales compuestos por facies consolidadas, considerados como poco alterables y la baja cantidad de precipitaciones de esta zona de seca a semiárida explican el espesor débil de las alte-

raciones superficiales. Estas son poco profundas, areno-limosas con suelos pardos limosos básicos sobre los reversos estructurales pero se vuelven más potentes y arcillo-arenosas sobre las colinas circundantes: los suelos son entonces más profundos, más arcillosos, vérticos. Los abruptos tectónicos y monoclinales son rocosos o cubiertos por bloques, desprendimientos y depósitos de vertientes areno-pedregosas.

Incluimos en este paisaje, la extremidad Suroeste de la isla de Puná con características idénticas donde el cerro Zambapalo, horst arenisco-arenoso, alcanza 297 m, punto culminante de la isla.

Los relieves bajos monótonos del contorno (unidades 59, 60)

Al acercarse a los rebordes orientales y meridionales, los vestigios monoclinales desaparecen y son reemplazados por modelados suaves, monótonos con desniveles bajos.

Unidad 59: Constituye la franja oriental de la cuenca en la proximidad del medio fluvio-marino reciente a actual. Está conformada por colinas de medias a bajas, con cimas redondeadas subiguales y vertientes suaves convexo-cóncavas que se juntan insensiblemente a estrechas hondonadas coluviales. Las altitudes varían de 80-90 m al Oeste hasta 20-40 m al entrar en contacto con las extensiones planas y salinas del litoral.

Las facies areniscosas son allí menos importantes y las limolitas y arcillas arenosas dominan, lo que explicaría entre otras cosas la desaparición de las formas estructurales observadas en la parte occidental. Por analogía con los paisajes del Manabí, los relieves monoclinales occidentales podrían cronológica y estratigráficamente corresponder a cuestas desarrolladas sobre areniscas de la formación Angostura, mientras que estas bajas colinas serían el equivalente a las colinas y depresiones sobre limolitas y arcillas arenosas de la formación Onzole.

Sobre estos relieves de suaves a moderados, las alteraciones son de moderadas profundas a profundas, arcillo-limosas y los suelos son arcillosos, vérticos, con un régimen ústico.

Unidad 60: El extremo Sur de la cuenca, de San Antonio de Playas a Posorja, se caracteriza por relieves todavía más suaves, con altitudes más o menos similares a las anteriores, bajando de 60-80 m al Oeste a 20-40 m sobre el reborde oriental. Aquí, la disección es menos acentuada y estas suaves ondulaciones con cimas anchas, redondeadas y rebajadas se juntan insensiblemente hacia el Este con monótonas extensiones, planas a muy suavemente onduladas.

Sobre un substrato idéntico al anterior, de arenas más o menos arcillosas y de limolitas, las alteraciones son medianamente potentes, de arcillosas a arcillo-arenosas. Los suelos son vérticos con un régimen de humedad arídico. En el Sur, hacia Posorja, afloran areniscas y conglomerados muy consolidados de la formación Zapotal, sobre los cuales las alteraciones, areno-pedregosas son muy finas.

Otra originalidad de esta zona reside en la significación paleogeográfica de las ondulaciones cimeras que representan los restos de una superficie elaborada por una antigua transgresión marina. Los depósitos correlativos, sólo empiezan más al Sur, entre San Antonio y Playas, donde están en perfecta continuidad topográfica con la superficie anterior. Sin embargo, su ausencia no es una sorpresa: sobre los límites externos de la transgresión, los depósitos originales, si los hubo alguna vez, han sido evidentemente poco potentes y por lo tanto, su decapado fue realizado más fácilmente por la erosión posterior, ya que se trata esencialmente de depósitos arenosos.

Se reune a esta unidad la parte oriental de la isla Puná debido a las similitudes de clima, de relieve y de formaciones litológicas y superficiales. Sin embargo, parece que las colinas de Puná, con ondulaciones más marcadas, comprendidas entre las altitudes de 20 a 60 m (con el punto culminante a 102 m), no sufrieron este aplanamiento marino posterior.

La mesa de Bellavista (unidad 30)

Al Noreste de Julio Moreno, las altitudes se elevan bruscamente hasta 350-400 m, sobre un relieve con aspecto tabular hasta entrar en contacto con la cordillera costanera al Norte. Este paisaje está constituido por un conjunto de sedimentos, no diferenciados sobre los mapas geológicos, pero que parecen netamente discordantes sobre los sedimentos tectonizados del relleno de la cuenca de Gómez Rendón (formación Progreso, Mioceno superior). Con una edad probablemente pliocena, están caracterizados por una estratificación horizontal a subhorizontal de areniscas poco cimentadas en posición inferior, de arenas calcáreas areniscosas intermedias, coronadas por una capa cimera de 30 a 50 m de calizas localmente ricas en residuos conchíferos.

Los relieves reflejan bastante bien esta estructura sedimentaria por una disposición en escalera. De abajo hacia arriba, se elevan sucesivamente un pequeño abrupto sobre el contorno y luego un primer nivel de mesas bastante disectadas hacia 250-280 m que corresponde a la superficie estructural de las areniscas inferiores; se pueden ver claramente sobre todo al Este y al Noroeste.

Este nivel está cubierto por un relieve bien disectado de 120 a 150 m de mando moldeado en las arenas areniscosas intermedias, localmente precedido por testigos muy localizados, luego por un nivel cimero de plano a suavemente ondulado establecido sobre las calizas y lumaquelas superiores, del cual el sitio del pueblo de Bellavista constituye un bonito ejemplo.

En este conjunto, no se pudo relevar ninguna huella de los movimientos tectónicos que afectaron las sedimentaciones miocénicas más abajo, por lo tanto lo consideramos posterior. Por analogía con las observaciones realizadas más al Norte, son probablemente depósitos contemporáneos a los de la formación Borbón que presenta una horizontalidad similar.

Los desniveles relativos son allí bastante fuertes y las pendientes siempre acentuadas tanto sobre los abruptos como sobre la superficie inferior disectada. En estas condiciones, las alteraciones son relativamente poco potentes, de arenosas a limo-arcillosas y los abruptos están cubiertos por coluviones areno-limo-pedregosos, desprendimientos o afloramientos rocosos in situ, con suelos pardos limosos. Sobre la superficie superior, suavemente ondulada, las alteraciones son arcillosas, calcáreas pero muy poco profundas, debido a la dureza del substrato. Los suelos son vérticos, negros, básicos.

UTILIZACIÓN Y EVOLUCIÓN MORFODINÁMICA ACTUAL

Pese a gozar de las condiciones climáticas más favorables de la península, la cuenca de Gómez-Rendón no es objeto de una explotación agrícola generalizada o intensiva. Por lo contrario, las precipitaciones comprendidas entre 500 y 800 mm al Este, imponen drásticas restricciones a las actividades agrícolas que se limitan a cultivos de subsistencia localizados alrededor de los pueblos (maíz, maní, etc.) asociados con una ganadería extensiva de bovinos, pero sobre todo de caprinos que utilizan las zonas cubiertas de vegetación natural como terreno de recorrido, ya que los pastos artificiales se quedan secos durante un largo tiempo en el año.

Las superficies cultivadas ocupan, sin embargo, un espacio cada vez más importante hacia el Este, en la zona de Cerecita-Chongón, paralelamente al crecimiento del gradiente pluviométrico. Por lo general, se trata de cultivos anuales de maíz, algodón, maní, higuerilla, explotados mecánicamente sobre los relieves menos empinados de las unidades 39, 42 y 54.

En las hondonadas, con humedad en profundidad por la presencia de capas freáticas o en los valles que se pueden regar, se desarrollan prósperos cultivos de hortalizas: tomates, fríjoles, melones y sandías, asociados con la arboricultura tropical de mangos. Estas actividades están esencialmente localizadas en la proximidad de los principales centros urbanos: Gómez Rendón, Chongón, Guayaquil.

Los fenómenos morfodinámicos actuales se encuentran, ellos también, poco desarrollados, pero pudimos observar su crecimiento reciente y espectacular en la parte nororiental. En efecto, la introducción del cultivo mecanizado de maíz y algodón se acompaña de una preparación por labranza de las tierras antes de que llegue la estación lluviosa. Por lo tanto, los terrenos están desnudos, sin protección, cuando empiezan los aguaceros de diciembre-enero y numerosos fenómenos de escurrimiento difuso, pero también concentrado (decapado superficial, rasguños, zanjas y torrenteras de órden métrico) se desarrollan paralelamente a depositos terreros en las hondonadas. Estos afectan sobre todo las pendientes comprendidas entre el 12 y el 40 %, en las unidades 39 y 54.

Estos fenómenos, similares a los que se observan en la región de Pedro Carbo, no presentan la misma gravedad ya que las alteritas más arcillosas son aquí menos sensibles a los efectos del escurrimiento. Sin embargo, se deberían implementar algunas medidas de protección del suelo a principio del ciclo cultural.

La práctica de la ganadería itinerante y extensiva no acarrea actualmente consecuencias importantes, y la densidad del ganado sigue siendo insuficiente para modificar el equilibrio ecológico. Pero no se debe pensar en un aumento del número de cabezas; se trata de un medio con una cobertura vegetal frágil, con reconstitución lenta, y una degradación brutal podría revelarse catastrófica.

3.3. LA PENÍNSULA OCCIDENTAL

La parte occidental de la península presenta un perfil costanero original con una costa Sur rectilínea, una avanzada hacia el Oeste en Salinas (que constituye la verdadera "península") y luego un gran golfo que penetra hacia el Este hasta entrar en contacto con la cordillera al Norte, en la región de Manglaralto.

Por lo general, se trata de una zona con relieve bastante bajo, separada en dos conjuntos distintos por el ancho valle de Colonche:

- al Sur, depósitos marinos recientes, ligeramente ondulados que se inclinan suavemente de unos 80 m del pie de la cordillera Chanduy-Colonche hasta el nivel del mar al Oeste;

- al Norte, un relieve de colinas sedimentarias más altas y más diversificadas que se elevan hasta 200 m cerca de la cordillera costanera al Este. Se terminan en cuña al Norte de Olón-Manglaralto, atrancados entre la línea de orilla y la cordillera costanera cuando ésta alcanza el mar.

Siendo el promontorio más avanzado del Ecuador sobre el océano Pacífico, la península de Salinas está totalmente expuesta a los efectos "desertificadores" de la corriente fría de Humboldt que, de la orientación Sur-Norte que tenía, toma aquí una dirección ONO hacia el archipiélago de Galápagos. La punta de Salinas puede considerarse como la parte final Norte del desierto costanero peruano.

Las precipitaciones son muy bajas en esta región cubierta en su mayor parte por las zonas árida y muy seca de la región costanera, salvo al Norte en donde una delgada franja septentrional, al pie de la cordillera costanera recibe la garúa. El régimen climático más seco se caracteriza por precipitaciones medias anuales bajas (menos de 100 mm en Salinas hasta más de 400 mm en Playas) pero las variaciones interanuales son muy importantes; en Ancón, las precipitaciones medias anuales registradas desde 1959 a 1985 varían entre un mínimo de 0 (1974) y un máximo de 2.900 mm (El Niño de 1983). Las precipitaciones están concentradas durante el primer trimestre del año y numerosos meses consecutivos pueden pasar sin una sola lluvia; todos los meses del año presentan un notable déficit hídrico y el anual es superior a 1.000 mm.

Todos los suelos tienen un régimen de humedad arídico.

La orientación SE-NO de la costa Sur de la península la expone directamente a la corriente fría de Humboldt y en Salinas se registra la temperatura media anual más baja de la región costanera (23,4°C) y sobre todo variaciones muy importantes de la temperatura media mensual, que oscila de un mínimo de 21,1°C en septiembre a un máximo de 26,2°C en marzo. Comparando estos valores con los de Manta, estación de zona árida menos expuesta a la corriente de Humboldt, se puede notar que la diferencia de las temperaturas medias anuales se debe sobre todo a la baja de las temperaturas en la estación seca, es decir cuando la corriente fría alcanza las latitudes del Ecuador.

Faltan datos para las demás zonas de este conjunto; pero sólo representan superficies reducidas que pueden asemejarse a las zonas cercanas descritas anteriormente.

Resumen

- *Bajas colinas sedimentarias arcillosas a areniscosas*
- *Transgresiones marinas cuaternarias*
- *Región desértica a subdesértica*
- *Planosoles más o menos vérticos, con acumulación de carbonato de calcio y yeso*
- *Escurrimiento superficial difuso*

3.3.1. Los paisajes sedimentarios del Norte

Ubicados al Norte del valle del río Colonche, ocupan un triángulo que va afilándose hacia el Noroeste, atascado entre el litoral y la cordillera costanera. Se diferencian netamente de los demás paisajes del Sur.

- Primero climáticamente, ya que por estar ubicados al pie de la cordillera costanera, gozan de un aumento de la humedad (precipitaciones ocultas y convencionales) provocado por los efectos orográficos de esta barra de relieve. Las precipitaciones que alcanzan 500 a 800 mm al contacto con los relieves, proporcionan a estas zonas caracteres más cercanos a los climas secos de la parte oriental de la península que de las regiones subdesérticas de la punta de Salinas.

- Luego topográficamente. A la monotonía de los relieves del Sur, se opone un paisaje de colinas más altas y netamente diferenciadas en dos grupos. Alrededor de una zona central formada por pequeñas colinas rebajadas, se ubican dos franjas de relieves más altos, más disectados, y con cimas redondeadas estrechas subiguales.

- Morfológicamente, porque los relieves actualmente observables están directamente heredados de la estructura sedimentaria original. Al pie del complejo volcano-sedimentario con fuerte buzamiento Suroeste del flanco meridional de la cordillera costanera, se extiende una estructura anticlinal suave, de eje SE-NO, bajo la forma de un ligero abombamiento disimétrico con un "corazón" vaciado que separa un flanco Noreste cercano a la horizontal, y un flanco Suroeste suavemente inclinado.

- Por fin edafológicamente, ya que luego de los vertisoles con régimen de humedad ústico del Suroeste (unidades 41 y 65) aparecen, en las zonas de mayor húmedad al pie de la cordillera (unidad 40), suelos siempre vérticos, pero con régimen údico.

Las bajas colinas centrales (unidad 65)

Estas ocupan la parte central de la estructura anticlinal, formando un pequeño triángulo al Norte del valle de

Colonche. Son colinas de bajas a moderadas con vertientes suaves de convexas a convexo-cóncavas y cimas amplias redondeadas por los 120 a 150 m. Rodeadas por todas partes por relieves más fuertes, constituyen una zona deprimida ubicada sobre el eje del abombamiento anticlinal atestiguado por los buzamientos opuestos de las dos formaciones de la orilla.

Litológicamente, estámos en presencia de facies alterables típicas de la formación Ancón (Eoceno medio a superior) constituida aquí por areniscas blandas, finas, café a gris, intercaladas con arcillas y lutitas tobáceas pardo-verdosas.

Bajo condiciones climáticas aún más subdesérticas, las alteraciones son de moderadamente a poco profundas, arcillosas y los suelos vérticos, básicos.

Los vestigios tabulares periféricos (unidades 40, 41)

Dominando el corazón vaciado del anticlinal, por pequeños abruptos sinuosos de unos cincuenta metros de desnivel, se extienden, a cada lado, relieves con aspecto tabular que se unen hacia el Noroeste en un solo conjunto continuo. Su disección es muy avanzada y las superficies cimeras, fuertemente degradadas, sólo subsisten bajo la forma de colinas cortas, convexas con cimas redondeadas subiguales. Al pie de la cordillera, los relieves parecen subhorizontales con cimas ubicadas entre 180 y 240 m. A orillas del mar, se ven afectados por una inclinación neta hacia el Suroeste y las altitudes cimeras se escalonan entre 240 y 120 m por Manglaralto por ejemplo; constituyendo así vestigios de relieves monoclinales. Estos modelados evidencian así perfectamente la disimetría de la estructura anticlinal.

Según los resultados de fotointerpretación, parecería que el margen occidental se superpone localmente, hacia el Norte, a las mesas orientales, atestiguando así una situación estructural bastante compleja, con formaciones discordantes superpuestas. Nuestras observaciones de campo sólo concuerdan parcialmente con las interpretaciones que figuran en los mapas geológicos existentes. Al Este, afloran esencialmente areniscas medias a gruesas, con intercalaciones conglomeráticas (formación Zapotal, Oligoceno superior a Mioceno inferior), mientras que al Oeste se trata sobre todo de areniscas finas, poco consolidadas intercaladas con arenicas arcillosas, lutitas, arcillas y lentes conglomeráticos. Estas facies occidentales son similares a las de la formación San Mateo, Eoceno medio a superior, encontradas más al Norte y con las cuales parecen estar en continuidad. Pero en este caso, ¿cómo explicar su posición en cobertura de los anteriores, de edad presumidamente más reciente? ¿Serán los efectos de una tectónica quebradiza local? ¿Serán los resultados de la evolución del complejo olistostrómico de Santa Elena?

Para el geomorfólogo, esta pregunta sigue siendo sin embargo menor, en la medida en que los relieves derivados de esta estructura son claramente identificables. Estos vestigios monoclinales occidentales se prolongan hasta entrar en contacto con el océano por una estrecha franja (no cartografiada a escala del mapa) de colinas cóncavas, arcillosas, desarrolladas sobre las arcillas y lutitas cafés de la formación Tosagua (Mioceno de inferior y medio). Los relieves siempre están en posición inferior y nunca alcanzan los 100 m.

Unidad 40: Ubicada al pie de los relieves, al Este, goza de una marcada humedad. En ella, las alteraciones son bastante profundas, arcillo-limosas. Los suelos son vérticos, ligeramente ácidos en superficie.

Unidad 41: Es la variante de la anterior, ubicada a proximidad del litoral. Se caracteriza por un clima más seco, al teraciones de poco a moderadamente profundas, arcillo-pedregosas y los suelos vérticos son básicos.

3.3.2. La península de Salinas

La península de Salinas sensu estrictu es un espolón que avanza en el océano al Noroeste de Salinas.

La originalidad de este conjunto es doble:

- de orden climático, ya que es el dominio de los climas subdesérticos a desérticos costaneros;
- de orden morfogenético, debido a que los paisajes en su conjunto han sido remodelados fundamentalmente por las transgresiones marinas cuaternarias.

Las colinas erosionadas del basamento sedimentario (unidad 55)

Pese a la generalización de las transgresiones marinas en este sector, el basamento sedimentario aparece todavía en dos sectores bien definidos: detrás de la costa Norte entre Santa Elena y Ayangue, o en la orilla de la costa Sur de cada lado de Ancón.

Son relieves, siempre inferiores a 50 m, con cimas planas, truncadas por la abrasión marina cuaternaria,

cubiertas o no por los depósitos marinos. Es un medio con fuertes pendientes, muchas veces superiores al 40 %, y bien disectado por numerosas zanjas y torrenteras que, sólo son ocasionalmente funcionales. Las diferenciaciones de la litología, alternancia de areniscas, arcillas y lutitas, localmente tobáceas de la formación Ancón (Eoceno medio a superior), sólo ejercen una restringida influencia sobre las formaciones superficiales. En efecto, bajo los efectos conjugados de la abrasión marina cuaternaria y de un clima de subdesértico a desértico, las alteraciones están muy poco desarrolladas, con poco espesor y son arcillo-arenosas.

Los suelos arcillosos, vérticos, presentan un perfil de color pardo amarillo característico, sin horizonte humífero, pero con numerosas acumulaciones de yeso. No estabilizados por la cobertura vegetal, se ven además decapados y abarrancados en cada aguacero importante de estación lluviosa.

Los depósitos marinos cuaternarios

Similares a los que observámos en la región de Manta-Cabo San Lorenzo, presentan aquí una sucesión de varios niveles cuyo estudio de las relaciones ayuda a la comprensión de la paleogeografía cuaternaria (Fig 19).

Los relieves tabulares levantados del nivel antiguo (unidad 110)

Están ubicados exclusivamente en la parte noroccidental de la península, en donde dibujan un arco de círculo hacia atrás de la actual costa entre la punta de Salinas al Sur y las mesas de Palmar-Ayangue al Norte del valle de Colonche. En su mayoría, se trata de relieves tabulares que se caracterizan por una superficie cimera rigurosamente plana, estrecha y con un dibujo en plano bastante dentellado, rodeada de abruptos de unos cincuenta metros de desnivel. Su parte superior, de empinada a abrupta, está compuesta localmente por escarpes rocosos sobre 20 a 30 m de espesor mientras que su parte inferior, con suaves pendientes, rectilíneas, lleva muchas veces grandes bloques de paredes rocosas desprendidas de la corniza cimera.

Presentan una diversidad espacial bastante marcada (Fig. 20). Del Norte del valle de Colonche, hasta la latitud de San Pablo, son mesas suavemente inclinadas de 2° aproximadamente hacia el OSO que avanzan hacia el interior hasta entrar en contacto con las estribaciones de la parte Norte de la cordillera Chanduy-Playas. Las altitudes superiores, al contacto con los relieves, son de unos 80-120 m. Estas bajan progresivamente hacia el Oeste en donde ya sólo son de 40-60 m dominando así el mar por abruptos del mismo desnivel.

Entre San Pablo y Santa Elena, se trata de mesas muy estrechas, orientadas SE-NO, limitadas por accidentes tectónicos y perfectamente horizontales. La fina franja que subsiste en la parte oriental de este sector, no cubierta por los depósitos más recientes, presenta un ligero buzamiento hacia el Sureste. Las altitudes varían de 60 a 90 m.

Por fin, al Sur de la falla SE-NO, Santa Elena-Chanduy, se extienden relieves monoclinales, muy fragmentados, pero con buzamiento homogéneo de 2 a 4° hacia el SO: la cuesta, al Sur de la laguna Velasco Ibarra es un notable ejemplo que se inclina netamente de 40 m al Noreste hasta 15-20 m al Suroeste.

Se trata entonces de un conjunto fragmentado por una tectónica quebradiza y luego una erosión posterior, provocando así una diversidad de altitudes, de formas y de buzamientos. De esta manera, ninguno de estos criterios, tomados por separado, puede ser útil para calificar estos relieves y parece exagerado hablar del nivel 70-90 m (G. Sheppard, 1927; R. Hoffstetter, 1956).

Litológicamente, es una formación bien homogénea (Tablazo ¿Pleistoceno inferior?) que descansa en discordancia sobre los estratos sedimentarios, muchas veces bien erguidos, de la formación Ancón.

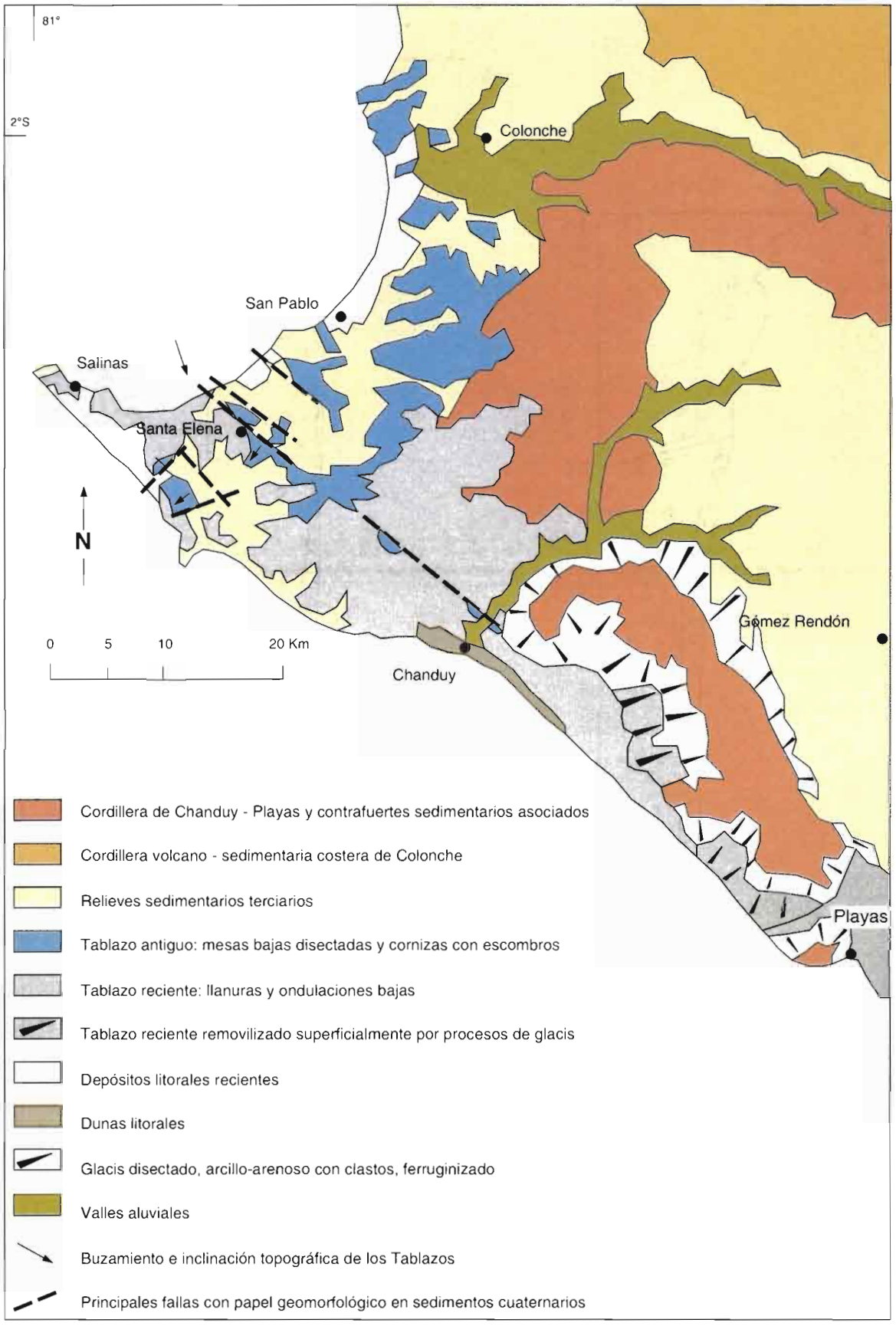
Sobre un espesor que varía de 15 a 30 m se suceden capas generalmente concordantes de una sedimentación detrítica que comienza por una arena conglomerática basal con númerosas conchas rotas.

Luego sigue con una alternancia de capas métricas de lumaquelas y areniscas conchíferas, localmente conglomeráticas, las unas fuertemente cimentadas y otras de variable consolidación, cubiertas por estratos decimétricos poco coherentes de arenas pulverulentas y arcillas entre verdosas y grises, conteniendo algunas, numerosos residuos de conchas. Este segundo conjunto constituye la mayor parte de la formación sobre 15 a 20 m de espesor en promedio.

Está recubierto por 5 a 10 m de estratos friables alternados con arenas, arcillas y areniscas poco cimentadas que afloran hasta la superficie.

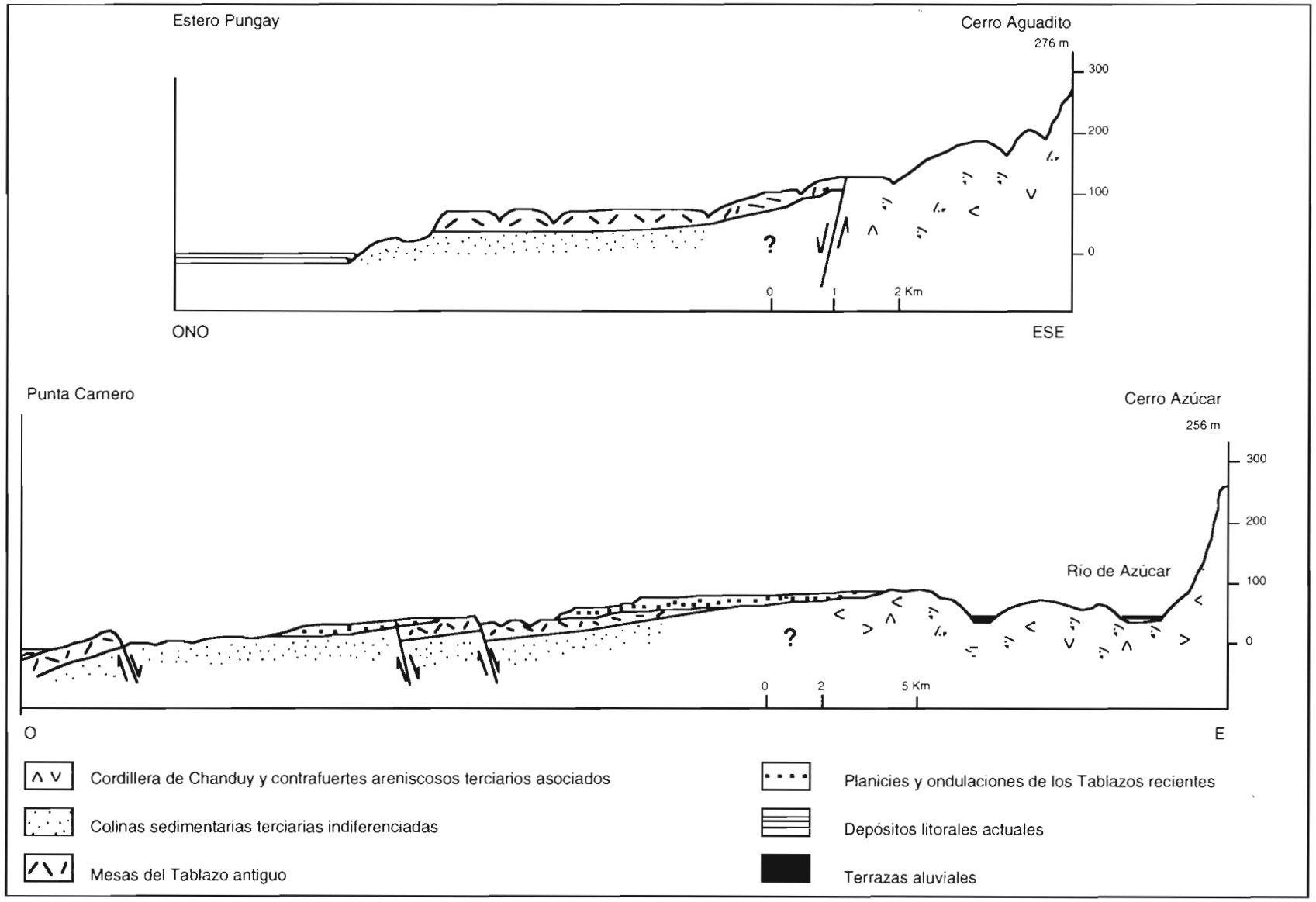
Todos los testigos de relieves tabulares presentan una sucesión similar que atestigua de la amplitud de la transgresión marina cuaternaria ya que los depósitos más alejados del litoral actual están ubicados a unos 20 km al interior de las tierras. Además, la extrema diversidad en la superposición de los depósitos indica que numerosas pulsaciones de avanzadas y de retrocesos afectaron la posición del litoral marino.

Fig. 19. Los Tablazos de la Península de Salinas



Elaboración: A. Winckell; Fuente: Inventario PRONAREG-ORSTOM, hoja de Salinas

Fig. 20. Cortes en los Tablazos de la Península



Elaboración A. Winckell

Las diferencias litológicas se traducen muy netamente en los relieves. Las capas consolidadas de areniscas y lumaquelas arman los abruptos y cornizas mientras que sobre las arcillas y arenas inferiores del basamento se desarrollan vertientes cóncavas más suaves. Además, hay que anotar un adelgazamiento progresivo de estos depósitos, hacia el interior, al acercarse a los relieves circundantes. Las superficies cimeras, de origen estructural a orillas del océano, se transforman así gradualmente en superficies de erosión al acercarse a los relieves, constituyendo una prueba más de la abrasión y de la sedimentación marina, al origen de estos depósitos.

Las formaciones superficiales y los suelos son conformes a la zonificación morfológica:

- Sobre las superficies se desarrollan alteraciones muy arcillosas, poco profundas y suelos vérticos, a veces, planosolizados, con régimen de humedad arídico.
- Los abruptos son esencialmente rocosos, pedregosos o arenosos, y cubiertos en su parte inferior por escombros, coluviones y bloques desprendidos de la corniza superior. Los suelos son arenosos, poco espesos, pero ricos en materia orgánica (1 a 2 %), si se compara con el clima bajo el cual se encuentran.
- Por fin, la parte baja, desarrollada sobre las rocas del substrato terciario, lleva esencialmente alteraciones arcillosas cubiertas allí y acá por bloques dispersos caidos y coluviones provenientes de la corniza cimera.

Hemos reagrupado en este paisaje toda la mitad occidental de la isla de Puná, en donde, en continuidad con la península, se extiende la misma alternancia de arenas, arcillas y lumaquelas, pero con una disminución de las capas consolidadas. Los movimientos tectónicos posteriores no llevaron estos relieves a altitudes tan pronunciadas como en la península y el modelado actual consiste mas bien en una mesa baja subhorizontal, comprendida entre 20 y 45 m, en donde la superficie bien disectada ya sólo subsiste bajo la forma de estrechos jirones separados por pequeños valles coluvio-aluviales cóncavos.

Las ondulaciones bajas de los niveles más recientes (unidad 114)

Después del episodio de inmersión cuaternaria, origen del depósito de las formaciones anteriores, se sucedieron una emersión, una tectónica quebradiza y una erosión consecutiva que provocaron el levantamiento, la fragmentación y la disección acentuada de los relieves anteriores. Luego, el centro de subsidencia se desplazó hacia el Sur y el Sureste, y se realizaron nuevos depósitos que cubrieron los anteriores. El triángulo entre San Vicente, Ancón y Chanduy representa un excelente ejemplo de esto.

Se trata esencialmente de depósitos no cimentados de arenas entre finas y gruesas, calcáreas, que contienen localmente un fuerte porcentaje de gravillas y de trozos de conchas. Estos alternan con arenas arcillosas y arcillas de cremas a verdosas y lechos arenisco-conglomeráticos, entre los cuales uno, rico en conchas, parece constituir la base de esta serie. Según los geólogos de la DGGM (Cartas géologicas a 1:100.000 de Santa Elena y Chanduy, 1974) se trata siempre de la misma formación Tablazo. Según nuestras observaciones, esta segunda serie se diferencia netamente de la anterior por una marcada discordancia, la ausencia de bancos consolidados de areniscas y lumaquelas, y por formas de relieves mucho más monótonas, con desnivel muy bajo que forman un gran "glacis" (en el sentido topográfico) inclinado de 100-120 m al contacto con los relieves de la cordillera de Chanduy al Noreste, hasta el nivel del mar al Suroeste. El modelado asocia las superficies planas originales del depósito, con ondulaciones suaves y pequeñas colinas convexas que resultan de la disección posterior de las arenas por el escurrimiento superficial. El espesor de estos depósitos es siempre débil, de algunos metros a unos diez metros como máximo, y en su periferia, la erosión alcanza las rocas arcillosas del substrato que afloran en las vertientes de las entalladuras.

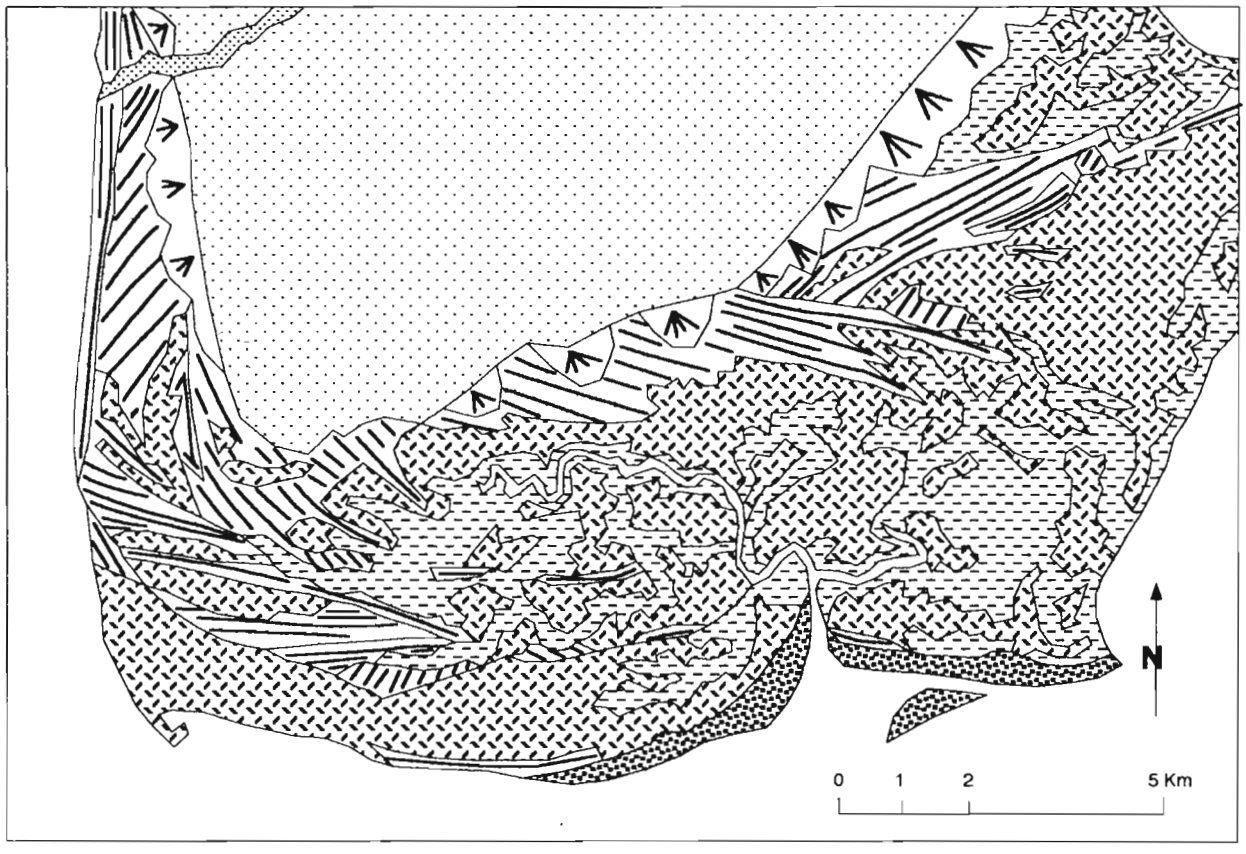
Estos depósitos, que ninguna tectónica posterior viene a perturbar, aparte del levantamiento general responsable de su emersión, constituye la casi totalidad de la Puntilla de Salinas y prosiguen hasta Playas y más allá, en donde están cubiertos por la franja de glacis del flanco Sur de la cordillera de Chanduy. También se los encuentra con características similares sobre el extremo Noreste de la isla Puná, en altitudes inferiores a 20 m.

Los suelos son planosoles, vérticos en la isla Puná, y no vérticos, porque se vuelven rápidamente arenolimosos en profundidad, en la Península. Pero aquí, contrariamente a los planosoles de la región de Manta, el horizonte empobrecido álbico es muy poco espeso. Parece erosionarse en vez de formarse. Lo que dejaría pensar que estos suelos son heredados de climas más húmedos y más contrastados, bajo los cuales, los procesos de planosolización se desarrollaban en su máximo.

La costa Sur de la península presenta tres características interesantes:

- Una dirección rectilínea dominante SE-NO, seguramente provocada por un accidente tectónico de igual dirección (probablemente dividido en tres segmentos), y una regularización posterior por las corrientes marinas.
- Pequeñas fallas perpendiculares NE-SO que provienen de los efectos de una tectónica quebradiza vertical

Fig 21. Los depósitos litorales recientes en el sur de la Isla Puná



Relieves sedimentarios indiferenciados

Conos y glacis de esparcimiento

Cordones (con el sentido de la depositación)

Salitral

Manglar

Acumulaciones litorales actuales de lodos, limos y arenas

Valle fluvial

Elaboración: A. Winckell

y posiblemente también tangencial, muy reciente, ya que desnivela los depósitos consolidados de la primera fase de los Tablazos. Esta provocó un hundimiento y desplazamiento relativo hacia el interior de cada compartimiento oriental, dando así al diseño de la costa su aspecto típico en escalera.

- Una removilización por el viento de los depósitos marinos más recientes, que forman así una línea de dunas y nebkas litorales.

Los depósitos litorales (unidad 118)

Por los imperativos de escala muchas veces se despreció su papel, pero aquí ocupan una extensión que permite su figuración. En su mayoría se trata de depósitos entre subactuales y actuales de playas, cordones litorales y rellenos de lagunas detrás de los cordones, y de depósitos marinos salinos. Todos contienen númerosos residuos de conchas, hacia San Pablo por ejemplo. Mientras que las playas y los cordones litorales están constituidos por arenas de finas a muy finas, muchas veces removilizadas por el viento, las lagunas interiores, campo de predilección de las salinas, son más comunmente constituidas por depósitos variados, de arcillosos a arcillo-limosos.

En la Península, los cordones presentan dos direcciones dominantes, como resultado de la deriva litoral:

rectilíneos y SE-NO sobre la costa Sur, pero encorvados y SSO-NNE sobre la costa occidental.

Al Sur de la isla de Puná, su yacimiento es más complejo y atestigua de varios períodos de establecimiento. Cerca del Cerro Zambapalo, se distinguen claramente tres generaciones (Fig 21): la más antigua al Noreste muestra una dirección SO-NE, y está cortada en su parte Sur por una serie compleja de cordones O-E a ONO-ESE. Estas dos primeras fases son antiguas ya que están directamente en contacto con el pie del Cerro, y demuestran la dirección de las primeras derivas, cuando las corrientes litorales venían a chocar directamente contra el Cerro Zambapalo, hoy aislado a más de 2 km al interior de las tierras. La tercera generación es esencialmente O-E, y característica de toda la parte Sur, hasta los cordones actuales. Todos están estrechamente relacionados con depósitos de manglares y salitrales, en medio de los cuales constituyen los testigos de las diferentes fases de la regularización de esta costa.

También están presentes sobre una estrecha franja a orillas de la costa occidental, pero con una dirección S-N a SSO-NNE, homogénea y semejante a las de la costa y de la deriva litoral. En su parte Sur, la situación se complica un poco y cordones oblícuos y encorvados aseguran la transición con los de la zona anterior.

Los valles fluviales (unidad 109)

Presentan, en el medio desértico de la península, una importancia considerable por ser potencialmente regables, constituyen los medios privilegiados de desarrollo. Es el caso del valle del río Zapotal al Sur, con la construcción de la represa artificial de Azúcar y sobre todo la de Colonche al Norte con el embalse de San Vicente. Este valle ocupa así mismo una posición privilegiada al pie de la cordillera costanera cuya vertiente Oeste, así como las cimas, son la sede de importantes precipitaciones orográficas. Así, los buzamientos estructurales, con dominante SO, guían las circulaciones subterráneas en el mismo sentido y alimentan los manantiales de la parte baja del abrupto y las capas subterráneas del valle. Esta situación bastante excepcional ya era explotada por las primeras civilizaciones conocidas de este espacio como lo atestigua el sitio de Valdivia.

Los suelos, aluviales, tienen una textura variable, más gruesa río arriba, más finas río abajo en donde los fenómenos de salinidad y de hidromorfía son frecuentes.

UTILIZACIÓN Y EVOLUCIÓN MORFODINÁMICA ACTUAL

Por las condiciones climáticas que reinan sobre la Península, la actividad agrícola en esta región, casi vacía de toda presencia humana con excepción de los polos turísticos y balnearios costaneros, sólo puede ser marginal. Sin embargo recientes modificaciones intervinieron luego de la implementación de represas hidráulicas que ofrecen así posibilidades de regadío y la implantación de prósperos cultivos de hortalizas en el valle de Colonche, o río abajo y sobre las orillas de la represa de Azúcar.

En lo que atañe a los fenómenos morfodinámicos actuales, el valle de Colonche separa dos conjuntos muy diferentes.

Al Norte, gozando de condiciones climáticas relativamente favorables por las precipitaciones orográficas provocadas por la pantalla de la cordillera situada atrás, la utilización agrícola se compone esencialmente de pastos mejorados y de cultivos de subsistencia (maíz, maní) asociados con pastos mejorados sobre las colinas y con cultivos de hortaliza y de arboricultura tropical en los valles. Los fenómenos morfodinámicos son poco activos; sin embargo, sobre las fuertes pendientes (superiores al 40 %) de los relieves arcillosos de las unidades 40 y 41, ocurren algunos movimientos de masa: solifluxión y deslizamientos. Su frecuencia sigue siendo todavía baja, pero una intensificación del pastoreo podría favorecer la generalización de esta dinámica.

Al Sur, reinan condiciones desérticas y subdesérticas y la utilización actual está extremadamente poco desarrollada. Se limita a una ganadería caprina itinerante y extensiva adentro de una vegetación natural muy abierta de cactos y arbustos espinosos. Hacia el Oeste, es reemplazada por una cobertura simplemente herbácea y algunos cultivos de subsistencia o localmente de hortalizas ubicadas alrededor de los pueblos y de las fuentes de agua.

Sin embargo, fenómenos morfodinámicos bastantes intensos se desarrollan sobre extensos espacios; éstos son de tres órdenes.

- Desprendimientos y descolgamientos de bloques de los acantilados y cornizas del contorno de las mesas de la unidad 110, actualmente poco activos. Pero los bloques esparcidos sobre los relieves subyacentes, al Norte de Santa Elena por ejemplo, atestiguan de una actividad importante relativamente reciente.
- Fenómenos eólicos sobre el contorno de las costas y especialmente sobre el litoral Sur en donde fuertes vientos provenientes del océano removilizan todos los depósitos arenosos existentes (actuales y antiguos) y forman nebkas y dunas cuyos efectos son espectaculares sobre las construcciones turísticas edificadas imprudentemente en el borde inmediato del litoral entre Playas y Posorja por ejemplo.

- Pero estas regiones se ven sobre todo sometidas a un escurrimiento superficial activo. Sobre formaciones con dominante arenosa, que además no gozan de ninguna protección debido a la cobertura vegetal casi inexistente a principio de la estación lluviosa (diciembre-enero), se desarrollan intensos fenómenos de escurrimiento difuso y concentrado que provocan rápidamente el decapado superficial, el cavado de zanjas y torrenteras así como acumulaciones terreras arenosas en las hondonadas.

Estos fenómenos afectan esencialmente la unidad 114, aún sobre las pendientes más suaves, de algunos grados, pero también parcialmente las unidades 110 y 55, destruyendo así los suelos superficiales muy poco desarrollados. Se trata aquí de un ejemplo de susceptibilidad de una formación a la erosión - esencialmente debido a su textura arenosa - sin intervención humana, que sólo la utilizacion de una planta protectora de cobertura podría parar; lo que es casi irrealizable bajo las condiciones climáticas actuales. Conviene estar alerto para no intensificar la utilización de estas zonas como terreno de recorrido para el ganado caprino con el fin de no destruir lo que todavía persiste de la escasa cobertura vegetal que queda. Algunos fenómenos de escurrimiento también podrían acompañar la práctica del riego en los valles si no se realiza un perfecto manejo del agua de regadío.

4. LA LLANURA CENTRAL Y SU PIEDEMONTE

Por oposición a la gran diversidad de los paisajes sedimentarios de la parte costanera occidental, la llanura central y su piedemonte, que ocupan aproximadamente un tercio del espacio costanero, parecen de una gran sencillez. Ubicados entre los conjuntos sedimentarios costaneros al Oeste y la cordillera andina al Este, toman la forma de un amplio corredor meridiano que se extiende sobre más de 400 km desde Quinindé al Norte hasta la frontera peruana al Sur.

La unidad de esta región se debe a su origen: el relleno por sedimentos detríticos cuaternarios de origen continental, aluvial, fluvio-lacustre a fluvio-marino, de una depresión topográfica creada por una fosa de subsidencia meridiana.

Con un ancho general comprendido entre 50 y 100 km en su parte Norte, se estrecha en el sector de Guayaquil-Naranjal para sólo subsistir al Sur como una estrecha franja de 10 a 30 km de ancho hasta Machala y Huaquillas.

Se diferencian claramente tres conjuntos subregionales (Fig. 22).

- Desde su extremo Norte por Quinindé, hasta una línea Daule-Puebloviejo al Sur, se extiende un relieve entre disectado y ondulado que baja gradualmente desde las estribaciones de la Sierra. Lo hemos llamado la alta llanura central.
- Al Sur de este primer conjunto, se extiende la baja llanura aluvial inundable del Guayas que se prolonga por la franja costanera meridional Naranjal-Machala-Huaquillas.
- Todo su reborde oriental, al pie de la vertiente andina occidental está jalonada por un modelado típico de piedemonte con conos de deyección y de esparcimiento coalescentes.

4.1. EL PIEDEMONTE COSTANERO

Desde Santo Domingo al Norte, en la desembocadura del río Toachi, hasta Machala al Sur, a la salida de la quebrada del río Jubones, se extiende una serie continua de conos de piedemonte, de deyección y de esparcimiento. Su ancho promedio es de 10 a 20 km pero alcanzan su mayor desarrollo por Guayaquil con 50 km al Oeste de Bucay.

Las altitudes son evidentemente muy variables según la posición geográfica. Las cimas más altas alcanzan 800-1.000 m por Santo Domingo y Alluriquín al Norte, las más bajas no rebasan altitudes máximas de unos veinte metros al entrar en contacto con la llanura aluvial al Sur.

Sin embargo, los modelados son sumamente homogéneos: una disección nula a moderada, y una baja inclinación que va suavizándose río abajo, al acercarse a la zona de contacto con las llanuras circundantes al Oeste.

El material es extremadamente variable: gravas con guijarros, arenas y limos más o menos arcillosos; depende más de las características hidrodinámicas de los ríos responsables de estos depósitos que de una simple ley de repartición geográfica.

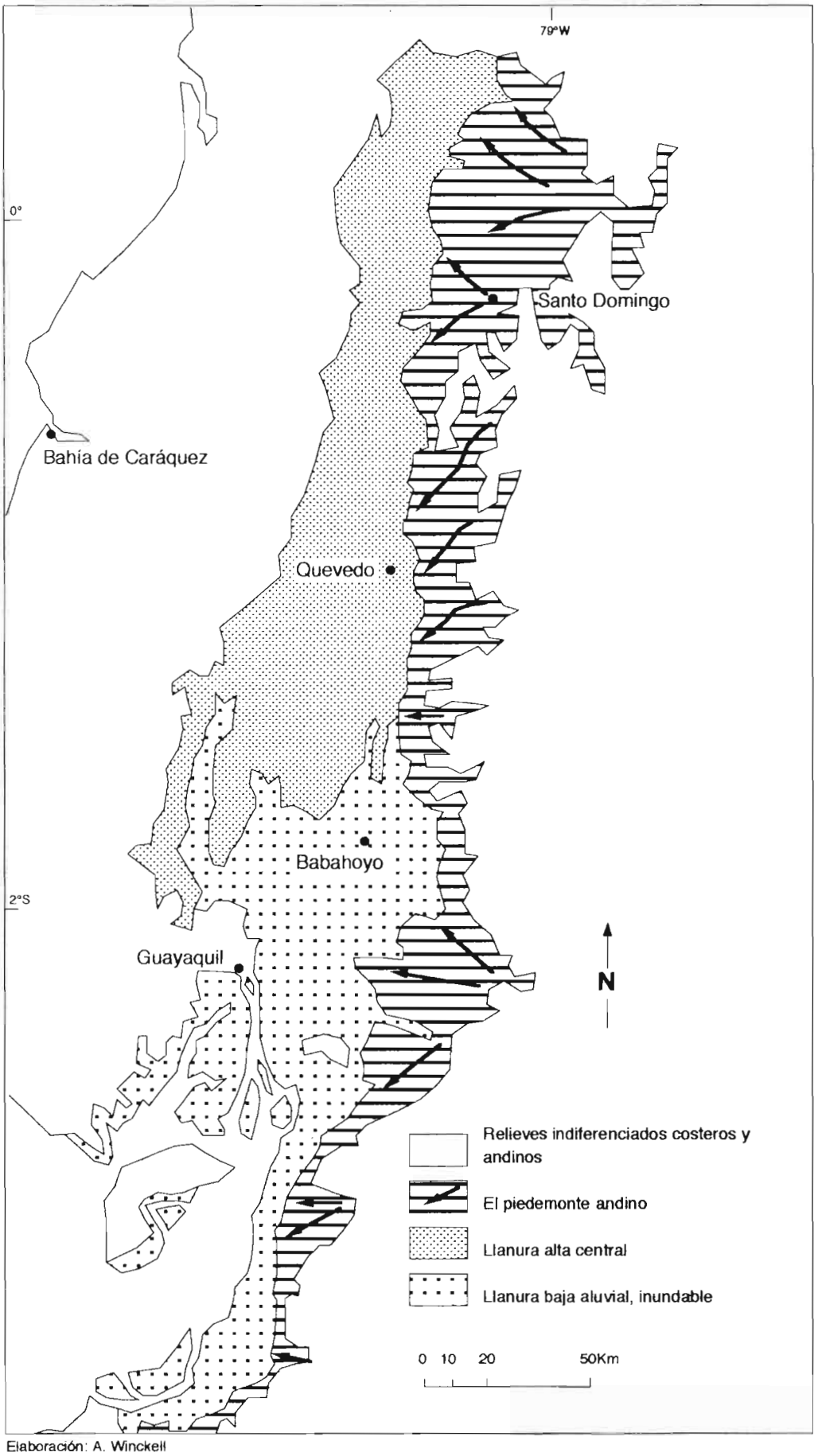
Sin embargo, conviene anotar que la homogeneización del conjunto se ve asegurada en toda la parte Norte, por la existencia de una potente cobertura reciente de origen piroclástico, que borra así todas las diferenciaciones del substrato, mientras que la evolución edafológica de esta cobertura piroclástica ha sido muy diferente según los lugares y según las diversas condiciones climáticas.

Por su posición al pie de los relieves andinos, los paisajes de piedemonte del Norte y del centro se diferencian del resto de la llanura costanera por una humedad más acentuada y climas de semihúmedos a húmedos. Las condiciones climáticas que reinan en la región se ven fuertemente influenciadas por el gradiente mayor de disminución de las precipitaciones hacia el Sur. Las precipitaciones medias anuales varían desde más de 2.500 mm en el sector Norte (2.660 mm en San Antonio) a 805 mm en el sector Sur (Pasaje) detrás de la llanura de Naranjal-Machala. Por fin, en el extremo Suroeste, entre Machala y Huaquillas, la aridificación más acentuada también afecta a las zonas de piedemonte en donde las precipitaciones ya sólo alcanzan 400-500 mm, delimitando así zonas secas, hasta semiáridas en continuación con la llanura costanera por Huaquillas.

De Oeste a Este se encuentra un gradiente secundario de aumento de las precipitaciones, resultado del bloqueo orográfico de las circulaciones atmosféricas que se traduce por valores más bajos de precipitación media anual en el borde occidental de la unidad (San Carlos 1.440 mm repartidos en 135 días) y valores más elevados cuando nos acercamos a la cordillera: Bucay, estación ubicada a la misma latitud que San Carlos, tiene una precipitación media anual de 2.290 mm y 275 días de lluvia.

El número de meses secos varía según los mismos gradientes, de 4 al Norte (San Antonio) a 9-10 en el Sur (probablemente 11 en el extremo Sur cerca de Arenillas) y de 8 al Oeste (San Carlos) a 4-5 al Este (Bucay); los défi-

Fig. 22. Zonificación fisiográfica de la llanura costera



Elaboración: A. Winckell

cits hídricos anuales varían según las mismas reglas y están comprendidos entre menos de 250 mm y cerca de 600 mm.

La evaporación (Piche) disminuye cuando nos acercamos al piedemonte y pasa de 735 mm en San Carlos a 410 en San Juan La Maná. La insolación presenta valores relativamente bajos y su valor mínimo se encuentra en el borde oriental de la unidad (735 horas al año en San Carlos, 575 h-años en San Juan La Maná).

Las temperaturas medias anuales son, por lo general, más bajas que para el resto de la región costanera (salvo la península) y, según la altitud, están comprendidas entre 25°C para las partes más bajas y valores menores sobre las primeras elevaciones: 23,6°C en San Juan (290 m), 23,9°C en Caluma (350 m). En el sector meridional correspondiente a la parte más estrecha de la región costanera, se puede ver una ligera influencia de la corriente de Humboldt con diferencias entre los valores extremos de las temperaturas medias anuales de más de 3°C.

Resumen

- *Conos de deyección y de esparcimientos de piedemonte*
- *Clima tropical de semihúmedo a húmedo*
- *Suelos limosos con características ándicas en el Norte; arcillosos, más o menos ferralitizados en el Sureste o localmente aluviales arenosos*
- *Arboricultura tropical, pastos y cultivos anuales mecanizados*
- *Algunos fenómenos de escurrimiento*

4.1.1. Los conos cercanos, aluviales o de deyección, inclinados y disectados (unidades 93, 94, 95, 96)

Se reagrupan aquí los conos con características topográficas bastante marcadas. Están ubicados directamente en la zona de contacto con la vertiente andina, al interior de la cual suben muchas veces bastante alto en las escotaduras que jalonan algunos ríos, como por Valencia y La Maná al Norte.

Todos son conos con pendiente longitudinal marcada hacia abajo, variando de 2 a 5°, pero que pueden localmente alcanzar o sobrepasar los 10°. El modelado de superficie está disectado, ondulado y compuesto por interfluvios ondulados y redondeados dominantes, con pendientes comprendidas entre el 12 y el 25 %, separadas por pequeñas torrenteras y quebradas con faldas empinadas, iguales o superiores al 40 %.

El perfil longitudinal es típicamente cóncavo, las pendientes crecen hacia la parte alta al contacto con los conos coluviales, con los cuales se juntan insensiblemente y que reunimos con esta unidad por imperativos cartográficos.

Las altitudes son extremadamente variables, conforme a las variaciones que afectan la llanura de Norte a Sur. Así, por Alluriquín, se escalonan entre 1.200 y 1.000 m, mientras que bajan a 800-400 m por Valencia-La Maná y sólo son de 500-150 m por Bucay al Sur.

El material es generalmente grueso. Está compuesto por depósitos detríticos, aluviales y torrenciales de guijarros, bloques y gravas en una matriz areno-arcillosa. No es raro encontrar bloques redondeados de dimensión métrica, lo que implica agentes de instalación con fuerte capacidad y competencia.

Viendo sus características, situación y repartición espacial, parece lógico relacionar estos depósitos con los deshielos glaciares cuaternarios de la Sierra, lo que es atestiguado además por su composición mineralógica y petrológica, en su mayoría volcánica. Ocurre lo mismo con la amplitud de los depósitos sin relación alguna con la actual red hidrográfica, notoriamente subadaptada en valles encajonados con terrazas, en el fondo de los cuales serpentean pequeños torrentes con curso tembloroso. El encajonamiento de la red actual, de 20 a 100 m según los sectores, indica además un cavado posterior acentuado y por lo tanto evidentemente una edad relativamente antigua (¿Pleistoceno de inferior a medio?).

La alteración de las formaciones es bastante avanzada y profunda; numerosos afloramientos muestran guijarros fantasmas en una matriz arcillosa rojiza. Esta meteorización esta relacionada con la edad de estas formaciones, pero también con su posición al pie del obstáculo montañoso andino que provoca una pronunciada humedad que favorece una alteración rápida.

Un estudio más detallado de algunos sectores permitió distinguir dos generaciones en esta serie de conos:

- Conos recientes, en proporción dominante, cuyas características corresponden a las descritas anteriormente. Constituyen los testigos de una segunda fase de depósitos, probablemente más importante que la primera que sólo subsiste localmente.

- Conos más antiguos, con modelado superficial disectado en pequeñas colinas convexas, presentes bajo la forma de testigos alargados, que emergen de los anteriores como por Valencia-La Maná (Fig. 23); o conos sobre-

alzados hasta 1.600 m, disectados y rodeados de abruptos como en El Corazón (Fig. 24) o detrás de Bucay (1.000-1.200 m). Algunas delimitaciones y abruptos pueden tener un origen tectónico, como en la zona de La Troncal (Fig. 25). Estos conos, delimitados por fallas o elevados a altitudes mayores, son evidentemente testigos de un deshielo glaciar más antiguo, están más disectados, y sus componentes totalmente meteorizados en arcillas rojizas y guijarros fantasmas. Parte de estos, de reducida extensión, no están representados en el mapa.

Se representaron cuatro unidades, según las formaciones superficiales y los suelos:

La unidad 93: al Sur y al centro, puede ser considerada como la unidad tipo, con formaciones superficiales arcillosas que se desarrollan sobre depósitos originales areno-pedregosos, actualmente bien alterados en arcilla más o menos arenosa y guijarros fantasmas. Los suelos, casi todos arcillosos y lixiviados, son ferralíticos en las zonas más húmedas, fersialíticos en las zonas más secas.

Las unidades 94, 95, 96: ubicadas al Norte de la anterior, están recubiertas por una potente cobertura de proyecciones piroclásticas eólicas recientes (cenizas y lapilli) provenientes de los principales edificios volcánicos activos y recientes del Norte de la Sierra: Cotopaxi, Pichincha, etc. distantes de unos 120 a 150 km.

Estos depósitos, con una granulometría arenosa fina a limosa sólo tienen unos diez centímetros sobre los conos meridionales, pero su espesor va aumentando rápidamente hacia el Norte, alcanzando más de 4 a 6 m al Noreste de Quevedo y tapando así los afloramientos del substrato. Según las condiciones de humedad, están bastante alterados y se caracterizan por una textura limosa a limo-arcillosa y un color característico amarillento a grisáceo.

Recubren el conjunto de las superficies de los conos de los cuales suavizan las formas, siendo las acumulaciones más potentes en las zonas deprimidas que en las colinas en relieve. Estos recubrimientos son posteriores - por lo menos los más recientes - a las principales fases de cavado ya que fosilizan la mayoría de las entalladuras y ondulaciones. El estudio de su cobertura en los valles con terrazas escalonadas es muy interesante: los niveles más bajos, lecho actual o de inundación y terrazas bajas, areno-pedregosas, no llevan esta cobertura y por lo tanto, o son más recientes, o se limpiaron por decapado durante las crecidas. Al contrario, los niveles de las terrazas superiores llevan capas de espesor intermedio, de orden métrico: por lo tanto las emisiones más recientes son posteriores a esta fase de depósitación.

Las diferencias entre las unidades cartográficas son de orden pedogenético:

La unidad 94: ubicada al Este de Bucay, se caracteriza por la presencia de andosoles perhidratados, de color amarillo vivo. Es el único lugar de la zona costanera, a parte de los relieves tabulares entre Portoviejo y Pichincha, en donde estos suelos, habitualmente derivados de cenizas antiguas, existen sin estar recubiertos por andosoles no hidratados, más recientes. Parecería que aquí no se hayan desarrollado a partir de cenizas antiguas sino más bien a partir de cenizas recientes. Sería la granulométria muy fina de dichas cenizas, debido a su alejamiento del lugar de origen, la que habría causado su fuerte alteración en andosoles perhidratados, bajo el clima húmedo de Bucay.

La unidad 95: corresponde a una zona ubicada más al Norte, bajo un clima también húmedo, cubierta por cenizas igualmente recientes, pero más cercanas a los centros de emisión, por lo tanto con una textura más gruesa. Los suelos están en consecuencia menos evolucionados; son andosoles desaturados.

La unidad 96: situada más al Suroeste, corresponde a estas mismas cenizas recientes; pero bajo un clima más seco, dieron lugar a andosoles saturados.

4.1.2. Los conos de esparcimiento, más alejados, planos a poco disectados (unidades 97, 98, 99)

Por lo general, están ubicados debajo de las unidades anteriores, que prolongan por topografías más suaves hasta entrar en contacto con la llanura al Oeste. Los más extensos están ubicados en la zona de contacto con la baja llanura entre Bucay y Naranjito o sobre el borde oriental de la llanura costanera sur; las altitudes varían entre 100 y 200 m río arriba y 5 a 20 m río abajo. Sin embargo, ocupan también espacios relativamente extensos encima de Quevedo, por Valencia y La Maná en donde se escalonan entre 500 y 150 m. Jalonan casi exclusivamente la desembocadura de las principales arterias hidrográficas: los tributarios Norte de Quevedo a Valencia, los ríos Chimbo y Cañar al Oeste de Guayaquil y el río Balao.

Los modelados superficiales son netamente menos acentuados que los anteriores y se presentan como superficies rigurosamente planas, y ondulaciones amplias y rebajadas cuyos desniveles relativos no exceden los diez metros; las pendientes son siempre inferiores al 12 %.

Productos de una misma dinámica fluvial, están estrechamente asociados espacialmente con los conos an-

Fig. 23. Conos imbricados en la zona de Valencia-La Maná

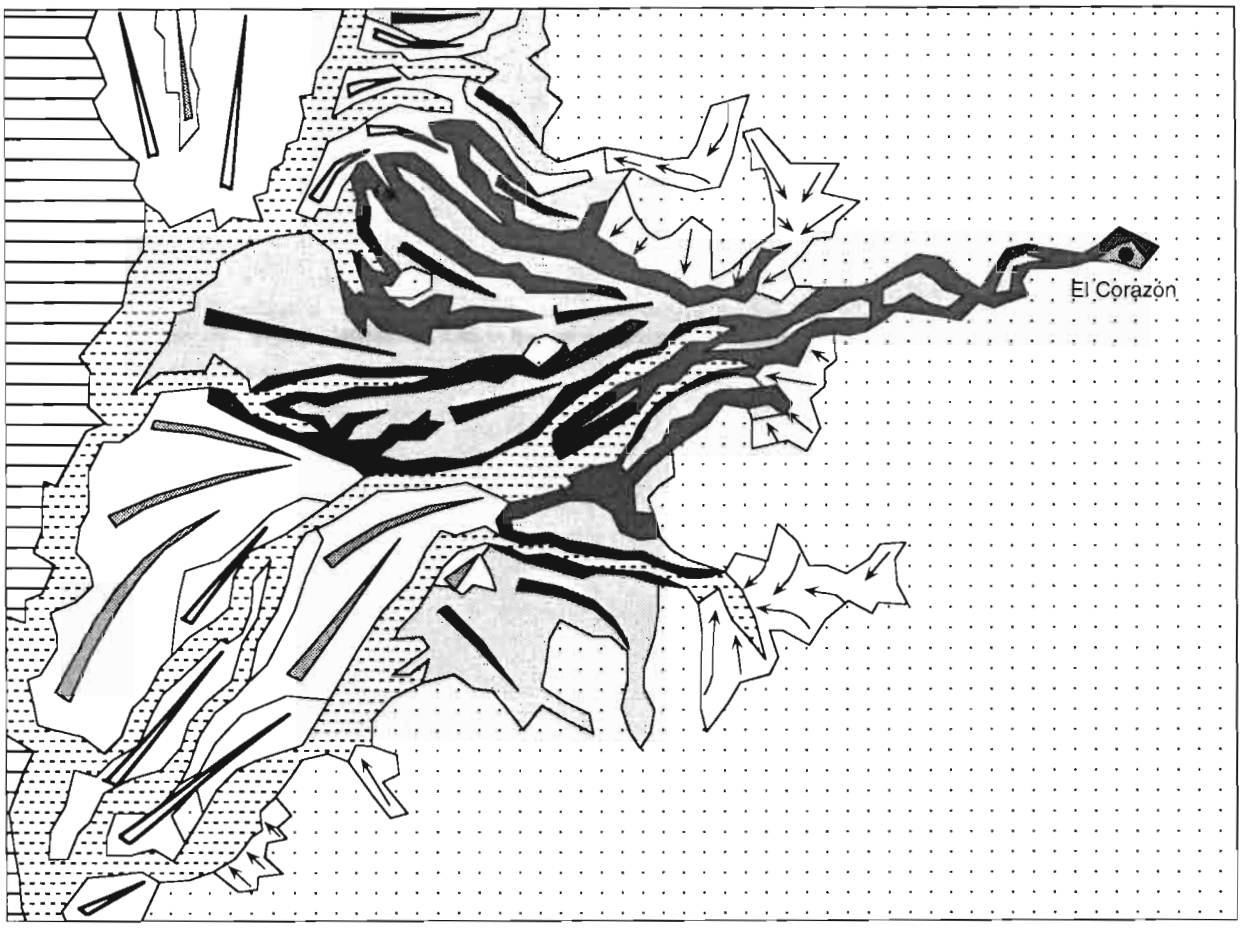
Elaboración: A. Winckell; Fuente: Inventario PRONAREG-ORSTOM, hoja de Quevedo

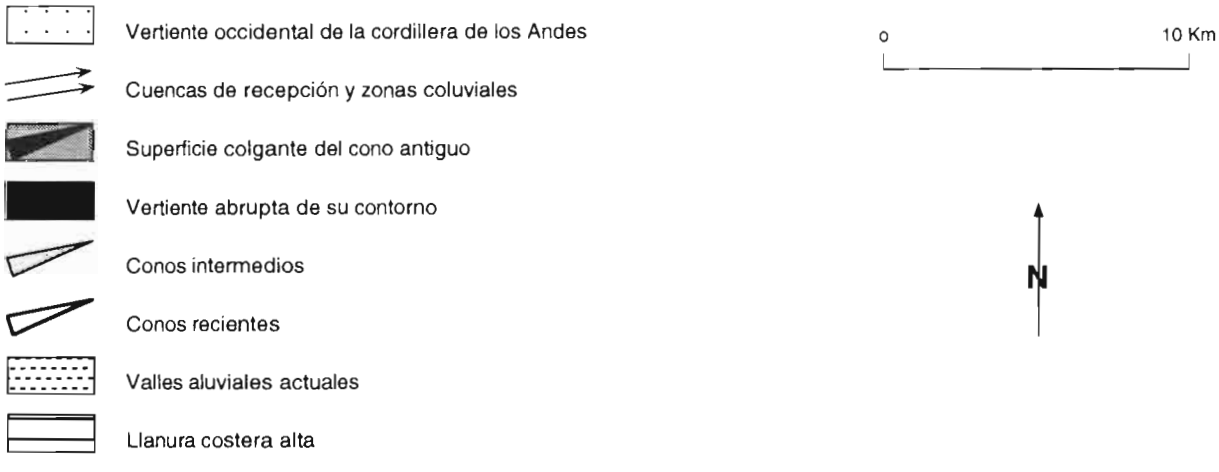
teriores, dentro de los cuales se insertan por intermedio de un contacto digitado. Una fase de dinámica agresiva que llevó a la disección y hasta a la destrucción parcial de algunos conos de primera generación, separó los dos episodios de depósitos, viniendo el segundo a llenar los espacios vacíos debajo de los testigos de los antiguos conos erosionados.

En cuanto a su caracterización, preferimos hablar de conos de esparcimiento, ya que el depósito de material se realizó aquí sobre amplias extensiones, por ríos probablemente divagantes. Los anteriores eran típicamente depósitos de deyecciones debido a la pérdida brutal de energía de los ríos relacionada con las rupturas de pendientes a la salida de las entalladuras de la vertiente andina.

El material depositado presenta también sensibles diferencias con el de los anteriores. Se puede observar

Fig. 24. El cono antiguo colgante de El Corazón





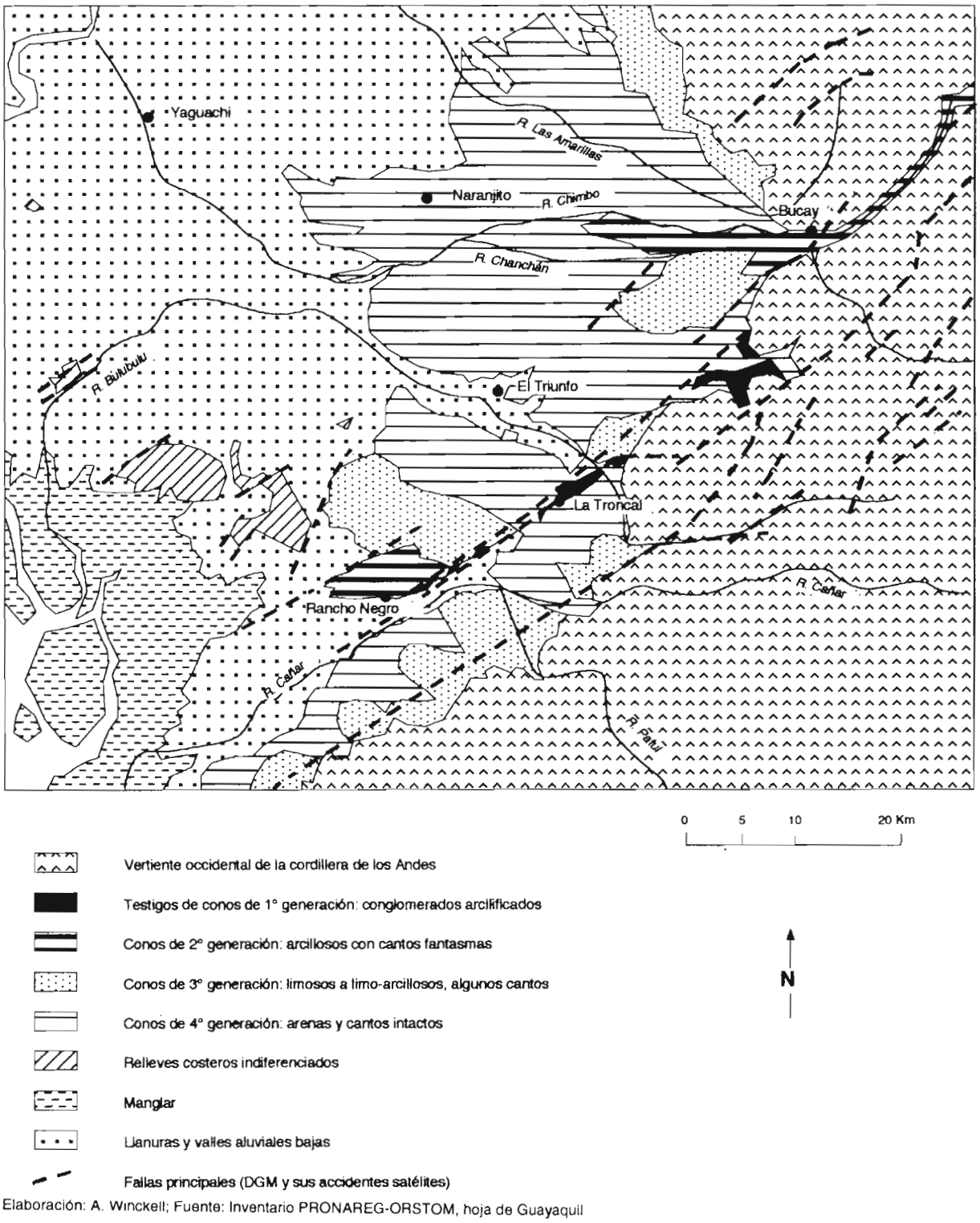
Elaboración: A. Winckell; Fuente: Inventario PRONAREG-ORSTOM, hoja de Quevedo

una clara gradación entre los depósitos areno-pedregosos de la parte alta y los arenosos finos a areno-limosos de la parte baja. Además, en oposición al grupo anterior, estos depósitos nunca son arcillificados, lo que concuerda con la edad más reciente pero también con el clima menos húmedo que reina sobre estos afloramientos.

Se trata entonces de un depósito cronológicamente más reciente (Pleistoceno superior), correspondiente a una segunda fase de deshielo glaciar. Su repartición geográfica homogénea atestigua de su significación regional y por lo tanto probablemente climática. En efecto, fenómenos puntuales (desagüe de una represa originada por un obstáculo: horst tectónico o derrame lávico, erupción particularmente importante, etc.), sólo hubieran tenido repercusiones muy localizadas.

La sucesión observada concuerda además bastante bién con la cronología cuaternaria: un primer deshielo

Fig. 25. Tectónica cuaternaria en la zona Bucay-La Troncal



Elaboración: A. Winckell; Fuente: Inventario PRONAREG-ORSTOM, hoja de Guayaquil

glaciar, al origen de los depósitos de primera generación, fue seguido por un período de cavamento y de disección de esta primera fase de depósitos por ríos poco cargados, con sobrecarga de energía por lo tanto correspondiente a un período glaciar. Un segundo episodio de deshielo de los glaciares andinos provocó luego la formación de esta segunda generación de conos de esparcimiento. Estos conos más recientes se juntan insensiblemente con los depósitos de la alta llanura al Norte, pero dominan con relativa claridad la baja llanura al Sur.

Se cartografiaron tres unidades:

La unidad 97: corresponde a los conos del Sur, con depósitos areno-pedregosos arriba y areno-limosos abajo. Las alteraciones superficiales y los suelos varían en el mismo sentido de areno-limosos con gravas a arcillo-limosos al contacto con la llanura.

Las unidades 98 y 99: son las unidades septentrionales, recubiertas por las cenizas volcánicas. Sus formaciones superficiales son idénticas a las de las unidades 95, 96. En lo que atañe a los suelos:
- la unidad 98 se caracteriza por andosoles desaturados;
- la unidad 99, más al Suroeste, por lo tanto en regiones más secas, por andosoles saturados.

4.1.3. Los glacis ferruginizados del Sur (unidades 100, 101)

Los últimos conos de piedemonte ubicados a la salida de la entalladura del Jubones en Pasaje, se ven luego sustituidos por una estrecha franja de glacis coluvio-aluviales. Con un ancho máximo de 10 km en la región de Huaquillas, constituyen un piedemonte original entre las estribaciones andinas en donde se escalonan entre 70-80 m al Sur y la estrecha llanura litoral hacia la cual bajan hasta 30-40 m al Norte y al Oeste.

El material es un depósito típico coluvio-aluvial, instalado por escurrimiento difuso superficial y no jerarquizado. Está compuesto por gravas y bloques angulosos, guijarros redondeados de cuarzo así como por rocas metamórficas provenientes de los relieves circundantes en una matriz de arenosa a areno-arcillosa rojiza. Localmente, algunos fenómenos de ferruginización provocaron cimentaciones locales, los depósitos así endurecidos se marcan mejor en el modelado y también se conservan más fácilmente.

Este tipo de depósitos está en equilibrio con la zonificación climática de esta región, evolucionando a condiciones de semidesérticas a desérticas hacia el Oeste. Las precipitaciones, poco abundantes, no pueden dar origen a ríos importantes, y los transportes y depósitos se realizan esencialmente por intermedio de un escurrimiento superficial difuso, de tipo coluvio-aluvial. La cantidad de material depositado corresponde también a las características del relieve, ya que pequeñas estribaciones no pueden constituir las formidables zonas de alimentación que son las cuencas y vertientes andinas al Norte.

Son formas heredadas, idénticas a las que hemos observado en la península de Santa Elena, con condiciones climáticas similares. El establecimiento, pero sobre todo la liberación de los óxidos metálicos y luego su ferruginización necesitan de un clima más contrastado que el actual, sobre todo con un período más lluvioso. La evolución actual se limita a una disección bastante débil de estos depósitos, por la realización de entalladuras verticales poco desarrolladas y un decapado de las capas superficiales no cimentadas por un escurrimiento difuso localizado en la estación lluviosa.

Se distinguieron dos unidades según criterios morfoedafológicos:
La unidad 100: corresponde a los restos de los glacis originales tal como fueron modelados: superficie inclinada cóncava de la parte alta hacia la parte baja que no sobrepasan 2 a 5°, material areno-pedregoso rojizo endurecido en las zonas secas o áridas y totalmente alterado en arcillas abigarradas y guijarros fantasmas al contacto con las estribaciones más húmedas al Este de La Avanzada.

El modelado de superficie está compuesto por lenguas y jirones, con cimas planas a ligeramente onduladas, separadas por pequeños barrancos de orden métrico. Los depósitos siempre tienen poco espesor, 1 a 2 m abajo y 5 m hacia arriba en donde pasan insensiblemente a conos y vertientes más típicamente coluviales que constituyeron sus cuencas de alimentación.

Los suelos son fersialíticos rojos, profundos y lixiviados.

La unidad 101: atañe a la misma formación que la anterior pero con una destrucción más avanzada. Ubicada abajo de la anterior, sólo subsiste bajo la forma de lentes y testigos conservados en la cima de las ondulaciones del paisaje. Los depósitos tienen un espesor siempre inferior al metro y recubren los estratos arenosos potentes del paisaje subyacente, descrito a continuación (unidad 113).

Por lo tanto los suelos y las formaciones superficiales son compuestos. Sobre las ondulaciones cimeras, son también suelos fersialíticos rojos, profundos y lixiviados mientras que abajo son vérticos y más recientes.

4.1.4. Las ondulaciones bajas sobre sedimentos marinos cuaternarios (unidad 113)

Los relieves subyacentes, que fueron parcialmente cubiertos superficialmente por los esparcimientos anteriores, se parecen en todo a las ondulaciones bajas sobre sedimentos cuaternarios vistas en la península de Salinas y en las inmediaciones de Manta (unidad 114).

Como estas últimas, presentan una topografía de suave a moderada con altitudes escalonadas entre 60 y 80-100 m, al entrar en contacto con las primeras estribaciones andinas al Sur, pero que van bajando gradualmente hasta 15 a 20 metros al Norte, cerca de las llanuras bajas, fluviales o fluvio-marinas. Este contacto se materializa por un pequeño abrupto bastante rectilíneo, heredado de una antigua línea de orilla.

Al Sur, los modelados están constituidos por pequeñas colinas convexas, disectadas con cimas redondeadas separadas por entalladuras convexo-cóncavas de algunas decenas de metros. Hacia el Norte, conforme bajan las altitudes, se transforman en ondulaciones más suaves con cimas rebajadas, planas a suavemente redondeadas, separadas por valles coluviales muy poco marcados, cóncavos, ensanchados, poco encajonados. El rasgo común característico es la subigualdad de las cimas, herencia de la superficie original del depósito.

Estos relieves dibujan una franja casi continua de unos diez kilómetros de ancho desde Arenillas hasta la frontera peruana. Pero se prolongan también al Sur, a lo largo de los principales valles de los ríos Naranjo o Palmales, en donde constituyen verdaderas depresiones interiores, en continuidad topográfica.

Se trata de una sedimentación detrítica con dominancia cuarzosa, localmente cimentada por óxidos de hierro y conteniendo numerosos lechos gravosos, con guijarros y localmente conglomeráticos. Los rellenos del valle del río Palmales, por ejemplo, son exclusivamente cuarzosos. Por lo contrario, hacia el Norte, aparecen intercalaciones de capas de arenas arcillosas, de arcillas marinas de verduzcas a amarillentas, más abundantes en las cercanías del litoral. Estos sedimentos tienen un doble origen, al Norte, son el resultado de una transgresión marina, que estimamos contemporánea de la segunda generación de los depósitos "Tablazos" vistos por Salinas y Manta. Hacia el Sur, cerca de las estribaciones andinas, pasan a ser gradualmente rellenos aluviales, hasta torrenciales, provenientes de los relieves continentales.

Bajo un clima caracterizado por una acentuada aridez, las alteraciones arcillo-arenosas a arcillosas son relativamente poco profundas, y los suelos, con régimen de humedad arídico, son vérticos, a veces planosolizados.

UTILIZACIÓN Y EVOLUCIÓN MORFODINÁMICA ACTUAL

La mayoría de estos paisajes goza de condiciones relativamente favorables en cuanto a la utilización agrícola.

El modelado es por lo general poco accidentado, de ondulado a suavemente disectado. Además, en la parte Norte, los desniveles se ven todavía disminuidos por la cobertura de cenizas volcánicas eólicas.

Además, éstas últimas entrañan un mejoramiento de la calidad de los suelos. Primero físico, porque los depósitos aluviales de los conos, areno-pedregosos o arcillosos están cubiertos por una potente capa blanda de limo-arenosa a limo-arcillosa. Luego químico ya que las principales carencias que afectan el substrato de los conos no se encuentran en las cenizas superficiales.

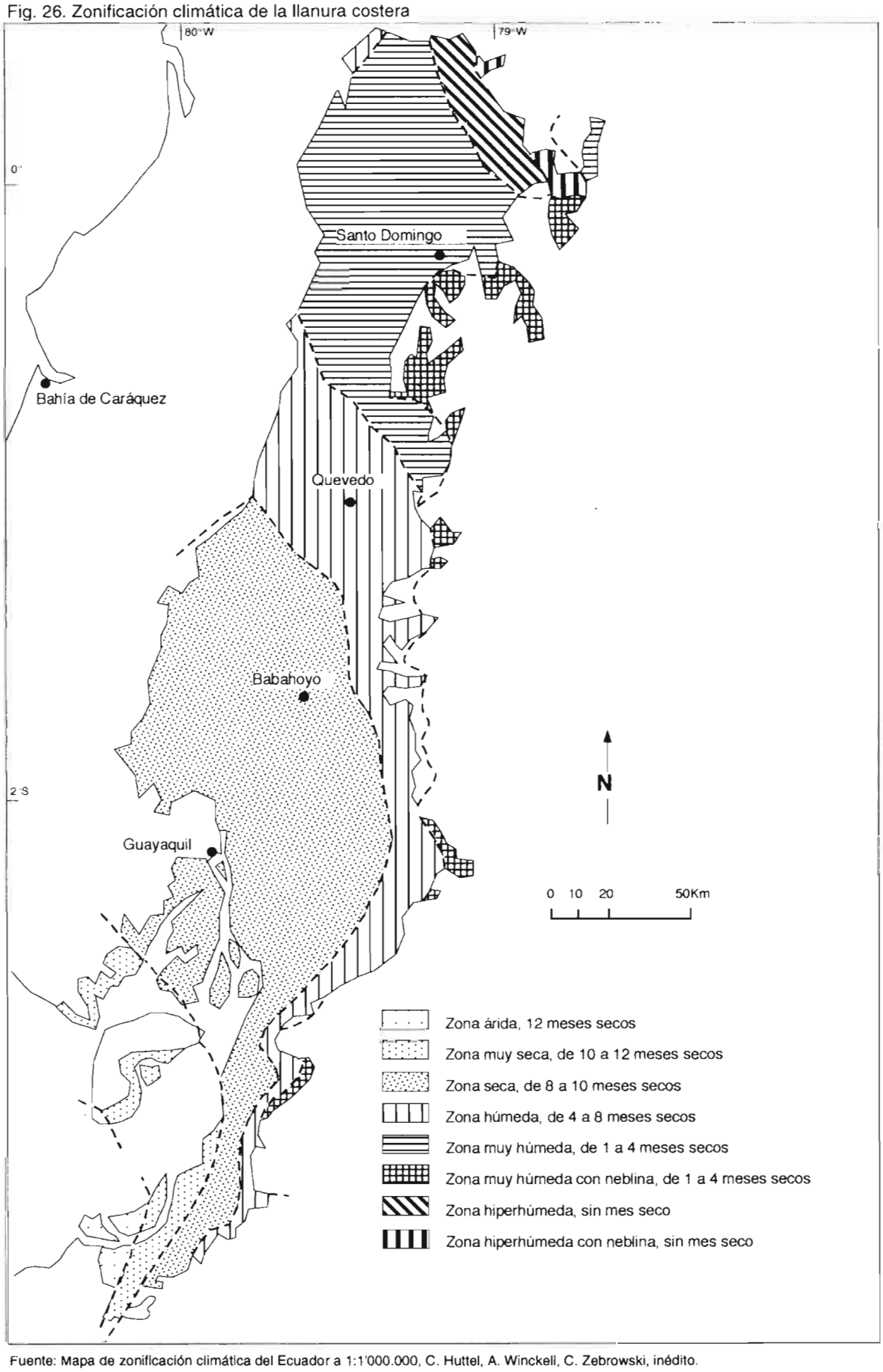
Las condiciones climáticas semihúmedas a húmedas, creadas por la presencia de la barrera montañosa de los Andes, atrás, favorecen el desarrollo de una amplia gama de cultivos.

La agricultura está bien diversificada y principalmente compuesta por arboricultura tropical que asocia bananos, cítricos y cacao en el centro y Sur, a veces café con pastos artificiales y cultivos de subsistencia. Al Norte, en donde los modelados suavizados con cobertura de cenizas se acompañan de suelos químicamente más ricos, ésta valorización tradicional tiende a ser reemplazada por explotaciones mecanizadas de maíz, soya y maní, establecidas sobre las pendientes más suaves

En toda la zona de explotación tradicional, la cobertura vegetal sigue siendo abundante sea ésta natural (arboricultura bajo sombra) o artificial (pastos o plantaciones) y los fenómenos morfodinámicos poco desarrollados. Los únicos riesgos se limitan a crecidas de desbordamiento de cada lado de los ríos, pero únicamente sobre los niveles inferiores de terrazas. Sólo afectan extensiones significativas cuando los ríos no están encajados, sobre los conos más recientes. Estos desbordamientos, felizmente poco numerosos, pueden dar lugar a cambios de los cursos según las generadoras del cono, como ocurrió localmente durante el fenómeno de El Niño (1982-1983) y destruir así puentes y infraestructuras viales. Así mismo, algunos conos que se prolongan hasta entrar en contacto con la llanura, pueden sufrir inundaciones en su parte inferior. Tales fenómenos, de una particular amplitud se produjeron durante El Niño de 1982-83 y provocaron importantes daños en las plantaciones de cacao y la arboricultura de la parte Sur.

Al Norte, la práctica de los cultivos mecanizados sobre grandes superficies puede provocar daños más importantes al medio ambiente. En efecto, la preparación mecanizada de las tierras antes de las siembras se acompaña de una puesta al desnudo total que se prolonga además durante los primeras fases del crecimiento. Como estas fases coinciden con el principio del período de las fuertes precipitaciones, se producen escurrimientos superficiales difusos y concentrados hasta en las pendientes muy suaves del orden de algunos grados, sobre todo en los suelos más

Fig. 26. Zonificación climática de la llanura costera



Fuente: Mapa de zonificación climática del Ecuador a 1:1'000.000, C. Huttel, A. Winckell, C. Zebrowski, inédito.

sensibles, desarrollados sobre cenizas volcánicas eólicas, con textura de limo-arenosa a limo-arcillosa. En la mayoría de casos, provocan un decapado superficial con depósitos terreros arenosos en las hondonadas; pero también se constata el cavado de rasguños, zanjas y luego torrenteras de orden métrico cuya existencia constituye una grave molestia a la mecanización.

Estas tierras, potencialmente muy ricas, deben absolutamente ser protegidas. La práctica de técnicas agrícolas apropiadas destinadas a mejorar la cobertura del suelo y por lo tanto su protección al principio de la estación lluviosa debe ser una de las prioridades del uso agrícola en estos sectores.

En el extremo Sur, sometido a condiciones subdesérticas, los fenómenos actuales no requieren los mismos grados de protección. Sobre los depósitos areno-pedregosos de los glacis, con potencialidades agronómicas muy bajas, y con una cobertura vegetal muy discontinua, de herbácea a arbustiva con espinos y cactos, las condiciones climáticas no permiten la implantación de actividades agrícolas, con excepción de una ganadería caprina extensiva sobre terrenos de recorrido. Por lo tanto, la morfodinámica actual se limita a un escurrimiento superficial difuso que remueve de algunas decenas de metros la superficie de los depósitos, llevando sus elementos finos, que son depositados en las hondonadas coluviales o aluviales.

4.2. LA ALTA LLANURA CENTRAL

Esta ocupa los dos tercios de la llanura costanera y se extiende sobre aproximadamente 250 kilómetros desde el final de las estribaciones de la vertiente andina septentrional en la latitud de Quinindé hasta entrar en contacto con la llanura baja, a lo largo de una línea oblicua Daule-Puebloviejo.

Encajonada entre la vertiente andina externa occidental al Este y los relieves sedimentarios costaneros al Oeste, presenta dos excrecencias en sus extremidades Norte y Sur. Al Norte, su anchura máxima alcanza 100 km en la latitud de El Carmen, mientras que al Sur, todavía se extiende sobre 70 km al nivel de Puebloviejo. Su parte central más estrecha mide 30 a 35 km al Norte de Quevedo.

En oposición con las regiones circundantes, presenta un modelado típico, asociando superficies de disección variable pero siempre moderada, muchas veces en forma alargada y entalladuras coluviales con perfil en V, o localmente quebradas en el fondo de las cuales fluyen las arterias hidrográficas. Estas últimas se organizan según dos cuencas principales de cada lado de un eje Este-Oeste: El Carmen-Santo Domingo. Al Norte, se dirigen hacia el río Esmeraldas al Noroeste, mientras que al Sur el drenaje se realiza en dirección a los ríos Babahoyo y Guayas.

Esta separación del drenaje se refleja en la topografía. Las altitudes suben gradualmente de 20-25 m desde Puebloviejo al Sur hasta Santo Domingo que se ubica a 600 m. Al Norte, la pendiente es inversa y las altitudes bajan hasta 200 m hacia Quinindé. Hacia el Noreste, están prolongadas, en perfecta continuidad, por las superficies inclinadas de los grandes conos de esparcimiento originarios de la Sierra.

Si bien la alta llanura costanera tiene una evidente unidad física, no pasa lo mismo con su climatología (Fig 26). En efecto este largo corredor meridiano está cortado en forma transversal por las isoyetas de dirección SE-NO al Sur que se encorvan hacia el SSE-NNO al Norte.

Las precipitaciones medias anuales son más bajas en el sector sur, de 970 mm (Isidro Ayora) a 1.500 mm (Vinces) y el número de días de lluvia por año está comprendido entre 75 y 110; en este sector que sube hasta la latitud de Balzar, también encontramos las temperaturas medias anuales más elevadas (superiores a 25,5°C), un déficit hídrico anual del orden de 800 mm durante una estación seca de 8 a 9 meses. En el otro extremo, el Norte y una franja que bordea el piedemonte de los Andes poseen precipitaciones medias anuales fuertes, (3.000 mm repartidos en 195 días a Las Delicias) que alcanzan probablemente 4.000 mm por el río Guayllabamba al Norte, unas temperaturas medias anuales inferiores a 24°C, un déficit hídrico anual inferior a 150 mm y un número de meses secos que no sobrepasa 4. Un amplio sector central posee condiciones intermedias, precipitación media anual alrededor de 2.000 mm, déficit hídrico anual que puede alcanzar 500 mm y un número de meses secos de 5 a 7.

Volvemos a encontrar la oposición entre las partes Norte y Sur para la repartición de las lluvias durante el año; en el sector Norte las precipitaciones durante los meses de estación seca siguen siendo importantes, entre 80 y 100 mm por mes, mientras que en el sector Sur los meses de julio a septiembre pueden no tener lluvias.

La insolación y la evaporación (Piche) disminuyen fuertemente cerca de los relieves y progresivamente hacia el Norte, desde 870 horas al año y 820 mm anuales respectivamente en Pichilingue hasta 580 h-año y 360 mm en Santo Domingo. A la inversa, la humedad relativa del aire (media anual) es más elevada en el sector Norte y las zonas cercanas a relieves (91% en Santo Domingo) y más baja en el sector Sur (76% en Isidro Ayora).

Resumen

- *Alta llanura y grandes conos antiguos de esparcimiento*
- *Modelado de superficie con disección moderada*
- *Climas tropicales de secos a húmedos*
- *Cobertura casi general de cenizas volcánicas eólicas, con andosoles en la región húmeda y suelos pardos en las regiones más secas*
- *Escurrimiento superficial difuso y concentrado*

RASGOS Y CARACTERÍSTICAS DE LA MORFOGÉNESIS

El apelativo utilizado "alta llanura", sólo es perfectamente válido para la parte Sur en donde se observa un crecimiento muy gradual de las altitudes, desde el contacto con la llanura baja que domina por un pequeño abrupto dentellado de unos diez metros. Por Vinces-Puebloviejo, las altitudes de las partes superiores son de 20-25 m y crecen luego gradualmente hacia el Norte, 60 m en El Empalme y Quevedo, 180-200 en Puerto Limón y Puerto Nuevo al Sur y al Oeste de El Carmen.

Por lo contrario, la parte Norte presenta una inclinación más fuerte, Así, a partir de las altitudes más bajas ubicadas por los 180-200 m al Norte de Quindindé, se asiste a una subida regular de las altitudes, lenta hasta Puerto Quito (300 m), luego más rápida, 600 m en Santo Domingo y 1.200 m en Los Bancos. Los relieves de la alta llanura se juntan insensiblemente con los enormes conos de esparcimiento en la desembocadura de los principales ríos andinos. Se insertan, más arriba, a lo largo de sus entalladuras que jalonan por testigos encaramados. El del río Toachi alcanza 1.000-1.200 m por Alluriquín, ¡pero el gigantesco cono de los ríos Blanco y Guayllabamba culmina a 2.350 m al Oeste de Tandayapa(!)

Las observaciones de la topografía concuerdan perfectamente con los resultados del estudio geomorfológico. Alta llanura y conos de esparcimientos son genéticamente relacionados. Están formados por los depósitos aportados por los principales ríos provenientes del Norte de la Sierra según el proceso invocado en el capítulo anterior acerca de los conos de deyección y esparcimiento. Esa estrecha relación en cuanto a su origen, así como la imposibilidad de encontrar un límite entre la llanura alta y los grandes conos de esparcimiento, justifica que se haya escogido unificar cartográficamente estos dos conjuntos, y por consecuencia no representar conos de piedemonte al pie de la vertiente andina septentrional (Fig. 24). Tal solución presenta además la ventaja de permitir una rápida comparación visual entre estas formas heredadas de un misma generación de procesos y otras entidades relacionadas con episodios similares como el cono de El Placer o el conjunto de las "Mesas" orientales.

Debido a la amplitud de la sedimentación y del encajonamiento posterior (400 m en Mindo), es evidente que se trata de depósitos antiguos, en relación con ríos de capacidad y competencia mucho más elevadas que la red actual. Es razonable relacionarlos a uno o varios períodos de deshielo glaciar y al aumento consecutivo del escurrimiento hídrico fluvial por la fundida del casquete glaciar andino. Así mismo parece evidente que se debe relacionar la enorme cantidad de material depositado con la fuerte actividad volcánica andina.

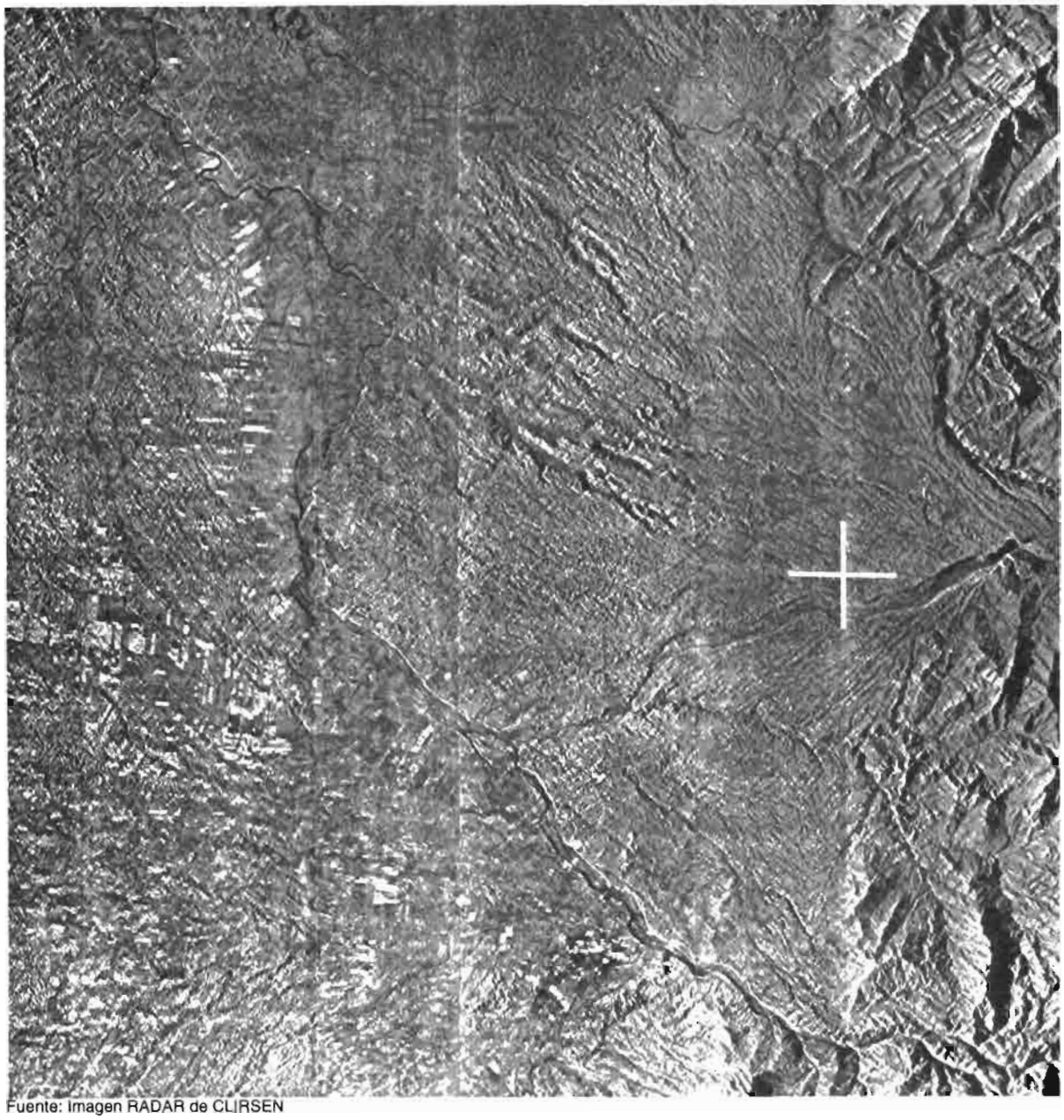
La localización de estos depósitos está, evidentemente, relacionada con la ruptura de pendiente en su perfil longitudinal, en la salida de la vertiente andina. Esto provoca una brusca baja de su potencia y de su capacidad de transporte y conlleva el depósito inmediato de los sedimentos en sobrecarga. ¡Si bien tales fenómenos son bien conocidos, resulta sin embargo, difícil imaginar los procesos capaces de generar un cono de 100 km de largo y de 2.150 m de desnivel total, como el de la zona de Los Bancos(!)

Otros relieves similares jalonan las vertientes andinas: el cono de El Placer al Noroeste o el de la desembocadura del río Pastaza en la Amazonía. Nos parece razonable pensar que las primeras fases de sedimentación del cono de Bucay pertenece también a esta generación, pero el hundimiento importante y continuo de la llanura del Guayas no permite observarlos actualmente. Son fenómenos generales y por lo tanto, de origen climático.

Sin embargo, no hay que subestimar el papel de la tectónica cuaternaria y del levantamiento continuo de la barrera andina. Estos movimientos, contemporáneos, pero también parcialmente posteriores a la edificación de los conos, participaron al crecimiento de las altitudes de la parte alta de los conos; allí radica seguramente la explicación de los 2.350 m de la parte alta del cono de los ríos Blanco y Guayllabamba. Es también parcialmente a una red de fracturas ortogonales NO-SE y SSO-NNE que atribuimos el dibujo dentellado del contacto llanura alta-llanura baja. La primera dirección es paralela a las fracturas de la cordillera costera y de la península, la segunda corresponde a una dirección andina predominante relacionada con la abertura del golfo de Guayaquil.

Pese a su amplitud, los depósitos actualmente observables sólo representan una pequeña parte del relleno de la fosa localizada sobre el emplazamiento de las llanuras costaneras. Los datos de geofísica y de sondeos pro-

Fig. 27. Los conos de esparcimientos del piedemonte noroccidental



Fuente: Imagen RADAR de CLIRSEN

fundos (Mapa geológico nacional de la DGGM. 1982) permiten, en efecto, deducir que la base de la secuencia terciaria varía de 1.500 m en Santo Domingo a 4.000 m en Quinindé. En la parte Sur de la llanura se aproxima a 2.000 m pero alcanza 3.000 m al Norte de El Empalme. Al Sur, por Vinces, se vuelve a levantar y sólo es de 1.500 m (Fig. 32). Espesores enormes que incluyen también los sedimentos terciarios, pero que permiten pensar que el relleno cuarternario es más potente que lo que deja suponer el examen de los cortes aéreos. Sobrepasan probablemente los 1.000 m.

Formaciones litológicas y superficiales han sido poco estudiadas en los documentos geológicos establecidos. Mencionan una formación Baba (Plio-pleistoceno), una formación San Tadeo (Pleistoceno), una formación Pichilingue (Cuaternario), aluviones cuaternarios y terrazas no diferenciadas. No hemos adoptado esta nomenclatura cuyas diferenciaciones nos parecen muy discutibles tanto en su contenido como en su delimitación cartográfica.

Debido a la potente cobertura piroclástica superficial, sólo las entalladuras de los conos permiten observar

la sedimentación.

El corte más alto, a lo largo de la quebrada de Mindo, mostró más de 400 m de una sucesión de conglomerados, arenas y areniscas. Los primeros dominan y constituyen capas métricas a decamétricas de depósitos torrenciales sin ordenamiento, compuestos por guijarros y bloques redondeados de tamaño variable entre el decímetro y el metro. La matriz arenosa, gruesa puede ser blanda o completamente cimentada en arenisca extremadamente resistente. Arenas y areniscas son de medias a gruesas, muchas veces pedregosas, y dispuestas en capas por lo general menos potentes. El material es casi exclusivamente de origen volcánico: rocas, piedras pómez y lapillis. Sólo la cimentación los diferencia y se escalonan entre un polvo arenoso friable pardo y facies de grauwackas, muy duras, de negras a verduzcas. Se observaron otras intercalaciones de horizontes arcillosos de blancuzcos a grises y depósitos heterogéneos que, al acercarse a la Sierra, removilizan probablemente lahares.

Hacia la parte baja, los sedimentos se vuelven, lógicamente, más finos. El mejor corte en la llanura está constituido por las vertientes de los taludes de la entalladura de la represa Daule-Peripa. Muestra una alternancia de capas con dominancia arenosa y areniscosa de espesor decimétrico a métrico y un porcentaje mucho más bajo de capas pedregosas y conglomeráticas. El tamaño de los guijarros ya sólo es de 2 a 5-10 cm como máximo. La cementación de algunos niveles areniscosos sigue siendo fuerte y todavía se encuentran bancos de grauwackas. Sin embargo, las capas limosas y arcillosas son mucho más importantes, algunas con alta cantidad de componentes de origen volcánico (cenizas, lapillis y piedras pómez) se asemejan a las cineritas, areniscas y limos tobáceos.

Se pueden observar grandes variaciones de las condiciones de depósito. Luego de series finamente estratificadas sobre decenas de metros suceden conjuntos de tipo torrencial, heterométricos y sin ordenamiento. Lo que parece indicar un medio con dinámica cambiante de tipo fluviolacustre con períodos tranquilos que provocan sedimentaciones finas, estratificadas y concordantes, así como bruscas modificaciones con aportes fluviales, gruesos hasta torrenciales.

Al extremo sur, por Daule, dominan los estratos arenosos de grisáceos a pardos, de blandos a muy poco cimentados en alternancia con limos tobáceos con aspecto de cineritas y alineamientos de piedras pómez centimétricas.

La segunda característica se relaciona con la cobertura piroclástica potente, general sobre los conos y al Norte de la llanura.

Se trata de una superposición de varios conjuntos piroclásticos cuyas diferenciaciones bien visibles en la cercania de la Sierra, se atenuan luego sobre la llanura. Los espesores son considerables, superiores a 8 m por Los Bancos, cercanos a 6 m en Santo Domingo, de 4 m en Quinindé y Quevedo. El espesor disminuye luego rápido y paralelamente al alejamiento de los volcanes; las cenizas desaparecen en la parte meridional de la llanura.

Se pueden distinguir claramente dos conjuntos superpuestos, correspondientes a dos grandes períodos de emisión:

- Una capa inferior que corresponde globalmente a las tres cuartas partes del espesor total, de color pardo-amarillo intenso, con textura limo-arcillosa y sin huellas de estratificación o de discontinuidad. Se trata de una primera emisión de cenizas antiguas, hoy en día fuertemente alteradas. La base fue fechada a más de 42.000 años.

- Una segunda capa superior, con textura ligeramente más gruesa, de limosa a limo-arenosa, color pardo a gris amarillento, corresponde a una segunda serie de emisiones más recientes que empezaron hace aproximadamente 8.500 años. Cerca de la Sierra, la granulometría de los depósitos aumenta y se vuelve netamente arenosa. Aparecen claras diferenciaciones en este conjunto: horizontes orgánicos enterrados, niveles más gruesos de piedras pómez y lapillis, capas de proyecciones arenosas, etc. Estas atestiguan de una actividad claramente diversificada proveniente de varios edificios volcánicos andinos (A. Winckell, C. Zebrowski, M. Delaune, 1994, en prensa).

Por otra parte, se reconocieron dos niveles escalonados sobre el esparcimiento de Los Bancos, geneticamente relacionado con el piedemonte central y meridional (Fig. 27).

- La parte central y oriental, alta, disectada, cubierta por cenizas, correspondería a una primera fase, contemporánea de los conos de piedemonte más antiguos.

- La parte baja, noroccidental, entre los ríos Blanco, Canandé y Guayllabamba representa fases posteriores. Su superficie es más plana y regular y su cobertura piroclástica más fina y discontinua, atestigua de una remodelación y de un decapado parcial por escurrimiento fluvial superficial, posteriormente a los grandes períodos de actividad volcánica. Esta superficie debe relacionarse con los sistemas de terrazas encajadas de los conos de piedemonte, con idénticas características superficiales.

La repartición de los paisajes está guiada por tres grandes conjuntos de factores:
- el modelado de superficie que resulta de la disección de los sedimentos fluviátiles depositados,
- la naturaleza de las formaciones superficiales aflorantes: fluviales o piroclásticas,
- el gradiente climático que condiciona medios pedogenéticos que van del Norte húmedo al Sur seco.

Los dos últimos factores presentan un buen grado de correlación y provocan una repartición en franjas paralelas de orientación NNO-SSE. Los hemos utilizado como primer criterio de delimitación de los medios climato-pedogenéticos homogéneos.

Luego, estos fueron divididos según los paisajes que contienen y sus formas de relieve características. (Cuadro 1)

Los medios climato-pedogenéticos homogéneos (Fig 28)

Cuadro 1. Repartición de los paisajes de la llanura alta

	Cobertura total de cenizas volcánicas	Cob. total de cenizas: paleosuelos rojos sobre cenizas	Cob. parcial de cenizas: paleosuelos rojos sobre substrato	Substrato sin cenizas
Paisajes elementales				
Superficies planas a onduladas	Unidad 72	Unidad 77	Unidad 82	Unidad 86
Superficies disectadas	Unidad 73	Unidad 78	Unidad 83	Unidad 87
Niveles aluviales inferiores				Unidad 88
Paisajes compuestos de la llanura alta				
Superficies planas a onduladas asociadas con valles en V	Unidad 74	Unidad 79		
Superficies disectadas asociadas con valles en V	Unidad 75	Unidad 80	Unidad 84	Unidad 89
Testigos disectados encaramados	Unidad 76			
Superficies disectadas asociadas a valles con fondo plano		Unidad 81	Unidad 85	Unidad 90
Paisajes compuestos asociando las llanuras alta y baja				
Asociación de colinas y de llanuras aluviales				Unidad 91
Asociación de colinas y llanuras aluviales con numerosos diques				Unidad 92

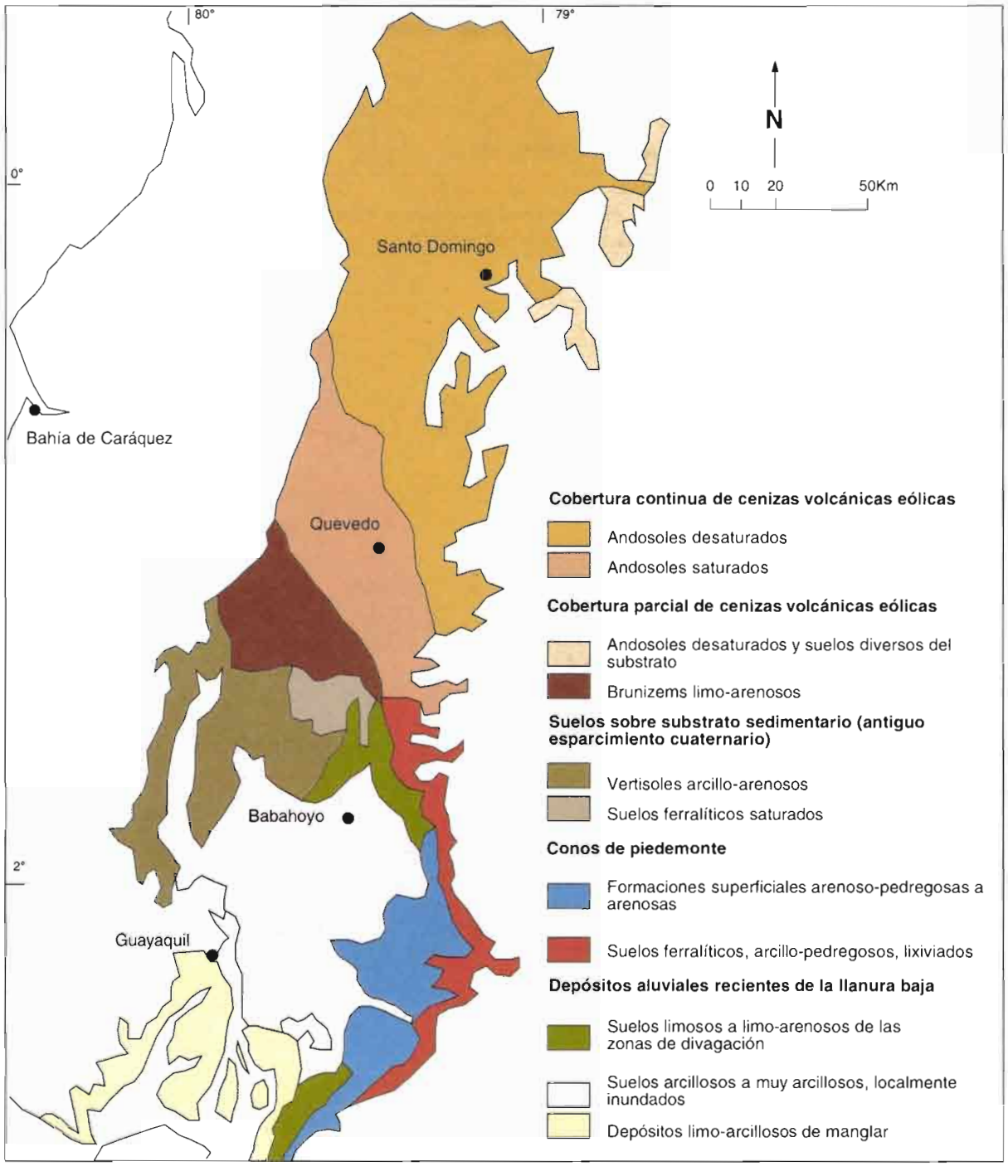
Elaboración: A. Winckell

-Bajo cobertura total de cenizas volcánicas

Comprende los dos conos de los ríos Blanco y Guayllabamba, así como la parte Norte de la alta llanura hasta medio camino entre Santo Domingo y Quevedo. Corresponde a la zona más húmeda con más de 2.500 mm de lluvia. Los suelos tienen un régimen de humedad único, hasta perúdico. Bajo estas condiciones climáticas, la alteración de las cenizas volcánicas proporciona productos amorfos que, con el tiempo, se mantienen en el suelo y la desaturación del complejo absorbente es marcada.

Así, los suelos formados a partir de las cenizas recientes son andosoles desaturados, ligeramente

Fig. 28. Formaciones superficiales y suelos de la llanura costera



Elaboración: A. Winckell

hidromórficos en superficie, en la región de los conos de los ríos Guayllabamba y Blanco. Ubicados cerca de los centros de emisión, tienen tal espesor que cubren todo el relieve, sea cual fuera la pendiente.

Los suelos desarrollados a partir de las cenizas antiguas siguen siendo andosoles, pero con textura más fina y netamente perhidratados. Representan los suelos "climácicos" de estas regiones.

- Con cobertura total de cenizas volcánicas que cubren paleosuelos rojos sobre cenizas

Ubicada al Sur, esta segunda zona se presenta bajo el aspecto de una estrecha franja hasta El Empalme. El clima, más seco, sigue siendo sin embargo bastante húmedo para que el régimen de humedad de los suelos siga siendo údico. Pero ya que las precipitaciones son menores, la desaturación de los suelos es menos fuerte.

Los suelos desarrollados sobre cenizas recientes son andosoles saturados limosos. Sin embargo, los que provienen de las cenizas antiguas son muy arcillosos, rojizos y lixiviados. Son suelos ferralíticos saturados que afloran en algunas zonas con fuertes pendientes, en donde las cenizas recientes, menos potentes, fueron decapadas por la erosión.

- Con cobertura parcial de cenizas volcánicas cubriendo paleosuelos rojos sobre rocas del substrato

Esta se prolonga hacia el Sur de la zona anterior hasta Balzar-Ventanas. La cobertura de cenizas se vuelve más fina; aquí, en cuanto el relieve es pronunciado, se encuentra erosionada, dejando aparecer suelos inicialmente enterrados. Bajo un clima todavía más seco, con precipitaciones inferiores a 1.500 mm, el régimen de humedad de los suelos es ústico.

Los suelos sobre cenizas recientes son un poco más arcillosos que sus equivalentes en la zona más húmeda. Las cantidades de productos amorfos disminuyen, los suelos son brunizems poco potentes.

Los suelos subyacentes son siempre suelos ferralíticos saturados. Pero resulta imposible establecer un límite entre los suelos provenientes de las cenizas volcánicas antiguas, al Norte, y los que provienen del substrato, al Sur; ya que este último también está compuesto por materiales volcánicos.

- Sin cenizas con suelos desarrollados sobre rocas del substrato

Esta última zona reagrupa dos conjuntos:

- La parte Sur de la alta llanura, al contacto con la baja llanura inundable, corresponde a la zona más seca. Las cenizas recientes no alcanzaron estos sectores alejados de los centros de emisión y por lo tanto, los suelos provienen todos de sedimentos aluviales antiguos. Al Noreste, todavía son suelos ferralíticos saturados que pasan muy rápidamente, con la baja de las precipitaciones, a ser suelos fersialíticos y luego a suelos vérticos arenoarcillosos más o menos planosolizados según el relieve. Estos suelos vérticos llevan muchas veces lentes arenosos en relación con la textura misma del material original. Están asociados a suelos muy arcillosos, vérticos, ubicados en las hondonadas.

- Los niveles inferiores, con remodelación superficial aluvial reciente a orillas de los ríos Guayllabamba y Blanco, sobre los cuales las cenizas han sido decapadas por los ríos. Los suelos son aluviales, arenosos y profundos.

4.2.1. Los paisajes homogéneos (Fig 29 y Fig. 30)

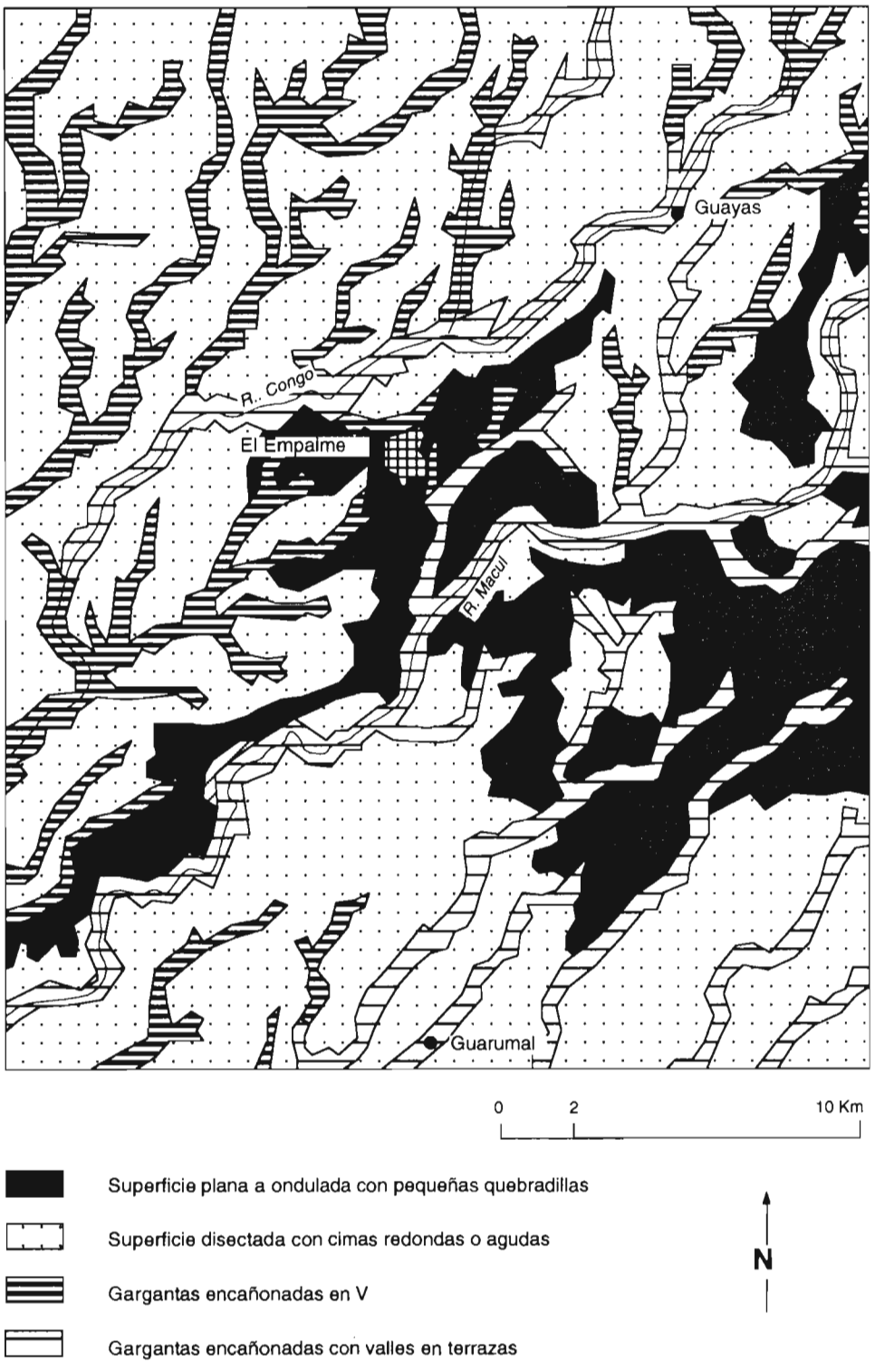
Atañen exclusivamente a las superficies altas de los depósitos que, por su gran extensión, pueden ser cartografiadas como unidades puras.

Las superficies planas a onduladas (unidades 72, 77, 82, 86)

Están ubicadas en todos los medios morfo-pedo-climáticos y representan la o las superficies cimeras, en su mayoría originales, que corresponden muchas veces a una capa de dureza superior (areniscas o conglomerado). Sólo el modelado de superficie se ve modificado por una erosión más reciente, que se manifiesta por un principio de disección en los estratos aluviales superiores.

El relieve es extremadamente monótono, las pendientes inferiores al 12-15 % y las variaciones de altitudes menores, siempre por debajo de los diez metros. Está compuesto por extensiones planas a ligeramente onduladas, que vienen a interrumpir localmente pequeños valles coluviales cóncavos o pequeñas entalladuras poco acentuadas. La

Fig. 29. Las formas elementales del relieve de la llanura alta



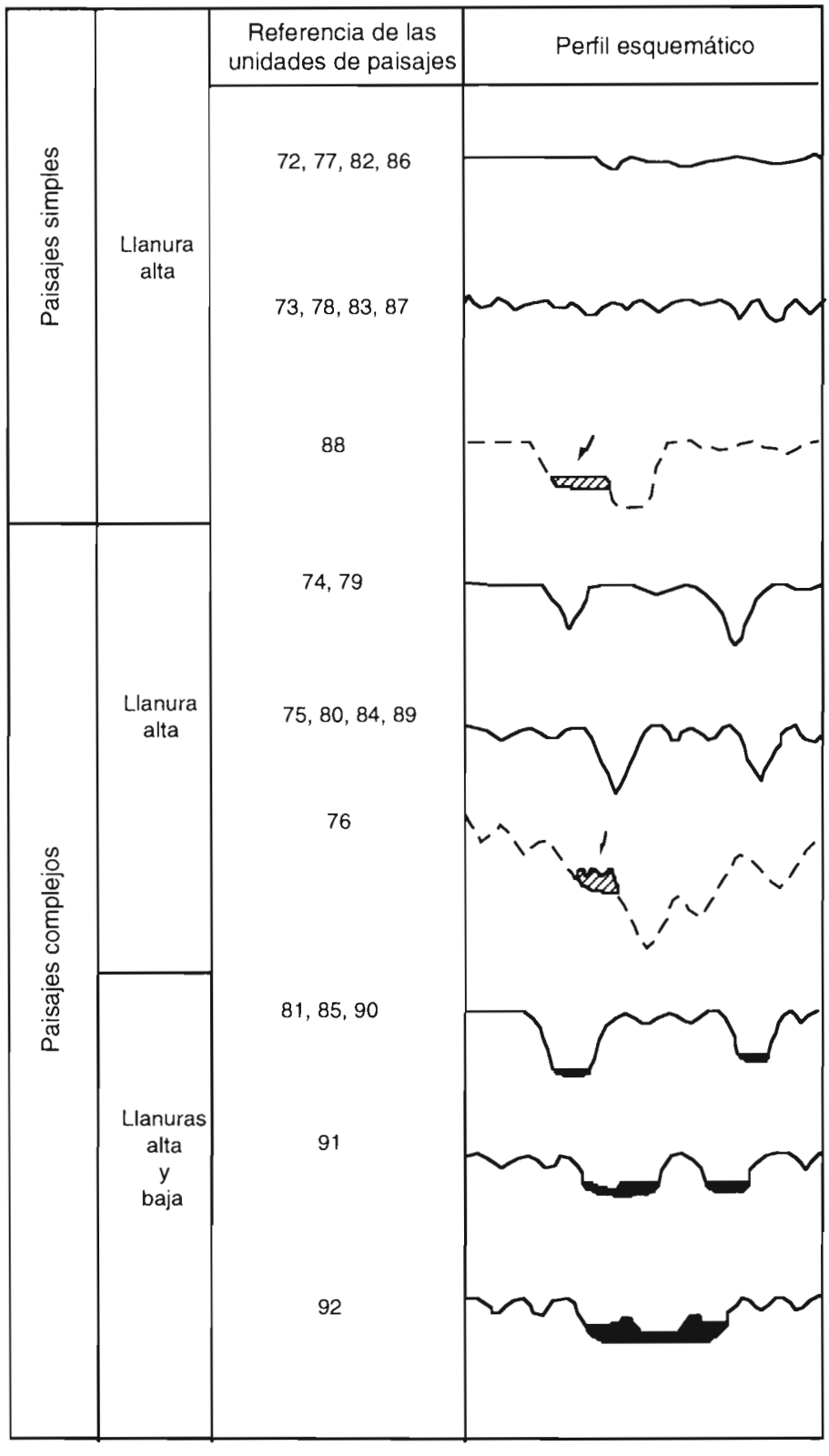
Elaboración: A. Winckell; Fuente: Inventario PRONAREG-ORSTOM, hoja de Quevedo

cobertura piroclástica superficial participa, por su atenuación de las formas, a acentuar todavía más esta monotonía en la parte septentrional.

Las superficies disectadas (unidades 73, 78, 83, 87)

Representan un estado de disección más avanzado de la superficie de los depósitos aluviales. Los niveles estructurales originales ya no existen como superficie, pero se pueden todavía identificar fácilmente en el relieve por la subigualdad de las altitudes cimeras de las colinas yuxtapuestas que los componen. El modelado es más di-

Fig. 30. Cortes esquemáticos de los paisajes de la llanura alta



NOTA: La escala vertical aproximada es de 1 cm por 100 m, con excepción de la unidad 76, ubicada en zona montañosa

Elaboración: A. Winckell

versificado que en la unidad anterior. Son colinas con cimas redondeadas anchas o estrechas cerca de las entalladuras recientes y separadas por vertientes de moderadas a fuertes, de convexas a rectilíneas pero con bajo desnivel que nunca sobrepasa los 20 m en la llanura y 50 m sobre los conos. Las pendientes están comúnmente comprendidas entre

el 20 y el 40 %.

En las zonas cubiertas por cenizas volcánicas, las capas son por lo general más potentes sobre las cimas que sobre las vertientes en donde coluvionamiento y movimientos de gravedad provocaron un adelgazamiento relativo.

Los niveles aluviales inferiores (unidad 88)

Están ubicados exclusivamente al Norte, de ambos lados del curso inferior de los ríos Blanco y Guayllabamba. Corresponden a un nivel inferior desarrollado en la parte baja de estos conos, y que puede desdoblarse localmente. La pendiente longitudinal es mucho más suave, el modelado de superficie de plano a muy ligeramente ondulado (pendientes inferiores al 12 %) y las entalladuras muy poco acentuadas.

Pero su principal característica proviene de la ausencia casi total de cenizas volcánicas eólicas. Estas, fueron decapadas, posteriormente al establecimiento, por la divagación de los ríos mencionados (probablemente con una parte preponderante del Guayllabamba) en la superficie de estas extensiones. Este proceso se realizó anteriormente al cavado y a la fijación definitiva de la red hidrográfica al fondo de los actuales valles.

Para apoyar esta interpretación, resulta interesante mencionar que todos los relieves que emergen de estas llanuras, aunque sea sólo de algunos metros, llevan una cobertura piroclástica significativa. El decapado sólo fue efectuado sobre la llanura, por ríos de poca profundidad, con una dinámica divagante preponderante.

Por otra parte, dataciones efectuadas en las cenizas recientes, permiten pensar que el encajonamiento de los valles actuales puede ser posterior a 1.620-2.350 años B.P. La red actual fluye en valles encajonados de 40 m a 50 m en relación con estos niveles de divagación. Por lo tanto, su trazado es muy reciente.

Por fin, debido a las necesidades cartográficas, aparecen juntados con el nivel de la orilla izquierda del río Blanco. Sin embargo, este último sufrió un decapado total de las cenizas y sus formaciones superficiales son típicamente arenas aluviales con estratificación entrecruzada. Por lo tanto, se acerca más a una terraza fluvial encaramada, 30 m encima del actual lecho del río Blanco.

4.2.2. Los paisajes compuestos de la alta llanura, asociando superficies y entalladuras (Fig. 29 y Fig. 30).

Todos resultan de una disección más avanzada de los paisajes de superficie descritos anteriormente. A la escala de 1:1'000.000, sus diferentes componentes no pueden ser cartografiados.

Las superficies entalladas de valles en V (unidades 74, 75, 76, 79, 80, 84, 89)

Estos paisajes muestran de una estrecha asociación entre las superficies superiores y las entalladuras elaboradas por la red hidrográfica. Jalonan todos los ríos importantes, pero suben también bastante alto, río arriba, siguiendo las arterias secundarias. Son sobre todo entalladuras estrechas con vertientes empinadas rectilíneas de 30 a 50 m y más de desnivel relativo, en el fondo de las cuales se encajonan los ríos. Las faldas, con pendientes superiores al 40 %, son, por lo general, cubiertas por coluviones provenientes de los estratos aluviales del substrato. Las terrazas son inexistentes o muy estrechas, y los únicos ensanchamientos son de origen coluvial. Todas presentan direcciones similares: SE-NO siguiendo la pendiente de los conos al Norte de Santo Domingo, NNE-SSO en la llanura al Sur. De esta manera, proporcionan al paisaje su característico aspecto con interfluvios sinuosos de algunos cientos de metros a un kilómetro de ancho que prosiguen sobre decenas de kilómetros.

Las unidades 74 y 79 corresponden a la asociación de las superficies de planas a onduladas (unidades 72, 77, 82, 86) y de estas entalladuras.

Las unidades 75, 80, 84 y 89 representan la asociación de las superficies disectadas (unidad 73, 78, 83, 87) y de las entalladuras.

Por fin, la unidad 76 sólo se ubica en la parte alta de los conos. Figuran los testigos de depósitos aluviales idénticos y contemporáneos con los de los conos. Estos se encuentran en posición encaramada a lo largo de las entalladuras actuales por el encajonamiento posterior de la red hidrográfica. Fuertemente disectados en superficie, se aparecen morfológicamente a las asociaciones superficies disectadas-entalladuras. Sus vertientes exteriores son muy abruptas, compuestas por afloramientos pedregosos y conglomeráticos.

Las superficies entalladas de valles con fondo plano (unidades 81, 85, 90)

Están ubicadas esencialmente en la parte meridional de la alta llanura. Las superficies bajan gradualmente

hacia el Sur, paralelamente a las altitudes y presentan un modelado bien disectado en pequeñas cimas redondeadas estrechas. Están asociadas con numerosos valles entallados, con vertientes generalmente suavizadas cuyos desniveles sobrepasan raramente los 20 m. Además, se caracterizan por un ensanchamiento marcado y fondos planos en los cuales los actuales ríos tienen trazados en forma de meandros. Evidentemente, están subadaptados y en fase de reciente a actual de relleno, atestiguada por la presencia de complejos de terrazas encajadas y con bajo desnivel. Los lechos aluviales se ensanchan al acercarse a la llanura baja y aparecen las formas deprimidas e inundadas características de aquella.

4.2.3. Los paisajes compuestos asociando llanura alta y llanura baja (unidades 91, 92)

Jalonan exclusivamente el contacto entre las dos llanuras. Las colinas redondeadas, características de los depósitos de la alta llanura, bajan progresivamente hacia el Sur, donde empiezan a desaparecer bajo los aluviones más recientes.

El paisaje aparece entonces muy fragmentado y resulta de una asociación de pequeñas colinas rebajadas redondeadas que pertenecen a la alta llanura y que sobrepasan de unos 5 a 10 metros las extensas planicies aluviales (Fig.30). La línea de separación entre los dos medios es extremadamente digitada, ya que las últimas colinas aparecen como "inundadas" por todas partes, por los aluviones. Entre estos últimos, hay que señalar la presencia de numerosas zonas inundadas o hidromórficas: lagos y brazos de cursos abandonados, depresiones de decantación y de desbordamiento, etc. Todas estas formas atestiguan del vigor del relleno reciente, con ríos verdaderamente estancados en su desembocadura en la llanura del Guayas.

La unidad 91: es el propio tipo de la asociación descrita, con una repartición sensiblemente igual del espacio entre colinas y extensiones aluviales.

La unidad 92: es una variante de la anterior. Ubicada preferentemente en la desembocadura de los ríos más importantes o más cargados, se caracteriza además por la presencia de diques y cordones aluviales limosos o limo-arcillosos que serpentean en la llanura aluvial, atestiguando así la historia divagante reciente de la red fluvial.

UTILIZACIÓN Y EVOLUCIÓN MORFODINÁMICA ACTUAL

El conjunto de los paisajes de la alta llanura central goza de excelentes características que favorecen su aprovechamiento:

- climas con humedad "satisfactoria" con excepción de los extremos; suroccidental, demasiado seco y del Norte, demasiado húmedo,
- un modelado de superficie con disección poco acentuada y pendientes moderadas salvo sobre las vertientes de las entalladuras recientes,
- una cobertura muy extensa de proyecciones de cenizas volcánicas eólicas que cubren con una potente capa limosa suelos derivados de aluviones a veces gruesos.

Es la región con mayor potencial agrícola del Ecuador. Apreciación confirmada por la utilización actual que hace de ella la primera de las regiones agrícolas del Ecuador. Resultaría largo establecer la lista exhaustiva de los cultivos, pero entre los más importantes desde el punto de vista económico, tanto para el consumo nacional como para la exportación, muchos hacen allí objeto de una explotación. Así, plantaciones industriales de palma africana, banano de exportación, abacá o hevea ocupan los sectores más húmedos al centro y al Norte. Los modelados más suaves, fácilmente mecanizables están ocupados por explotaciones mecanizadas de maíz, soya y maní. Hay que anotar la presencia casi generalizada de una asociación de arboricultura tropical no diferenciada (café, cacao, banano, cítricos), de ricos pastos mejorados y de cultivos de subsistencia diversificados (maíz, yuca, maní). Por fin, citaremos la presencia de los cultivos altamente tecnificados de hortalizas "Agrolandia", destinadas a los supermercados quiteños.

Los fenómenos morfodinámicos habían sido bastante discretos, pero se desarrollaron, muchas veces en forma espectacular, paralelamente con la intensificación agrícola. Se manifiestan principalmente bajo tres formas.

- Las vertientes empinadas de las entalladuras recientes más pronunciadas, ubicadas en su mayoría sobre los conos del Norte, son bastante inestables y sólo la presencia de una cobertura forestal continua los protege de movimientos de vertientes, de masa o de gravedad. Afortunadamente, son poco alcanzados por la utilización agrícola que, cuando se realiza sobre las vertientes de estas entalladuras, se limitan a la implantación de pastos y de cultivos

bajo sombra, respetando por lo tanto las condiciones de protección de origen. Sin embargo, sobre algunas vertientes de los conos, la explotación de especies forestales sin precauciones particulares provoca el inicio de fenómenos de gravedad (derrumbes, descolgamientos, lupas, etc.). Una generalización de esta explotación podría acompañarse de consecuencias catastróficas.

- Los fondos planos de la parte baja de los valles y las extensiones aluviales del extemo Sur sufren, durante cada estación lluviosa, crecidas de desbordamiento que molestan considerablemente la utilización agrícola durante este período. Es una limitación generalizada al conjunto de la llanura aluvial baja y las medidas de protección sólo pueden ser concebidas por una planificación integral de la cuenca vertiente.

- Pero los fenómenos más peligrosos atañen a las mejores superficies cultivables. La cobertura de cenizas volcánicas eólicas generó suelos con textura de limo-arenosa a limo-arcillosa. Observamos que éstos últimos son extremadamente sensibles al escurrimiento superficial, difuso o concentrado cuando están descubiertos.

Actualmente, la mayoría de las prácticas culturales adoptadas en las explotaciones mecanizadas de estas zonas llegan a un descubrimiento de estos suelos cuando empiezan las lluvias. Explotaciones modelo de soya al Noroeste de Quevedo, plantaciones de maíz por El Empalme, las principales fincas hortícolas, pero también las parcelas preparadas para el establecimiento de plantaciones de palma, de banano o de abacá se ven igualmente afectadas.

Estos fenómenos de escurrimiento ocurren hasta sobre pendientes muy suaves del orden de algunos grados, provocando en un primer tiempo un decapado superficial de las cimas redondeadas y acumulación de los terrenos correspondientes en las hondonadas. Pero estos fenómenos de escurrimiento difuso son muy rápidamente reemplazados por incisiones imputables a la concentración de las aguas. Así nacen rasguños, torrenteras decimétricas y luego métricas. Pudimos observar entalladuras de un metro de profundidad y de ancho, desarrolladas durante una sola estación lluviosa.

Correlativamente, las acumulaciones en las hondonadas aumentan y constituyen microrepresas que obstruyen el escurrimiento natural. Entalladuras y rellenos constituyen así un obstáculo mayor a la mecanización de los cultivos y un grave perjuicio a la conservación de estos recursos.

Como estos fenómenos tienden a generalizarse paralelamente con la extensión de la mecanización, resulta primordial tomar medidas de protección para asegurar al suelo una protección duradera y eficaz (plantas de cobertura, prácticas más apropiadas, etc.). En caso contrario, es evidente que en un futuro próximo, la creciente mecanización va a verse acompañada por rupturas del equilibrio físico que pondrán en peligro las inestimables potencialidades agrícolas de esta llanura, el verdadero "granero" del Ecuador.

4.3. LA BAJA LLANURA ALUVIAL

Al Sur del pequeño desnivel, inferior a unos diez metros, que materializa el límite con la alta llanura, a lo largo de la línea Daule-Puebloviejo-Ventanas, se extienden más abajo los paisajes monótonos de la baja llanura aluvial inundable.

Esta presenta su máxima extensión al Norte de Guayaquil en donde su ancho, entre los relieves sedimentarios del Manabí y los conos del piedemonte andino, alcanza 80 km de Oeste a Este. Se estrecha muy rápidamente entre Guayaquil y los cerros de Masvale, al Sur de los cuales ya sólo constituye una estrecha franja de unos 10 km que se prolonga hasta Arenillas.

Las altitudes son siempre inferiores a 20 m, pero la mayoría de ellas sólo alcanzan 5 m con una ligera subida en dirección a los conos de piedemonte. Los modelados son evidentemente de una gran planeidad y monotonía. Las ondulaciones existentes, que no pasan nunca de los 2 o 3 m de desnivel, llegan a ser difícilmente perceptibles.

Del punto de vista climático, la baja llanura costanera es más homogénea que la anterior, ya que su extensión más reducida de Sur a Norte limita las variaciones geográficas.

La mayor parte de esta zona que corresponde a la llanura inundable de Guayaquil-Babahoyo pertenece a la zona seca en donde, pese a que el número de meses secos sigue prácticamente invariable en 8-9, las precipitaciones medias anuales varían según los mismos gradientes que en las unidades anteriores; aumento de Oeste a Este: 1.180 mm en Daule con 75 días por año, 1.555 mm en Isabel María con 120 días de lluvia y 2.215 mm en La Clementina repartidos en 205 días por año, y disminución de Norte a Sur: 1.555 mm en Isabel María, 1.475 mm en Milagro (105 días de lluvia) y 990 mm en Taura (con únicamente 65 días de lluvia). Se trata entonces de un verdadero medio de transición, con tendencia semihúmeda al acercarse al piedemonte andino. Las precipitaciones de estación seca son comparables en toda la zona, y las diferencias de precipitación media anual provienen de variaciones de las

precipitaciones de estación lluviosa (los meses de enero a mayo reciben 890 mm en Taura, 1.090 mm en Daule, 1.440 mm en Isabel María, 1.975 mm en La Clementina).

La estrecha franja litoral al pie de la vertiente andina que se prolonga hasta Machala y Huaquillas al Sur, presenta variaciones menos marcadas desde 500 mm por Machala hasta 1.000 mm en Naranjal. Es también una zona seca, pero continúa al Suroeste entre Machala y Huaquillas por la prolongación del desierto costero peruano. Las precipitaciones decrecen rápidamente a proximidad de la frontera en donde se alcanzan los límites del clima árido, precipitación media anual de 210 mm (Hualtaco) a 575 mm (Arenillas), un número de meses secos de 11 a 12 y un déficit hídrico anual que puede sobrepasar los 1.000 mm.

Las temperaturas medias anuales están comprendidas entre 24,2°C y 25,8°C y los valores más fuertes corresponden a las estaciones más "continentales". Las mayores diferencias de temperatura media mensual se encuentran en las estaciones directamente expuestas a las influencias marítimas, como Machala, en donde las temperaturas medias mensuales extremas son 23,0°C y 27,2°C (diferencia de 4,2°C) mientras que en Daule, estación protegida, son de 24,9°C y 26,7°C (diferencia de 1,8°C).

Esta unidad goza de una insolación media (valores comprendidos entre 850 y 1050 horas de sol por año) gracias a la proximidad del litoral, la evaporación (Piche) es fuerte (750 a 1.270 mm-año), pero la humedad relativa del aire sigue siendo elevada (del 79 al 89%).

Resumen

- *Llanura aluvial baja, arcillosa*
- *Clima tropical seco*
- *Suelos en general arcillosos profundos, con características hidromórficas frecuentes*
- *Arrozales, plantaciones de banano y complejos azucareros*
- *Inundaciones anuales de estación lluviosa*

4.3.1. Los paisajes de las llanuras del Guayas y del piedemonte Sur

Es una típica llanura aluvial (Fig. 31), constituida por el relleno de una profunda fosa de subsidencia, con una dirección predominante NE-SO, ubicada entre el arco costanero y los Andes y relacionada con la abertura del golfo de Guayaquil (ver libro 1, capítulo 2). El hundimiento del zócalo cretácico llega a más de 9.000 m (profundidad de la base de la serie terciaria) al Suroeste y al Sur de la isla Puná en la cuenca de Jambeli, situada en la prolongación del golfo (Fig. 32). La llanura del Guayas está ubicada sobre su lado Norte y los espesores de los sedimentos son menores en esta zona. Inferiores a 500 m sobre la orilla oriental, cerca del piedemonte, alcanzan ya 1.500 a 2.000m al Sur de Guayaquil y más de 2.000 m en la orilla Norte en donde se ubica un hundimiento secundario en dirección al Norte.

La naturaleza de los sedimentos sigue siendo poco conocida, los afloramientos son casi inexistentes y sólo sondeos profundos pueden evidenciarlos. Los estratos observados en el afloramiento, en los cortes y trincheras más profundas, son arcillas compactadas localmente estratificadas en finas capas concordantes superpuestas de color de gris a verde oliva, de negruzco a azulado. Las intercalaciones son relativamente raras, de arcillo-arenosas a arcillo-limosas.

El origen de estos depósitos debe compararse con lo que se produce actualmente en el golfo del Guayas en donde sedimentos muy finos, limos y arcillas, aportados bajo la forma de lodos por vía fluvial se depositan en el ambiente fluvio-marino del estuario deltáico del río Guayas. La sedimentación del medio continental progresa sobre el océano hacia el Sur, ya que los aportes aluviales se producen a una velocidad superior a la del hundimiento continuo provocado por una subsidencia actual todavía activa.

El relleno proveniente de la Sierra provocó, por lo tanto, la migración gradual de la antigua orilla, desde la alta llanura hacia el Sur; la baja llanura continental actual puede interpretarse como la antigua zona de sedimentación del estuario, hoy en día fuera del alcance de las aguas.

Por fin, estos sedimentos están cubiertos superficialmente por limos y arcillas depositadas por los diferentes ríos, durante sus desbordamientos anuales en la estación lluviosa.

Los cerros testigos aislados (unidad 3)

Sólo recordaremos los pequeños relieves que emergen sobre la llanura del Guayas. Los principales son conocidos como los cerros de Masvale al Sur de Taura que culminan a 648 m, los de Durán y de Samborondón que

Fig. 31. Las formas elementales del relieve de la llanura baja

Elaboración: A. Winckell; Fuente: Inventario PRONAREG-ORSTOM, hoja de Gauayaquil.

no sobrepasan respectivamente 113 y 290 m. Existen otros, pero no fueron reproducidos debido a su pequeño tamaño, como el de Taura, por ejemplo, cuya cima alcanza 125 m.

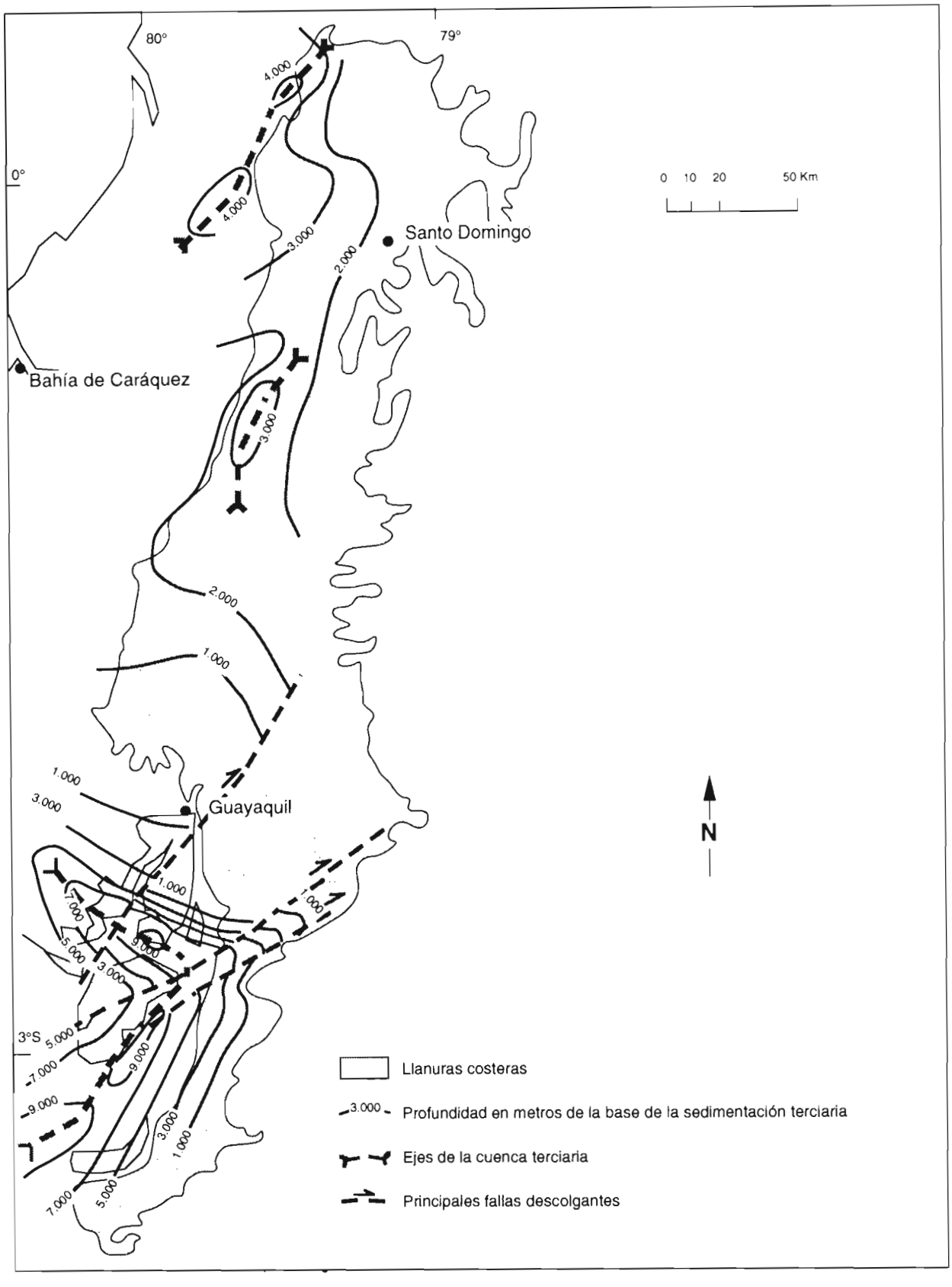
Todos están perfectamente individualizados al interior de la llanura aluvial que dominan por contornos netos. Sus vertientes son empinadas, y las pendientes fuertes siempre superiores al 40 y hasta al 70 %. Por lo general son rocosas, ya que el substrato está constituido por rocas muy resistentes, poco alterables bajo las actuales condiciones climáticas, secas.

Sin embargo llevan alteraciones, entre las cuales algunas, arcillosas, ferruginizadas, rojizas y profundas, son heredadas de paleoclimas más húmedos. Los suelos se integran bien en este esquema y asocian suelos poco evolucionados rojos y suelos fersialíticos rojos con seudoarenas.

Unificadas por las necesidades de la cartografía, estas unidades son en realidad muy diversificadas.

- Los cerros de Durán, constituyen el final de la cordillera costanera sobre la orilla oriental del río Guayas; la baja gradual de las altitudes hacia el Este corresponde al hundimiento del substrato en esta dirección. Es la pro-

Fig. 32. La llanura y la subsidencia en el Golfo de Guayaquil



longación de la unidad 12 de la cordillera, con sus relieves monoclinales característicos de cuestas y espigas elaboradas sobre los estratos silíceos de los cherts "Guayaquil". Aquí, las capas calcáreas de la falda Sur han desaparecido.

- El de Samborondón, constituye un testigo avanzado del flanco Norte de la cordillera (unidad 2). Confor-

mado por rocas volcánicas provenientes de un trozo de costra oceánica (formación Piñón), corresponde a un bloque relativamente menos hundido y reaparece gracias a fallas de dirección SO-NE, que limitan la cordillera en este sector.

- El macizo de Masvale, el más importante de todos, también es volcánico. Pero, desde el punto de vista geológico, parece pertenecer mas bien al arco volcánico cretácico Macuchi, que constituye la vertiente occidental de la cordillera andina, y está compuesto principalmente por lavas grises, de andesíticas a basálticas intercaladas por grandes cantidades de volcanoclastitas. Si se pudiera verificar esta pertenencia, atestiguaría de la complejidad de los movimientos tectónicos en esta zona ubicada a proximidad del trazado de la gran falla de rumbo del corredor de Pallatanga al Norte y de la cuenca subsidente actual de Jambelí.

El nivel inferior, plano (unidad 104)

Ocupa la mayor parte del espacio y puede ser considerado como el nivel base de la llanura. Con una topografía rigurosamente plana y pendientes siempre inferiores al 2 %, nunca sobrepasa los 5 m de altitud absoluta. Los únicos elementos que vienen a romper la monotonía de estas extensiones planas son las huellas dejadas por los ríos responsables del modelado de superficie. Así, el examen de las fotografías aéreas (la observación, desde el suelo, no permite realizar la totalidad de las identificaciones!) permite diferenciar una multitud de formas: antiguos cauces abandonados, depresiones de decantación y de desbordamiento, etc. Todas estas formas son muy ligeramente deprimidas, de algunos decímetros a algunos metros, en relación con el nivel de la llanura, y constituyen cuerpos permanentes de agua estancada.

La red hidrográfica actual fluye en valles encajonados de algunos metros, sinuosos y meandriformes. Los lechos actuales están prácticamente al nivel del océano y las variaciones de las mareas repercuten a varias decenas de kilómetros río arriba de la desembocadura. El espectáculo de los movimientos, de arriba hacia abajo y viceversa, de las plantas acuáticas y objetos diversos flotantes en Guayaquil, constituyen una excelente demostracion de estas corrientes alternas.

Los suelos son vérticos muy arcillosos (más del 60 % de arcilla) muchas veces gleyficados y a veces salados.

Bancos y diques aluviales (unidades 105, 106)

La unidad 106: representa los diques aluviales típicos que bordean ambas orillas de los ríos, pero también las diferentes generaciones hoy en día abandonadas de la red hidrográfica. Su dibujo, en plano, muy sinuoso, paralelamente al trazado de los ríos, muestra un perfil convexo rebajado dominando de 1 a 5 metros la llanura circundante. Su ancho varía de algunas decenas a algunas centenas de metros como máximo.

Depositados durante los desbordamientos, están constituidos por una sucesión de aluviones limosos, limo-arenosos a limo-arcillosos finamente estratificados. Por lo tanto los suelos son muy ligeros, comparativamente con los de la llanura. Son suelos aluviales limosos, ricos, poco evolucionados.

Estos bancos están presentes en toda la llanura, pero sus dimensiones restringidas no permiten su cartografía. Fueron representados en situaciones excepcionales, de ambos lados del valle del Daule, y al Este, en donde verdaderos canales coalescentes bordean los diferentes ríos, hasta menores, río abajo de los conos de piedemonte.

La unidad 105: representa la asociación de las dos unidades anteriormente descritas: el nivel inferior con sus diferentes formas de divagación, pero recorridos además por una densa red de diques aluviales sinuosos. Los suelos reflejan la misma asociación: suelos limosos sobre los diques y suelos vérticos gleyficados en las hondonadas.

La baja llanura del piedemonte Sur (unidad 107)

Ubicada sobre el lado oriental de la fosa de subsidencia del Guayas, la llanura litoral del piedemonte Sur se caracteriza por un hundimiento muy rápido del substrato anteterciario que se encuentra a 4.000 o 5.000 m de profundidad bajo la orilla actual. Al Este, está inmediatamente bordeada por la vertiente andina que constituye su cuenca de alimentación.

Su topografía es plana, pero muestra una muy ligera inclinación de 10 a 20 m aproximadamente al pie de los conos en dirección al océano. Además, no presenta la misma diversidad de formas de superficies que la llanura del Guayas; las únicas marcas de divagación de las aguas están localizadas al Sur, sobre lo que puede ser considerado como el cono de esparcimiento del río Jubones entre Pasaje, en donde alcanza 25-30 m, y Machala.

Los depósitos son netamente más gruesos y están compuestos por una alternancia de lechos arenosos y areno-limosos, estratificados y entrecruzados, intercalados por lentes con guijarros, presentes hasta en el borde de los manglares.

Los suelos son relativamente poco evolucionados, pobres en materia orgánica pero ricos en potasio y fósforo.

El nivel superior (unidad 103)

Sólo está presente en la parte central de la llanura entre Guayaquil y Babahoyo. Su origen sigue siendo bastante enigmático: su morfología superficial indica una similitud de formas con la llanura alta, sin embargo, su posición muy abajo en el sector de hundimiento máximo del basamento, parece incompatible con esta interpretación. Así mismo, las formaciones aflorantes con dominante arcillosa, se aparentan más al relleno de la baja llanura que a los esparcimientos de la alta llanura. Lo interpretamos como un nivel aluvial más antiguo, conservado aquí gracias a un menor hundimiento local del basamento y que, por lo tanto, no ha sido retocado por las acciones anuales de la aguas de desborde.

Está compuesto por una asociación de muy suaves ondulaciones de amplitud métrica (3 a 5 m como máximo) y de depresiones permanentemente inundadas. Las dimensiones de cada uno de estos componentes no exceden los cientos de metros. Es el aspecto típico de un modelado ondulado inundado del cual sólo las cimas emergen de las aguas. Estas últimas quedaron también fuera de las aguas durante las excepcionales crecidas de El Niño en 1982-1983.

Las inundaciones permanentes de las zonas deprimidas impiden cualquier uso agrícola mecanizado y la explotación se limita a una asociación de arrozales y de pastos inundados. Ver avanzar el ganado, con sólo la cabeza emergiendo del agua en medio de una vegetación acuática, constituye el típico espectáculo que ofrece a diario este medio.

Los suelos son vérticos muy arcillosos, poco profundos: negros sobre las cimas emergidas y las ondulaciones; gleyificados y verde oliva, en las depresiones inundadas.

Los valles aluviales (unidad 109)

Resulta difícil y delicado asimilar con certeza esta unidad a uno y otro de los conjuntos de paisajes de la llanura costanera. Por su posición, estos valles podrían pertenecer a los paisajes de la alta llanura, en la cual están casi todos ubicados. Pero por otra parte, están relacionados, topográfico, morforlógico y genéticamente, con la llanura baja. Por lo tanto, adoptamos esta segunda solución, conscientes sin embargo de las incoherencias de esta elección.

Numerosos valles aluviales jalonan los ríos costaneros. Sin embargo, los imperativos cartográficos sólo permitieron representar los principales:

- al Norte, los ríos Blanco y Guayllabamba;
- al centro, los ríos Quevedo, Colimes, Pucá, Pedro Carbo y sus afluentes;
- al Sur, los ríos Arenillas y Santa Rosa.

En su mayoría, se trata de valles encajonados en los relieves circundantes, y constituidos por una sucesión de tres niveles escalonados perfectamente visibles.

- El más alto, ubicado a unos diez o veinte metros encima del escurrimiento actual puede ser considerado como una terraza alta. No está nunca inundada, aún por las crecidas más fuertes y sus depósitos aluviales han sido fuertemente alterados en arcillas y limos arcillosos. Los suelos son humíferos, arcillosos, todavía poco evolucionados. En las zonas en donde existe un recubrimiento de cenizas de origen volcánico, este grupo de terrazas lleva la misma cobertura que los relieves circundantes. Se trata de formas de extensión relativamente limitada.

- El segundo nivel, ubicado entre 5 y 10 metros, encima del escurrimiento actual es una terraza intermedia compuesta por aluviones de limosos a limo-arenosos, y cubierta por cenizas volcánicas en las zonas de recubrimiento de estas. Por lo general se libra de las inundaciones pero puede excepcionalmente ser cubierta por las crecidas más fuertes como las que acompañaron a El Niño de 1982-1983. Es el paisaje dominante de los valles.

Los suelos aluviales, tienen una textura más variable, de limosa a limo-arcillosa.

- Más abajo, se ubica el cauce mayor o complejo fluvial actual. Está compuesto por una terraza baja, de arenosa a areno-pedregosa que domina, por un desnivel inferior a los 5 metros, el lecho aparente, siempre cubierto por aluviones pedregosos. Este conjunto se ve anualmente cubierto por las inundaciones en la estación lluviosa. El cauce actual, con numerosos meandros, se localiza en un valle amplio y relativamente rectilíneo, heredado de los procesos de regularización y de calibración. Guarda numerosas huellas de estos procesos: canales abandonados, meandros recortados, cauces divagantes, etc. El valle del río Quevedo constituye el ejemplo más notable de este tipo de fenómeno.

Hacia abajo, cerca de la llanura baja con la cual estos valles se juntan insensiblemente, los desniveles

disminuyen y aparecen numerosas formas que resultan del relleno y de por las inundaciones periódicas: levantamientos aluviales, cuencas de decantación, depresiones de desborde, etc. Así aseguran una transición gradual con los paisajes de la llanura del Guayas.

4.3.2. Los paisajes fluvio-marinos

Manglar y salitral (unidad 117)

Presentes sobre numerosos sectores del contorno de las costas, toman su máxima extensión en el golfo de Guayaquil en donde colonizan todos los depósitos aluviales recientes y actuales. Ocupan la parte alta del golfo dibujando aproximadamente un triángulo de 50 km de lado. Allí, la desembocadura del río Guayas que empieza al Norte bajo la forma de estuario, está casi obstruida hacia abajo por numerosas islas que le dan su aspecto característico, de tipo deltáico.

Son islas muy bajas, de 1 a 3 metros de altitud, separadas por una densa red de canales sinuosos. Actualmente son canales marinos que sirven al escurrimiento de las mareas, Sólo la actual desembocadura del río Guayas se identifica en este conjunto por su dibujo rectilíneo de Norte a Sur.

Estos canales, donde transitan grandes cantidades de aluviones se llenan permanentemente con depósitos aluviales bajo la forma de bancos como los que están actualmente formándose al Norte de la isla Puná, y constituyen una notable molestia para la navegación marítima hacia el puerto de Guayaquil.

Su cuenca de alimentación drena la costa central así como gran parte de los Andes centrales y meridionales, proporcionando aportes importantes que contribuyen a alimentar el relleno y compensar la subsidencia de la fosa actual del Guayas, en la prolongación de la llanura aluvial del Guayas al Norte, cuyo relleno se realizó probablemente con procesos similares.

Los materiales depositados son por lo general muy finos, limosos, de limo-arcillosos a limo-arenosos, transportado como lodo en suspensión.

La totalidad de estos depósitos es colonizada rápidamente por la vegetación.

- Los manglares ocupan la mayoría del espacio. Están localizados a orillas del litoral en la zona de pulsación de las mareas y presentan su aspecto característico: inundaciones y emersiones alternadas al ritmo de las mareas, abarrancamiento de las superficies por canales de escurrimiento y de evacuación, vegetación adaptada a las condiciones salinas.
- Detrás y ligeramente más altas en relación con el manglar, están localizadas grandes extensiones de planas a suavemente onduladas, ubicadas encima del nivel de las altas aguas y casi exentas de inundaciones (sin embargo fueron parcialmente inundadas durante algunas crecidas de El Niño de 1982-1983): son los "salitrales". La vegetación es rara, halófila, adaptada a las condiciones desérticas que reinan y al alto contenido de sales hasta en la superficie. Esta desaparece cuando aumentan las cantidades de sales, y la superficie se cubre entonces de cristalizaciones y eflorecencias salinas. Estas zonas representan las sedimentaciones más antiguas, sobreelevadas por aportes sucesivos y pueden ser genéticamente asimiladas a los "schorres" de las marismas de las latitudes templadas.

Estas formas fluvio-marinas ocupan toda la franja litoral de la costa Sur. Se les vuelve a encontrar en la orilla oriental de la península entre Chongón y Playas, en la orilla derecha del Estero Salado que no es otra cosa que un antiguo trazado del río Guayas desde Guayaquil y que constituye, hoy en dia, la vía de acceso al puerto marítimo. Pero prosiguen por una estrecha franja continua a lo largo del litoral meridional que se ensancha hasta unos treinta kilómetros entre Machala y la frontera peruana como también sobre la costa Sur de la isla Puná.

Estas dos últimas zonas presentan su aspecto característico con la red de canales marinos y abarcan antiguos cordones litorales arenosos (unidad 118) con dirección SO-NE a Oeste-Este, que también participaron a la regularización de la costa. La existencia de un cordón Oeste-Este, muy retirado al contacto entre la llanura aluvial y la llanura fluvio-marina entre Arenillas y Huaquillas, pero también otros en posición similar al Sur de la isla Puná, demuestran la existencia de bruscos cambios de dinámica desde el principio del proceso de regularización.

Las zonas marginales (unidad 108)

Ubicadas detrás de las anteriores, están materializadas por una estrecha franja a lo largo de la costa oriental entre Naranjal y Machala. Son extensiones de planas a muy suavemente onduladas, que no pueden ser asimiladas al medio fluvio-marino, por estar cubiertas con una vegetación de herbácea a arbustiva similar a la de las llanuras continentales. No se puede tampoco relacionarlas con estas por la presencia de una capa aflorante o a muy poca

profundidad, con alto contenido de sales.

Las interpretamos como antiguos niveles fluvio-marinos, sobreelevados por aportes continentales más recientes, pero en donde las subidas de la capa freática, debidas a la fluctuación de las mareas, son todavía sensibles y provocan un enriquecimiento en sales.

UTILIZACIÓN Y EVOLUCIÓN MORFODINÁMICA ACTUAL

La llanura baja se caracteriza por una intensa utilización agrícola. Los niveles más bajos, inundables, son por excelencia el dominio de los arrozales altamente tecnificados: riego por inundaciones naturales en estación lluviosa, luego por bombeo para la segunda cosecha, con siembra y tratamientos fitosanitarios por vía aérea, etc. Las zonas más altas, con menores riesgos de inundaciones, están ocupadas por las plantaciones de caña de azúcar de los complejos azucareros establecidos sobre suelos limosos en los límites con los piedemontes o por las plantaciones de banano destinados a la exportación. Los levantamientos aluviales, con suelos particularmente ligeros, están cubiertos por una arboricultura tropical que asocia mangos que aseguran la sombra para el café, asociados con el banano, los cítricos y cultivos de subsistencia. Por fin, la proximidad de las grandes ciudades favoreció el desarrollo de los cultivos de hortalizas variadas, establecidos sobre los suelos más livianos no inundables.

Zonas por lo general rigurosamente planas, los paisajes de la baja llanura casi no se ven afectados por los procesos convencionales de erosión, sin embargo, están anualmente remodelados por inundaciones periódicas de estación lluviosa.

Cada año, las precipitaciones de la estación lluviosa (diciembre a marzo-abril) provocan un brusco aumento del escurrimiento que no puede ser evacuado por los cauces actuales subdimensionados y con pendiente demasiado suave. Se producen desbordamientos generalizados y la llanura es invadida por todos lados, por olas de agua de poco espesor cuya evacuación se vuelve problemática, debido a la inexistencia de desnivel con el océano.

Su intensidad varía evidentemente según la importancia de las lluvias. Un año normal ve la inundación de la parte baja, arrozera, llevándole agua y limos. Pero fenómenos más marcados como El Niño de 1982-1983, ocasionaron inundaciones generales y daños a cultivos normalmente a salvo, como las plantaciones de plátano o de caña de azúcar (Fig. 33).

Estos depósitos limosos y arcillosos de desbordamiento compensan el hundimiento provocado por la subsidencia, las tierras que cubren siguen así fuera del agua y la gran cantidad de sedimentos aportados permite también su progresión hacia el océano al Sur. La verdadera hilera de depresiones inundadas que jalonan el contacto llanura alta-llanura baja está relacionada con estos fenómenos de relleno de la llanura que dejan así sectores deprimidos realimentados en prioridad cada invierno por los desbordamientos de los ríos en las desembocaduras de las entalladuras de la alta llanura.

Los desbordamientos son fenómenos habituales y existen canales entre las principales arterias hidrográficas. Así, en el cuadrilátero Daule-Baba-Vinces-Palestina, los ríos Macul, Vinces y Arenal son los diferentes exutorios de una red interconectada, que se ve afectada por verdaderas capturas temporales de redes por desbordamiento.

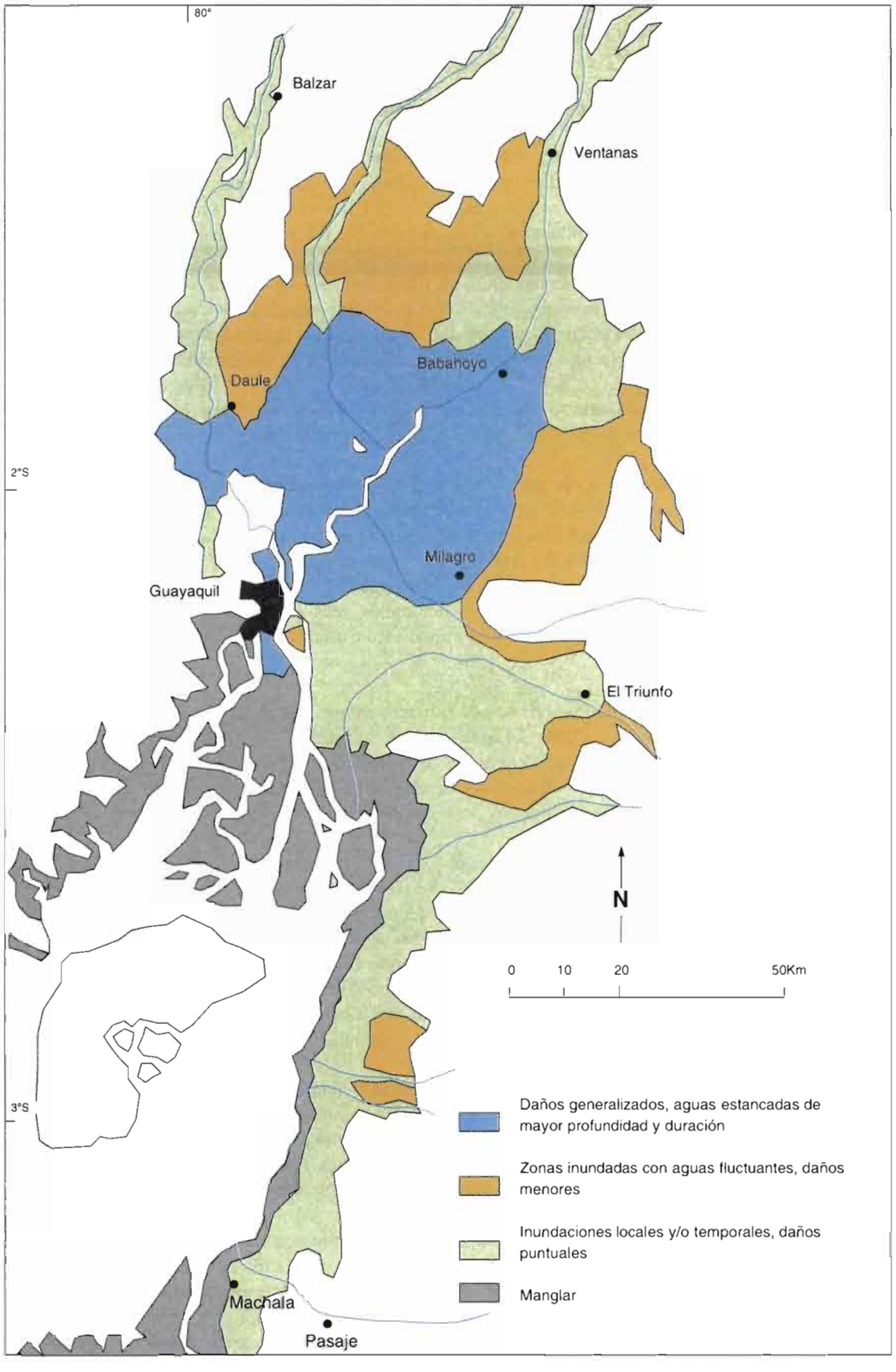
Entre los principales fenómenos puntuales figuran las destrucciones de diques y terraplenes en tierra que separan los arrozales, y también de los sistemas de alimentación de la red de irrigación, el derrubio de los pilares de los puentes, la creación de nuevos canales de escurrimiento barriendo así todas las implementaciones anteriores. Sin embargo, estas acciones son relativamente poco extendidas, su localización conocida y las zonas sujetas a los cambios importantes de la red hidrográfica son normalmente reservadas a los pastos extensivos e inundados.

No obstante, el balance de las inundaciones anuales sigue siendo globalmente positivo. Aportan el agua en cantidad suficiente para regar en forma económica los arrozales inundables y para permitir la implantación de cultivos en zonas desprovistas de sistemas de riego. Participan a la realimentación de las reservas de agua (aéreas o subterráneas), utilizadas por bombeo para la irrigación en la estación seca. Por fin, aportan depósitos superficiales de limosos a limo-arcillosos que mejoran los suelos arcillosos muy pesados de la llanura.

Una mejor explotación agrícola, más extensa, más racional, sólo puede concebirse con un perfecto control del agua. Este necesita un acondicionamiento integral de la cuenca de recepción por medio de la construcción de embalses río arriba para descretar las crecidas normales de invierno y constituir reservas para la irrigación de estación seca. La represa Daule-Peripa, constituye la primera etapa de esta gigantesca obra.

Las medidas parciales de protección contra estas inundaciones como la construcción de diques de protección, el dragado de los ríos, son eficaces a corto término, pero no pueden pretender asegurar una protección suficiente contra estos fenómenos naturales. La "polderización" sería una solución, pero quedaría por resolver el problema del aporte anual de sedimentos finos de desbordamiento que compensan el hundimiento progresivo de esta fosa de

Fig. 33. Las inundaciones de 1982-1983 en la cuenca costera baja



Fuente: J. Acosta, A. Winckell, CEDIG, 1983

Fig. 34. El paisaje fluvio-marino y su aprovechamiento por las camaroneras

Fuente: Imágenes RADAR de CLIRSEN

subsidencia.

La parte fluvio-marina se ve particularmente afectada por el reciente "boom" de la acuacultura. Grandes extensiones de salitrales, pero también de manglares han sido transformadas en piscinas para camarones (Fig. 34)

Desde un estricto punto de vista morfodinámico, estos acondicionamientos no ponen en peligro el equilibrio del medio si mantienen intacta una franja litoral de manglares, lo que ocurre generalmente. Sin embargo, la puesta en agua de suelos entre los cuales algunos estaban en vía de desalinización, en los salitrales por ejemplo, los transforma en forma irreversible en zonas irrecuperables para la agricultura. ¿Qué decir, también, del reemplazo de algunas plantaciones de banano por piscinas de camarones? Felizmente esto sigue siendo un fenómeno marginal.

Su alimentación en agua dulce entra evidentemente en competencia con las necesidades de riego de los cultivos continentales que siguen siendo elevadas en estas zonas de clima seco. Además, la destrucción de los manglares perturba el ciclo de reproducción natural de las larvas lo que obliga a recurrir a la reproducción en medio artificial.

Pero, se trata de una utilización racional, que además es remunerativa, de un medio abandonado, impropio para la agricultura, que convendría planificar a escala regional.

Capítulo 3

LOS PAISAJES DE LA AMAZONIA ECUATORIANA

Michel Sourdat
Alain Winckell
ORSTOM

• *Nota preliminar*

Debido a las condiciones mismas del desarrollo de este estudio en el medio amazónico - bibliografía y conocimientos anteriores muy parciales, gran extensión del área estudiada, dificuldades de acceso a un gran numero de zonas, etc. - el reconocimiento cartográfico de la región amazónica ecuatoriana se realizó a la escala de 1: 500.000 y mediante la determinación de grandes conjuntos morfopedológicos homogéneos que aparecen directamente en la siguiente parte del texto. No hemos creido conveniente efectuar una agrupación en base a regiones y subregiones, no justificada aquí por la homogeneidad del medio estudiado.

Por estas razones, la exposición difiere ligeramente de aquella adoptada en los otros tres dominios físicos del Ecuador: Sierra, Costa y Galápagos. Sin embargo, la información presentada es similar, y se indican en conclusión del estudio de cada paisaje o grupo de paisajes similares, observaciones sobre su utilización actual, su eventual actividad morfodinámica así como comentarios concernientes a una adecuada utilización de los recursos naturales renovables, en función de las potencialidades biofísicas.

La Amazonía ecuatoriana es un territorio político cuyos límites son convencionales. Sin embargo, este territorio se inscribe en una región natural: el subsector periférico de la cuenca amazónica más cercano a la línea equinoccial, adosado al segmento más volcánico de los Andes. En efecto, todos sus rasgos se encuentran enmarcados en esta definición.

Los paisajes están ordenados con lógica, desde las vertientes de los Andes hasta las llanuras pantanosas del nivel de base fluvial, según diversas modalidades de transición. Sus rasgos comunes son, a priori, la latitud ecuatorial y la pertenencia al sistema ecológico amazónico. A posteriori, aparecerá que la proximidad de los Andes y de sus volcanes también es significativa.

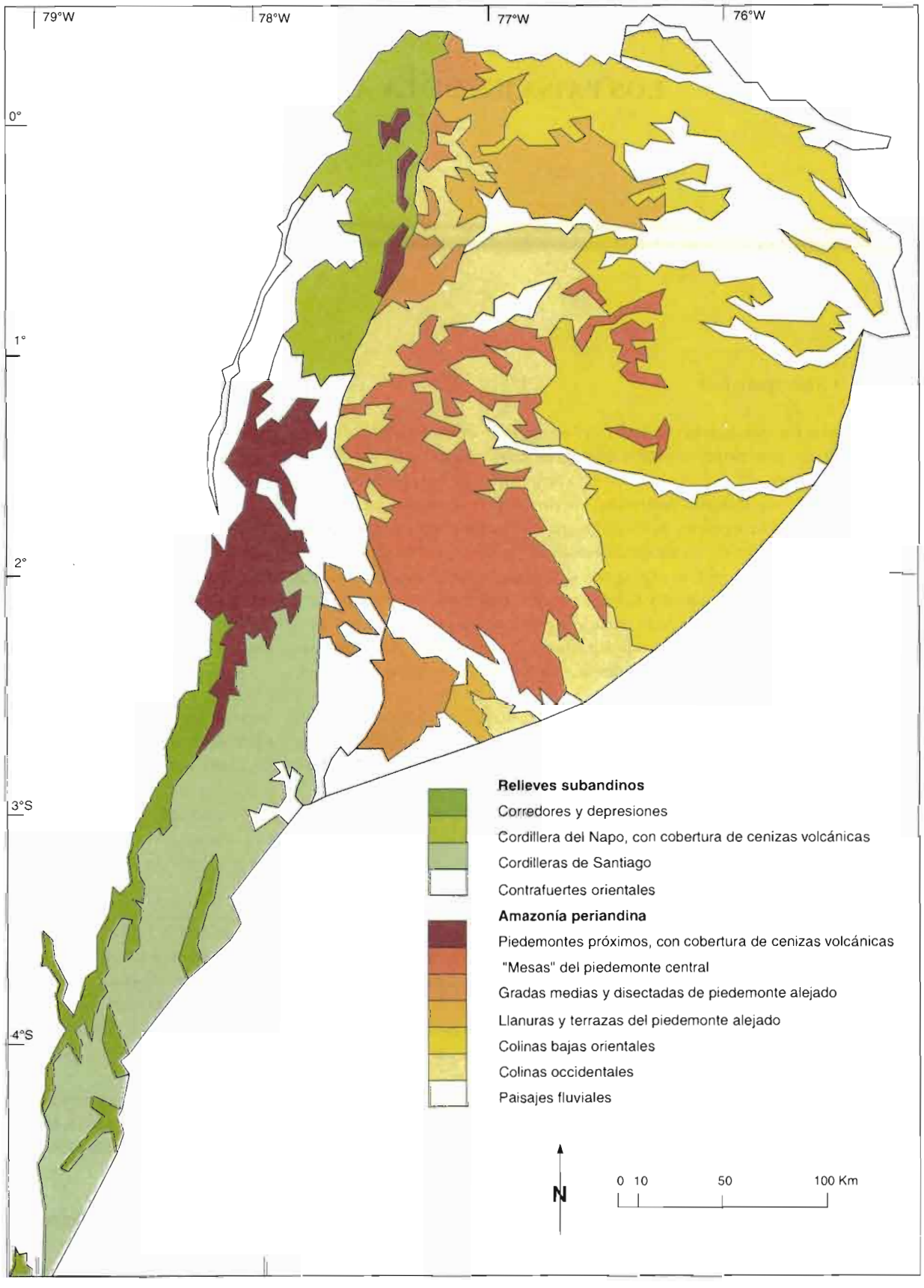
Esta presentación procede de una interpretación exhaustiva, durante la década de 1975-1985, del conjunto de las imágenes disponibles, sobre todo de las fotografías aéreas, así como de documentos Landsat y RADAR. Esta interpretación ha sido controlada por numerosos reconocimientos de campo, tan sistemáticos como lo permitía el acceso. Así, se delimitaron y se caracterizaron treinta y cinco unidades de paisajes morfopedológicos.

La leyenda del mapa y el ordenamiento de la exposición tienden a sugerir el carácter orgánico de sus mutuas relaciones, tal como aparece luego del estudio de las imágenes, de los documentos elaborados y, claro está, de las observaciones directas del terreno.

Resulta clásico distinguir los Andes, la franja subandina y la cuenca amazónica. Insistiremos sobre la importancia de una zona de piedemonte particularmente desarrollada y notable en Ecuador. Le aplicaremos, así como a la parte ecuatoriana de la cuenca amazónica, el calificativo de "periandino" para subrayar todo lo que los paisajes de la Amazonia ecuatoriana deben a la proximidad de los Andes.

Se puede describir un paisaje por sus rasgos característicos o definirlo refiriéndose a las condiciones en las cuales se formó, así como a aquellas que determinan su evolución actual ante nuestros ojos. Redactores y lectores dan privilegio a tales o cuales elementos descriptivos o genéticos, según sus preocupaciones, sus medios de acercamiento y sus métodos. Estos elementos pueden ser la vegetación o sus sistemas de explotación, la estructura geológica o la topografía, el clima actual o el balance de la evolución climática anterior, los escurrimien-

Fig. 1. Regiones y paisajes de la Amazonía



Elaboración: A. Winckell

tos y el drenaje, el suelo; así como otros, más o menos primordiales, por la anterioridad cronológica o la anterioridad causal, en un sistema interactivo.

Anteriormente, la geografía física no tomaba mucho en cuenta los suelos. Se dejaba a los especialistas el cuidado de identificarlos y evaluar su fertilidad. Hoy en día, es admitido que los suelos están ubicados en el centro de la problemática ecológica: factores y expresiones a la vez del equilibrio de los sistemas de paisajes.

Nuestro inventario de los paisajes de la Amazonia ecuatoriana reconoce a los suelos una importancia discriminante. No debemos extrañarnos de esto ya que procede, en parte, de un análisis morfoedafológico, realizado anteriormente por PRONAREG-ORSTOM. Además, resulta importante prestar atención a los suelos como expresión y factor de los equilibrios ecológicos locales: son elementos de la problemática de conservación y explotación y cualquier tentativa de desarrollo agrícola tiene que tomarlos en cuenta.

Las potencialidades y limitaciones de cada paisaje, en términos de explotación o conservación están, relacionadas en primer lugar con el clima, el relieve, el suelo y su drenaje. Deben también ser moduladas según factores humanos y de infraestructura para ser evaluadas en el marco de una problemática global de desarrollo regional, e incluso nacional.

• *Una gran homogeneidad climática*

Esta región se caracteriza por dos gradientes pluviométricos:

- El más importante se nota de este a oeste. Asi, Tiputini, la estación más oriental, recibe precipitaciones medias anuales de 2.500 mm, Limoncocha en el centro de la Amazonía ecuatoriana, 3.245 mm; y Tena, estación al pie de la vertiente andina oriental, 3.895 mm.

- El segundo sigue un transecto norte-sur. Con altitudes similares, las precipitaciones medias anuales son superiores a 4.000 mm al norte de 1° 40'S (4.590 mm en Cotundo, 4.410 mm en Puyo); sobrepasan los 2.000 mm entre 2° y 3°S (2.550 mm en Macas y 2.110 mm en Méndez), y siguen disminuyendo levemente hacia el sur : 2.190 mm en San Francisco y 1.910 mm en Cumbaratza. Las variaciones mensuales son poco marcadas: un máximo relativo poco acentuado se situa entre marzo y julio (especialmente en junio) y el mínimo esta comprendido entre julio y febrero, con una frecuencia más elevada en diciembre. No hay mes seco y la totalidad de la región tiene un déficit hídrico nulo.

Solamente las estaciones climatológicas situadas por debajo de 300 m tienen temperaturas medias anuales iguales o superiores a 25 °C (Tiputini, Putumayo, Curaray), el isoterma de 20°C corresponde a estaciones entre 1.000 y 1.100 m (Puyo, Pastaza); o sea temperaturas ligeramentes inferiores a las de la región costera. Las variaciones de las temperaturas medias mensuales son poco marcadas, inferiores a los 2°C; el mes menos caliente es julio, mientras que el más caluroso es noviembre.

La humedad relativa del aire es elevada, entre 85 y 90%, con muy pocas variaciones mensuales. La evaporación (método Piche) es reducida y los pocos datos disponibles no muestran valores encima de los 800 mm al año. La duración anual de la insolación se aproxima a las 1.000 horas para las estaciones cercanas a los Andes, pero aumentan hasta 1.400 horas en Tiputini, hacia el este.

1. LOS RELIEVES SUBANDINOS

Se trata de los relieves montañosos o submontañosos, escalonados entre 2.500 y 500 m de altura, en donde se apoya, de norte a sur, la vertiente amazónica de los Andes. Nombres vernáculos tales como "Cordillera de Lumbaquí, de Huacamayos, de Cutucú, del Cóndor" señalan los más elevados o los más accidentados de estos paisajes pero no corresponden a límites o contenidos precisos. Por lo tanto, no bastan para señalar con precisión todas las partes del conjunto.

La unidad de éste es principalmente de naturaleza geológica. En efecto, los paisajes constituyentes corresponden a los levantamientos de una estructura anticlinal o a los corredores, depresiones y estribaciones adyacentes.

El eje anticlinal está marcado por dos levantamientos alineados, con orientación submeridiana, separados por una ensillada. Al norte, entre los ríos San Miguel y Anzú (el tributario más meridional del río Napo), esta el "levantamiento Napo". Al sur, entre los ríos Pastaza y Chinchipe, esta el "levantamiento Cutucú" según el mapa geológico a 1: 1'000.000 (DGGM, 1982).

Resultaría menos ambiguo y más lógico llamarlos con los nombres de Napo y Santiago. En efecto, así como el primero está drenado por toda la red del Napo superior, el segundo está drenado por el Santiago superior; las formaciones sedimentarias más representadas en los afloramientos son, respectivamente, las llamadas Napo y Santiago. Además, la cordillera que se conoce con el nombre de Cutucú sólo representa una parte del levantamiento sur.

El anticlinal subandino está constituido por sedimentos secundarios y terciarios, en su mayoría marinos o continentales, respectivamente. La disimetría del plegamiento, de las fallas y de la erosión se refleja en la disposición de los afloramientos y en la repartición de los paisajes.

Los modelados traducen la influencia predominante de las estructuras o de la disección, según la naturaleza de las rocas, más o menos resistentes a la meteorización o a la erosión: las rocas duras se manifiestan por mesetas, cuestas y espigas mientras que las rocas blandas dan lugar a espigas despuntadas o altas colinas asimétricas.

La presencia de calizas se traduce a veces por la formación de lapiaz, de avens y de redes subterráneas, formas subkársticas en la medida en que su elaboración es imperfecta, limitada por la presencia en superficie de recubrimientos no calcáreos. En la cordillera del Cóndor, incluso los granitos afloran en las discontinuidades de la cobertura areniscosa.

Además, buena parte de los paisajes subandinos ha sido recubierta por cenizas volcánicas. Adaptadas a las formas ya existentes del modelado, substituyen a todas las demás coberturas edafológicas.

1.1. LOS CORREDORES, DEPRESIONES Y VERTIENTES BAJAS MARGINALES

1.1.1. El corredor sin cenizas de Limón[1]-Gualaquiza (unidad 245)

Este corredor, enclavado entre la cordillera de los Andes y las cordilleras del Cutucú y del Cóndor, corresponde a la franja occidental de la estructura anticlinal del Santiago, es decir al "grupo Limón" de los geólogos. Los contornos que le son atribuidos en el mapa geológico (DGGM, 1982) han sido afinados por la interpretación de las imágenes RADAR y Landsat. Lo recorre la carretera Gualaquiza-Limón, itinerario accesible sólo desde hace algunos años que permite un reconocimiento longitudinal parcial.

La originalidad del paisaje que se descubre en la desembocadura de los Andes, en el Plan de Milagro, arriba de Indanza y de Limón, y las características de los suelos amarillos que le cubren, justifican la individualización de esta unidad. Sin embargo es un paisaje compuesto. En efecto, el grupo Limón sólo representa la asociación sin diferenciación de tres formaciones sedimentarias cretácicas subandinas. Por lo tanto incluye areniscas, cuarcitas, pelitas, margas y calizas, rocas a las cuales habitualmente corresponden modelados particulares. Efectivamente, el paisaje comprende crestas aisladas con la forma de cuestas o de panes de azúcar, formas abruptas y vertientes fuertemente disectadas que corresponden a las rocas más macizas o más duras, sobre todo a las areniscas cuarzosas. Pero comprende, por lo general, vertientes moderadamente disectadas e intensamente remodeladas que corresponden a las rocas más finamente estratificadas y más blandas de las facies flysch. No se excluye la presencia de formas kársticas.

A lo largo del itinerario Gualaquiza-Indanza-Limón, se pueden observar numerosos afloramientos de facies flysch. Estos presentan estratificaciones decimétricas de rocas con textura fina y cortes esquistosos, areniscosos o

(1) Limón es el nombre común de "Gral. Leonidas Plaza G."

pelíticos, silíceos, margosos o calcáreos, amarillos o negros, que alternan con bancos más macizos de calizas fosilíferas negras. Sólo los bancos fosilíferos son evidentemente calcáreos. No se puede presuponer la reacción de las demás rocas y ésta sólo se revela al contacto con ácido.

Hay que anotar particularmente el aspecto alternado y laminado de esta facies, ya que explica el modelado que le es característico. En efecto, ningún estrato sería lo bastante duro ni lo bastante macizo para estructurar el modelado. Por otra parte, el agua se infiltra y empapa todos estos estratos a gran profundidad. Así los disgrega, los meteoriza y provoca hinchamientos y deslizamientos diferenciales que desembocan en fenómenos generalizados de movimientos de masa sobre las vertientes. La disección del paisaje correspondiente es por lo tanto moderada por su inestabilidad. Las vertientes son irregulares, formadas por facetas cortas. Se ven remodeladas en cuanto sus pendientes tienden hacia un valor del orden del 40 % .

Este paisaje está escalonado entre 2.000 y 500 m de altura. Las temperaturas medias anuales están comprendidas entre 16°C y 24°C según la altura, las precipitaciones rodean los 2.000 mm.

La cobertura edafológica de estas zonas con facies flysch está típicamente conformada por una asociación de suelos amarillos y pardos entre los cuales predominan perfiles ferralíticos y seudoferralíticos amarillos, remodelados por coluvionamiento. Todos estos suelos son poco profundos y fuertemente mezclados debido a la inestabilidad del terreno.

El afloramiento de los bancos de caliza y el desarrollo directo de perfiles sobre facies calcáreas son relativamente escasos; dominan areniscas finas, grises a negras con grandes fósiles bivalvos cubiertos de suelos pardos desaturados. Los bancos calcáreos pueden disolverse íntegramente sin dejar restos ni residuos de alteración perceptibles. Por lo tanto, los suelos sobre calizas tienden siempre a integrarse a la cobertura amarilla del conjunto.

Este paisaje fue forestal hasta una fecha reciente y la actividad de los indígenas Shuar no lo ponía en peligro. Hoy en día se enfrenta a un desmonte generalizado debido a la colonización que dispone de varios accesos, caminos de herradura o transitables, desde el Azuay. Sin embargo, si bien este paisaje goza de un clima refrescado por la altura y de precipitaciones relativamente moderadas, su explotación sigue siendo limitada por las severas restricciones que conforman la inestabilidad de las pendientes, la escasa profundidad de los perfiles, la acidez, la lixiviación y la aluminotoxicidad excesiva de los suelos amarillos. Se puede ver constantemente que el pisoteo del ganado induce una desnaturación de los perfiles por gleyzación.

En la medida en que el modo de explotación actual tiende a una extensión siempre más generalizada de los pastizales, se puede temer una esterilización completa, a corto plazo, bajo la forma de praderas improductivas y de pendientes insuficientemente protegidas. No se puede esperar que un suelo cuyos recursos en nutrimentos son tan insuficientes y cuya toxicidad alumínica es tan fuerte, permita una producción sostenida de forraje nutritivo. Por lo tanto esta zona debería ser reforestada.

1.1.2. Los corredores bajo cenizas volcánicas de Cosanga y Macas-Méndez (unidad 244)

Lo que se anotó sobre la geología y a la geomorfología del paisaje anterior (unidad 245) es válido para éste: afloramientos de las series del grupo Limón y disección limitada por la inestabilidad del substrato. Sin embargo este paisaje está cubierto por las cenizas que generan andosoles hidratados. Por lo demás, las precipitaciones son más elevadas, cercanas a los 2.500 mm.

El valle del río Cosanga está ubicado detrás de la cordillera granítica del norte, más bien en el ámbito andino que subandino, pero se trata también de un afloramiento del grupo Limón. Se puede observar la facies flysch, las mismas capas de rocas negras, de calizas fosilíferas así como los efectos de la inestabilidad del terreno.

Por lo tanto, las restricciones relacionadas con la localización, con el clima húmedo y nebuloso, con la inestabilidad de las pendientes, el carácter esponjoso y perdístrico de los suelos, limitan drásticamente la explotación de éste paisaje, cuya degradación por la extensión de los pastizales es particularmente evidente. Su desmonte es lamentable.

1.1.3. Las vertientes coluviales bajas de los valles del sur (unidad 247)

Los valles del sur son generalmente estrechos. Se insertan en paisajes vigorosamente disectados o accidentados que comportan, a veces, rocas sensibles a la meteorización y susceptibles de deslizamientos en las pendientes; y a veces, cornizas de areniscas que se derrumban por faldas.

Los sistemas de terrazas fluviales, tales como las que se observan al norte y al centro de la Amazonía, no encuentran su lugar aquí, así como tampoco los grandes glacis detríticos. Sin embargo, sus partes bajas están tapi-

zadas por numerosos conos detríticos pequeños, alineados al pie de los relieves. Lateralmente, estos conos son muchas veces coalescentes; longitudinalmente, sólo se extienden sobre algunos cientos de metros. Se juntan a las vertientes altas por fuertes pendientes irregulares cubiertas de desprendimientos o deslizamientos en masa, y con las terrazas aluviales (en donde éstas existen, estrechas, finas y arenosas) por cortos glacis. Estos conos están disectados por pequeños barrancos longitudinales, desprovistos de ramificaciones laterales. Al ser divididos en compartimientos por esta disección y deformados por las remodelaciones, estos conos toman un aspecto de colinas.

La alta terraza disectada de Chipana cerca de Méndez resulta interesante como testigo de un antiguo nivel, cubierto por suelos rojos sobre un material coluvial, muy rico en guijarros y bloques detríticos graníticos o gneísicos; ésta contrasta con la terraza sobre guijarros andesíticos de Patuca, que está frente a ella y que se reune con el piedemonte (unidad 269).

La agresividad del clima lluvioso se ve reforzada por un ligero contraste estacionario que crece progresivamente hacia el sur. Al sur de Zamora, la existencia de una pequeña estación seca permite la práctica de chamiceras (que no pueden ser practicadas en el norte o el centro) lo que facilita el desmonte y la eliminación irreversible de la cobertura forestal, acrecentando el peligro de erosión.

Las vertientes bajas se escalonan entre 2.000 y 600 m de altura, las temperaturas medias anuales son superiores a 15°C y las precipitaciones están comprendidas entre 1.500 y 3.000 mm. La cobertura edafológica está constituida por suelos rojos o amarillos, ferralíticos, periácidos y perdístricos, pedregosos, remodelados o "pénévolués".

Puede ocurrir que un valle se ensanche localmente, formando una alvéola en el conjunto montañoso, relativamente propicia a la colonización. Este es el caso, a lo largo del río Mayo, alrededor de Valladolid. Ya en 1743, La Condamine, quién cruzó este pueblo, escribía que lo único que le quedaba de ciudad era el nombre pese a haber sido opulento y poblado de españoles un siglo antes.

También es el caso de Zamora, Yantzatza, etc., pero en una situación menos aislada, lo que explica su crecimiento actual.

Las vertientes bajas del sur son desmontadas y cultivadas pese a fuertes restricciones: pendientes, piedras, inestabilidad y escasa fertilidad. Los colonos han establecido allí sobre todo pastizales, pero esta práctica no se mantendrá por mucho tiempo sin arruinar las potencialidades de los suelos y los equilibrios ecológicos locales. Estos colonos desarrollan también cultivos arbustivos y sistemas agroforestales mejor adaptados. Resulta lamentable que hayan reservado a éstos cultivos los lugares más pedregosos.

1.1.4. La cuenca de Zumba (unidad 246)

La cuenca de Zumba tiene muchas analogías con la unidad precedente pero constituye una alvéola con dimensiones más amplias, marcada por fuertes gradientes altitudinales, de temperaturas y de precipitaciones. Por otra parte está tapizada por sedimentos relativamente antiguos, insertados en un anfiteatro granítico-metamórfico.

Zumba fue por mucho tiempo el cantón más aislado del Ecuador. Los vehículos sólo tuvieron acceso a esta ciudad a partir de 1986, por lo que nuestro reconocimiento sólo pudo ser tardío y apresurado.

Las crestas que rodean la cuenca están cubiertas por suelos ferralíticos más o menos humíferos, negros/amarillos/rojos, periácidos y desarrollados sobre rocas metamórficas.

Sería interesante poder verificar si la pedogénesis ferralítica ha dejado huellas hasta la parte baja de la cuenca, más caliente, más seca y más erosionada sobre rocas metamórficas.

1.2. LAS CORDILLERAS SUBANDINAS

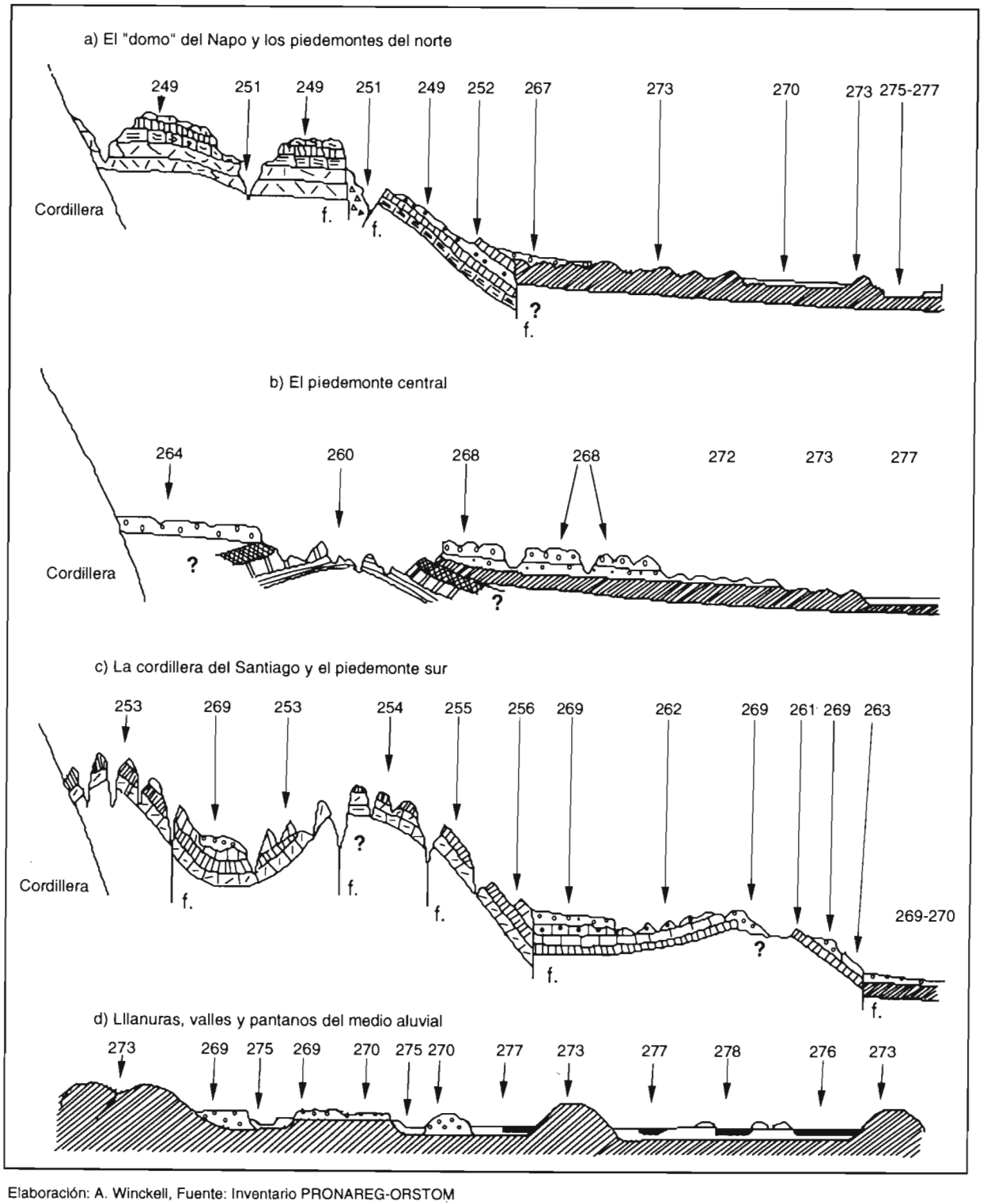
1.2.1. La cordillera del Napo, con cobertura de cenizas volcánicas

Estos paisajes corresponden al levantamiento del Napo, constituido por sedimentos cretácicos, en su mayoría marinos (formaciones Chapiza, Hollín, Napo y Tena) (Fig. 2, a). La formación Napo, por su extensión y su naturaleza calcarea, desempeña un papel morfogenético particular, así como la formación Hollín por su naturaleza areniscosa. El conjunto está cubierto por cenizas. El volcán Sumaco separa dos aspectos del paisaje.

Paisajes estructurales areniscosos disectados (unidades 248, 249)

Al norte del volcán Sumaco, el paisaje está principalmente marcado por la influencia morfogenética de los

Fig. 2. Cortes esquemáticos de algunos paisajes de la Amazonía ecuatoriana



Elaboración: A. Winckell, Fuente: Inventario PRONAREG-ORSTOM

planos estructurales armados por las capas areniscosas duras. Estas constituyen especialmente las cornizas que dominan el cañón del río Quijos.

En el eje del anticlinal que dibuja una línea meridiana entre Tena al sur y el volcán Reventador al norte, estos planos son horizontales y dan lugar a altas planicies macizas con un modelado de superficie fuertemente disectado pero respetando la horizontalidad estructural (unidad 248).

Al acercarse al contorno del macizo, hacia el este y el noreste, la convexidad del anticlinal se acompaña de una inclinación gradual de las capas areniscosas, cubiertas al este por sedimentos más recientes. Esta se acompaña

localmente por roturas, de tal manera que los planos basculan y dan lugar a vertientes fuertemente inclinadas. Los relieves estructurales armados por estas areniscas toman entonces el aspecto de verdaderas cuestas, con superficie cimera muy disectada y con un buzamiento dominante hacia el este (unidad 249).

El edificio estructural ha sido sacudido por la tectónica y luego desmantelado por la erosión. Los planos areniscosos, luego de haber sido rotos, desunidos y basculados fueron luego hundidos y disectados. De este fenómeno resulta un conjunto de bastiones caóticos, separados por profundos barrancos.

Paisajes con predominio de los modelados subkársticos (unidad 250)

Al sur de Sumaco, el paisaje está marcado por la influencia morfogenética de los sedimentos calcáreos que domina la de los sedimentos areniscosos, arcillosos o margosos y que confiere al paisaje un aspecto subkárstico. Aquí también, cañones abruptos separan varios bastiones macizos en la superficie de los cuales se pueden ver menos planos angulosos que formas suavemente disectadas. Estos bastiones están minados por la disolución de las calizas. Sus superficies están repletas de avens que comunican con una red de grutas y de ríos subterráneos, sobre todo en los alrededores de Jondachi, Archidona y Ponce Loma.

Para el conjunto de los paisajes del Napo (unidades 248 a 250), las capas areniscosas o calcáreas desempeñan aquí y allá un papel morfogenético principal y dibujan los grandes rasgos del relieve; sin embargo no son ellas las que afloran ni generan el modelado de detalle o los suelos. En la mayoría de casos, los sedimentos blandos que cubren las areniscas o los calcáreos se han quedado en su lugar. Profundamente meteorizados, han sido disectados isotrópicamente bajo la forma de pequeñas colinas. Así, la parte norte también puede definirse como un conjunto de pequeños macizos colinarios puestos sobre planos estructurales con diversas inclinaciones; así mismo, la parte sur puede ser definida como un conjunto de macizos colinarios llevados por estructuras kársticas. Además, las cenizas provenientes del Sumaco y del Reventador han cubierto todas las formas preexistentes con capas continuas, de varios metros de espesor.

Las condiciones climáticas y la evolución edafológica de las cenizas son las mismas para todos los paisajes del Napo, tanto subkársticos como estructurales. Las temperaturas medias anuales varían de 17°C a 24°C según la altura. En todas partes, las precipitaciones son superiores a 4.000 mm y alcanzan 7.000 mm en la estación del Reventador, localizada a 1.500 m de altura. La nubosidad es particularmente fuerte. Estas condiciones explican porqué el manto de cenizas está íntegralmente meteorizado, independientemente de su edad o su profundidad.

Por lo tanto, la cobertura edafológica está constituida por andosoles hidratados beige a veces muy profundos (2 a 10 metros). Estos suelos, constituidos por alófanos asociados a la materia orgánica, están empapados de agua, a veces esponjosos, siempre friables y frágiles. La supresión de su cobertura forestal y la práctica del pastoreo modifican radicalmente las condiciones bioclimáticas bajo las cuales se han desarrollado e inducen alteraciones irreversibles de sus aspectos y propiedades. Además, son suelos excesivamente pobres en nutrientes.

En el pasado, todos estos paisajes estaban cubiertos por bosques. Su aspecto no estaba significativamente alterado por la actividad agrícola indígena dispersa que privilegiaba los cultivos de plantas comestibles y los cultivos arbustivos itinerantes. La situación cambió con la ganadería de los colonos, y algunos indígenas que imitan. La densificación y la evolución de la ocupación indígena tiende a "apolillar" el bosque. La colonización generaliza o constituye frentes de "apolillamiento".

Sin embargo, la explotación de estas zonas sigue siendo sometida a severas restricciones que se deben sobre todo al suelo. Son parte de la problemática general de explotación o de recuperación de los suelos ándicos hidratados para los cuales la práctica de la ganadería resulta ser particularmente inadaptada.

Relieves disectados periféricos (unidades 251, 252)

Estas unidades reagrupan todas las zonas en donde la disección se expresa por una topografía exageradamente accidentada, hasta caótica, que prohíbe su explotación.

Estas zonas están ubicadas en el límite de las formaciones subandinas y periandinas, debido a las rupturas de pendiente, de orígen tectónico, que rompieron la continuidad de las estructuras sedimentarias y, seguramente, también por a una influencia particularmente agresiva de las precipitaciones, que sobrepasan constantemente 5.000 mm.

La unidad 251 tiene un contenido compuesto. Incluye tanto las principales entalladuras elaboradas por la red hidrográfica -valles estrechos en V, cañones con rebordes acantilados-, como también relieves muy

disectados, a proximidad de su límite oriental. Cerca de su frontera norte se extiende un modelado muy disectado, con colinas agudas y pendientes suaves hacia el noreste. Se puede discernir la herencia estructural sólo por la subigualdad de las cimas y por la presencia de reliquias de superficies altas conservadas.

La unidad 252 corresponde al pliegue monoclinal que acompaña la brusca caída de las capas hacia el este. Aquí las formas son típicas y asocian una barra rocosa continua, con fuerte buzamiento oriental, localmente disectada en pequeñas espigas con formas notables.

La cobertura forestal es muy irregular. Las formaciones superficiales asocian rocas, desprendimientos, alteritas, suelos más o menos evolucionados y rejuvenecidos con predominio de andosoles hidratados sobre cenizas.

Resulta inoportuno explotar estos barrancos y estas crestas cuyas pendientes deben ser protegidas en la medida de lo posible.

1.2.2. Las cordilleras del Santiago, sin cenizas

La estructura del Santiago es más abombada, más profundamente vaciada y más fuertemente accidentada que la de su homóloga del norte (Fig. 2, c y Fig. 5). Da lugar a las cordilleras del Cutucú y del Cóndor, de ambas partes del río Santiago que las atraviesa en garganta. Paralelas a la Cordillera de los Andes, estas constituyen realmente una tercera cordillera, con una orientación submeridiana similar, situada a la orilla del Oriente, en posición subandina. Estan muy marcadas en los paisajes y claramente separadas de los relieves andinos, inmediatamente al oeste, por el corredor continuo ocupado, de norte a sur, por los ríos Namangoza, Zamora y Nangaritza.

Estas dos cordilleras tienen un acceso difícil, tanto por razones políticas como naturales. Su cobertura fotográfica sólo es parcial y con una calidad mediocre. La serie sedimentaria más representada en los afloramientos es la Jurásica. En la parte central se ubican mesas, cuestas y espigas de grandes dimensiones. Resulta notorio que formas kársticas se han desarrollado en las capas calcáreas como lo atestiguan ciertas grutas famosas pero la morfología superficial parece estar todavía bajo la influencia predominante de la erosión diferencial de las capas duras o blandas. En las vertientes, predominan las espigas agudas que corresponden a las areniscas cretácicas. Además, el granito, subyacente a las areniscas, aflora en el Cóndor, en los lugares donde las estructuras areniscosas de superficie están desmanteladas.

No existe una cobertura de cenizas generalizada pero sí algunas placas localizadas en las vertientes que hacen frente al Sangay, fuente presumida de estas proyecciones.

Las altitudes están comprendidas entre 2.500 y 500 m. Por lo tanto, las temperaturas medias anuales se ubican entre 13°C y 21°C. Se presume que las precipitaciones son del orden de 2.000 mm.

Ya que no se pudieron realizar reconocimientos de campo, las diferenciaciones elaboradas para la totalidad de las dos cordilleras se apoyan en una identificación fisiográfica realizada por interpretación de los documentos RADAR y Landsat.

La cordillera del Cutucú (unidades 253, 254, 255, 256)

La unidad 253 es el paisaje que predomina. Se trata de relieves vigorosos, con formas agudas y con vertientes rectilíneas empinadas. La disección muy acentuada se manifiesta por un modelado globalmente caótico y una red hidrográfica relativamente densa. Ha desaparecido cualquier tipo de herencia estructural.

La unidad 254 está localizada en la periferia oriental de la anterior. Allí, la disección se encuentra menos acentuada y la red hidrográfica se caracteriza por un mayor distanciamiento entre ríos. Los relieves, aunque fuertemente disectados, tienen un aspecto más macizo y están compuestos por grandes vertientes homogéneas. Estas exponen localmente bellas reliquias de formas estructurales: planos encaramados más o menos horizontales, relieves de cuestas y de espigas.

La unidad 255, muy localizada, corresponde a los afloramientos estructurales de calizas, cuando su dimensión y su estado de conservación permitió una identificación casi segura. En su mayoría, son superficies monoclinales con buzamiento este dominante, encaramadas en los relieves del zócalo o a proximidad de los rebordes. El modelado de superficie, que se puede reconocer fácilmente, resulta de la yuxtaposicón de colinas convexas con altitudes subiguales.

La unidad 256 se identifica perfectamente con el pliegue monoclinal que acompaña la inclinación de las capas a proximidad de la terminación oriental. Como en el caso de domo del Napo, al norte, se trata de una barra rocosa cuyas imágenes RADAR y de satélite permiten identificar y admirar los planos estructurales fuertemente erguidos y contínuos así como un magnífico modelado de disección con una franja de espigas.

La cordillera del Cóndor (unidades 257, 258, 259)

La unidad 257 constituye el paisaje dominante de la cordillera del Cóndor. Es un paisaje muy disectado, compuesto por un relieve homogéneo constituido de una multitud de colinas vigorosas con cimas redondeadas y largas vertientes convexas empinadas. La red hidrográfica es densa, poco jerarquizada, típica de las regiones con disección sobre rocas graníticas (estudiadas en el capítulo de las vertientes exteriores de la cordillera de los Andes).

La unidad 258 es compuesta, debido a las dificultades de la interpretación. Asocia el paisaje anterior con testigos estructurales areniscosos encaramados. Estos últimos, iguales a los de la unidad 259, toman aquí un tamaño demasiado pequeño para ser individualizados.

La unidad 259 es un paisaje típico de la cordillera del Cóndor. Los estratos de la cobertura discordante de areniscas cretácicas arman magníficos planos estructurales encaramados en los relieves graníticos subyacentes, que se pueden identificar fácilmente tanto en el terreno como en los documentos aéreos y espaciales. Son mesas subhorizontales o, más frecuentemente, planos monoclinales con suave inclinación hacia el oeste. Debido a las necesidades cartográficas, la unidad incluye las superficies originales en posición cimera, disectadas en pequeñas cimas redondeadas convexas subiguales y los restos de superficies derivadas, más bajas y con una disección más avanzada en colinas más agudas.

Las coberturas edafológicas asocian rocas, desprendimientos, suelos poco evolucionados ferralíticos, seudoferralíticos y podzólicos retocados. La vegetación es forestal, comprende variantes de altura y variantes edáficas con malezas sobre las mesas areniscosas.

Drásticas restricciones impiden la explotación de estos paisajes de los cuales una gran parte está además constituida en reserva natural. Hasta ahora, sólo estaban ocupados o poblados por indios Shuar cuya agricultura no deja huellas -salvo en las estrechas terrazas de los valles- pero su colonización parece ineluctable, a corto plazo.

1.3. LAS ESTRIBACIONES ORIENTALES SUBANDINAS (UNIDADESS 260, 261, 262, 263)

Resulta difícil definir estas unidades de transición que son compuestas y que no pudieron ser suficientemente exploradas. Se trata de relieves demasiado modestos para ser reunidos con las cordilleras subandinas pero demasiado importantes para ser asimilados a las colinas periandinas.

Las imágenes Landsat y RADAR así como el mapa geológico de la DGGM muestran perfectamente la franja oriental de la estructura de Santiago o, más exactamente, una repetición lateral de dicha franja (Fig. 5).

En lo que atañe a la parte central situada al sur del río Pastaza (unidad 261), podríamos citarla como el anticlinal de Cangaime-Macuma. Son las formaciones sedimentarias Tena, Tiyuyacu y sobre todo Chalcana que fueron llevadas hacia la superficie por el vaciado de la bóveda. Representan el Terciario, desde el Cretácico terminal hasta el Oligoceno. Esta zona está constituida por macizos submontañosos cuyo carácter estructural aparece netamente, bajo la forma de pequeñas espigas aplastadas y desfiladas con buzamiento este, pese a la erosión que ha suavizado los ángulos. Esta zona ha sido penetrada y parcialmente fosilizada por capas detríticas de la formación cuaternaria Mera (unidad 269) antes de ser parcialmente exhumada de ellas.

Al norte en dirección de Canelos así como al sur en dirección de Cushuimí, el eje del anticlinal desciende y sus formaciones desaparecen bajo los afloramientos de la formación Arajuno (Mioceno). Los corredores de Arajuno-Canelos y de Cushuimí han sido fosilizados por el piedemonte Mera como lo atestigua el "balcón" de Puyo (unidad 264) y la mesa de Cushuimí. La erosión que despejó estos corredores disectó la formación Arajuno en colinas accidentadas con vertientes cóncavas (Fig. 2 b zona de Canelos, unidad 260) o en colinas con faldas empinadas (Fig 2c zona de Miazal, unidad 262).

Las agudas espigas de la formación Chambira (Mioceno) representan los últimos testigos del miogeosinclinal periandino y de los anticlinales subandinos, es decir las últimas capas sedimentarias anteriores a los piedemontes detríticos y los últimos terrenos plegados. Es por eso que el arco de espigas que le corresponde, aunque bastante atenuado en el modelado, ha sido individualizado (unidad 263). Se puede notar que las capas detríticas Mera

(unidad 269) han fosilizado estas espigas y que todavía las recubren en algunos lugares.

Las altitudes están comprendidas entre 1.000 y 500 m y las temperaturas medias anuales entre 21°C y 24°C. Las precipitaciones se aproximan a 3.000 mm. La cobertura natural es forestal con variantes "postradas" en las rocas duras. Se presume que los suelos son ferralíticos o seudoferralíticos, periácidos, rojos y amarillos, similares a los de los piedemontes en colinas del sur (unidad 247) o a las colinas periandinas (unidad 273).

Los indígenas Shuar y Canelos recorren estas zonas cuya colonización sigue siendo reducida.

2. LA AMAZONIA PERIANDINA

2.1. LOS PIEDEMONTES

La característica común de los conjuntos de paisajes reunidos bajo el término de piedemonte consiste en estar establecidos en formaciones de esparcimiento localizadas abajo de los relieves andinos y subandinos orientales (Fig. 2, a, b, c).

Representan diversos aspectos que atestiguan los depósitos detríticos pliocenos, pleistocenos y holocenos, y las unidades correspondientes coinciden más o menos con las formaciones Mesa y Mera del mapa geológico.

Se trata de terrazas disectadas, compuestas por materiales más o menos gruesos. De arriba para abajo estos son: conglomerados, areniscas, pelitas volcanoclásticas que se juntan gradualmente con los aluviones (DGGM, 1982; J.W. Baldock, 1982). El establecimiento de tales formaciones se puede concebir no solamente en el contexto de fenómenos climatoeustáticos sino también de deshielos glaciares de origen volcánico más que climático. Estos piedemontes están adosados al sector volcánico de los Andes. Al sur del paralelo 4°S, sus homólogos son ligeramente diferentes y han sido reagrupados con las bajovertientes subandinas (unidad 247).

Sus rasgos distintivos se deben :
- a la edad, a la naturaleza, a la facies y al grado de disección de la formación detrítica original (elementos del viejo piedemonte o gradas de los piedemontes recientes);
- a su disposición geográfica relativa (viejo piedemonte central o piedemontes periféricos);
- a su situación en relación con los Andes (piedemontes cercanos o piedemontes alejados);
- a la presencia o ausencia de una cobertura de cenizas volcánicas;
- a la naturaleza y al grado de evolución o de rejuvenecimiento de los suelos (andosoles hidratados beige o suelos ferralíticos pardos);
- a otros rasgos de paisaje que resultan de los anteriores (cobertura natural, sistemas de explotación, etc.).

No fue posible ordenar la cartografía y la exposición relativas a los piedemontes sin compromiso entre los diferentes criterios distintivos, a expensas de la coherencia del conjunto.

Estos paisajes de piedemontes se singularizan de los demás paisajes amazónicos por dos rasgos esenciales:
- el carácter estructural y plano de las superficies cimeras cuyo diseño de conjunto subsiste pese a una disección a veces muy marcada;
- la naturaleza generalmente ferralítica y el color pardo de los suelos desarrollados sobre las areniscas, conglomerados o arenas de origen volcánico, con excepción de los piedemontes cercanos, cubiertos por andosoles beige desarrollados sobre la cobertura de ceniza.

Igualmente, estos rasgos característicos se encuentran en la mayoría de los paisajes del gran piedemonte del noreste de la zona costera.

Los piedemontes amazónicos representan en realidad varias generaciones de esparcimientos detríticos gruesos. Resulta notable que, para la mayoría de ellos, hayan provenido de este punto sensible de la tectónica andina y amazónica, el ombligo de la Amazonia ecuatoriana que es la brecha que forma el río Pastaza a través del macizo metamórfico y granítico andino y del domo anticlinal subandino. Ciertamente existen desembocaduras secundarias de formaciones detríticas al nivel de los ríos Quijos, Coca, Payamino, Suno, Palora y Upano pero ninguna tiene la importancia evidente de la del Pastaza de la cual Landsat ofrece imágenes reveladoras (Fig. 4).

Esta sedimentación detrítica plio-pleistocena resultó quizás de la conjunción de varios fenómenos: levantamiento de los Andes y de las cordilleras subandinas, erupciones volcánicas, variaciones climáticas y sobre todo deshielos glaciares. Los mapas geológico y geomorfológico muestran bastante bien que los conos detríticos desembocan debajo de los principales centros de actividad sísmica y eruptiva: los volcanes Cayambe, Antisana, Reventador, Sumaco, Tungurahua, Sangay.

El calificativo periandino pretende indicar todo lo que la Amazonía ecuatoriana debe a las vertientes andinas y subandinas, sobre todo la naturaleza volcánica de los materiales de piedemonte y los rasgos edafológicos particulares de los suelos que los cubren.

2.1.1. Los piedemontes cercanos, con cobertura de cenizas volcánicas

Niveles no diferenciados, entallados y disectados de Tena, Puyo y Macas (unidad 264)

Este primer conjunto resulta ser importante por su ubicación, su extensión y su explotación por la colonización que allí se ha implantado desde el siglo XVI. Los depósitos de guijarros sobre los cuales está establecido son, en su mayoría, los de la formación Mera pero no se excluye la posibilidad de que reliquias de la formación Mesa les estén asociados, de allí el carácter no diferenciado de estos niveles.

Un gran complejo de glacis disectados se extiende alrededor del Puyo, Palora y Macas, entre 1.100 y 900 m de altura, con un ligero buzamiento hacia el este. Corresponde a la coalescencia de los conos detríticos provenientes de los ríos Pastaza, Palora y Upano, dominados por los volcanes Tungurahua y Sangay. Se apoya, hacia arriba, sobre los relieves andinos y se termina, hacia abajo, por entalladuras abruptas (ríos Anzú, Villano y Bobonaza, etc.) arriba del corredor de Arajuno-Canelos y de sus altas colinas que ha fosilizado parcialmente. Está dividido por los tres valles citados y por numerosos cañones de cerca de 100 m de profundidad.

Estas incisiones permiten observar, debajo del manto de cenizas, el depósito detrítico constituido por guijarros andesíticos sobre un espesor de por lo menos unos cien metros. Este depósito ha sido profundamente meteorizado y sus capas superiores se han transformado en suelos rojos antes de ser truncadas por erosión y luego fosilizadas por el depósito de cenizas.

Estos conglomerados constituyen un material blando y homogéneo cuando están alterados, en el estado de guijarros íntegramente argilificados. Se prestan a una disección superficial en pequeñas colinas convexas o en ondulaciones suaves según la profundidad de la meteorización. Las zonas menos disectadas sufren de un drenaje insuficiente que mantiene la hidromorfía en la base del manto de cenizas.

Las capas profundas de cenizas, al contacto con las capas superiores del substrato, presentan muchas veces una facies particular de meteorización: 1 a 5 m de arcillas halloysíticas blancas que son utilizadas para la elaboración de la loza local.

En las inmediaciones de Tena se puede observar una facies diferente del mismo conjunto. Una serie de relieves tabulares y de relieves derivados, que atestiguan de otro "glacis" que cubría las faldas del batolito granítico y fosilizaba los relieves subkársticos del Napo: se encuentran bloques y guijarros de granito hasta en la red subterránea de Archidona, al interior de la cual se han caido por los avens.

Así como en los paisajes cercanos, se observa la meteorización del conglomerado de guijarros graníticos bajo el manto de cenizas.

Se delimitaron al norte otras unidades morfológicamente similares. Se presume que las mas cercanas al batolito son del tipo granítico; las demás, a proximidad de los volcanes Reventador y Sangay, son probablemente andesíticas.

Para todos estos paisajes, las temperaturas medias anuales son alrededor de 20°C, pero las precipitaciones se acercan a 5.000 mm. Los suelos desarrollados sobre las cenizas meteorizadas son andosoles hidratados profundos.

Los sistemas policulturales estratificados de tipo indígena han permitido por largo tiempo que sobreviva el medio forestal, pese a un poblamiento relativamente denso. Los colonos mestizos introdujeron monocultivos, tales como el té y la caña de azúcar y sobre todo los pastos tropicales, practicando el desmonte frontal. De esto resultó una desnaturación radical e irreversible del sistema ecológico y particularmente de su componente edafológico. (Se habló de esta problemática cuando se trató de los paisajes del Napo).

En las zonas en donde los colonos, han ocupado las partes bajas, planas y con un acceso más fácil, empujando a los indígenas hacia las partes altas, resulta interesante constatar que las tierras, degradadas por un uso pastoral abusivo, son casi estériles. En cambio el territorio indígena, consagrado al policultivo arbustivo y a los cultivos de víveres, conserva el aspecto de un ecosistema equilibrado. El suelo que se beneficia de la sombra y no está sometido al pisoteo, conserva sus horizontes orgánicos y sus potencialidades de intercambio, indispensables en la reconversión de los nutrientes.

Conos coalescentes, quebrados al pié del Sangay (unidad 265)

Los conos ubicados inmediatamente al pie del volcán Sangay se juntan aguas abajo con los anteriores esparcimientos y resulta evidente que pertenecen al mismo conjunto cronológico.

Sin embargo se diferencian de la unidad anterior por una inclinación más fuerte y un perfil alargardo con una concavidad más acentuada. Además, el modelado superficial está netamente más disectado. Asocia superficies superiores compuestas por una yuxtaposicón de colinas redondeadas subiguales entalladas por profundos barrancos con faldas rectilíneas.

Es probable que la proximidad del volcán se acompañe de un aumento de los productos de origen volcánico: escorias, proyecciones y remodelación de materiales provenientes de coladas. La presencia de pequeños accidentes recientes, de orientación norte-sur, que se traducen por desniveles superficiales de algunos metros está también relacionada con la actividad sísmica y volcánica, reciente y actual del Sangay.

Testigos colinarios emergentes (unidad 266)

En las cercanías de Puyo se pueden observar algunos relieves notables que dominan la mesa, sobre todo el que soporta las antenas de la repetidora de televisión de Veracruz. Podría tratarse de restos de una colada volcánica; en efecto, aparecen bolas andesíticas en las pendientes, muy semejantes a los guijarros de un conglomerado.

En la cima, perfiles de suelos ferralíticos pardos, arcillosos, bien evolucionados presentan un nivel alterítico - la facies "pan de especies"- constituido por bolas escamadas, firmes pero porosas, de color pardo-ocre; éstas difieren de las bolas blandas, rojas o abigarradas propias de los conglomerados meteorizados.

Estos testigos sólo llevan discretas huellas de depósito superficial de cenizas, incorporadas a los horizontes superiores del suelo pardo.

2.1.2. Los piedemontes sin cenizas

Las mesas y relieves derivados del viejo piedemonte central (unidad 268)

Se trata de un conjunto de relieves tabulares nivelados entre ellos y de relieves derivados. Su extensión coincide con la formación Mesa, definida por los geólogos como una serie plio-pleistocena de terrazas disectadas, constituidas por depósitos clásticos entre medianos y gruesos derivados de la erosión de la Sierra, y parcialmente cubiertos por depósitos cuaternarios (J.W. Baldock, 1982). Las rocas que predominan son conglomerados y areniscas volcanoclásticas: los grauwacas.

Mesas y relieves derivados atestiguan de una sola y única superficie estructural original. Es un amplio "glacis-cono" de esparcimiento, abierto en abanico desde el oeste hacia el este, entre los ríos Napo y Pastaza, de cada lado del eje Villano-Curaray. Su origen parecer haber coincidido con la actual desembocadura del Pastaza al pie de los Andes. Se extendía hasta cerca de 200 kilómetros hacia el este, afectado por un buzamiento de 0,3% aproximadamente entre las altitudes de 900 y 300 m.

•¿ Una o dos fases de esparcimiento?

La ubicación y el aspecto actual de los testigos resultan de varios procesos sucesivos o conjugados. En lo que atañe su origen, se pueden considerar dos hipótesis de formación y evolución.

Según la primera (adoptada por una mayoría de geólogos), el plegamiento subandino habría provocado el desmantelamiento de la cabeza del abanico y la exhumación del corredor de Arajuno-Canelos. Este corredor habría sido rellenado posteriormente por la formación Mera, que representaría el segundo piedemonte, y luego nuevamente despejado. Así, el paisaje de las verdaderas Mesas estaría llevado a 50 km más abajo de su situación de origen, más allá del corredor.

Sin embargo, esta primera hipótesis, que concuerda perfectamente con la mayoría de los documentos geológicos disponibles sobre este sector, no es la única aceptable.

En efecto, es importante señalar que las superficies de los dos esparcimientos (¿sucesivos?) de las formaciones Mesa al este y Mera al oeste, tienen una perfecta continuidad topográfica, y se ven afectadas por una misma inclinación hacia el este, de cada lado del hiato que constituye el corredor de Arajuno, dominados por abruptos similares con mirada opuesta.

Un minucioso examen de las fotos aéreas de estos contactos permitió confirmar que la estructura es idéntica de cada lado del corredor. Los estratos inferiores de los esparcimientos vienen a cubrir las capas erguidas y disectadas de la formación Arajuno que fosilizan. Esta observación atestigua de la existencia de un plegamiento anticlinal anterior a las primeras fases de esparcimiento.

Esta situación continúa durante la sedimentación, ya que la mitad inferior de las formaciones de

esparcimiento se ve afectada por una terminación en cuña en las faldas de la estructura anticlinal ya formada y en continuo proceso de plegamiento. Algunas capas detríticas están afectadas con ligeras inclinaciones de cada lado de la estructura anticlinal.

Por fin, hay que anotar que los dos rebordes opuestos de las formaciones detríticas, de cada lado del corredor de Arajuno, presentan también una ligera deformación de su superficie cimera, entre plana y muy ligeramente inclinada hacia el oeste para la mesa de Puyo y por el contrario con una pendiente superior a la inclinación general hacia el este para el esparcimiento de las "mesas".

Todo ocurre como si un solo y único esparcimiento hubiera fosilizado y cubierto una estructura anticlinal anterior pero que seguía plegándose. Este material esparcido arma evidentemente el abrupto oriental pero probablemente también la parte inferior del acantilado que bordea al oeste el corredor de Arajuno, y es encima de esta base que se depositaron los sedimentos Mera, en las inmediaciones de la salida de la garganta de Puyo. Por otra parte, los últimos movimientos son posteriores al depósito de estos estratos detríticos cuyas capas superiores afectan. Y por fin la excavación del corredor Arajuno-Canelos, en el sitio de esta estructura anticlinal fragilizada por movimientos continuos, sería por lo tanto posterior a la principal fase de esparcimiento.

Esta segunda hipótesis, propuesta en base a nuestras observaciones geomorfológicas merecería ser corroborada por observaciones precisas sobre la edad, la naturaleza de las formaciones detríticas mencionadas y las últimas fases tectonicas subandinas.

Posteriormente, se ejerció una mayor disección en la superficie del (o de los) glacis. La red hidrográfica le (o les) recortó según las direcciones privilegiadas por el depósito: radiales a partir de Puyo y luego curvos hacia el sureste. Así se disecó el abanico en tiras divergentes aguas arriba y, aguas abajo, en jirones alargardos, planos, limitados hacia arriba y lateralmente por altas cornizas (los barrancos): éstas son las mesas. Por su forma, su organización radial y su nivelación, su pertenencia a un solo conjunto sigue sensible, por lo menos al este del corredor. Por las líneas generales de cada elemento del relieve, se trata de mesas o planicies estructurales tabulares cuya superficie corresponde al techo de una capa sedimentaria dura.

Por fin, la superficie de cada mesa ha sido cavada por un proceso secundario de erosión que tiende a reducir el abrupto de los barrancos y a ondular la superficie. Al extremo, en el caso de las mesas más estrechas o de ésas cuya capa protectora dura era más fina, la disección de detalle llega a destruir la mesa y la substituye por un relieve derivado, colinario, bicóncavo.

• *Las formaciones geológicas aflorantes*

Resulta problemático definir la naturaleza de la sucesión de las capas sedimentarias de la formación Mesa. Sólo los barrancos más altos ofrecen cortes parciales y de acceso acrobático. Los suelos de las mesas son muchas veces profundos y los sondeos no alcanzan el substrato. ¿Y si lo alcanzaran, podría tratarse del material original? Por lo tanto sólo conocemos fragmentos de rocas recogidos en los talwegs interiores o debajo de los barrancos. Suponemos que se trata del material que arma las superficies cimeras y genera los suelos pardos. Pero podría también tratarse de los restos de esos "depósitos cuaternarios posteriores" mencionados en algunos informes geológicos. En todo caso, las muestras recogidas son areniscas de color entre gris y verde, ricas en materiales volcanoclásticas y pobres en cuarzo: los grauwacas.

Abajo de los barrancos, donde el abrupto deja lugar a la pendiente, se observan arcillas amarillas, plásticas, ricas en gravas de cuarzo cuyos yacimientos corresponden, en el mapa geológico, a la formación Chambira. Si en efecto se trata de eso, la potencia de la formación Mesa estaría reducida al espesor de la plataforma tabular y eso puede parecer poco. Generalmente no existe relación entre los espesores de los depósitos estimados en el campo y los que están indicados en las publicaciones geológicas, deducidas a partir de sondeos.

El Chambira, de edad Mio-Plioceno, sólo es un glacis detrítico anterior al Mesa, asimismo parcialmente tobáceo. Por lo tanto, a falta de características petrográficas precisas y de observaciones adecuadas, la identificación de los materiales de las mesas sigue siendo insegura.

El espesor del glacis Mesa decrece de oeste a este, o mejor dicho desde la parte alta hacia la parte baja. Las mesas occidentales son naturalmente las mejor individualizadas, las más potentes y las más características. Hacia la parte baja, los relieves derivados substituyen poco a poco las mesas.

El aspecto de las grandes mesas y de sus barrancos es impresionante, sobre todo de cada lado de la brecha del río Villano en donde el desnivel es de orden hectométrico. Pueden constituir obstáculos insuperables debido a abruptos o desplomes prolongados por pendientes empinadas, llenas de desprendimientos y

amenazadas por eventuales caídas de cornizas. Los relieves derivados, en sí, aparecen como barreras continuas cuando se les ve desde abajo.

• *Las características pedológicas*

En la zona de las mesas, la temperatura media anual es superior a 21°C mientras que las precipitaciones anuales, bien repartidas, siguen cercanas a los 3.000 mm.

Los suelos mas característicos de las mesas son pardos, profundos y muy arcillosos: es la mayor originalidad de este paisaje. Se trata de suelos ferralíticos caoliníticos periácidos, fuerte o extremadamente lixiviados. La ausencia de partículas arenosas, sobre todo de cuarzo, refleja el lejano origen volcánico del material-madre. El color pardo destaca muy claramente en el entorno generalmente rojo de la Amazonía ecuatoriana. Sin embargo, la erosión provoca todo tipo de truncamientos o remodelado de los suelos. Los perfiles considerados como típicos - profundos, arcillosos, ácidos, lixiviados y mineralógicamente degradados - coexisten con otros, poco o moderadamente evolucionados, profundos, lixiviados, etc.. Están también asociados con perfiles remodelados: es decir, en términos taxonómicos, con suelos ferralíticos penevolucionados o con suelos fersialíticos más o menos evolucionados. Es así como perfiles muy poco propicios a cualquier explotación, que no sea forestal, se ven asociados con perfiles relativamente bien dotados en cuanto a cualidades físicas y químicas.

Abajo de las mesas o en las vertientes de los relieves residuales, pueden estar yuxtapuestos suelos pardos y suelos rojos, estando desarrollados estos últimos en las arcillas de la parte inferior. Basta con que un derrumbe de corniza cubra la vertiente de residuos de grauwacas para que se desarrolle allí un suelo pardo rodeado de suelos rojos.

• *Uso y morfodinámica actual*

El funcionamiento hidrológico de las mesas es característico. Por la forma en que aparece en las fotografías, la red hidrográfica superficial es embrionaria y podría presentar algunos rasgos seudokársticos: las aguas infiltradas vuelven a brotar en la base de los barrancos, al contacto con las arcillas inferiores.

El relieve y la hidrología así como la naturaleza de los suelos y del bosque confieren al paisaje de las mesas un carácter particular, el más original de todos los que hemos identificado en la Amazonía ecuatoriana. A esta originalidad también se debe la particularidad sociocultural de las comunidades indígenas que se han establecido allí, Canelos, Huaoranis (o Aucas) y Ashuars. Las fotografías muestran que las huellas de desmonte, que señalan el habitat, están ausentes en la superficie de las mesas y son numerosas en la base de los barrancos, al contacto con los manantiales.

La zona de las mesas representa uno de los últimos espacios "vírgenes" de la Amazonía ecuatoriana, espacio en el cual el hábitat disperso y las culturas itinerantes de los indígenas no dejan huellas duraderas, espacio que la colonización ha penetrado muy poco y que la infraestructura de carreteras aún no ha alcanzado.

¿Se debe solamente a las casualidades de las migraciones, al temor de los Huaoranis o a la evidencia de las condiciones naturales desfavorables para la colonización? Es en la zona de hábitat Canelos, luego de varios siglos de sedentarismo, que podriamos juzgar mejor este hecho.

El bosque está muy bien desarrollado en las mesas, quizás debido a las facultades de arraigo profundo y de fijación sólida que ofrecen los suelos arcillosos y homogéneos cuya toxicidad alumínica no perjudica las especies forestales. Sin embargo sería muy riesgoso substituir allí un sistema agrícola que se alejaría del modelo ecológico natural. Sin duda alguna, se debe prohibir absolutamente la ganadería porque el suelo, antes de ser totalmente desnaturalizado por el pisoteo del ganado -debido a su naturaleza arcillosa así como a su comportamiento impermeable- no dispone de la cantidad mínima de nutrientes indispensables para sostener una producción forrajera y animal.

Los testigos disectados de los piedemontes no diferenciados (unidad 267)

Testigos esparcidos jalonan el contacto entre el domo del Napo y las colinas periandinas, del río Napo hasta la frontera colombiana. Son, en su mayoría, relieves disectados que bajan gradualmente de oeste a este.

Los carácteres estructurales de los depósitos originales han sido totalmente borrados por la erosión posterior. Las formas que se pueden observar actualmente se parecen a colinas angulosas bien disectadas, dominadas por testigos encaramados, estrechos y alargados, interpretados cómo restos de antiguos depósitos de esparcimiento. Estas reliquias, con un modelado de superficie ondulado a disectado, bajan progresivamente hacia el este en donde se juntan insensiblemente con los relieves de las llanuras y colinas.

Aparecen en perfecta continuidad topográfica y estructural con la unidad 264, cuyos testigos jalonan la superficie del domo del Napo y pertenecen seguramente a la misma fase de esparcimiento.

Las gradas medias de los piedemontes recientes: mesas bajas y llanuras sobre conglomerados con guijarros (unidad 269)

Los testigos de los piedemontes recientes están dispuestos en forma de gradas, de ambos lados del viejo piedemonte central. Estos son complejos: sus elementos más cercanos a los Andes ya constituían unidades separadas (unidades 264, 265 y 266) caracterizadas sobre todo por los recubrimientos de cenizas que los afectan. Así mismo, los más alejados serán individualizados según su situación, su morfología y sus suelos particulares (unidad 270).

Las gradas medias cuyos elementos constituyen la presente unidad (269) están también diferenciadas, en forma no coherente, por el escalonamiento y la situación, la morfología y los suelos. Sus altitudes son de 900 m en Sucúa, de 600 m en Loreto y Cangaime y de 300 m en Shinkiatam.

Sin embargo, el mapa muestra claramente que las ubicaciones de los testigos de Sucúa, Loreto, Cangaime y Shinkiatam son muy diversas en relación con los accidentes andinos y subandinos. Ciertas capas detríticas están localizadas antes, otras después. Algunas recubren las estructuras subandinas y sobre todo sus barreras de espigas.

Si observamos la potencia local de los depósitos de guijarros, su encajonamiento en comparación con los relieves adyacentes, o su desnivel en relación con los relieves que los bordean o con los valles que los cortan, así como el aspecto general del paisaje, existen importantes diferencias entre la morfología del testigo de Sucúa (alta terraza encajada entre dos cordilleras), el de Cangaime (meseta encaramada en estructuras que ha fosilizado) y los de Loreto y de Shinkiatam que se abren sobre amplias llanuras y cuyo espesor sólo alcanza unos cuantos metros.

En todos estos paisajes las temperaturas medias anuales son superiores a 20°C, las precipitaciones comprendidas entre 2.000 y 3.500 mm.

La observación de los suelos introduce otra discriminación: los suelos pardos muy profundos y evolucionados de las mesas bajas, tales como los de Cangaime, son semejantes a los de Shinkiatam o a los de la amplia llanura shuar, pero notablemente diferentes de los de Loreto y Sucúa, menos profundos, menos evolucionados pero más fértiles.

Los suelos pardos son suelos ferralíticos con halloysita. Los perfiles más típicos son muy profundos, muy evolucionados, homogéneos, excesivamente arcillosos, ácidos y pobres. En forma opuesta, algunos perfiles esqueléticos sólo están representados por el embalaje limoso de guijarros andesíticos escamados por la meteorización.

El modelo intergrado, más rico y apto para la explotación agrícola, tiene una profundidad media de un metro o menos. Los guijarros alterados que subsisten a esta profundidad contribuyen al drenaje del perfil y lo enriquecen con nutrientes. Ambos tipos de suelos pueden estar asociados.

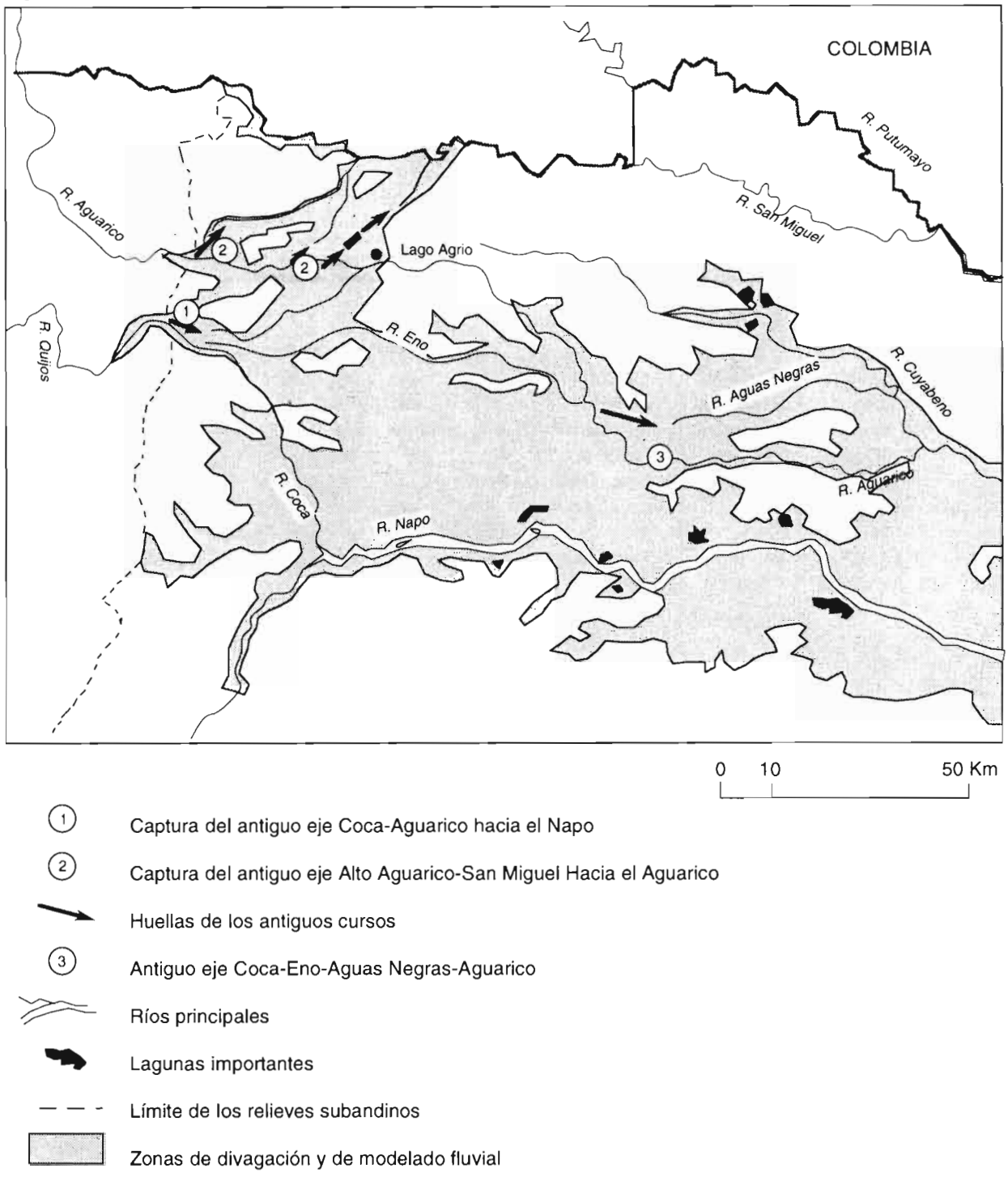
En lugares donde los suelos profundos y fuertemente evolucionados parecen dominar - en Cangaime, Taisha, Shinkiatam por ejemplo - la textura arcillosa, los niveles extremos de acidez, de lixiviación y de toxicidad alumínica son restrictivos para cualquier otro tipo de explotación que no sea forestal. Además hay que evitar el manejo de estos suelos con mecanización y pastoreo. En los lugares en donde los suelos son poco profundos e imperfectamente evolucionados, como en Sucúa y Loreto, todas las especulaciones compatibles con el clima y la conservación ecológica están permitidas. La actual colonización, imitada por los indígenas, procede en ellos a desmontes frontales, reemplazados luego por la introducción de bovinos cuyo pisoteo radicaliza la mutación ecológica.

Las gradas alejadas del segundo piedemonte: llanuras, terrazas y cordones arenosos (unidad 270)

Esencialmente, se tratan aquí de las amplias llanuras de divagación fluvial de Huashito, Shushufindi, Lago Agrio y sus prolongamientos o divertículos, tanto en la cuenca Aguarico-Coca-Napo como en la cuenca Huasaga-Pastaza, sobre todo los cordones arenosos y terrazas que, en algunos casos, no pudieron ser disociados del complejo fluvial al cual están integrados (unidad 275 y sobre todo 278).

La extensión de esta unidad coincide, sólo muy parcialmente, con la de la formación Mera, sobre todo en Shushufindi. Podemos suponer que los geólogos no quisieron reconocer y cartografiar esta formación en los lugares en donde sus depósitos se reducen a menos de 2 metros de espesor encima de la plataforma arcillosa desgastada subyacente y que tenían alguna razón en particular para privilegiar la formación Chambira que representaron como aflorante! Lo cierto es que las arenas y los limos alofánicos que cubren la llanura de Shushufindi con un manto perfectamente continuo son idénticos a los materiales esparcidos al norte del Aguarico o en Huashito, en donde la

Fig. 3. La historia de las capturas



Elaboración: A. Winckell, Fuente: Interpretación imágenes RADAR y Landsat

formación Mera ha sido cartografiada.

Esta unidad hubiera podido ser integrada a las gradas alejadas de la anterior unidad 269, subrayando la similitud de situación y de acondicionamiento geomorfológico. Son los rasgos edafológicos y las aptitudes que de ellos resultan, los que justifican una distinción.

Son llanuras de divagación externa. Provienen del esparcimiento de aluviones bajo el efecto del desplazamiento lateral de los cauces, ocasionado por fuertes variaciones de las cargas de los ríos. Estas variaciones pudieron ser tanto de origen sísmico, como volcánico o climático. Se tradujeron también en represas y capturas, cuyas huellas son evidentes río arriba y río abajo.

Fig. 4. El relieve de las Mesas

Elaboración: A. Aing, LIA-Télédétection, ORSTOM, Bondy; Fuente: Canal 7 de la imagen Landsat MSS 009/061 del 12/08/1977

La historia de las divagaciones fluviales se inscribe en la configuración de las desembocaduras conjuntas del río Quijos y del río Aguarico río arriba de Lago Agrio. Las imágenes aéreas y el estudio de campo muestran que dos capturas sucesivas han desempeñado un papel importante, una desviando el Quijos del Aguarico hacia el Coca, otra desviando el Aguarico del San Miguel hacia su cauce actual. La laguna de Lago Agrio es una prueba de eso, así como el cauce de la quebrada Conejo que se abre camino a través de un esparcimiento de guijarros.

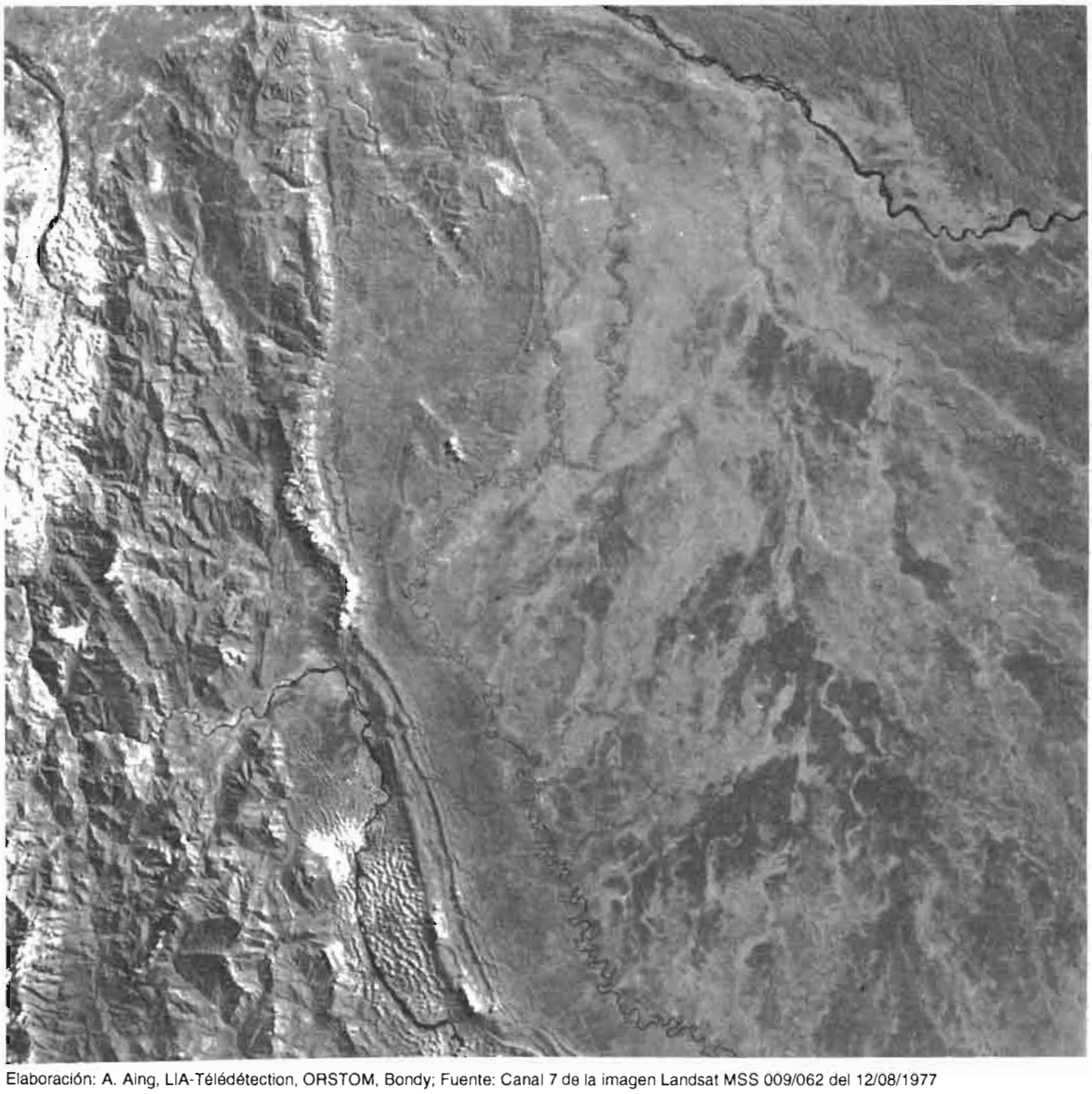
Los materiales tienen en su mayoría un origen andino y volcánico. Esto no implica que provengan directamente de proyecciones volcánicas, sino que han sido acumulados progresivamente en su entorno inmediato, antes de ser violentamente echados de su sitio y transportados hacia las zonas de esparcimiento.

El sismo de 1987 provocó un proceso similar: obstrucción de un valle por fenómenos de gravedad consecutivos a un movimiento sísmico, subida de las aguas que cubren y empapan los materiales volcanoclásticos anteriormente acumulados y luego ruptura de la represa e irrupción de una onda de lodo en la llanura, en la desembocadura del valle.

Estas llanuras de divagación se establecieron en el nivel topográfico más bajo, el de la cuenca periandina, por abajo de las colinas cuyas partes inferiores están cubiertas por sus sedimentos. Estas se unen a los complejos fluviales y a sus pantanos con los cuales forman una transición. Las divagaciones se introdujeron entre las colinas y en la superficie de las zonas erosionadas correspondientes a las formaciones Arajuno, Curaray o Chambira. Estas formaciones están presentes a escasa profundidad bajo la forma de alteritas o de suelos truncados. Los depósitos detríticos están compuestos por arenas y limos (mas raramente por guijarros o arcillas), dispuestos en distintos estratos. Es frecuente encontrar capas arenosas que cubren los estratos limo-alofánicos, en perjuicio de la fertilidad de los suelos.

Los paisajes son llanos y generalmente bien drenados, aunque a veces poseen algunas depresiones inundables. Los talwegs muestran la existencia de dos fases de cavado, siendo el desnivel máximo de unos diez metros.

Fig. 5. El frente subandino y las llanuras de divagación



Elaboración: A. Aing, LIA-Télédétection, ORSTOM, Bondy; Fuente: Canal 7 de la imagen Landsat MSS 009/062 del 12/08/1977

Las altitudes son inferiores a 600 m, las temperaturas medias anuales son superiores a 25°C y las precipitaciones están comprendidas entre 2.000 y 4.000 mm.

En los suelos, los horizontes arcillosos y limosos son pardos, los estratos arenosos grisáceos. Los agricultores hablan de estos suelos como de suelos negros, debido a los horizontes humíferos que efectivamente son obscuros y bien desarrollados.

Los horizontes arenosos contienen una proporción considerable de vidrios y minerales volcánicos. Los horizontes limo-arcillosos están constituidos por alófanos y halloysita. Por lo tanto presentan caracteres más o menos ferralíticos y ándicos. Son muchas veces profundos, siempre blandos, moderadamente ácidos y escasamente lixiviados. Forman parte de los mejores suelos de la Amazonía ecuatoriana y son propicios a cualquier empresa compatible con las restricciones climáticas, salvo la ganadería, ya que no soportan el pisoteo directo.

En algunas zonas como la de Shushufindi, el bosque original está en vía de eliminación bajo el efecto de una densa colonización. Luego de haber privilegiado la ganadería, los colonos regresan hacia un policultivo de arbustos. Las plantaciones industriales de palma africana han encontrado allí un terreno muy propicio. Sin embargo, fracasaron las operaciones colectivas de colonización, enmarcadas por el estado.

Es lamentable que la explotación de estos espacios, increíblemente bien dotados por la naturaleza, comparados con los paisajes aledaños, haya sido hipotecada desde el principio por el desconocimiento de las restricciones edafológicas y por prejuicios socioeconómicos irrealistas.

2.2. LAS COLINAS DE LA AMAZONIA PERIANDINA

El conjunto de los paisajes comúnmente llamados cuenca amazónica está constituido principalmente por macizos colinarios recubiertos por sedimentos de las llanuras de piedemonte y por las formaciones pantanosas de los complejos fluviales.

En la parte aguas arriba, una brusca ruptura de pendiente separa los relieves andinos o subandinos de esta cuenca. Esta ruptura materializa la modificación de las estructuras tectónicas y estratigráficas profundas, y coincide con el nivel de los 600 m, en todas partes en donde no ha sido tapada por las mesas y planicies de piedemonte.

Para los geólogos, la cuenca amazónica corresponde a una cuenca de arco posterior (J.W. Baldock, 1982). Todas las formaciones sedimentarias del miogeosinclinal periandino están superpuestas, arriba del escudo guyanés. Son casi horizontales y no han sufrido arrugamientos, lo que explicaría la brusca discontinuidad estructural y la ruptura de pendiente evocadas anteriormente. Las formaciones aflorantes son las capas superiores, de edad mio-plioceno (Chambira y Curaray) o cuaternario (aluviones).

Los geólogos han cartografiado las colinas como afloramientos mio-pliocenos y los valles y pantanos como depósitos cuaternarios. En realidad, el substrato mio-plioceno es omnipresente, disectado en colinas o erosionado en plataformas. Las partes erosionadas, deprimidas en relación con las colinas, están tapadas por finas láminas de aportes recientes: esparcimientos coluviales, aluviones, depósitos orgánicos y agua.

Por falta de criterios petrográficos o estratigráficos precisos y debido a la meteorización que afecta todos los materiales visibles a profundidad de corte, no se pueden distinguir las capas superiores de las formaciones antiguas, las capas inferiores de las formaciones recientes, ni tampoco, a veces, eventuales vestigios de las formaciones de piedemonte.

Si los paisajes de piedemonte están fuertemente marcados por el origen granítico, metamórfico o volcánico de los materiales superficiales, estas características son cada vez menos perceptibles en las colinas y llanuras pantanosas pero nunca ausentes, lo que justifica que se haya dado al conjunto el apelativo de periandino.

Entre la ruptura de pendiente y la frontera peruana, 600 m y 250 m de altura, respectivamente, las temperaturas medias anuales son superiores a 23°C y las precipitaciones, siendo siempre superiores a 2.500 mm y alcanzan 4.500 mm al pie del reborde andino. Ya que los parámetros altitudinales y climáticos no varían, los paisajes edafológicos se distinguen por la calidad del drenaje.

2.2.1. Las bajas colinas orientales (unidades 273, 274)

Estas forman el paisaje mas común, hasta se podría decir el mas característico de la Amazonía ecuatoriana. Bajo su aspecto más típico, se trata de conjuntos de pequeños relieves con escasos desniveles (10 a 20 metros), convexos, con pendiente baja (menos de 40 %), iguales y nivelados entre sí: media-naranjas, como se dice, pero muy imperfectas, reducidas a casquetes esféricos más que a media-esferas. Sin embargo, su aspecto traduce la disección regular de un substrato friable isótropo, quizá originario quizá friabilizado y homogeneizado por la meteorización. No subsiste ningún componente estructural. Este modelo está bien representado en toda la Amazonía ecuatoriana (unidad 273).

Otro paisaje se manifiesta bajo la forma de colinas más altas (que no pasan sin embargo de unos cincuenta metros de desnivel), con vertientes más fuertes, asociadas en alineamientos o en macizos dentro de los cuales el nivelamiento no es riguroso.

Un tercer paisaje original está representado por conjuntos de colinas, con cimas redondas subiguales y de aspecto general tabulario, que dominan por un pequeño abrupto de contorno, el "mar" de colinas aledañas. Están localizadas en medio de interfluvios y se ubican exclusivamente en la parte nororiental (unidad 274).

Estos aspectos traducen la influencia de componentes estructurales que la meteorización no ha borrado totalmente: estratos desigualmente resistentes, horizontales o ligeramente inclinados, localmente resaltados por erosión.

Las colinas ocupan las zonas de afloramiento de las arcillas, areniscas y pelitas tobáceas de las series mio-pliocenas (Arajuno, Curaray, Chambira; DGGM, 1982), pero no se puede afirmar que las capas superficiales sometidas a la meteorización y pedogénesis no representan vestigios de cobertura plio-cuaternaria. Las rocas, meteorizadas a profundidad de corte, no pueden ser identificadas y además todas las series sedimentarias terminales tienen fa-

cies análogas.

Parece que al norte del Napo, los cortes de las colinas muestran mas a menudo capas métricas de conglomerados con guijarros y arenas mientras que al sur se encuentran mas frecuentemente estratos decimétricos de materiales arcillosos, areniscosos o pelíticos.

La cobertura edafológica asocia suelos rojos, ferralíticos y seudoferralíticos, perácidos, perdístricos y peraluminotóxicos. Su explotación atañe a la problemática general de los suelos rojos ácidos tropicales, a la cual todavía no se encuentra una solución. La explotación minera que ha prevalecido hasta ahora sólo puede conducir a una baja de las producciones provocando graves daños ecológicos, sobre todo en lo que concierne a la ganadería que desnaturaliza el suelo por pisoteo. Los colonos se orientan ahora hacia policultivos arbustivos escalonados que deberían mantener el ecosistema en buenas condiciones de funcionamiento pero cuya rentabilidad monetaria es incierta.

Las colinas estaban antes cubiertas por bosques húmedos, densos y "vírgenes". Habían sido dejadas de lado por los indígenas que preferían otros paisajes, salvo para la caza. La explotación petrolera y la infraestructura abrieron su acceso a todos. La colonización y el desmonte las atacaron. Su fracaso ha conducido al abandono o a la venta prematura de numerosas explotaciones.

2.2.2. Las colinas occidentales (unidades 271, 272)

La interpretación de las imágenes Landsat y RADAR ha permitido reconocer y delimitar, mejor que las fotografías aéreas, zonas de colinas generalmente más altas que las bajas colinas orientales.

La unidad 271 corresponde a las colinas exclusivamente localizadas en la parte occidental de la Amazonía, próxima a los relieves subandinos. Son medianas a bajas, mucho más angulosas que las anteriores, y su disección deja ver el diseño estructural: alineamientos de bancos rocosos orientados SO-NE, en la prolongación de los accidentes subandinos, adaptación de la red hidrográfica a los rasgos estructurales, etc. Allí, los desniveles son mucho más acentuados y las pendientes comparativamente más fuertes (superiores a 40%).

La unidad 272 reagrupa, cuando su delimitación fue posible, las vertientes inferiores de las mesas y los relieves periféricos derivados que se transforman en colinas.

Las primeras son típicamente las vertientes del contorno inferior de las mesas. Situadas abajo de las cornizas cimeras, muestran un perfil cóncavo típico con pendientes basales suaves a proximidad de los valles y hondonadas, volviéndose moderadas y luego fuertes al acercarse a la ruptura de pendiente que marca la base del esparcimiento detrítico superior.

Los segundos provienen de la erosión de las superficies estructurales de las mesas. Los relieves residuales así conformados se reconocen fácilmente por una lenta decrecencia de sus cimas hacia el este y el sureste, en la prolongación del buzamiento de las mesas. Se trata de verdaderos relieves derivados, caracterizados por pequeños lomos con forma tabular pero irregularmente nivelados entre sí, según el grado de desmantelamiento de las capas duras cimeras. Se reconocen fácilmente por su posición dominante sobre los relieves de colinas que los rodean.

El conjunto de estas vertientes, con perfil cóncavo, está disectado en los niveles de arcillas amarillas con gravas cuarzíticas subyacentes y anteriores a la formación Mesa.

Por su acceso difícil, estos paisajes han sido poco prospectados. Sus suelos parecen semejantes a los de las colinas orientales, pero las restricciones topográficas particularmente desfavorables para su explotación son todavía más fuertes.

2.3. LOS PAISAJES FLUVIALES

• *Antecedentes geodinámicos y cauces fluviales*

Localizados en la parte alta de la red hidrográfica, los cauces fluviales de la Amazonia ecuatoriana presentan rasgos propios, pero también los generales que los ligan a los modelos inventariados por J. Tricart (1977). Ilustran una interpretación diacrónica de la morfogénesis.

En efecto, la red fluvial amazónica parece haberse instalado luego de una fase geodinámica agresiva, contemporánea de la regresión marina preflandriense, de manera que sus perfiles fueron inicialmente sobrecavados en relación con los actuales niveles de las aguas. Es luego de la subida flandriense de los niveles marinos y de una fase geodinámica estabilizadora (que se prolonga actualmente) que estos lechos han vuelto a ser invadidos por las aguas y más o menos rellenados por los aluviones.

Los perfiles de los cauces de los ríos, poco o no cargados, han permanecido en los niveles primitivos de la incisión de los valles. Los de los ríos cargados se han levantado al nivel de los terraplenes.

A lo largo de las vertientes andinas y subandinas, las aguas corren torrencialmente en el bed-rock, al fondo de talwegs profundos. A través de los paisajes de piedemontes, los valles se abren. Las aguas corren rápidamente sobre terraplenes de guijarros y arenas, bordeados a veces por terrazas estrechas y finas. A través de las colinas y llanuras periandinas, se extienden en canales anastomosados o en meandros en el marco de valles sobredimensionados. Cuando las aguas están habitualmente cargadas, los valles son rellenados por numerosas terrazas areno-limosas. Cuando las aguas son habitualmente poco cargadas (debido a la naturaleza de los terrenos que drenan), corren tranquila y libremente, llenando de borde a borde los valles primitivos.

• *Regímenes*

Tomando en cuenta la abundancia y la repartición uniforme de las lluvias así como la extensión de los bosques y de los suelos ándicos (que poseen una muy fuerte capacidad de retención del agua), se podría esperar que los escurrimientos provenientes de las vertientes andinas y subandinas estén regularmente taponados. Sin embargo, la alternancia de crecidas y estiajes son tales que restringen la navegabilidad de la red periandina. El paso es difícil y los acondicionamientos precarios (2). *Parece que la capacidad de retención del sistema bosque-suelo, aunque muy fuerte, esta permanentemente saturada y sólo retiene una pequeña parte de las aguas excedentes. Por lo tanto hay que preocuparse por las consecuencias de su eventual desnaturalización, bajo el efecto de desmontes excesivos. Los regímenes serán cada vez más capichosos y temibles.*

La actividad volcánica y sísmica es otra causa de perturbación de los escurrimientos, distinta a las causas meteóricas. Debe ser tomada en cuenta como factor morfogenético pasado y como amenaza actual.

• *Cargas y colores*

En los niveles andinos y subandinos, las aguas provenientes de algunos paisajes son límpidas en estiaje, verdes, y se cargan moderadamente en crecidas mientras que otras son turbias, más o menos grises, amarillas o rojas, según el régimen. La unión de los ríos Aguas Verdes y Pastaza ofrece un ejemplo ilustrativo de este contraste.

Se puede por lo tanto concluir que los paisajes graníticos o kársticos de donde provienen las aguas verdes son, por naturaleza, poco expuestos a la erosión. Anteriormente lo eran también, por intermedio de una explotación reducida, debido al vigor de las pendientes y a la pobreza de los suelos (3).

En el nivel periandino otro contraste, no menos notable, opone las aguas cargadas, que corren en la superficie de los valles rellenos, a las aguas negras que están asociadas a las cochas y a sus drenes. Confluencias como las de los ríos Cuyabeno y Aguarico, Jatuncocha e Yasuní nos proporcionan un buen ejemplo de este fenómeno.

Las aguas negras son tranquilas y corrientes, no cargadas pero ricas en ácidos orgánicos negros. Extensiones de aguas negras libres alternan con bosquecillos y sabanas aquáticas, aureoladas por bosques abiertos pantanosos (los mauretales), constituyendo así un conjunto de biótopos muy particulares.

En Ecuador, los histosoles de los mauretales parecen ser las principales fuentes de ácidos orgánicos y de aguas negras ya que no se encuentran "podzols" como en Amazonía central. Las aguas negras, se difunden a través de los mauretales y luego se juntan por bosquecillos y sabanas hacia las cochas y sus drenes, sobre todo las rías fluviales. La mayoría de los suelos amazónicos, tanto de interfluvios como de pantanos, constituyen las fuentes de percolaciones ácidas negras. Sin embargo éstas se manifiestan bajo la forma de aguas negras únicamente sí las aguas cargadas, provenientes de zonas erosionadas, no vienen a unírseles y a contaminarlas.

Los ríos más cargados son los que drenan los relieves andinos y las formaciones de piedemonte, sobre todo las mesas. Los que sólo drenan pequeñas extensiones de colinas pueden permanecer límpidos y negros: así por

---

(2) Los primeros puentes tendidos sobre los ríos Aguarico y Coca en los años 70 fueron llevados por una crecida en 1975 y no han sido remplazados. El "Flotel" (hotel flotante) puesto en servicio en el Napo en 1979 ha sido muchas veces inmobilizado.

(3) La degradación de la calidad de las aguas proviene de los desmontes agrícolas y más aún de los trabajos de infraestructura. Cuando se construyen carreteras, los desperdicios son arrojados sistemáticamente al talweg, en cantidades muy superiores a las que podrían arrancar de las pendientes los aguaceros más fuertes. La contaminación masiva y cotidiana de un río durante varios meses o años sólo puede tener consecuencias graves sobre la actividad hidrobiológica. Los desperdicios "técnicos" del petróleo así como algunos desperdicios accidentales implican también fuertes daños ecológicos.

ejemplo, los ríos Lagartococha y Jatuncocha que contrastan con el Aguarico que baja de los Andes y el Yasuní que drena las mesas.

• *Lagunas, cochas y rías fluviales*

El término laguna designa cualquier tipo de extensión de agua pero más exactamente los pequeños lagos glaciares y/o volcánicos de alta montaña. Sus aguas son límpidas pero no negras. El término cocha se aplica más bien a los meandros muertos y a las rías fluviales. Estas resultan de la ausencia de relleno en valles anteriormente sobrecavados. En la alta Amazonía, sólo aparecen como miniaturas de las formas observadas en Brasil. Las imágenes Landsat muestran algunas, a lo largo del río Pastaza sobre todo, justo pasando la línea del Protocolo de Río de Janeiro. Son "estuarios interiores" anchos y dendríticos, llenos hasta sus bordes de aguas profundas. Algunas cochas (Limoncocha por ejemplo) sólo son brazos muertos. Paralelos al cauce de un río importante, y separados de él por un relieve más alto las aguas estancadas de esos brazos sólo son recargadas de vez en cuando por crecidas excepcionales.

Estos paisajes están relacionados con la morfodinámica fluvial (Fig. 2 d y Fig. 5). Son formas de desgaste o de depósito; actuales, subactuales o más antiguos; estabilizados o renovables; escalonados a varios niveles y afectados por regímenes hidrológicos variados, siempre críticos.

Se trata de plataformas, terrazas, diques de riberas, meandros muertos y ollas de decantación, siendo todas estas formas provocadas por los caprichos de la erosión y sedimentación fluvial. A estas formas se unieron las partes bajas, insuficientemente drenadas, de las llanuras de piedemonte anteriormente descritas. Falta a la descripción de este complejo un vocabulario vernáculo adaptado.

Durante las primeras tentativas de interpretación, parecia posible distinguir numerosas unidades fisiográficas con tales o cuales características de materiales, de suelos o de drenaje, pero no siempre fue posible justificar esta diversificación por definiciones rigurosas, ni cerrar los contornos que habían sido esbozados. Ni tampoco realizar reagrupamientos parciales alrededor de criterios coherentes. La verdad del campo era demasiado variable y de aprehensión demasiado difícil. Por lo tanto fueron los reagrupamientos globales los que prevalecieron a la escala del presente documento.

Las unidades cartográficas 275 a 278 representan varios casos de individualización o de interpenetración de tres elementos primordiales: terrazas, pantanos y cordones arenosos.

2.3.1. Los valles con terrazas no diferenciadas (unidades 275, 277)

Estas terrazas son con frecuencia ligeramente más elevadas que los niveles medios de los ríos y de las capas acuíferas pero siempre están bajo la amenaza de fluctuaciones periódicas, debido a empapamientos o a inundaciones. La subida de las capas, el desborde de las aguas fluviales y la acumulación de las aguas provenientes del escurrimiento sobre las superficies periféricas no están drenadas. Los perfiles están marcados por la hidromorfía, por lo menos en profundidad.

Al nivel de las zonas andinas y subandinas, los ríos son torrenciales y los valles estrechos, entallados en la roca, atascados por bloques duros. Aguas tranquilas con fondos planos rellenados sólo existen si algún obstáculo ha provocado la formación local de una represa.

En la depresión periandina, donde las aguas se extienden y los valles se ensanchan, el complejo fluvial toma amplitud. Solo excepcionalmente se observa el bed-rock y los guijarros duros. Los valles están tallados en un material meteorizado de naturaleza y de edad indefinibles, una alterita arcillo-arenosa abigarrada de rojo y gris, a veces verduzca, alternando con bancos de grauwacas friables o con arenas volcánicas compactadas, parcialmente meteorizadas.

El mapa muestra que mientras más se baja, más se extiende a lo ancho el dominio del complejo fluvial. Esta expansión corresponde a la erosión de las plataformas interfluviales en cuya superficie los ríos divagaron anteriormente. Estos se ubicaron finalmente entre dos diques de orillas, en carga con relación al centro de los interfluvios en donde se forman las depresiones pantanosas.

La unidad 275 está caracterizada por el predominio de las terrazas aluviales más altas de los valles, generalmente fuera del alcance de las aguas e indiferenciadas a este nivel desde el punto de vista de la estratificación de los depósitos, de la naturaleza de estos estratos y del grado de evolución pedogenética que los afecta.

La unidad 277 reagrupa con las terrazas, los pantanos y las formas secundarias de paisajes que se interpenetran en forma indisoluble.

En el marco del esquema de evolución climática y geodinámica anteriormente evocado, las plataformas de erosión atestiguarían fases agresivas (anteflandrienses); los depósitos atestiguarían de fases estabilizadoras (flandrianas y recientes). Se observaron en varios lugares capas de materias vegetales parcialmente descompuestas, interpuestas entre la parte erosionada y la parte depositada de las orillas, aproximadamente a un metro encima del actual nivel medio. Se recolectaron muestras en ríos perfectamente separados, y alejados por más de 150 kilómetros. Algunas dataciones [4] proporcionan 4110 años BP a lo largo del Curaray, 2100 años BP a lo largo del Putumayo y 2160 años BP en el San Miguel. Estas podrían corresponder a los cambios de la tendencia morfodinámica local.

Entre las terrazas, es importante distinguir dos tipos principales, bien diferentes por el grado de evolución pedogenética y por las potencialidades:

- unas recientes o anualmente renovadas, están conformadas por estratos limo-arenosos heredados del volcanismo, poco o no evolucionadas, con drenaje regular, blandas y químicamente ricas. Son potencialmente fértiles pero a menudo insuficientemente drenadas y sujetas a la devastación de las crecidas;
- las demás, originalmente formadas quizás por los mismos materiales, han tenido tiempo de ser homogeneizadas, meteorizadas, acidificadas, lixiviadas, degradadas mineralógicamente, impermeabilizadas y gleyzadas. Son más altas y antiguas, apegadas a las colinas y fuera de alcanze de las aguas fluviales pero empapadas o frecuentemente sumergidas debido a las lluvias o aportes laterales provenientes de las pendientes vecinas.

En el caso de las terrazas recientes comunes, los suelos son mineralógicamente complejos y muchas veces montmorilloníticos, hidromórficos pero escasamente ácidos y poco lixiviados. En el caso de las terrazas antiguas, se trata de suelos ferralíticos hidromórficos perácidos, aluminotóxicos y muy fuertemente lixiviados.

La fertilidad química de los suelos gris-pardos de las terrazas recientes es muy elevada. Sus potencialidades sólo están limitadas por los riesgos alternativos de resecamiento o de inundación, según las fluctuaciones de la capa freática que siguen los ríos. A eso hay que añadir el riesgo de devastación total en caso de crecida brutal.

Si bien las terrazas antiguas están protegidas de las irrupciones de las aguas de lluvia, aunque no de las aguas de escurrimiento, también están expuestas a los riesgos de la fluctuación de la capa freática. En cuanto a la fertilidad química de sus suelos, es tan escasa como la de los suelos rojos de las colinas.

La extensión de estos suelos antiguos abigarrados, rosa-gris, es minoritaria en relación con la de los suelos pardos-grises recientes. Sin embargo es importante no confundir estas coberturas ni sumar sus superficies durante las evaluaciones de los recursos.

Ejemplo de confusión es la colección botánica de la misión de Bomboiza, instalada sobre una terraza alta que está muy lejos de poseer las cualidades de las terrazas medias y bajas, localizadas ligeramente más abajo. Por lo tanto su desarrollo no respondió a los cuidados que recibió.

2.3.2. Los pantanos con palmas: los "mauretales" (unidad 276)

Esta unidad se caracteriza por el predominio de extensiones homogéneas de palmares pantanosos, a veces exclusivas, entre los cuales los "mauretales" son los más típicos. Ocupan principalmente las grandes depresiones interfluviales pero se individualizan a veces en los bordes de los valles más anchos.

Se trata de depresiones cuyo suelo está habitualmente sumergido o por lo menos afectado por un empapamiento total casi permanente. Se desarrolla allí una formación vegetal muy particular, la única formación forestal monoespecífica y abierta de la Amazonía ecuatoriana, el palmar natural de *Mauritia flexuosa* llamado "Maurete". El suelo es orgánico, fibroso, inundado encima de limos arcillosos gleyzados de color gris-azul.

Este paisaje tiene un desarrollo muy grande en el Perú. La palma *Mauritia* lleva allí el nombre de "Aguaje", y los palmares son llamados "Aguajales". No existe en el Ecuador un apelativo vernáculo usual, pero el término "Mauretal" podría convenir.

Vistos desde el avión, los mauretales revelan sus rasgos principales. El terreno es plano, con depresiones. La red hidrográfica es difusa. Las cimas de las palmas están niveladas y no se juntan: la luz y la vista penetran hasta el suelo y el subpiso vegetal tampoco se constituye en un obstáculo para ello. En período de aguas altas, se percibe perfectamente el reflejo del sol en las aguas superficiales.

En las fotografías aéreas, su fisiografía es característica, parecida a un sembrío de cabezas de alfiler riguro-

(4) Medidas realizadas por la Sra. Delibrias (CEA-CNRS- Gif sur Yvette)

samente nivelado, lo que contrasta fuertemente con el aspecto copioso, "en coliflor", del bosque denso común. Su gris también es más claro y con una tonalidad más homogénea.

Acercándose al suelo tampoco no se le puede confundir debido al agua que cubre o empapa la superficie, a la naturaleza del palmar, al carácter esponjoso del suelo.

Lo que plantea un problema es la delimitación de las unidades ya que las transiciones entre el mauretal y los diversos aspectos más o menos pantanosos del complejo fluvial son infinitamente matizados. Si bien resulta fácil identificar el centro, trazar su contorno se vuelve arbitrario. Además de las unidades de extensión y de homogeneidad indiscutibles, existen numerosos mauretales esporádicos y muchas clases de formaciones intermedias. En este caso el único recurso consiste en definir complejos cartográficos. Es así como la unidad 277 incluye notables superficies de mauretales.

Los mauretales están demarcados por las colinas, por los diques limosos de las orillas fluviales y a veces también por los cordones arenosos detríticos que representan el último avance de las formaciones de piedemonte hacia la parte baja. Este confinamiento limita su drenaje los aleja del aluvionamiento. Sus cuencas vertientes se reducen a los relieves adyacentes, generalmente colinarios, en donde la erosión es escasa y de donde salen solamente pequeñas cargas aluviales. Sólo las crecidas mayores que rebasan los diques de riberas invaden las cuencas e introducen cargas aluviales provenientes de la parte alta.

Los mauretales se presentan como espacios erosionados durante el último período morfodinámico agresivo. Concomitantemente a la subida flandriana del nivel de base, pudieron haber sido aislados, confinados por depósitos provenientes de un exceso inicial de carga aluvial, y constituidos en cordones arenosos y diques limosos. Fueron insuficientemente rellenados debido a un déficit local de sedimentación y sólo se rellenan poco a poco, por la decantación de las crecidas actuales más fuertes. En tiempo normal, sus aguas son negras pero no turbias, cargadas de materias orgánicas y no de materias minerales. Es un campo de formación de las aguas negras perácidas. No se excluye el hecho de que estas depresiones están también alimentadas en agua por la infiltración subterránea de las aguas fluviales ya que los ríos están a veces bajo carga en relación con las depresiones.

La situación hidrológica y la naturaleza orgánica de los suelos presentan obstáculos mayores para la explotación de estas zonas. Su parte inferior, arcillo-limosa, tiene algunas riquezas químicas pero su recuperación supone un drenaje, una baja del nivel freático, la destrucción o la incorporación de las capas orgánicas, obras que parecen irrealizables actualmente

Sería más razonable pensar en la explotación de los recursos naturales propios de los mauretales según modalidades específicas: colecta de la producción oleaginosa y amilácea de la palma Mauritia, gestión racional de su fauna abundante y característica (cuya cadena trófica tiene como origen las nueces de los mauretes), piscicultura, interés científico y turístico de los paisajes semiacuáticos de lagunas que les están asociados. Sería lamentable desnaturalizar este ecosistema con proyectos desconsiderados antes de haber evaluado los recursos y estudiado su funcionamiento.

Los espacios semipantanosos que rodean los mauretales resultan inhóspitos para una población de colonos, pero están frecuentados por varios grupos indígenas.

2.3.3. La asociación de los cordones arenosos y de los mauretales: la cuenca de los ríos Aguas Negras y Cuyabeno (unidad 278)

La asociación de los cordones arenosos y de los mauretales constituye un paisaje notable, al margen de la unidad pura de los mauretales.

Ocupa la cuenca de los ríos Aguas Negras y Cuyabeno. No ha sido vista en otra parte. Para caracterizarla, basta con adjuntar a la descripción de los mauretales la de los cordones (estos fueron tratados en la unidad 270 después de los esparcimientos detríticos de las llanuras de piedemonte, y también a propósito de la 276).

Los cordones tienen un ancho de algunos metros, un largo de varios kilómetros y están sobreelevados de 1 a 3 metros en relación con el nivel del mauretal. Están claramente diferenciados fisiográficamente por la presencia de un bosque denso bien drenado, por el follaje en forma de coliflor, que contrasta con el gris uniforme y con la aparencia de cabezas de alfiler del mauretal. Conforman una red divergente anastomosada.

Las arenas tienen una textura entre media y gruesa; son de origen volcánico. Aglomeradas bajo la forma de bancos areniscosos amarillo-verdáceos, son friables. Es imposible distinguir si están en vía de consolidación o de meteorización.

Los suelos son pardos, generalmente halloysíticos, a veces alofánicos (suelos ferralíticos-andicos), eutricos o mesodístricos y por lo tanto ricos.

El sistema de los cordones de dicha cuenca está directamente relacionado con la evolución reciente de los Andes. Estas arenas pudieron ser transportadas sólo durante una actividad intensa del eje fluvial Eno-Aguas Negras-Cuyabeno, eje que se junta río arriba a la desembocadura del río Coca.

La existencia pasada de semejante eje, en la línea de mayor pendiente que une el cañón del Coca a la desembocadura del Cuyabeno está inscrita en el mapa. Este eje fue cortado por la inflexión que resultó de las capturas del Coca por el Napo y del Eno por el Aguarico. La acumulación de los diques de orillas que cortaron el paso hacia el río Aguas Negras pudo ser provocada por un aumento de competencia del cual se benefició el Aguarico cuando su curso medio captó su curso superior que, anteriormente, corría hacia el río San Miguel (Fig. 3).

Los excesos de carga que originaron estas desviaciones pudieron haber sido provocados por la actividad del Reventador. Simultáneamente, el San Miguel disminuyó su competencia en provecho del Aguarico; quizás esto no sea extraño a la captura muy importante que revelan las imágenes Landsat en territorio peruano, en el curso del río Putumayo más allá de la desembocadura del San Miguel.

Capítulo 4

LOS PAISAJES DE LAS ISLAS GALÁPAGOS

Alain Winckell
ORSTOM

Los criterios de la división en paisajes

La presentación que proponemos a continuación de los paísajes de Galapagos no sigue el orden clasicamente adoptado en Ecuador donde se acostumbra dividir el archipielago en cuatro conjuntos, en función de las respectivas posiciones de las diferentes islas:

- centrales: Santíago, Rábida, Pinzón, Santa Cruz, Baltra, Seymour, Santa Fe;
- del sur y sureste: Floreana, Española, San Cristobal;
- del norte: Pinta, Marchena y Genovesa;
- dos grandes islas occidentales de Isabela y Fernandina.

Otro tipo de clasificación ha sido utilizado en la última presentación geológica de las islas (J.W. Baldock, 1982), siguiendo las edades de formación y la composición petrológica de los diferentes conjuntos:

- formaciones volcánicas marinas levantadas, plio-pleistocenas, del centro;
- volcanes de escudo basalto-olivinico de la parte sur y sureste;
- volcanes diferenciados centrales, cuaternarios;
- tres islas del norte, de penúltima generación,
- volcanes actuales de Isabela y Fernadina.

Nuestro agrupamiento (Fig. 1 y Cuadro 1) es original, ya que se basa en la correlación de los tres tipos de factores que rigen la distribución geomorfológica en las Galápagos:

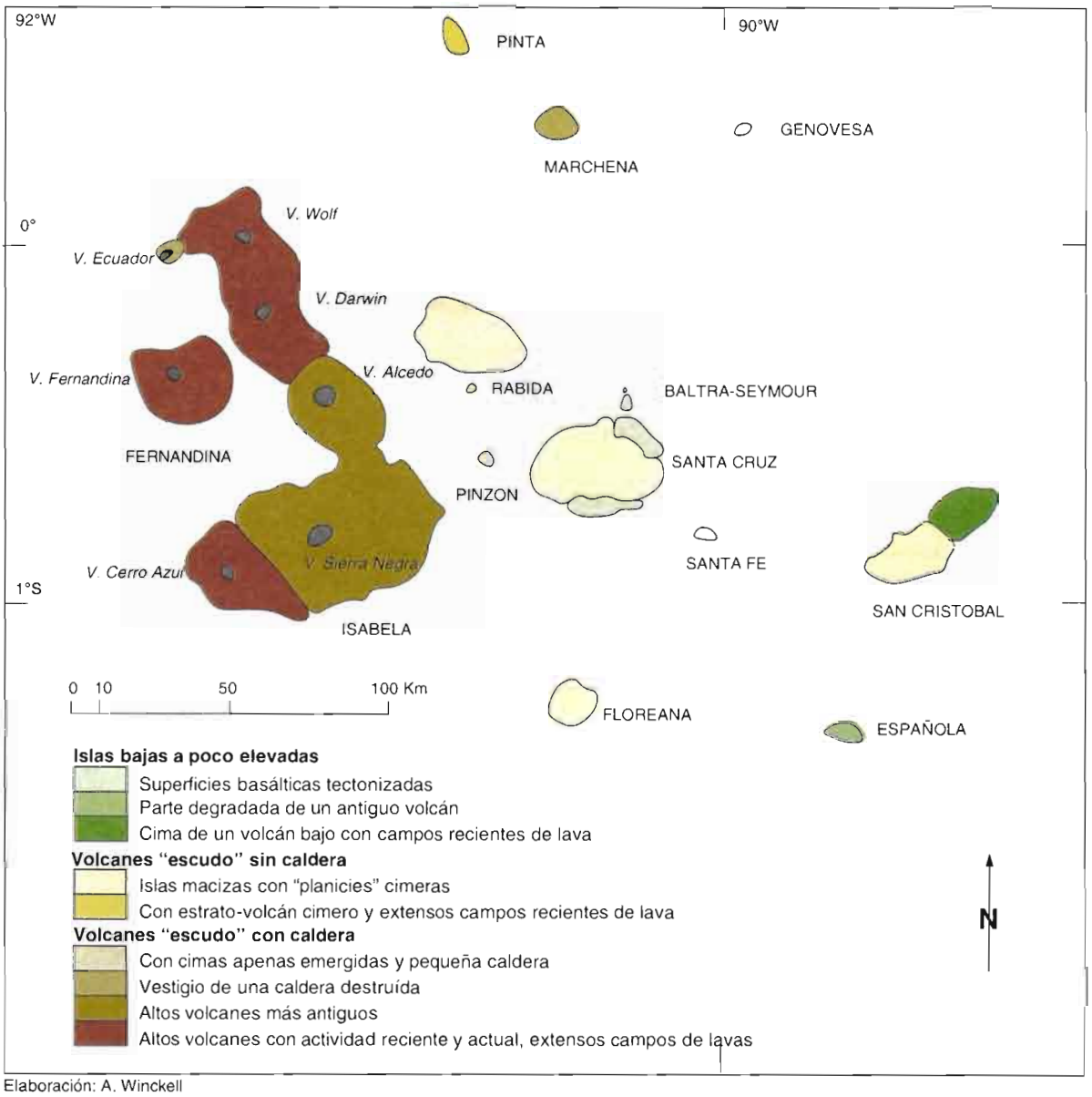
- tipología de las formas del relieve;
- edad de la construcción;
- grado de actividad volcánica reciente y actual, asi como sus diferentes manifestaciones.

Unas características climatológicas originales

Las precipitaciones medias anuales son relativamente bajas al nivel del mar (500 mm en la Estación Darwin, 250 mm en La Playa), pero aumentan rápidamente en las faldas orientadas hacia el sur y expuestas a los vientos cargados de humedad. Así en la isla San Cristóbal pasan de 430 mm al nivel del mar en Puerto Baquerizo Moreno, hasta 1.500 mm cerca de 250 m de altitud (El Progreso) y 2.000 mm en Pampa Mía a 400 m. El régimen pluviométrico es tropical, similar al de la región costera, con un máximo marcado en marzo. En las altitudes medias de las vertientes sur, los aportes de humedad por la garúa son particularmente importantes en los meses de mayo a octubre. El número de meses secos varia de 12 en las zonas bajas, las más secas, hasta 4 en las partes cimeras, las más húmedas.

En la zona litoral, las temperaturas medias anuales son inferiores a 25°C, la temperatura media mensual máxima se produce en marzo y la mínima en noviembre. Las variaciones entre las temperaturas medias mensuales extremas son del orden de 5°C, muy similares a las de las regiones litorales de la península de Santa Elena. El gradiente de temperatura calculado es mucho más acentuado (la disminución es de 1,3°C cada 100 m, contra 0,3°C cada 100 m en el continente); pero debido a que todas las estaciones climatológicas insulares están ubicadas entre la franja litoral y 290 m de altitud, esta cifra no ofrece un alto grado de confiabilidad y no puede ser extrapolada a las porciones cimeras de las islas.

Fig. 1. Regiones y paisajes de Galápagos



Elaboración: A. Winckell

Los valores anuales de la humedad relativa del aire se sitúan entre 77 y 92%, correspondiendo los más altos a las estaciones de altitud media; los promedios mensuales mayores se producen en la estación lluviosa, aunque sus variaciones son poco importantes. La duración anual de la insolación es elevada al nivel del mar (1.840 horas en la Estación Darwin) pero debe bajar, probablemente, hasta 1.000 horas en las altitudes intermedias.

1. LAS ISLAS O PARTES DE ISLAS BAJAS HASTA POCO ELEVADAS

Hemos agrupado, bajo esta apelativo, las islas o partes de islas orientales del archipiélago: Santa Fe, Española, la mitad oriental de San Cristóbal, Seymour, Baltra y las partes noreste y sur de Santa Cruz.

Sus características comunes son las siguientes (cuadro 2):

- Son islas bajas; la más alta, Española, se eleva a 220 m.
- Todas están localizadas en la parte oriental del archipiélago, geológicamente la más antigua.
- Los relieves son suaves a moderados y no presentan las formas volcánicas típicas de las demás islas.

Hay que anotar la ausencia de construcciones altas de tipo cono, así como de grandes cráteres o calderas cimeras.

Cuadro 1. Clasificación tipológica de las islas y/o volcanes de Galápagos

Características geomorfológicas de las islas y/o volcanes	Edad de la construcción del volcán		
	antigua	intermedia	reciente
Islas bajas a poco elevadas			
- Mesas de coladas basálticas, parcialmente de origen submarino, poco levantadas	Baltra Santa Cruz (E, NE) Plaza Seymour		
- Derrames apilonados levantados, fuertemente tectonizados en horsts y grabens	Santa Fe		
- Vestigio de un edificio muy degradado	Española		
Islas "escudo" sin caldera			
- Tipo sensu-estricto: planicie y campos de conos de escorias cimeros		Santa Cruz FLOREANA	
- Tipo compuesto: yuxtaposición de un segundo edificio reciente con campos de lava		SAN CRISTOBAL	
- Tipo compuesto: campos de lava recientes		**Santiago**	
- Tipo compuesto: campos de lava recientes y construcción de un estrato-volcan cimero		**Pinta**	
Islas "escudo" con caldera			
- Cima de volcanes apenas emergidos, con pequeña caldera cimera		Genovesa Pinzón Rábida	
- Vestigio de una gran caldera baja parcialmente destruida		**Ecuador** **Marchena**	
- Altos volcanes con inmensas calderas cimeras		**Alcedo** **SIERRA NEGRA**	**Darwin *** **WOLF*** **CERRO AZUL** **FERNANDINA**

Nota:
1. Estos nombres (*) se refieren a los volcanes de Isabela y no a las islas del mismo nombre
2. Se ha caracterizado la actividad volcánica reciente y actual de la siguiente forma:
- letras minúsculas (Baltra): sin actividad reciente
- letras mayúsculas (SAN CRISTOBAL): derrames lavicos recientes y/o históricos
- letras "bold" minúsculas (Pinta): derrames recientes y/o históricos, fumarolas actuales
- letras "bold" mayúsculas (WOLF): todos tipos de actividad volcánica actual

Cuadro 2. Características topográficas de las islas bajas

Isla	Altitud máxima en m.	Dimensiones en km.	
		mayor	menor
Baltra	45	7,9 (NNO-SSE)	5,9 (ENE-OSO)
Española	220	14,2 (ONO-ESE)	6,8 (NNE-SSO)
Plaza	25	1 (ONO-ESE)	0,2 (NNE-SSO)
Santa Fe	255	7,4 (ONO-ESE)	4,6 (N-S)
Seymour	40	2,2 (ENE-OSO)	1,2 (N-S)

Elaboración: A. Winckell

- Su ubicación a una altura muy baja les confiere un clima con carácterísticas de aridez muy marcadas.

Resumen

- *Islas orientales de baja altitud y relieves moderados*
- *Clima de muy seco a árido*
- *Apilamientos basálticos rocosos parcialmente de origen submarino*
- *Antiguo volcán escudo fuertemente degradado*
- *Tectónica quebradiza reciente*
- *Actividad volcánica reciente no representativa*

1.1. LAS SUPERFICIES BASÁLTICAS FUERTEMENTE TECTONIZADAS (UNIDAD 279)

Estas abarcan pequeñas islas: Seymour, Baltra, Plaza, Santa Fe y las partes noreste y sur de Santa Cruz. Su homogeneidad proviene de un modelo de superficie original a base de material volcánico y tectónica quebradiza.

En efecto, el substrato esta constituido por una superposición de apilamientos basálticos formados por coladas macizas con intercalaciones escoriáceas de uno a varios metros de espesor, en posición concordante y generalmente horizontal. Poseen también interestratificaciones de sedimentos de origen marino: lentes gravosas, conglomerados, areniscas más o menos cementadas y fosilíferas, lumaquelas. Estas últimas, con poco espesor, se encuentran en Seymour, Baltra, al noreste de Santa Cruz, en Plaza y en Santa Fe.

A pesar de su rareza tienen una importancia considerable pues atestiguan el origen parcialmente submarino de estos relieves con aspecto de mesas basálticas, durante períodos de inmersión que alternaron con erupciones volcánicas probablemente aéreas en su mayoría, ya que los afloramientos de pillow-lavas son escasos.

No se conocen tales sedimentos en las demás islas del archipiélago. Además, éstos coinciden con las más antiguas edades radiométricas obtenidas: 1,37±0,16 Ma (millones de años) para Baltra hasta 4,21±1,81 Ma para Santa Cruz (A. Coz, 1983).

El relieve que se puede observar actualmente ha sido heredado sobre todo de una tectónica quebradiza generalizada, compuesta por fallas con dirección E-O a ENE-OSO que moldearon un relieve típico con horsts y grabens.

1.1.1. Seymour, Baltra, Plaza, las partes NE y S de Santa Cruz

Este primer conjunto, hoy en día fragmentado, proviene probablemente de una antigua construcción única desaparecida y parcialmente reincorporada en el basamento de Santa Cruz (Fig. 2).

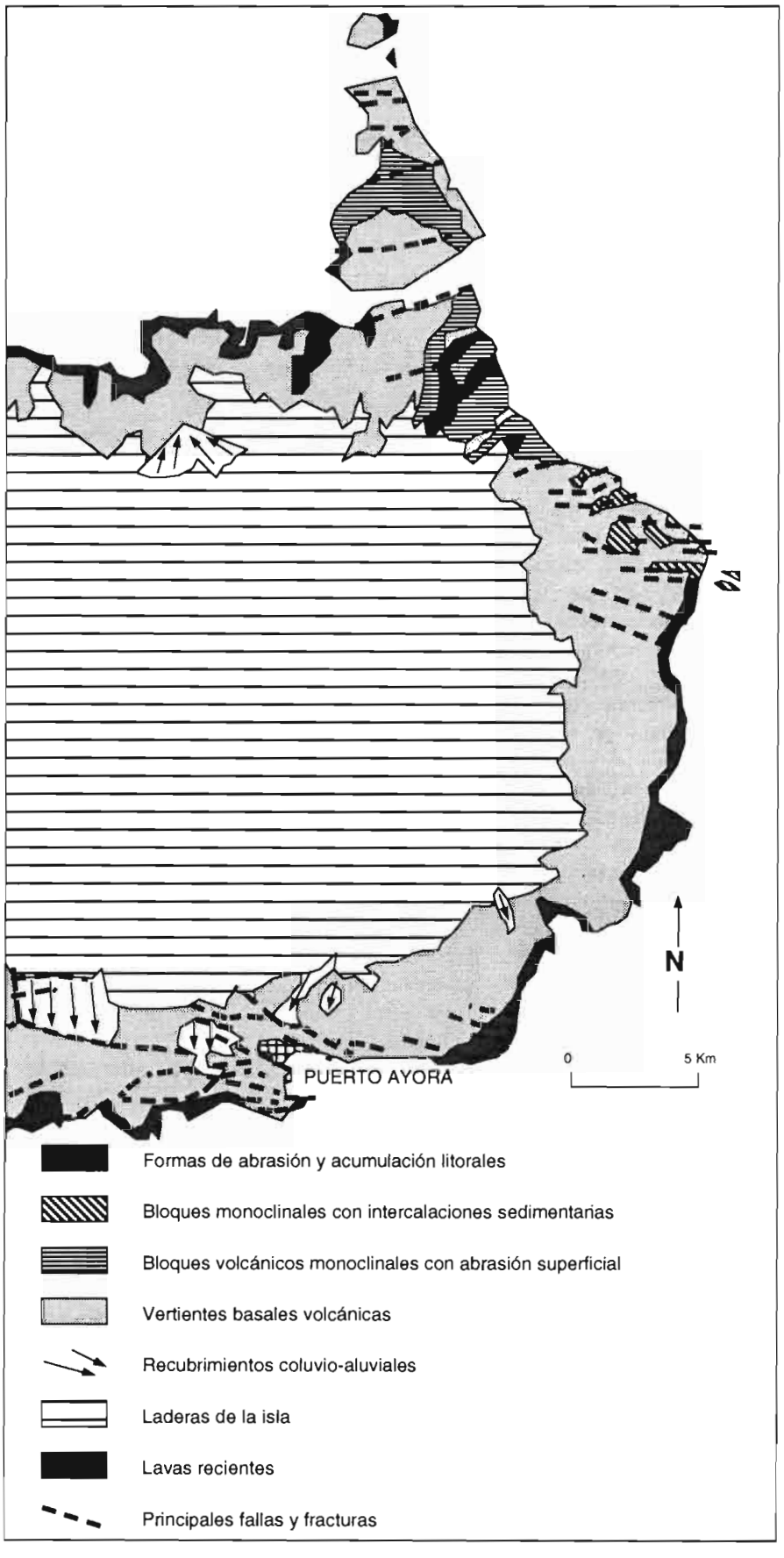
Estas islas se caracterizan por un estilo tectónico en "teclas de piano". Los bloques así fragmentados, de 1 a 3 o 4 km de ancho, y desnivelados entre sí, presentan un buzamiento hacia el noroeste en Santa Cruz y hasta el oeste y suroeste en Baltra y Seymour. Sus costas orientales, de dirección NNO-SSE, están constituidas por un acantilado rectilíneo de unos cincuenta metros de desnivel, a partir del cual los bloques muestran una superficie ligeramente inclinada hacia el oeste, conforme al buzamiento estructural. La alternancia de bloques elevados y hundidos repercute sobre:

- *La topografía del conjunto.* A los bloques elevados corresponden las islas Seymour, las partes extremas y centrales de Baltra y la esquina noreste de Santa Cruz, mientras que los grabens se traducen por los canales de Itabaca y de Seymour en donde el islote de Mosquera no es sino la cumbre que subaflora del bloque hundido. De cada lado del canal de Itabaca, se puede notar la diferencia de posición de aproximadamente 500 m hacia el este de la isla Baltra, lo que probaría la existencia de movimientos laterales.
- *El recorte de la costa occidental.* Las entrantes que corresponden a los bloques parcialmente hundidos dan origen a las bahías y costas con playas (ej: Bahía Aeolian), mientras que los horsts provocan avanzadas hacia el oeste y costas rocosas con pequeños acantilados.

Además, todas las superficies llevan la marca de una abrasión marina generalizada. Existen tres niveles escalonados de algunos metros en la parte oriental de Seymour y dos de ellos en el extremo noreste de Baltra. Sus superficies están compuestas por bloques redondeados o pulidos, finos enchapados marinos de arena fina a gruesa y por guijarros atascados entre los bloques de lava. Estos depósitos han sido objeto de una removilización por un pequeño glacis al noreste de Seymour.

Tales afloramientos existen también en la totalidad de Baltra en donde, guijarros redondeados de arenisca y lumaquelas, se encuentran alrededor del aeropuerto.

Fig. 2. La tectónica en Santa Cruz-Baltra



Elaboración: A. Winckell; Fuente: Inventario INGALA-PRONAREG-ORSTOM, hoja n° 4

Estos constituyen pruebas geomorfológicas de una hechura submarina y de un levantamiento reciente de estas islas cuyo más bello testigo es la playa levantada de la bahía de Aeolian, en donde un arco de playa de arena coralífera, localmente removilizada en nebkas, se encuentra exactamente en el prolongamiento norte de la actual playa, encima del bloque levantado de unos veinte metros por la falla que moldeó el abrupto del norte de la bahía.

Este esquema se prolonga en la costa noreste de Santa Cruz, pero aquí los bloques con buzamiento noroeste, presentan más bien una tectónica de estilo "gradas de escalera", con abruptos sucesivos de unos diez metros orientados hacia el sureste. Plaza representa la continuación de esta disposición tectónica y la emersión de bloques alargados, monoclinales, con inclinación noroeste.

Hemos unido a este grupo el sur de Santa Cruz, pese a que su origen sea exclusivamente aéreo. Sin embargo, aquí también, la influencia tectónica es preponderante. Numerosas fallas este-oeste fragmentan una superficie de lavas caóticas en bloques de estilo "teclas de piano", cuyo ejemplo más demostrativo está ciertamente constituido por la bahía de Puerto Ayora, localizada en el sitio de un bloque hundido hacia el este, cuyas fallas, al atrapar la circulación de aguas subterráneas, facilitan el abastecimiento de agua de la ciudad.

1.1.2. Santa Fe

Es una isla original totalmente rodeada por acantilados rocosos, de 50 a 100 m de desnivel. Su morfología es heredada de un edificio antiguo cuya parte actualmente emergida ha sido profundamente remodelada por una tectónica quebradiza posterior extremadamente activa, guiada por accidentes tectónicos en la prolongación de los del sur de Santa Cruz. Estas fallas, con direción este-oeste, recortan la superficie en franjas paralelas de aproximadamente 1 km de ancho que constituyen bloques monoclinales con buzamiento sureste, separados por abruptos de fallas mirando al norte cuyos desniveles pueden sobrepasar los 50 m.

De esta forma se delimitan verdaderas cuencas de ángulos de fallas, algunas de las cuales están rellenas de coluviones de gravillas en una matriz areno-arcillosa localmente ferruginizada.

El material del substrato está constituido por una alternancia de lavas, capas piroclásticas de tobas, brechas y escorias localmente consolidadas en grauvacas. Está coronado por pequeños conos aplastados de menos de 50 m de desnivel, constituidos por brechas y escorias a veces bien cementadas. Estos conos aislados, localizados en las líneas de fractura, son todos antiguos, no activos, y en estado avanzado de destrucción.

En el conjunto de estas zonas, sometidas a un clima de tipo desértico, los afloramientos están esencialmente constituidos por superficies de bloques de lava poco meteorizados, redondeados, con dimensiones decimétricas a métricas. Están cubiertos por enchapados muy discontinuos de alteraciones, localmente coluvionadas, de arenas, arcillas y gravillas. En Baltra y Seymour, bolsas de alteraciones un poco más numerosas y profundas, arcillosas, de color café-rojizo, alternan con removilizaciones de materiales que rellenan pequeños canales coluviales hoy en día poco funcionales. La matriz de estas últimas es arcillo-arenosa, más rojiza y comprende lentes de arena gruesa, guijarros de rocas volcánicas o de intercalaciones sedimentarias marinas del substrato.

Estas observaciones prueban, por una parte, la existencia de fases de abrasión marina y por otra, la de episodios paleoclimáticos más humedos, durante los cuales se originaron dichas alteraciones.

1.2. ESPAÑOLA: ¿VESTIGIO DE UN ANTIGUO EDIFICIO FUERTEMENTE DEGRADADO? (UNIDAD 280)

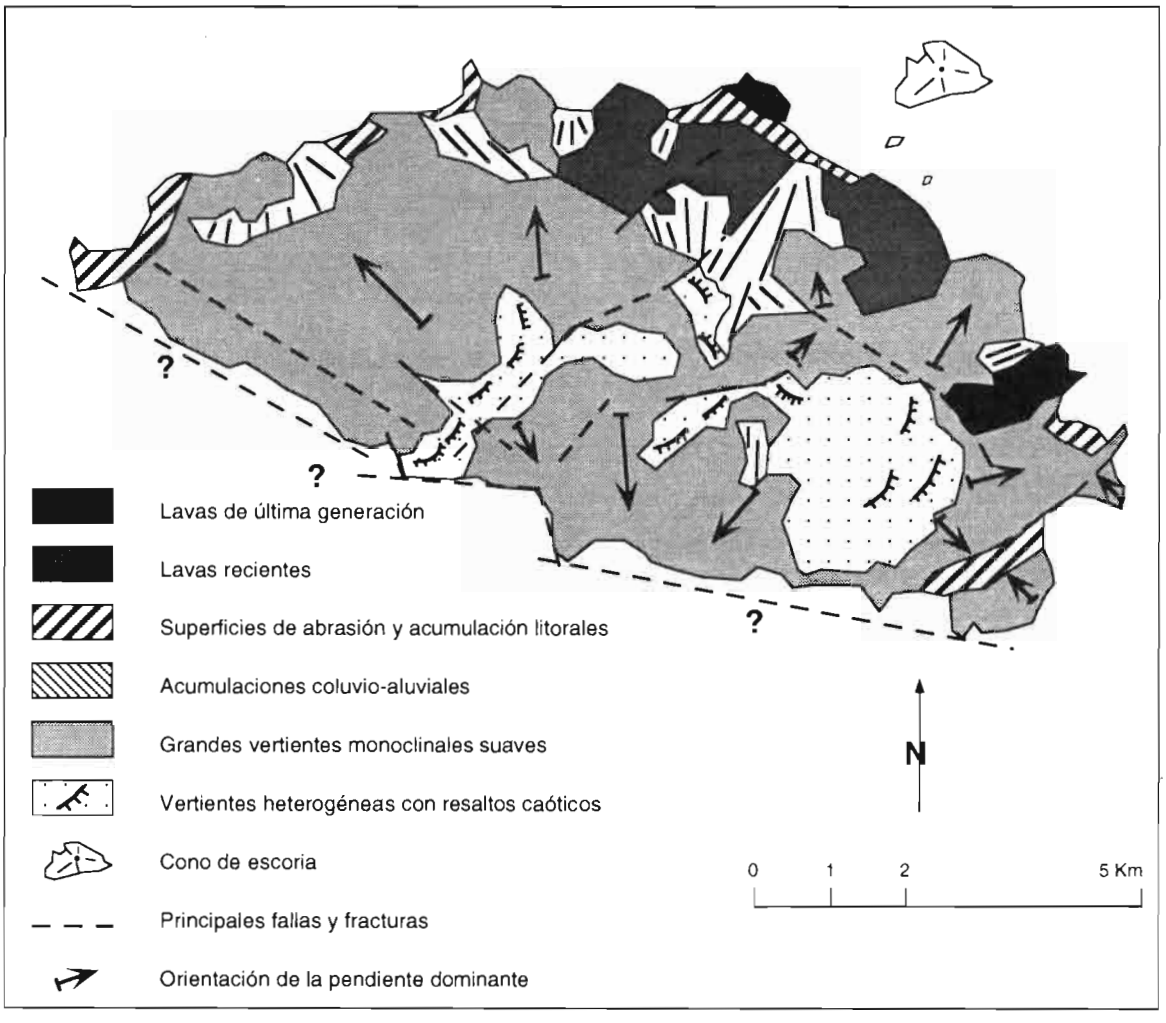
Situada al extremo sur del archipiélago, es una pequeña isla de 6 x 14 km que culmina a 220 m. Se presenta como un cono poco acentuado: sus vertientes son relativamente regulares, suaves y sus superficies caóticas, con excepción de su costa sur, truncada por un acantilado marino rectilíneo de 50 a 100 m de desnivel (Fig. 3).

Su origen, submarino o aéreo, sigue siendo una controversia. Nuestras observaciones nos llevan a pensar que se trata de la parte cimera, apenas emergida, de una antigua construcción volcánica construida en su mayoria en ambiente submarino, cuyo flanco sur se hundió a lo largo de la falla ESE-ONO, materializada por el actual acantilado.

La mayor parte de la isla esta ocupada por una superposición de coladas que, afectadas por una tectónica posterior, toman un aspecto disimétrico. Los flancos noreste a sureste son rocosos y caóticos con abruptos sucesivos ubicados en escalera, mientras que los flancos oeste a noroeste, rectilíneos hasta ligeramente cóncavos, bajan suavemente hacia el noroeste siguiendo estructuras monoclinales.

Están compuestos por bloques de lava basáltica, redondeados por la meteorización y cubiertos por una pá-

Fig. 3. La isla Española



Elaboración: A. Winckell; Fuente: Inventario INGALA-PRONAREG-ORSTOM, hoja n°6

tina café-rojiza hasta negruzca, de aspecto liso. No está excluido que fases de abrasión marina participaron también en el pulimiento de los bloques de las partes inferiores; aunque evidencias claras no han sido encontradas. Algunos caos de bloques amontonados, de tamaño métrico a decamétrico, jalonan los abruptos y rodean la zona cimera.

En su flanco norte, se extienden pequeños derrames sobrepuestos más recientes, con lavas macizas y escoriáceas, originando un relieve caótico en escalera. Están asociados con vestigios de conos aplastados de escorias a veces en vía de destrucción, como el que constituye la isla de Gardner.

Finalmente, como punto de detalle, una pequeña colada relativemente reciente localizada en la parte oriental, está compuesta por lavas vacuolares, claras, muy resistentes y no alteradas.

Las formas y formaciones superficiales se caracterizan por:

- Las huellas de una abrasión marina reciente en el extremo oriental de la isla. En efecto, algunas superficies actualmente elevadas a 5 m de altura contienen bloques de lavas redondeados y con una pátina lisa rodeada de bolsas de arena con guijarros.
- La presencia en la parte alta, por encima de los 60-80 m, de alteraciones bien desarrolladas, arcillosas a arcillo-arenosas, café-rojizo. Estas forman islotes entre los bloques rocosos, con una profundidad que puede alcanzar 50 cm y cubren aproximadamente la cuarta parte de la superficie. Son seguramente heredadas, ya que las condiciones actuales son demasiado áridas para originar su formación.
- Los esparcimientos de nódulos calcareos. En la vertiente norte, por encima de los 60 m, se encuentran nódulos parcialmente redondeados, de uno a algunos centímetros de diámetro, esparcidos en la superficie. Estos son concreciones de origen edafológico (encontradas en las profundidades de las alteraciones cimeras) provenientes de la precipitación de soluciones calcáreas con ocasión de ritmos climáticos estacionarios seco/húmedo, más contrastados que en el clima actual. Su esparcimiento sobre la superficie fue realizado por un escurrimiento difuso.

- La huella de fenómenos dinámicos antiguos muy activos. Sus marcas son evidentes en todas las zonas. Van desde el simple lavado superficial de bloques por escurrimiento difuso, hasta la excavadura de verdaderos canales de escurrimiento con bloques y guijarros socavados redondeados, y al relleno de depresiones y valles por aportes coluvio-aluviales con gravas y guijarros en una matriz arcillo-arenosa. En este contexto, resulta interesante anotar la presencia de numerosas formas de disolución superficial sobre los afloramientos rocosos basálticos de la parte alta pero también de las vertientes inferiores: pilones, depresiones y seudolapiez.

Este conjunto de observaciones concordantes nos permite afirmar que:

- La edad de esta isla es suficientemente antigua para que haya sufrido, posteriormente a su formación, la acción de fenómenos morfodinámicos aéreos relativamente eficaces. Estas observaciones concuerdan con algunas dataciones que se establecieron en esta isla, dándole una edad comprendida entre 2,12±0,38 Ma y 3,31±0,36 Ma (A. Cox, 1983).
- Las huellas dejadas atestiguan la generalización de condiciones paleoclimáticas más húmedas y contrastadas que las del clima actual, que van de árido a muy seco.

1.3. LA PARTE ORIENTAL DE SAN CRISTÓBAL: ¿LA CIMA DE UN SEGUNDO EDIFICIO APEGADO? (UNIDAD 281)

El último paisaje de este primer grupo, la mitad nororiental de San Cristóbal también es original.

Es inferior a 200 m y presenta un modelado general en forma de domo rebajado con un gran radio de curvatura, ligeramente redondeado en posición central. Es evidentemente un conjunto muy diferente del lado occidental de la isla, volcán escudo antiguo que sube a 730 m [1].

No se trata como en el caso de la parte oriental de Santiago, de la añadidura de un borde suplementario por emisiones laterales de lavas. Aquí las lavas que se encuentran en la zona de contacto de los dos conjuntos son antiguas y seguramente no provienen de la parte elevada localizada al suroeste.

Interpretamos la forma plana de la isla como la parte cimera de otro edificio, apenas emergido, yuxtapuesto y coalescente con el volcán occidental (Fig. 4).

En lo que atañe a su relación, resulta dificil concluir sobre las edades relativas. Por su forma ovóide perfecta, la parte oeste debe ser la más antigua, ya que la mitad oriental parece pegarse sobre un cono ya existente. Sin embargo, en la hipótesis de que el edificio occidental sea el más reciente, éste ha podido perfectamente obliterar el contacto. Por su posición más elevada, pudo generar coladas de lava que, después de conformar el gran cono, han podido recubrir poco a poco la antigua estructura existente. Sin embargo, hay que destacar que todas las manifestaciones más recientes se localizan exclusivamente en la parte oriental lo que parece corroborar la primera hipótesis, que por nuestra parte hemos adoptado.

Es un relieve monótono compuesto de erupciones sucesivas que han generado productos con formas muy parecidas cuya edad relativa constituye el único criterio indiscutible de diferenciación. Se pueden identificar fácilmente cinco generaciones.

Las dos más antiguas, que constituyen el basamento de la isla, están conformadas por amontonamientos de coladas de lavas bajo la forma de domos rebajados, con una cima muy aplanada y flancos suaves. Los modelados caóticos derivados de los abruptos de frentes de coladas están localmente salpicados por pequeñas bocas de emisión, cavadas en la superficie misma de la lava o en la cima de pequeños conos poco individualizados. El substrato, formado por basaltos macizos intercalados con algunas capas más escoríaceas, se encuentra moderadamente meteorizado y recubierto por alteraciones arcillo-arenosas discontinuas.

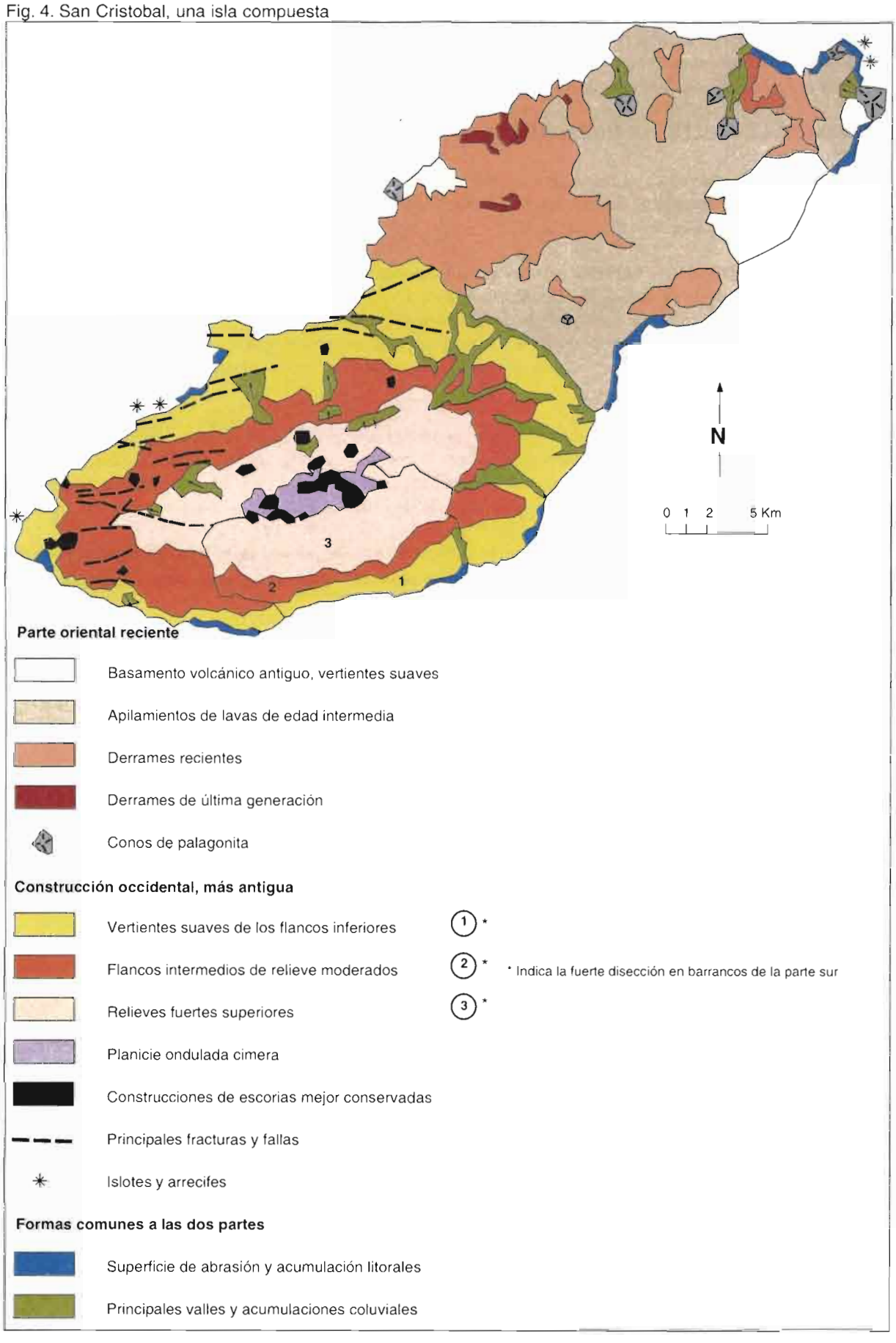
Las coladas más recientes, que pueden estar parcialmente o no cubiertas por vegetación, se localizan exclusivamente en el flanco norte. Provienen, como en el caso anterior, de los cráteres y bocas ubicados al nivel de los campos de lava superiores o de microconos rebajados. Los flujos -tres generaciones sucesivas son visibles- y frentes de coladas son bien marcados y los modelados de superficie, de tipo Aa y Pahoehoe, muestran estados de alteración muy poco avanzados, con algunas bolsas peliculares de depositos terrigenos arenosos con gravillas. La última generación, muy poco extendida, se limita a las inmediaciones de la costa septentrional y a pequeños flujos estrechos, de tipo Aa, con superficie negra no meteorizada.

Otros dos tipos de formas también son característicos de esta isla:

- Pequeños conos antiguos, abiertos o en forma de media luna, compuestos por proyecciones de lapillis,

(1) Altitudes medidas con un juego de tres altímetros, uno de los cuales daba la variación de presión atmosférica al nivel del mar.

Fig. 4. San Cristobal, una isla compuesta



escórias y cenizas en un cemento palagonítico. Los fondos de cráter, ampliamente dimensionados, se encuentran, por lo general, rellenos con depósitos coluviales de limos y arenas con gravillas.

- Superficies levantadas de abrasión marina en el contorno de las costas. Estos niveles, que atestiguan variaciones relativas del contacto tierra-mar, están localizados entre 2 y 5 metros de altura y constituidos por bloques pulidos y redondeados con depósitos intercalados de arenas marinas más o menos coralíferas.

UTILIZACIÓN Y EVOLUCIÓN MORFODINÁMICA ACTUAL

No se ha observado ninguna actividad volcánica actual, pero erupciones no muy antiguas conforman aproximadamente la tercera parte del lado oriental de San Cristóbal y se han detectado pequeñas coladas aisladas en los extremos noreste de Española y Santa Cruz.

Con excepción de Baltra, estos paisajes están localizados en la zona delimitada como Parque Nacional Galápagos y no son objeto de utilización alguna. Su cobertura vegetal sigue siendo natural, de arbustiva a arbórea discontinua, muy seca y árida con cactus y Palo Santo *(Bursera graveolens).*

En ellos, los fenómenos morfodinámicos están poco desarrollados y solo un escurrimiento difuso localizado, de estación lluviosa, provoca un lavado superficial y depósitos terrigenos arenosos peliculares en las depresiones y hondonadas.

En Baltra, isla sometida a la ocupación humana desde hace varios decenios, además ocupada localmente con fines militares y principal aeropuerto del archipiélago, la cobertura vegetal, desaparecida o radicalmente transformada, ya no asegura la misma protección y estos fenómenos de escurrimiento son más marcados: acumulaciones terrígenas más potentes, excavadura de canales de desagüe de orden métrico y aluvionamiento en las zonas deprimidas, son las consecuencias más visibles.

Estas formas, inactivas gran parte del año, se vuelven funcionales durante las más fuertes lluvias invernales. En condiciones excepcionales (ej. de El Niño de 1982-1983) se observaron escurrimientos permanentes de láminas de tipo torrencial, sobre todo en Santa Fe y Baltra.

2. LOS VOLCANES ESCUDOS SIN CALDERA

Estos reunen las principales islas orientales y centrales: la mitad occidental de San Cristóbal, Floreana, Santa Cruz y Santiago y también Pinta, localizada al extremo norte del archipiélago.

Pese a notables diferencias de tamaño y de superficie (Cuadro 3), estas islas presentan las siguientes características comunes:

- Altitudes bastante elevadas. La más baja, Floreana sube a 550 m en el Cerro Pajas mientras que el punto culminante se ubica a 920 m en Santiago.
- Un aspecto típico en forma de domos macizos. Están compuestos por vertientes inferiores suaves, vertientes superiores más fuertes y "plataformas" cimeras relativamente anchas.
- La ausencia de caldera cimera. Las cimas, con modelados suaves y ondulados, están salpicadas por una gran cantidad de pequeños conos de escorias pero las huellas de cráter y/o caldera son poco identificables. Pinta constituye la única excepción, coronada por un edificio volcánico cónico con un pequeño cráter.
- Huellas de una actividad volcánica reciente y localmente actual: coladas y fumarolas.
- Una gran diversidad climática y vegetal ya que, debido a su altura, estas islas presentan cortes altitudinales que van desde el árido hasta el muy húmedo.

Resumen

- *Islas altas sin caldera cimera*
- *Antiguos volcanes escudos, parcialmente erosionados*
- *Cortes climáticos desde el árido hasta el muy húmedo*
- *Actividad volcánica reciente localizada*

Cuadro 3. Características topográficas de las islas "escudo" sin caldera

Isla	Altitud máxima en m.	Dimensiones en km.	
		Mayor	Menor
Floreana	550	15,9 (NNE-SSO)	15,1 (ONO-ESE)
Pinta	635	12,9 (NNO-SSE)	6,8 (OSO-ENE)
San Cristóbal	730	48,1 (ENE-OSO)	19,2 (NO-SE)
Santa Cruz	870	42,6 (OSO-ENE)	32,2 (NNE-SSO)
Santiago	920	36,2 (E-O)	21,7 (NNE-SSO)

Elaboración: A. Winckell

2.1. LAS FALDAS INFERIORES DE LOS VOLCANES

Estas constituyen el paisaje dominante de este grupo de islas, de las cuales ocupan cerca de las dos terceras partes de la superficie como en el caso de Santa Cruz. Esta particularidad proviene de la estructura misma de los volcanes de las islas Galápagos, calificados como "escudos". Su perfil típico relaciona una parte basal muy extensa, rectilínea y luego cóncava, con pendientes suaves que van acrecentándose ligeramente hacia la parte alta; y una parte superior, con pendientes más fuertes, rectilíneas y luego convexas. De esta forma se juntan gradualmente con los modelados cimeros, planos a suavemente ondulados (Fig. 4, parte occidental de San Cristóbal).

El origen de esta sucesión será estudiado con los volcanes de Isabela y Fernandina, más recientes y con formas más típicas; las islas estudiadas en este capítulo simplemente representan un estado más avanzado de la evolución de dichos volcanes.

Las pendientes longitudinales de estas vertientes inferiores son débiles y varían desde 2 hasta 5 % en la parte inferior pero se acercan al 10 o 12 % según el crecimiento provocado por la concavidad de su terminación superior. Sin embargo, estudiando en detalle, se pueden notar variaciones más grandes, ya que numerosos desniveles y pequeños abruptos con pendiente más fuerte interrumpen esta regularidad del conjunto.

Presentes desde el nivel marino, de donde emergen regularmente, estas partes inferiores alcanzan altitudes variadas según las islas: entre 140 y 400 m en Santa Cruz, 200 y 500 m en San Cristóbal, 150 y 300 m en Pinta, 150

a 200 m en Floreana y 200 a 400 m en Santiago.

Esta diversidad proviene de la disimetría, a veces muy importante, en estas islas, ya que los relieves más fuertes de la parte superior pueden estar localmente muy descentrados como en el caso, extremo, de Santiago (Fig. 5).

2.1.1. Las vertientes poco disectadas, rocosas (unidad 282)

El modelado de este conjunto está constituido esencialmente por coladas sobrepuestas en las faldas externas de los volcanes. Sus superficies son variables y reunen grandes planos rocosos contínuos o fracturados en bloques decimétricos a métricos y superficies cordadas o plisadas derivadas de emisiones Pahoehoe, pero también extensiones caóticas compuestas por bloques rocosos y escoriáceos provenientes de coladas de tipo Aa. Aparentemente los afloramientos del primer tipo son los más numerosos.

Sus inclinaciones, paralelas a la topografía actual, indican claramente que se trata de coladas derramadas en vertientes, que contribuyeron a realzar la superficie por apilamientos sucesivos. Algunos flujos de lavas son todavía particularmente visibles en el paisaje; su espesor, variable, solo raramente sobrepasa 5 m y frentes laterales y terminales constituyen microabruptos topográficos en sus límites. Están generalmente compuestos por una lava maciza gris-azulada a negruzca que cubre una delgada capa inferior, escoriácea y rojiza: la brecha de progresión. El trayecto Baltra-Puerto Ayora es muy demostrativo de estas sucesiones.

Numerosas formas típicas del relieve volcánico se encuentran esparcidas en estas faldas rocosas. Algunas diaclasas y fisuras de enfriamento cortan las superficies con fracturas abiertas de tamaño localmente métrico, grutas y cavernas marcan el perímetro de los abruptos de coladas, los túneles por debajo de las coladas son bastante numerosos en las vertientes de Santa Cruz [(2)], etc.

También hay que anotar la presencia de varios tipos de conos parásitos: conos perfectos de lapillis y escorias que sobrepasan raramente los 100 m; vestigios de conos de lava, rebajados, que perforan la superficie de las coladas y que están generalmente muy mal conservados; conos escoriáceos con cemento palagonítico entre los cuales los más importantes han sido señalados en el mapa.

Todas estas emisiones son antiguas y colonizadas por una vegetación arbustiva y arbórea discontínua, que cubre la gama de los climas desde el árido hasta el seco según una progresión altitudinal. Sin embargo, su meteorización sigue siendo débil, ya que las condiciones climáticas no favorecen una progresión rápida de la alteración. Por lo tanto, las superficies de las coladas siguen siendo aflorantes, rocosas y se cubren de una pátina café-amarillenta. Las más friables dan lugar a una descamación en plaquetas y escamas quebradizas de espesor centimétrico y la producción de gravillas escoriáceas y de arena gruesa.

Localmente, alteraciones areno-arcillosas, ricas en gravas y gravillas, de algunos centímetros de espesor, ocupan intersticios entre los bloques de lava u hoyos ligeramente deprimidos. De color café-amarillento, constituyen un elemento menor del paisaje; sin embargo, la existencia de facies más arcillosas y rojizas, como en las vertientes norte y este de San Cristóbal, con clima desértico, incitan a no subestimar el papel de las condiciones paleoclimáticas más humedas en la elaboración del modelado.

Por fin, hay que anotar una diferencia entre las vertientes sur a sureste, sometidas a las circulaciones atmosféricas dominantes y que reciben una mayor cantidad de precipitaciones (lluvias y también neblina y garúa) que las vertientes norte, protegidas. En las primeras, los límites de la estratificación climática altitudinal son más cercanas y más bajas. Así mismo, las alteraciones son más frecuentes en las vertientes sur y sureste que en las norte y noroeste.

2.1.2. La vertiente meridional disectada de San Cristóbal (unidad 283)

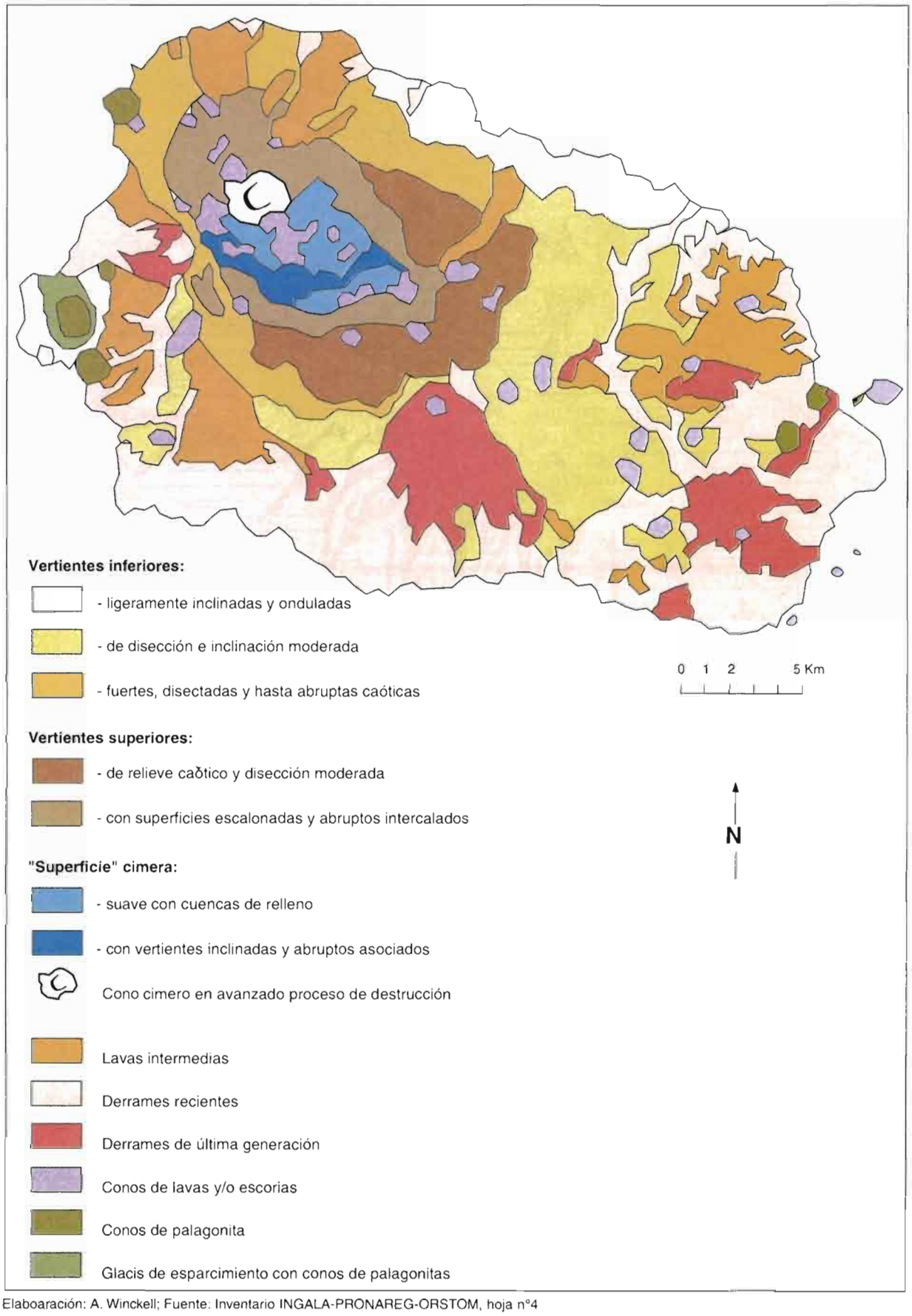
La parte sur de San Cristóbal constituye el ejemplo demostrativo de esta oposición de vertientes. Con características idénticas a las de la unidad precedente, esta vertiente se singulariza por una red extremadamente densa de barrancos y torrenteras, paralelos, con dirección NNO-SSE. Estas últimas, desarrolladas sobre todo en la parte central, bajan desde la superficie cimera hasta las inmediaciones del litoral.

Aunque se presentan como verdaderas entalladuras en la parte alta, sólo aparecen, en la parte inferior, como valles coluvio-aluviales con perfil suavizado, en donde vienen a sedimentarse depósitos areno-limosos con gravillas. A este nivel existen verdaderas pérdidas entre los bloques de lava, donde desaparecen los escurrimientos, muchos de ellos antes de haber alcanzado la orilla (Fig. 6).

Como canales no funcionales en su mayoría, o esporádicos en estación lluviosa, tienen un significado paleoclimático que será tratado durante el estudio de las entalladuras de la parte superior (unidad 286).

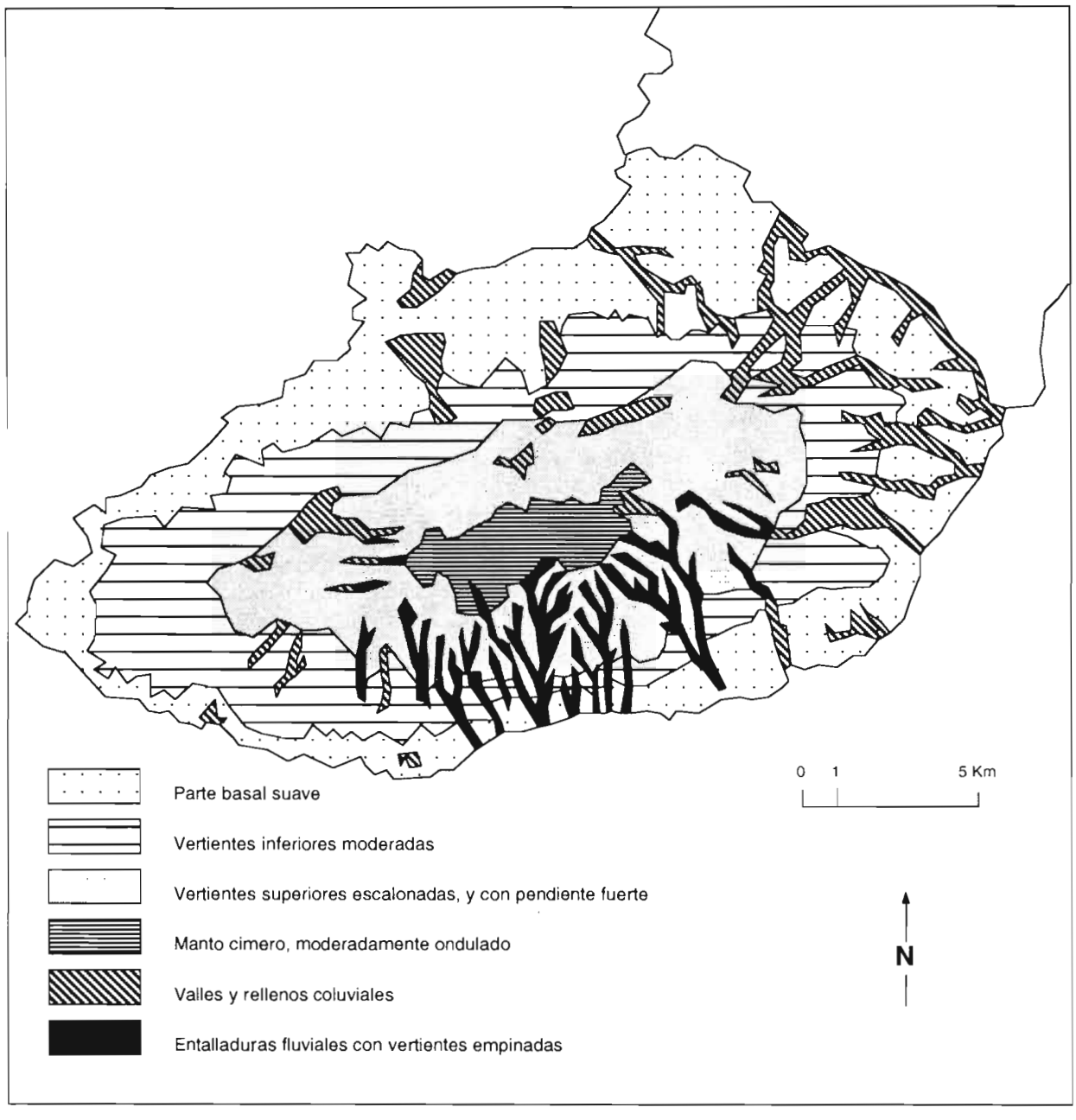
(2) Estos túneles provienen del escurrimiento, por efecto de vaciado, de una lava todavía fluida al interior de un pasillo estrecho cuya costra, enfriada, ya estaba solidificada.

Fig. 5. Santiago: sus generaciones de lava



Elaboaración: A. Winckell; Fuente: Inventario INGALA-PRONAREG-ORSTOM, hoja n°4

Fig. 6. Las entalladuras de la parte occidental de San Cristobal



Elaboración:A. Winckell; Fuente: Inventario INGALA-PRONAREG-ORSTOM, hoja n°5

2.1.3. Los conos de escorias y piroclastitas de Floreana (unidad 284)

La base de Floreana está constituida por vertientes rocosas idénticas a las de las islas anteriores. En la esquina noroeste, están recubiertas por un manto de piroclastitas: lapillis, escorias y cenizas que fosilizan los relieves anteriores con una capa de 50 cm a algunos metros de espesor.

Provienen, en parte, de los conos edificados en la vertiente noroccidental, pero continúan hasta la zona cimera, emitidas por los edificios esparcidos en ella.

Resulta fácil distinguir dos tipos de depósitos:

- Caídas aéreas que modelan y suavizan la superficie de los modelados anteriores. Se trata de verdaderos campos de escorias.

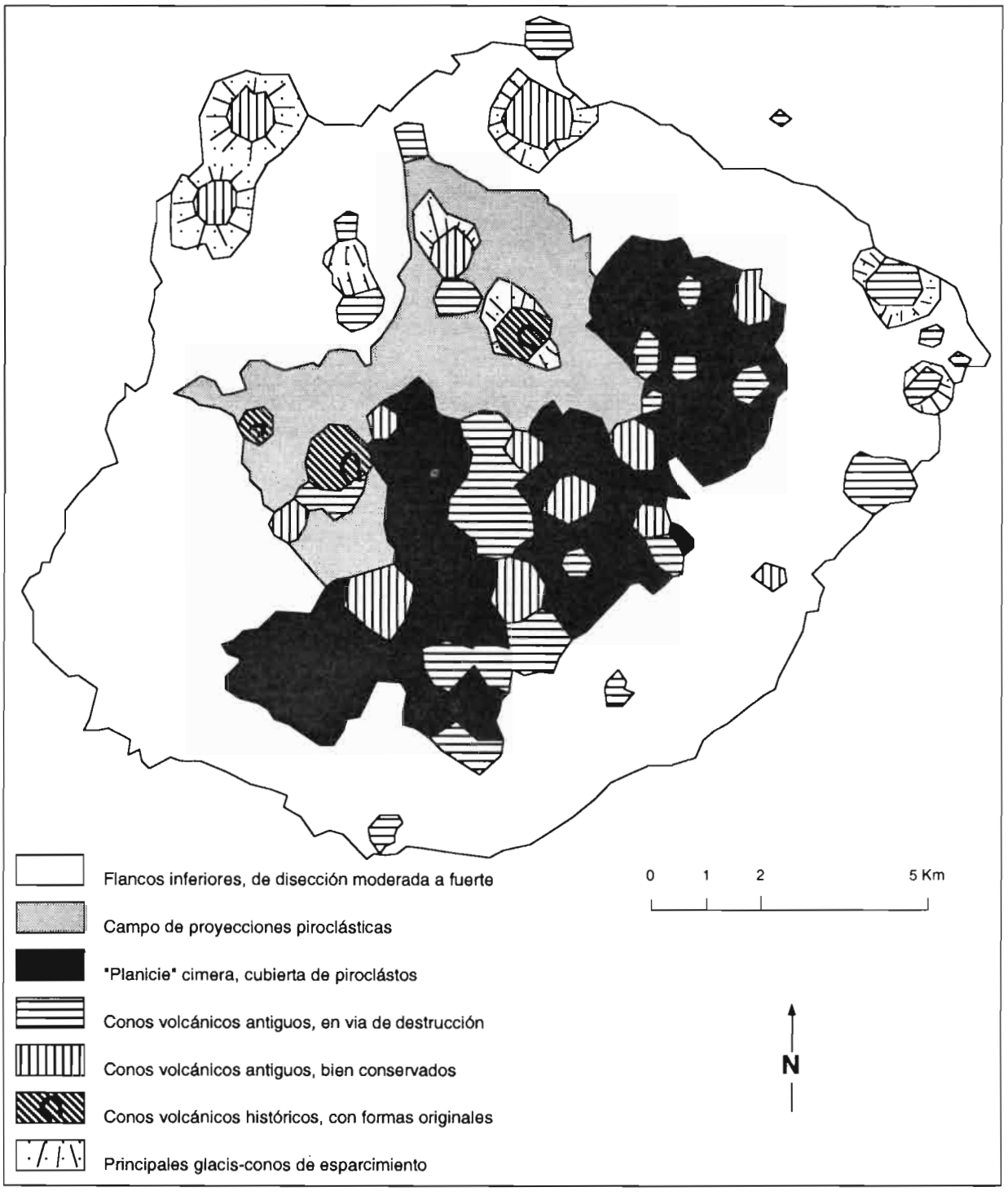
- Una removilización por escurrimiento difuso y concentrado. Tales depósitos ocupan entonces las partes bajas, ligeramente deprimidas en donde constituyen avenidas de esparcimiento con escurrimiento de tipo anastomosado, depresiones rellenas por procesos coluvio-aluviales o simples canales de escurrimiento con perfil cóncavo. Una

gran parte de estos depósitos parecen ser heredados de procesos antiguos ya que los escurrimientos actuales, muy discretos, no parecen capaces de elaborar semejantes formas y transportar tales cantidades de depósitos.

A este paisaje se ven estrechamente asociados conos de diferentes generaciones, pero todos compuestos por una alternancia de coladas basálticas escoriáceas y de proyecciones piroclásticas: escorias y lapillis. Algunos alcanzan 150 a 200 m de desnivel relativo y presentan diversas formas todavía muy frescas: conos encajados, cráteres abiertos en herradura, etc. (Fig. 7).

Las formaciones superficiales provienen directamente de esta cobertura piroclástica, y tienen una dominante arenosa en las zonas inferiores muy secas a áridas, y más limosa a limo-arenosa en altura. Su carácter gravoso se acentúa al acercarse a los lugares de emisión y también en los sectores lavados por escurrimiento difuso.

Fig. 7. Floreana: sus campos de conos



Elaboración: A. Winckell; Fuente: Inventario INGALA-PRONAREG-ORSTOM, hoja n°6

2.2. LAS FALDAS SUPERIORES FUERTES Y EL CONTORNO DE LAS ZONAS CIMERAS

Dominan las vertientes bajas precedentes, luego de un ángulo y una ruptura de pendiente muy marcados. Se encuentran en todas las islas de esta categoría con excepción de Pinta, pero los imperativos cartográficos sólo permitieron representarlas en las tres islas más grandes: Santiago, Santa Cruz y San Cristóbal.

Su extensión espacial es limitada, y nunca ocupan más de la cuarta o quinta parte de las islas mencionadas.

2.2.1. Las vertientes superiores sensuestricto (unidad 285)

Estas presentan globalmente las mismas características de topografía, morfología, origen y material que los segmentos inferiores que dominan (unidad 282) de los cuales se diferencian por tres elementos:

- Son vertientes más fuertes. Presentan un perfil rectilíneo bastante regular que varía de 12-15% para las pendientes más débiles en Santa Cruz, hasta 20-25% para las más fuertes que rodean las cimas de Santiago. Las hemos reunido con los contornos de las zonas cimeras. Muy estrechos, con perfil igualmente rectilíneo, estos últimos poseen desniveles que sobrepasan raramente 50 a 80 metros y pendientes más fuertes del orden de 30-40%. Localmente, también pueden tomar el aspecto de pequeños abruptos con modelado caótico y con pendientes que alcanzan 40 a 50%. Aquí, las diferentes generaciones son más difícilmente identificables, los apilonamientos de coladas más desordenados y los abruptos terminales discontínuos y caóticos.
- Al acercarse a la cima, aparece una cobertura superficial piroclástica, primeramente discontínua y, luego de un espesor cercano al metro, de lapillis y cenizas provenientes de los conos esparcidos en las superficies cimeras.
- Debido a su posición en altura, estos paisajes reciben una mayor cantidad de precipitaciones y se benefician también de la influencia de los vientos húmedos provenientes del sur-sureste. Por lo tanto, pese a una edad casi idéntica a la de los conjuntos inferiores, las lavas son aquí más alteradas y las superficies rocosas presentan una superficie bien meteorizada y desagregada.

Las alteraciones, mucho más extensas, se generalizan. Son arcillo-arenosas a arcillosas sobre las lavas del substrato que cubren con una fina capa de unos diez centímetros. Pero se profundizan en las zonas deprimidas o entre los bloques lávicos alcanzando localmente 50 cm a 1 metro de espesor. Siempre contienen un alto porcentaje de gravas y bloques y son más representativas y más profundas en las vertientes sur que al norte. Además, en las primeras, hay que anotar la presencia de canales de escurrimiento con lavado superficial del substrato rocoso y de acumulaciones coluvio-aluviales, arcillo-areno-gravillosas en los valles con perfil cóncavo, como el que desemboca en Bellavista, en la isla Santa Cruz.

En la parte superior de estas vertientes, la reunión de condiciones más húmedas y de una cobertura piroclástica favoreció la producción de verdaderas alteritas más potentes y más finas, limosas a arcillo-limosas, café-amarillento.

2.2.2. La vertiente superior meridional, disectada, de San Cristóbal (unidad 286)

Resulta ser, en la vertiente sur de San Cristóbal, el equivalente de la unidad precedente. En continuidad con la vertiente inferior, se diferencia de ella por las siguientes características:

- Presenta un modelado original, compuesto de estrechos valles y de interfluvios de 200 a 500 m de ancho, alargados en el sentido de la pendiente. Su superficie, plana a ligeramente ondulada, es suavemente inclinada hacia el sur de 12-15% a 20-25%. Están separados por entalladuras organizadas en una red paralela muy densa (Fig. 6). Nacen en el limite meridional de la cima, primero bajo la forma de valles coluviales ensanchados y suavizados, luego se encañonan rápidamente en quebradas estrechas con perfil en V y con vertientes abruptas de 20 a 30 m de desnivel, para suavizarse nuevamente hacia la parte baja al entrar en contacto con la vertiente inferior.
- Sus paredes, talladas en el substrato, son rocosas y muy escarpadas. Dominan hondonadas donde se localizan lechos rocosos atascados por bloques redondeados, con ensanchamientos locales en donde se formaron pequeñas terrazas aluviales o conos coluviales, con material pedregoso.
- El escurrimiento actual es intermitente en la mayoría de los casos, pero por lo menos dos de ellos conservan un hilo de agua permanente durante la estación seca, constituyendo así los únicos escurrimientos aéreos perennes de las islas Galápagos (las encañadas del Cerro Gato y de la Policía).

La existencia de dicha red, la única del archipiélago, plantea el problema de su origen. Los escurrimientos actuales, esporádicos o extremadamente escasos sólo toman cierto vigor durante la estación lluviosa. Parecen totalmente incapaces de haber labrado semejantes entalladuras en este substrato volcánico, muy resistente.

Su elaboración sólo se pudo realizar por la conjunción de factores favorables:

- La vertiente sur de San Cristóbal se caracteriza por condiciones climáticas excepcionales. Como primer obstáculo para los vientos provenientes del sur-sureste, San Cristóbal goza en las partes altas de una fuerte humedad atmosférica y de precipitaciones más importantes que cualquier otra isla (iguales o superiores a 1.500-2.000 mm ?). Para paliar la ausencia de mediciones en los sectores más húmedos, basta con observar la vegetación de la zona de *Myconia*, el estado de alteración de las formaciones superficiales, el número de fosas o lagunas rellenas en forma temporal o permanente, para convencerse de esto.

- Su substrato permaneció estable durante un lapso suficiente para permitir el establecimiento y el labrado de una red hidrográfica de esta importancia. Ahora bien, la parte occidental de San Cristóbal está constituida por un antiguo volcán escudo sin actividad volcánica reciente.

- Su edad es relativamente antigua para haber registrado variaciones climáticas significativas. Esta red es fósil, heredada de un período más húmedo con escurrimientos más importantes, capaces de haber realizado excavaciones de esta magnitud. La presencia de este período más húmedo se ve corroborada por un conjunto de observaciones convergentes en la totalidad del archipiélago: alteraciones avanzadas en zonas actualmente desérticas, numerosas marcas de escurrimientos superficiales en sectores areicos, depósitos y rellenos coluviales heredados, etc.

La utilización esporádica de la mayoría de estos lechos durante la estación lluviosa actual no tiene comparación con los escurrimientos que los han modelado.

Las alteraciones que cubren los interfluvios son probablemente heredadas también, por lo menos parcialmente. Aquí, los suelos derivados de proyecciones piroclásticas, ampliamente representados en esta vertiente, muestran espesores considerables que pueden alcanzar más de 2 m, granulometrías finas limo-arenosas a limo-arcillosas, y colores amarillento a café-amarillento. Contienen muy pocos elementos gruesos provenientes del substrato y presentan localmente fases continuas de horizontes coluvionados que constituyen otra prueba de un régimen anterior más húmedo.

2.3. LOS MODELADOS CIMEROS

Este grupo de islas presenta la sorprendente característica de no poseer ni grandes cráteres ni calderas cimeras. Si se comparan con los volcanes de Isabela y de Fernandina a los cuales estas islas se acercan genéticamente y morfológicamente, esta ausencia no deja de despertar la curiosidad.

Son islas evidentemente más antiguas que las del grupo occidental, actualmente en formación. Representan un estado más avanzado de la evolución morfológica con una desaparición total de la caldera, sea por hundimiento de sus paredes, proceso actualmente en curso en los volcanes Sierra Negra y Alcedo, o por recubrimiento posterior bajo un manto piroclástico. Los paisajes que se pueden observar aquí, representan quizás el término de la evolución morfológica de las calderas de las Galápagos.

2.3.1. Las superficies cimeras, con relieve suavemente ondulado (unidad 287)

Con excepción de Pinta, las cimas están constituidas por extensiones planas a suavemente onduladas que se terminan por un contorno con perfil convexo marcado al contacto con las faldas superiores externas.

Su límite inferior varía entre 300-350 m en Floreana, 300-500 m en Santa Cruz, 550 m en San Cristóbal y 400-500 m en Santiago.

El modelado de superficie está constituido por una asociación de varios tipos de formas:

- Ondulaciones monótonas, subhorizontales a ligeramente inclinadas provenientes de la acumulación de un manto continuo de piroclastitas, que fosilizan y suavizan los relieves preexistentes.

- Relieves más caóticos, localizados en los bordes y que corresponden a los apilamientos de coladas de lava parcialmente o no cubiertas por piroclastitas. Aqui, los resaltos originados por los frentes de coladas aparecen más claramente.

- Extensas huellas de la acción hídrica actual o pasada: númerosos canales de escurrimiento con lecho rocoso como pequeños valles coluviales con depositos terrigenos areno-limo-gravillosos. Su paisaje característico está constituido también por los pantanos y turberas que se desarrollan en las hondonadas con su cortejo de canales divagantes de alimentación y de fosas y pequeñas lagunas permanentes o estacionarias.

Es extraño encontrar a esta altura semejantes paisajes de pampa, parecidos en muchos aspectos a los páramos andinos, estando estos últimos en alturas mucho más elevadas. Sin embargo, las condiciones bioclimáticas,

salvo las heladas, son muy cercanas y se siente fuertemente la sensación de frescura, y hasta de frío, debido a un gradiente climático particularmente fuerte.

- Una diseminación de pequeños conos de escorias. Son edificios cónicos casi perfectos, de unos 50 a 200 m de desnivel (Cerro Pajas en Floreana), con faldas abruptas y terminadas por cráteres bien definidos.

Estos son conos recientes, testigos de las últimas fases de la actividad volcánica explosiva en la cima de estas islas. Según su estado de conservación, se pueden reconocer diferentes generaciones, los más antiguos ya sólo subsisten como montículos rebajados, mientras que los más recientes sorprenden por la frescura de sus formas.

Constituidos por una alternancia de coladas escoriáceas y por abundantes proyecciones de escorias y lapillis, son responsables de la cobertura piroclástica en la cima y las faldas superiores de las islas.

Las formaciones superficiales son variables: café-amarillentos, limo-arenosas a limosas sobre proyecciones finas recientes y café a café-rojizas sobre materiales antiguos y lavas. Se ven interrumpidas, en las faldas, por los afloramientos de los frentes o bordes de coladas subrayados por lava escoriácea poco meteorizada.

- También merecen ser anotadas formas de detalle, muy conocidas de los turistas: los cráteres circulares o alargados que perforan la superficie de las lavas; los más conocidos son "Los Gemelos" en Santa Cruz. Son verdaderas chimeneas de 150 a 200 m de diámetro sobre 50 a 80 m de profundidad, con faldas rocosas, abruptas y fondos caóticos llenos de bloques desprendidos de las paredes. Seguramente se trata de cráteres de hundimiento, ya que no se observó ningún material de explosión cerca de ellos.

Las condiciones climáticas que reinan sobre estas extensiones cimeras son bastante frescas y húmedas a muy húmedas con presencia generalizada de neblinas; las nubes quedan colgadas alrededor de los relieves superiores mientras que el paso a los niveles inferiores, soleados, se realiza sin transición alguna en unos cientos de metros de distancia.

Las alteraciones son más profundas y más evolucionadas que sobre los relieves inferiores, más aún cuando la roca madre está constituida por proyecciones volcánicas más vulnerables que las lavas macizas. Se observaron grandes variaciones pero los suelos café a café-amarillento, arcillosos con bloques y gravillas, de 20 a 50 cm de espesor dominan sobre las lavas; mientras que las piroclastitas llevan alteraciones más amarillentas, limo-arcillosas a limo-arenosas, según la granulometría del soporte original, sobre espesores que pueden sobrepasar 1,50 m.

2.3.2. Los campos de conos de escorias (unidad 288)

En algunas superficies cimeras, se extienden alineaciones casi continuas de conos volcánicos. Semejantes amontonamientos existen en Floreana (Fig. 7) o en el lado sureste de la parte cimera de Santa Cruz donde dibujan una barrera de orientación este-oeste.

Estas líneas de conos constituyen un verdadero museo de formas volcánicas: conos simples con cráteres, abiertos en herradura, coalescentes, yuxtapuestos, hasta apilados o encajados, ya que conos de edad más reciente se edificaron sobre construcciones más antiguas.

Los desniveles son del orden de 50 a 150 m encima de la superficie y de los campos de escorias cimeros y uno de ellos, el Cerro Crooker, lleva la cima de Santa Cruz a 870 m.

Las formaciones superficiales y demás características son idénticas a las de los conos de la unidad anterior.

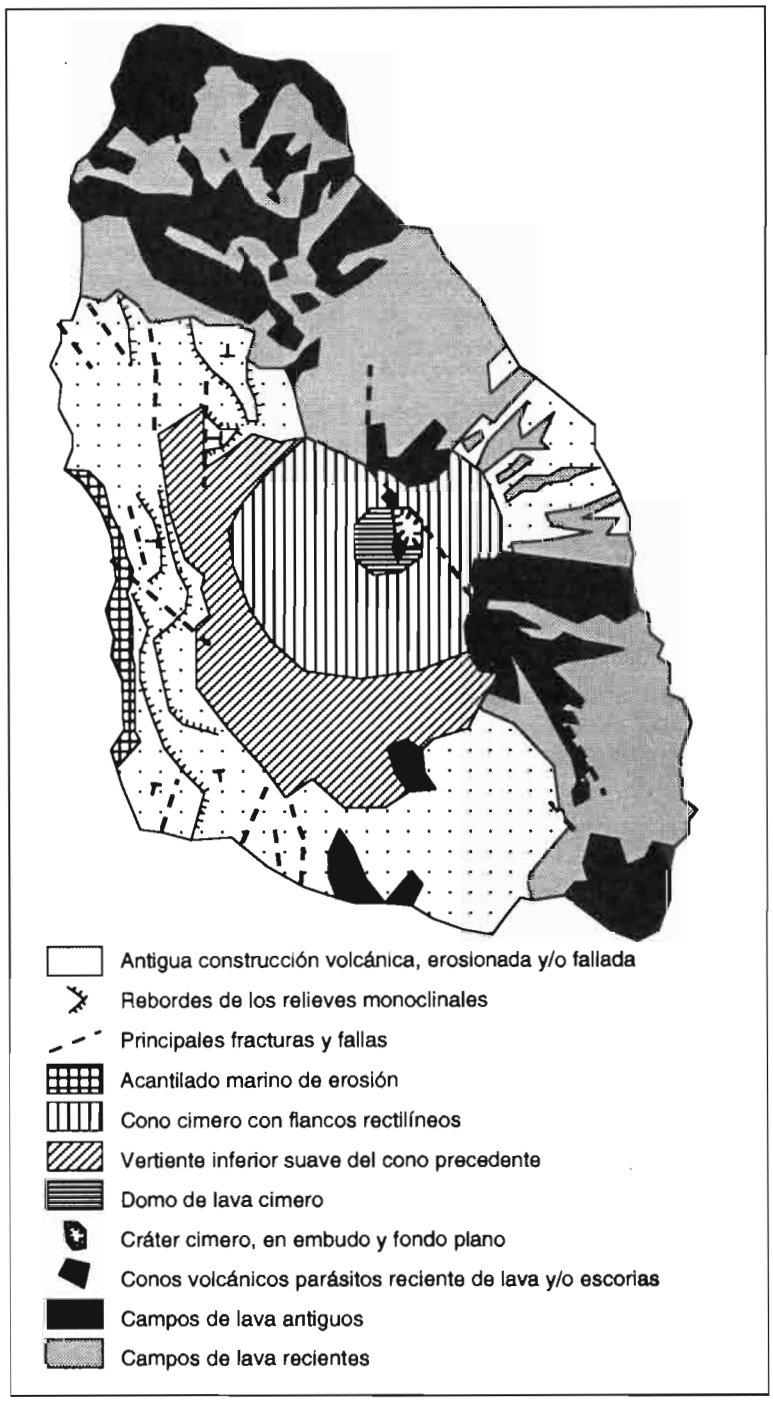
2.3.3. El estrato-volcán cimero de Pinta (unidad 289)

Las faldas inferiores de Pinta sólo se pueden ver fácilmente en la parte suroeste, donde una tectónica quebradiza de orientación NNO-SSE modeló monoclinales con buzamiento oeste y suroeste que pueden constituir los únicos restos de una antigua construcción quizá de tipo escudo. Sobre las partes centrales y orientales, hoy en día hundidas, se edificó a partir de 300 m un volcán que culmina a 635 m (Fig. 8).

Con el típico aspecto de estrato-volcán, es un cono perfecto que comienza por vertientes inferiores cóncavas con pendientes de 15-16° y se prolonga hacia arriba por faldas rectilíneas y fuertemente inclinadas de 32-33°. Estas vertientes muestran una alternancia de coladas de basaltos macizos y escoriáceos, alternando con proyecciones piroclásticas de escorias, lapillis y cenizas.

Por estar en posición dominante, este cono goza de precipitaciones importantes y de una muy fuerte humedad debida a la presencia de una cobertura nubosa generadora de garúa y neblinas. Así está cubierto, en su parte alta, por una vegetación extremadamente densa de helechos y bosquecillos dificilmente penetrables. Las alteraciones, moderadamente potentes y limo-arcillosas sobre piroclastitas, se vuelven superficiales sobre lavas subaflorantes, aún bajo bosque.

Fig. 8. Generaciones de formas y formaciones de la isla Pinta



Elaboración: A. Winckell; Fuente: Inventario INGALA-PRONAREG-ORSTOM, hoja n°1

La cima está ocupada por un domo volcánico, perforado al este por un cráter en forma de embudo con paredes abruptas rocosas y flanqueado por dos pequeños conos parásitos de escorias en donde se encuentra una importante actividad fumarólica. Están localizados en una gran línea de fractura regional, de orientación NNO-SSE, que atraviesa la totalidad de la isla. En su ubicación se edificaron una multitud de pequeños conos adventicios y ésta ha sido el lugar predilecto de las recientes erupciones de lava que cubrieron grandes extensiones de la falda oriental de la isla y construyeron la hermosa llanura de lava septentrional.

UTILIZACIÓN Y EVOLUCIÓN MORFODINÁMICA ACTUAL

En este grupo de islas se localizan tres de las cuatro zonas dedicadas al uso agrícola del archipiélago: Santa Cruz, San Cristóbal y Floreana; estando la cuarta ubicada en el sur de Isabela.

El aprovechamiento agrícola en estas partes de islas no causa mayores perjuicios a los recursos naturales ya que se compone esencialmente de pastos mejorados para bovinos, de pequeñas parcelas de cultivos de subsistencia y de una arboricultura tropical de cítricos que se acompaña generalmente de una buena protección del suelo.

Algunos fenómenos de escurrimiento han sido observados pero se limitan a ablaciones superficiales y excavaciones de pequeñas zanjas decimétricas que siguen siendo excepcionales y no presentan carácter alguno de gravedad. Afectan principalmente los suelos poco coherentes desarrollados sobre piroclastitas de la parte cimera de Floreana (unidad 287) y de la vertiente sur de San Cristóbal (unidad 283 y 286). En Santa Cruz, en donde domina la ganadería, los fenómenos son menos acentuados con excepción de la zona de Bellavista donde escurrimientos torrenciales de estación lluviosa cavaron entalladuras de dimensiones métricas.

En lo que atañe a la mayor parte de estas islas clasificadas como Parque Nacional, hay que anotar un fuerte contraste entre las vertientes nor-noroeste y sureste.

Las primeras (unidad 282), protegidas de los vientos dominantes portadores de la humedad, soportan condiciones climáticas generalmente secas a áridas. Las precipitaciones son mínimas y los fenómenos morfodinámicos muy poco desarrollados. Se limitan, en la totalidad de las vertientes, a un débil escurrimiento difuso durante la estación lluviosa lo que provoca un lavado superficial entre los bloques y escurrimientos esporádicos en los canales poco profundos, de anchura métrica, y tapizados con gravas, piedras y arenas. Se terminan por depósitos terrigenos peliculares arenosos a areno-pedregosos, en las depresiones y hondonadas.

Las vertientes sur presentan fenómenos más contrastados. Al beneficiarse de condiciones de humedad mucho más favorables, se caracterizan por una estratificación altitudinal marcada.

Las partes inferiores, secas a áridas (unidad 282) se ven afectadas por fenómenos de escurrimiento idénticos a los de las vertientes norte, cuyas consecuencias siguen siendo menores sobre las formas del relieve.

La única excepción está conformada por las vertientes sur y sureste de San Cristóbal donde se prolongan las encañonadas de las vertientes superiores. Allí, los escurrimientos esporádicos de estación lluviosa se acompañan con modificaciones de la superficie, localizadas en los caminos seguidos por las aguas: ablación superficial, excavaduras y también depósitos superficiales de aluviones areno-limo-pedregosos.

En las partes superiores, correspondientes a los pisos climáticos secos y húmedos, se desarrolló un manto de alteritas habitualmente protegido por una cobertura vegetal estable. Sin embargo, el equilibrio existente es frágil y toda modificación de las condiciones naturales provoca consecuencias morfodinámicas inmediatas. Así, en Santiago cuyos pisos superiores húmedos están ocupados por manadas de cabras y puercos introducidos, las degradaciones ocasionadas a la cobertura vegetal son profundas y extensas. En los sectores donde ha desaparecido la vegetación leñosa, el pisoteo de los animales provoca la ruptura de la capa herbacea por desgarre, que es acompañada, enseguida, de un escurrimiento difuso y de una ablación rápida de las capas superficiales friables desarrolladas sobre piroclastitas dentro de la unidad 287. Estos fenómenos se prolongan después sobre las vertientes superiores (unidad 285) donde se transforman gradualmente en un escurrimiento concentrado dentro de torrenteras y entalladuras con dimensiones métricas. La parte sur de San Cristóbal, en donde la excavadura de torrenteras ha alcanzado, en una época anterior, un estado avanzado de desarrollo y una fuerte densidad, constituye un buen ejemplo de la vulnerabilidad de estos medios si no se aplican estrictas medidas de conservación de recursos.

Por fin, conviene anotar que si estos paisajes parecen relativamente estables en condiciones naturales o de normal utilización, está comprobado que es durante fenómenos excepcionales, aperiódicos, como El Niño por ejemplo, cuando se realizan las transformaciones más importantes.

3. LOS VOLCANES ESCUDOS CON CALDERA

Estos son todas las demás islas mayores del archipiélago. Sin embargo, si todas provienen de la construcción y de la evolución, más o menos completa, de un volcán escudo, existen diferenciaciones de tipo altimétrico, morfológico y volcanológico que permiten distinguir tres subgrupos:

- pequeñas islas formadas por la cima apenas emergida de un volcán, como Genovesa por ejemplo;
- vestigio de una gran caldera destruida que constituye la isla de Marchena;
- majestuosos y altos volcanes con inmensas calderas cimeras de las islas Isabela y Fernandina.

3.1. LAS CIMAS DE VOLCANES APENAS EMERGIDOS, CON PEQUEÑA CALDERA CIMERA

Constituyen las más pequeñas de las islas mayores: las dos islas centrales de Rábida y Pinzón, a las cuales conviene añadir Genovesa, al extremo nororiental del archipiélago.

Pese a una relativa dispersión geográfica, estas tres islas se caracterizan por:

- Dimensiones modestas (Cuadro 4) ya que la más pequeña, Rábida, se inscribe en un círculo de 3 km de diámetro, mientras que la más grande, Pinzón, sólo mide 6 km de norte a sur y 4 km de este a oeste.
- Formas homogéneas, casi circulares que representan las cimas de edificios submarinos apenas emergidos, caracterizadas por la presencia de pequeñas calderas cimeras y/o laterales y la ausencia de cualquier actividad volcánica reciente.
- Variaciones relativamente importantes de las altitudes, ya que la más baja, Genovesa, solamente alcanza 65 m mientras que la cima de Pinzón llega a 435 m. La repartición de las zonas climáticas y el escalonamiento de la vegetación presentan por lo tanto diferencias notables de una isla a otra.

Resumen

- *Cimas de volcanes escudos que apenas emergen en pequeñas islas circulares*
- *Vertientes externas erosionadas en fuertes pendientes*
- *Pequeñas calderas cimeras o laterales*
- *Climás árido a seco*
- *Influencia morfológica de una tectónica quebradiza reciente*
- *Ninguna actividad volcánica reciente y/o actual.*

La escala de representación que se escogió, a 1:1'000.000, obliga a una simplificación de la cartografía. Por lo tanto, estas islas sólo fueron subdivididas en dos unidades. Después de su respectiva descripción, resaltaremos la originalidad de cada una.

Cuadro 4. Características topográficas de las pequeñas islas "escudo" con caldera

Isla	Altitud máxima en m.	Dimensiones en km.	
		Mayor	Menor
Genovesa	65	5,3 (NNO-SSE)	4,7 (E-O)
Marchena	340	15,8 (ONO-ESE)	12 (N-S)
Pinzón	435	5,6 (ONO-ESE)	4,5 (NNE-SSO)
Rábida	340	3,3 (N-S)	2,7 (OSO-ENE)

Elaboración: A. Winckell

3.1.1. Las faldas externas, abarrancadas, y erosionadas por los acantilados marinos (unidad 290)

Los relieves que afloran encima de la superficie del océano corresponden exclusivamente a la parte superior y a las inmediaciones de la caldera cimera. La unidad cartográfica incluye, en el detalle, tres paisajes distintos.

- La mayor parte está constituida por los modelados cimeros, con pendiente moderada (inferior a 20 %) que se traducen generalmente por superficies suavemente onduladas en las inmediaciones de la caldera, y luego ligeramente inclinadas con una convexidad acentuada hacia el exterior en donde se unen gradualmente con las faldas superiores.

Los afloramientos están exclusivamente conformados por superficies dominantes de lava basáltica maciza, en bloques nada o poco meteorizados, asociada con algunas intercalaciones escoriáceas y recubiertas por enchapados muy discontínuos de alteraciones o depósitos coluviales areno-arcillo-pedregosos. Genovesa conforma el ejemplo más representativo de esta descripción.

Localmente, en Pinzón, la superficie se ve labrada por verdaderos canales de escurrimientos torrenciales, esporádicos, utilizados en la estación lluviosa. Se caracterizan por un lavado y un pulido superficial de los bloques de lava, y depósitos areno-gravillosos en los sectores deprimidos o en contrapendiente.

- El segundo elemento está constituido por la terminación de las vertientes superiores externas. Las pendientes son más fuertes, de 20 a 50 %, y las vertientes rectilíneas y abruptas están surcadas por torrenteras radiales de dimensiones métricas. Los afloramientos son generalmente idénticos a los del conjunto precedente, constituidos por bloques de lava superpuestos que es necesario escalar para alcanzar, por ejemplo, la cima de Rábida. Allí, las alteraciones son escasas y las únicas formaciones superficiales blandas son los depositos terrigenos arenosos localizados en los canales de desagüe de la estación lluviosa como el que constituye el camino de acceso a Pinzón.

- Estas vertientes están rápidamente truncadas y se terminan, generalmente, sobre un abrupto litoral. Estos acantilados marinos, cuya altura varía de 20 a 50 m según las islas, resultan del retroceso, por erosión marina, de las vertientes superiores precedentes. Son muy pronunciados, empinados o verticales y constituyen lugares privilegiados de observación de las formaciones constitutivas: una alternancia de coladas basálticas macizas negras de varios metros de espesor y de intercalaciones delgadas de lavas más escoriáceas rojizas. En todas partes los afloramientos son rocosos con excepción de algunos estrechos rellanos suspendidos, testigos de antiguos niveles de abrasión marina bien representados sobre todo en el contorno de Genovesa.

- Genovesa (Fig. 9)

Genovesa es la isla más sencilla. Su cono rebajado, con pendientes suaves comprendidas entre 5 y 10 %, corresponde únicamente a la parte cimera del volcán ya que los acantilados marinos truncan el inicio de sus vertientes superiores fuertes En la parte superior, alrededor de la caldera, se extiende un pequeño domo aplanado así como una colada de lava tardía con una superficie compuesta por típicos discos coalescentes. Por fin, se pueden observar numerosas huellas tectónicas, fracturas paralelas SSO-NNE en el noroeste de la caldera y fallas abiertas de misma dirección que han dado lugar a la emisión de lavas en tripas, salpicadas sobre la superficie plana y parcialmente remodelada por abrasión marina de la península "El Barranco", al sureste.

- Rabida

Rabida proviene de un antiguo volcán, ¿posiblemente de tipo estrato-volcán?. Sus faldas externas son empinadas, surcadas por torrenteras y truncadas por acantilados marinos. Son totalmente rocosas, derivadas de las lavas macizas y de escasas intercalaciones piroclásticas del basamento. La parte oriental está parcialmente cubierta por una antigua construcción compuesta por lapillis y escorias cementadas en grauvacas, hoy en día bien disectadas por profundas quebradillas radiales.

Su parte central está cortada por una fosa, que atraviesa la isla de norte a sur.

- Pinzón (Fig. 10)

Pinzón es la isla más compleja, con una característica única en todo el archipiélago: la yuxtaposición de dos conos apegados según una línea de separación OSO-ENE. Estas dos fases de la construcción de este volcán, apenas emergido, tienen edades muy similares y son fácilmente identificables. Se traducen por un cono mayor que culmina a 435 m al sureste y un segundo cono, algo más pequeño que se eleva sólo a 300 m al noroeste. Están estrechamente imbricados el uno en el otro hasta tal punto que sus calderas excentradas hacia el suroeste son coalescentes.

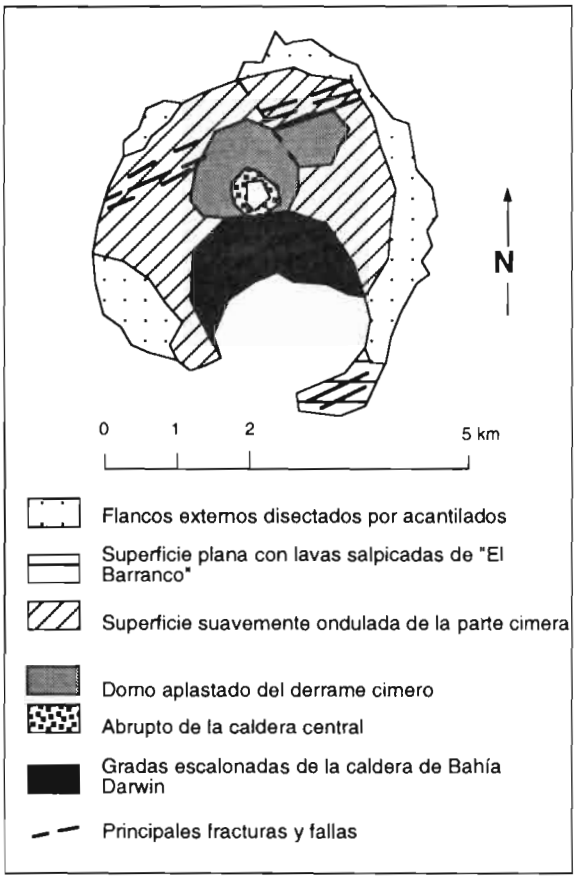
La sucesión de las formas es idéntica: una parte cimera suave a moderada en donde los afloramientos rocosos están localmente cubiertos por alteraciones de escaso espesor, arcillo-pedregosas rojizas, y faldas externas en donde dominan los caos de bloques basálticos. Surcadas por canales de escurrimiento radiales con lechos de bloques superficialmente pulidos, están truncadas por acantilados marinos abruptos que jalonan la casi totalidad del litoral.

Numerosas fracturas NS a NNO-SSE recorren la superficie y atestiguan la importancia de los episodios tectónicos en el moldeado de esta isla; en la costa sur por ejemplo, donde las escotaduras corresponden a bloques fallados, basculados o hundidos.

3.1.2. Los relieves diversificados de las cimas: pequeñas calderas y fosas volcano-tectonicas (unidad 291)

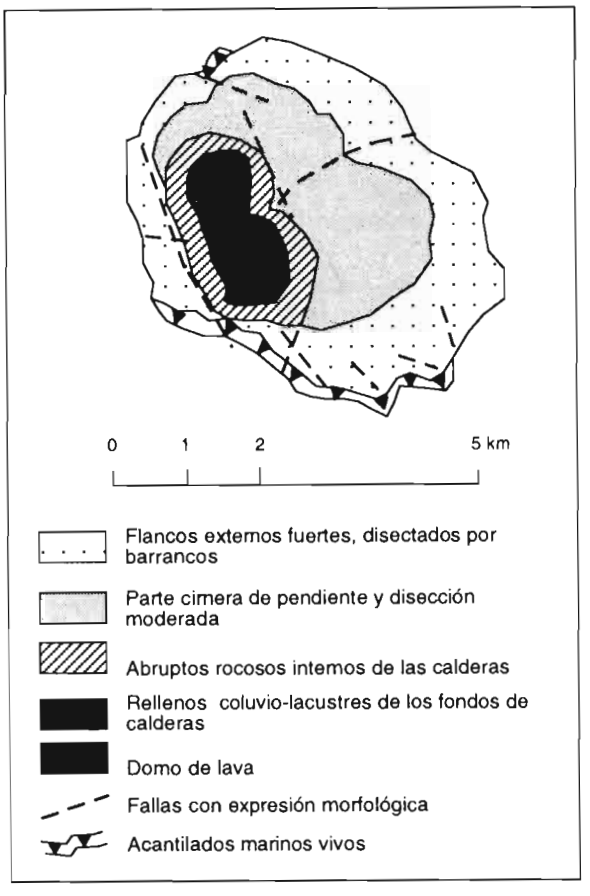
Una de las particularidades de este grupo de islas es la presencia de una o varias formas deprimidas cimeras

Fig. 9. Las dos calderas de Genovesa



Elaboración: A. Winckell; Fuente: Inventario INGALA-PRONAREG-ORSTOM, hoja n°1

Fig. 10. Los dos volcanes apegados de Pinzón



Elaboración: A. Winckell; Fuente: Inventario INGALA-PRONAREG-ORSTOM, hoja n°4

o laterales. Cada isla constituye un caso particular en este campo; sin embargo, todas estas formas provienen de un origen común: el hundimiento por gravedad y tectónica de superficie de una parte de la estructura superior del volcán en el desplome de la cámara magmática. Así se formaron calderas, depresiones de hundimiento volcano-tectónico con diversas formas.

Todas están limitadas por abruptos extremadamente empinados, localmente en acantilados compuestos por los constituyentes rocosos del volcán: coladas basálticas macizas dominantes e intercalaciones escoriáceas más importantes en la parte superior. Su base, al contacto con los fondos deprimidos, está recubierta por conos de desprendimiento con bloques de grandes dimensiones.

Los fondos, que muestran en las islas occidentales un piso rocoso de lava fresca solidificada, tienen aquí una gran diversidad.

- Genovesa (Fig. 9)

Genovesa al noreste, posee dos calderas. La más grande, descentrada hacia el sur, Bahía Darwin, recorta la falda meridional del volcán y se abre sobre el océano. Con un diámetro de aproximadamente 2,5 km, presenta en su borde norte una típica sucesión de niveles tectónicos escalonados en gigantescas gradas de escalera limitadas por fallas semicirculares de 6 a 8 m de desnivel que conforman pruebas del hundimiento. Sus superficies, constituidas por bloques diaclasados de basalto, están localmente cubiertas por coladas superficiales más recientes de tipo Aa, café-rojizo, proveniente de las fallas y fracturas circunferenciales.

La segunda, en posición central es mucho más pequeña con un diámetro máximo de 1 km y su fondo está ocupado por un lago al nivel del mar. Su hundimiento no parece tener relación con el de Bahía Darwin. Sus faldas rocosas, en acantilados, están jalonadas por algunos rellanos suspendidos escalonados.

- Rábida

La parte hundida de Rábida no es una verdadera caldera, sino más bien una fosa de hundimiento, alargada entre dos fallas paralelas de dirección NNO-SSE y de juego opuesto. Localizada en posición descentrada hacia el

oeste, se parece a un graben limitado por abruptos rocosos de unos 70 m de desnivel. Sobre su fondo rocoso con intercalaciones escoriáceas bastante abundantes y localmente recubiertas por alteraciones o acumulaciones terrigenas superficiales areno-limo-gravillosas, se eleva, al pie del abrupto oriental, un pequeño domo interno. Constituido por lava e intercalaciones escoriáceas, éste tiene una cima plana que culmina a 340 m, altura similar a la de los abruptos cercanos.

- *Pinzón (Fig. 10)*

Tercer isla, Pinzón es quizás la más original por la presencia de sus dos calderas coalescentes localizadas en su parte suroeste. Conforme a la estructura del conjunto de la isla, sus dos calderas están en contacto la una con la otra, cada una de un lado de la fractura OSO-ENE que marca el contacto entre los dos edificios volcánicos apegados. Cada una mide aproximadamente 1,5 km de diámetro y esta rodeada por abruptos rocosos tapizados con desprendimientos en la parte inferior. La del edificio sureste tiene su fondo ocupado por un domo rebajado, convexo, de lava gris, no meteorizada y más reciente que la que constituye los abruptos. Está rodeado por una media corona de material coluvial arcilloso, café-rojizo, con bloques y piedras. Su altura alcanza unos 250 m.

La segunda, al noroeste, está mucho más marcada y su fondo está a 125 m. Dominado por abruptos rocosos, su piso esta formado por un relleno horizontal coluvio-lacustre arcilloso, café-rojizo con bloques y gravas de espesor desconocido pero que tapa toda huella de las rocas del substrato.

UTILIZACIÓN Y EVOLUCIÓN MORFODINÁMICA ACTUAL

Ninguna actividad volcánica reciente o actual ha sido señalada en estas islas. Aunque dos series de fenómenos morfodinámicos han dejado su huella.

- Los más importantes son también los más antiguos y seguramente heredados. Se encuentran en Rábida pero sobre todo en Pinzón. Una fase climática más húmeda ha provocado por una parte la producción de alteraciones arcillosas, café-rojizas, desarrolladas esencialmente sobre los afloramientos escoriáceos, y, por otra parte, fenómenos de escurrimiento. Estos últimos son todavía visibles en los canales radiales establecidos en las vertientes externas donde se pueden observar bloques lavados y pulidos; coexisten con pequeños rellenos terrígenos superficiales.

El carácter más significativo lo constituye la abundancia de las acumulaciones coluviales. Tales fenómenos son dificilmente concebibles bajo las actuales condiciones climáticas, secas a áridas. Además de que las formas observadas solo son funcionales ocasionalmente, resulta lógico interpretarlas como herencias de un período más húmedo cuya existencia ha sido verificada en la mayoría de las islas del archipiélago.

Actualmente, escurrimientos esporádicos de la estación lluviosa utilizan los canales anteriormente elaborados en donde efectuan solamentes depósitos superficiales locales.

- El segundo fenómeno de gran amplitud está constituido por el relleno lacustre ocasional del fondo de la caldera baja de Pinzón, durante la estación lluviosa, formando así un lago con una lamina de agua de 20 a 50 cm de espesor según la importancia de las precipitaciones. Parece ser que esta isla goza de condiciones climáticas más húmedas que las correspondientes a su altura, situación que podría explicar parcialmente la importancia de las formas de erosión hídrica, las alteraciones y los depósitos coluviales encontrados.

Por fin, el contorno de las costas esta sujeto a la acción marina que se manifiesta tanto por la erosión en los acantilados como por la abrasión de las franjas litorales rocosas.

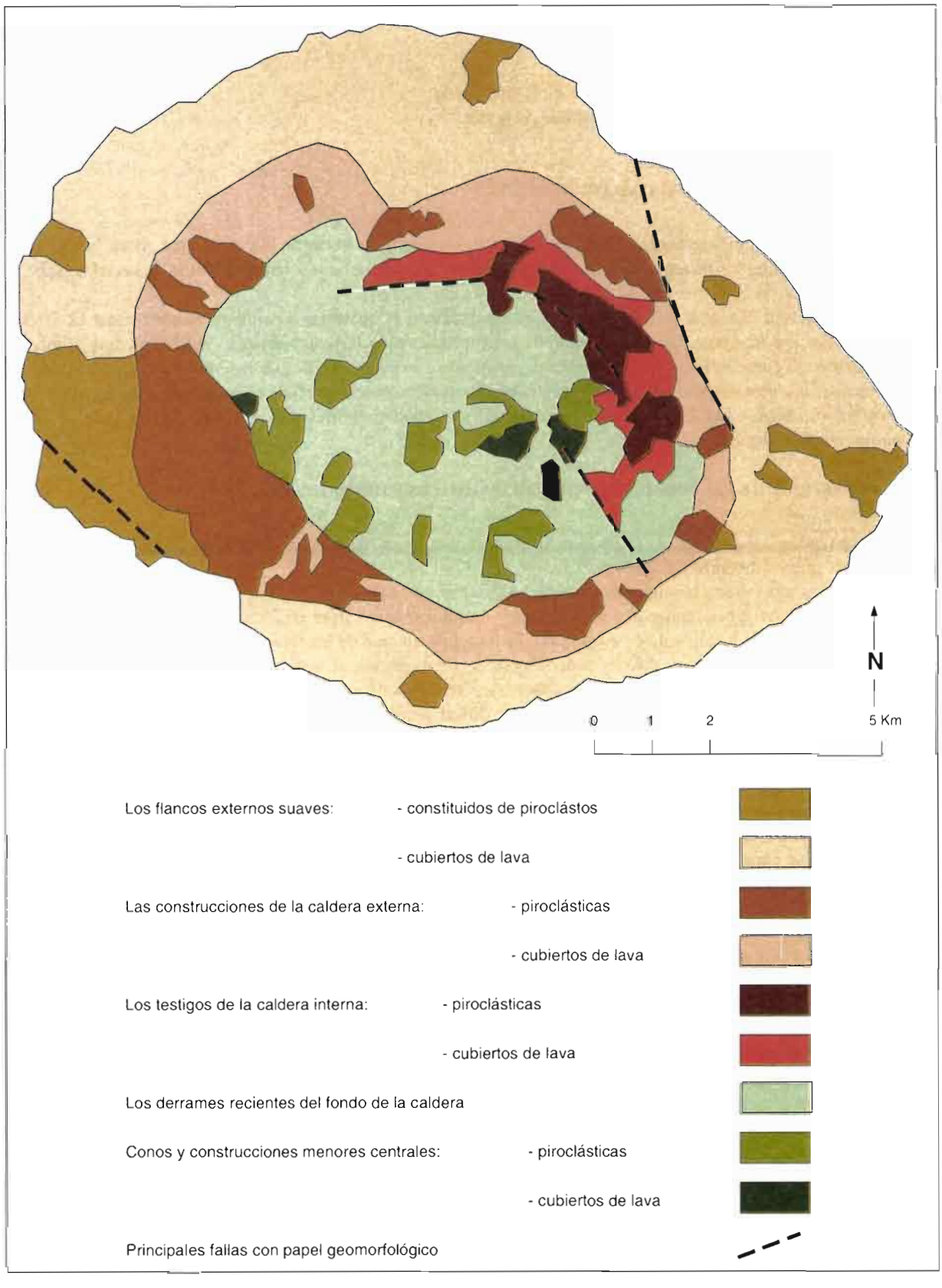
3.2. MARCHENA: VESTIGIO DE UNA GRAN CALDERA

Por sus características geomorfológicas, Marchena también es una isla excepcional en todo el archipiélago y que no ha podido ser asimilada a ninguna de las categorías descritas (Fig. 11).

Localizada en posición central del grupo septentrional, Marchena es una isla relativamente grande en forma de óvalo con un eje este-oeste de 16 km y un eje norte-sur de 11 km. Sigue siendo una isla baja que sólo alcanza 340 m al norte.

Está también conformada por la cima de un gran volcán escudo, que apenas emerge del océano, compuesto por una corona de vertientes externas muy suaves que rodean un anillo discontinuo de relieves y conos con pendientes más fuertes que encierra una depresión central, antigua caldera baja y plana, recubierta por derrames extensos de lavas recientes. Tal sucesión de formas no deja de recordar la parte alta de los volcanes Alcedo o Sierra

Fig. 11. Los conjuntos de relieve de Marchena



Elaboración: A. Winckell; Fuente: Inventario INGALA-PRONAREG-ORSTOM, hoja n°1

Negra ya que Marchena constituye un estado más avanzado de la evolución de estos.

Por su altura relativamente baja, Marchena no goza de condiciones climáticas muy favorables, el clima varía de árido, en el litoral, a seco en las cimas.

Resumen

- *Isla baja, árida a seca en las cimas*
- *Vestigio de una gran caldera parcialmente destruida*
- *Gran extensión de derrames volcánicos recientes*
- *Actividad fumarólica actual*

3.2.1. Las faldas externas suaves (unidad 292)

Ocupan una superficie extremadamente reducida, ya que la mayoría de la corona que rodea la isla está cubierta por derramamientos recientes que han sido asimilados con las vertientes bajas idénticas de las islas Isabela y Fernandina (unidad 311).

Son vertientes cóncavas, moderadamente inclinadas hacia el océano con pendientes inferiores a 12-20 %. Están constituidas por una potente superposición de proyecciones piroclásticas: cenizas, lapillis, piedras pómez y escorias, localmente consolidadas. Corresponden seguramente a la parte superior de las vertientes externas de los grandes volcanes escudos antiguos de las islas centrales. Su modelado de superficie es ondulado a moderadamente disectado con numerosas huellas de removilización hídrica: canales de desagüe, torrenteras y acumulaciones terrigenas areno-gravillosas localizadas.

3.2.2. Los testigos de las construcciones piroclásticas (unidades 293, 294)

Localizados únicamente en la parte central de la isla, éstos reagrupan, debido a las necesidades de la cartografía, tres grupos distintos de relieves:

- Una primera corona contínua de unos diez kilómetros de diámetro y de 1 a 2 km de ancho con un perfil disimétrico característico: pendientes externas fuertes y rectilíneas que varían de 20 a 30° y una vertiente interna abrupta que se transforma localmente en acantilado. Se trata típicamente de los relieves de reborde de una caldera.
- Un segundo anillo, muy discontínuo, sobre todo representado al noreste, con construcciones similares tanto por su morfología como por su origen. Representa los vestigios de relieves que rodeaban una segunda caldera más pequeña, totalmente encajada en la primera. Resulta difícil decir si se trata de dos fases sucesivas de formación de caldera o de un desprendimiento gradual y diferencial de una misma caldera, pero ésto atestigua una evolución volcánica tardía compleja, única en todo el archipiélago. Este conjunto tiene las altitudes más altas, localizadas en su parte norte.
- Construcciones centrales aisladas o complejas. Resultan ser, en su mayoría, conos o partes de conos, recortados, encajados o apegados, en un estado de destrucción avanzada. Por su posición en el piso de la caldera, presentan, todos, las características de las construcciones parásitas internas a la caldera, como las que existen en Fernandina o en el Cerro Azul. Sin embargo, su abundancia no deja de sorprender.

Todas estas construcciones están constituidas por numerosas capas decimétricas sobrepuestas de proyecciones piroclásticas concordantes: cenizas, lapillis, finas escorias con una relativa abundancia de piedras pómez. Están débilmente consolidadas en los relieves de las dos calderas. Por su parte, los conos internos también estan constituidos localmente por areniscas y brechas volcánicas muy coherentes, con cemento palagonítico.

En la totalidad de estas formaciones localizadas bajo un clima árido, se desarrollan alteritas muy superficiales arenosas a areno-limosas.

Una de las principales características es la presencia de numerosas huellas de escurrimiento hídrico. Van desde una simple removilización de superficie por escurrimiento difuso hasta la excavadura de torrenteras y barrancos que pueden alcanzar los diez metros de profundidad, y al depósito de sedimentos coluvio-aluviales, areno-gravillosos a pedregosos en las depresiones y hondonadas. Tales formas y fenómenos, bien representados en la parte noreste, solamente pueden explicarse por herencias, ya que su elaboración sólo pudo realizarse bajo condiciones climáticas más húmedas que las actuales (unidad 293).

Por todas partes, estos relieves están marcados por numerosas huellas de una intensa actividad volcánica reciente: roturas, fallas, fracturas radiales y circunferenciales, muchas veces abiertas, afloran en las superficies y dieron lugar a la edificación de numerosos conos pequeños de lava proyectada in situ, alineados sobre los accidentes,

y a la emisión de grandes cantidades de proyecciones de escorias vítreas así como a derramamientos de lavas recientes que recubren indiferentemente los relieves anteriores. De tipo Aa o Pahoehoe, estas coladas de lavas desnudas (unidad 294) pertenecen a varias generaciones y contrastan netamente por comparación con las construcciones piroclásticas cercanas, recubiertas por una vegetación arbustiva. Sus características son idénticas a las que constituyen el piso de la caldera.

3.2.3. El piso de la caldera (unidad 295)

Encerrada en posición central, una ancha llanura ocupada por coladas apiladas de origen fisural proveniente de los relieves cercanos, se extiende entre 120 y 145 m. Estos paisajes minerales desérticos son de los más hermosos del archipiélago. Coexisten varias generaciones, entre las cuales se pueden identificar fácilmente tres grupos debido a su meteorización superficial variable según la edad del derramamiento:

- Las más antiguas, en donde las superficies de tipo Pahoehoe dominan, presentan magníficas lavas cordadas, ligeramente meteorizadas en la superficie; cuyas escamas de alteración toman un color café-amarillento a café-rojizo. Localmente, pastillas de alteraciones más avanzadas están compuestas por arena gruesa y gravillas.
- Las intermedias, indiferentemente Aa y Pahoehoe, poseen una superficie rocosa poco meteorizada, de aspecto mate y de color café-negruzco.
- Las más recientes, entre las cuales parecen dominar las lavas Pahoehoe, han guardado su aspecto original, negro y brillante, sin marca importante de meteorización superficial.

En estas superficies no alteradas, las formaciones se limitan a enchapados superficiales muy localizados de arenas y gravillas acarreadas por el escurrimiento difuso y atrapadas en los sectores deprimidos.

UTILIZACIÓN Y EVOLUCIÓN MORFODINÁMICA ACTUAL

Dos series de fenómenos se desarrollan actualmente en Marchena:

- Un escurrimiento esporádico de estación lluviosa se manifiesta por escurrimientos concentrados en los canales y barrancos elaborados en las construcciones piroclásticas, aunque también se manifiesta en forma difusa en las vertientes de éstas últimas en donde provocan una ablación superficial localizada. Las acumulaciones terrigenas de gravillas que se pudieron observar en el piso de la caldera tienen que estar relacionadas con este tipo de dinámica.
- Una actividad fumarólica sostenida, localizada en los relieves más altos de la caldera interna al norte. Dos fisuras abiertas son sede de constantes emisiones de vapores muy calientes bajo presión, que provocan, a su contacto, alteraciones intensas del substrato, transformándolo en arcillas rojizas.

3.3. LOS ALTOS VOLCANES CON INMENSA CALDERA CIMERA

Las dos islas occidentales de Galápagos se diferencian claramente de las demás islas del archipiélago:

- Primeramente, por su tamaño y dimensiones. Isabela es la isla más extensa con 130 km del noroeste al sureste sobre 85 km del ENE al OSO. Su superficie es de 4.588 km^2 y si se le añade la de Fernandina (642 km^2), estas dos islas cubren 5.230 km^2, es decir el 66,4% de los 7.882 km^2 del archipiélago.

También poseen las altitudes más altas, ya que las cimas están comprendidas entre 1.660 m para el volcán Wolf y 1.080 m para el volcán Sierra Negra (cuadro 5).

Cuadro 5. Caracteristicas topográficas de los volcanes de Isabela y Fernadina

Isla	Altitud máxima en m.	Dimensiones en km.	
		Mayor	Menor
Alcedo	1.125	37 (NO-SE)	24 (NE-SO)
Cerro Azul	1.650	28 (NNO-SSE)	24 (E-O)
Darwin	1.335	29,5 (NNO-SSE)	23,5 (ENE-OSO)
Ecuador	790	7 (NO-SE)	5 (NE-SO) *
Fernandina	1.410	30,5 (E-O)	25 (NNO-SSE)
Sierra Negra	1.080	54,5 (ENE-OSO)	39 (N-S)
Wolf	1.660	28 (NNO-SSE)	18 (NE-SO)

* Este dato no toma en cuenta la mitad occidental hundida del volcán Ecuador.

Elaboración: A. Winckell

Cuadro 6. Las calderas de los volcanes de Isabela y Fernandina

Volcán	Dimensiones de la parte cimera en km.		Dimensiones del piso en km.		Altitud del piso en m.	Desnivel relativo en m.
	Ø mayor	Ø menor	Ø mayor	Ø menor		
Alcedo	8,1 (NO-SE)	7,1 (NE-SO)	6,8 (NO-SE)	5,3 (NE-SO)	720	405
Cerro Azul	4,3 (NNO-SSE)	3,6 (ENE-OSO)	2,5 (NO-SE)	1,6 (NE-SO)	1.070	580
Darwin	5,8 (E-O)	5,2 (N-S)	4,8 (E-O)	4,3 (NNO-SSE)	1.080	255
Ecuador	5 (NO-SE)	3,2 (NE-SO)*	3,2 (NO-SE)	1,7 (NE-SO)*	20	770
Fernandina	6,5 (NO-SE)	4,7 (NE-SO)	2 (NO-SE)	1,5 (NE-SO)	340	1.070
Sierra Negra	9,7 (ENE-OSO)	7 (NNO-SSE)	9,3 (ENE-OSO)	4,9 (NNO-SSE)	850	230
Wolf	6 (NO-SE)	5,3 (NE-SO)	3,8 (NO-SE)	2,6 (NE-SO)	870	790

* Este dato no toma en cuenta la mitad occidental hundida del volcán Ecuador

Elaboración: A. Winckell

- Luego por su forma, directamente heredada de la posición de los volcanes que las componen. Con su típico diseño en J, inclinada hacia el oeste, Isabela proviene de la reunión de 6 volcanes coalescentes, y solo está separada de Fernandina, localizada inmediatamente al oeste, por un canal poco profundo.

- También por sus características geomorfológicas. Muchas veces descritas como islas terroríficas de lava y fuego, Isabela y Fernandina no merecen esta apreciación exagerada. Sin embargo, contienen los principales volcanes en actividad del archipiélago, y algunos de sus brutales despertamientos seguramente impresionaron a los observadores. Estos gigantescos volcanes, agujereados en su parte superior por una enorme caldera cimera, llevan todas las marcas de una actividad actual más o ménos intensa que afecta principalmente sus calderas y extensas áreas de sus faldas. Constituyen así un verdadero museo de formas volcánicas.

- Además, su altura elevada les permite gozar de condiciones climáticas húmedas en sus partes superiores. Se acompañan de una marcada zonificación altitudinal de la vegetación, las alteraciones y formaciones superficiales.

Por fin, resultan interesantes desde el punto de vista científico ya que sus características y su tipo de evolución parecen únicos en la superficie de la Tierra. Debido al propio orígen del archipiélago, representan los primeros estados de la evolución geológico-geomorfológica, estados por los cuales han pasado seguramente la mayoría de las islas centrales y orientales, hoy en día en estado de inactividad volcánica y degeneración geomorfológica.

Resumen

- *Altos volcanes escudos coalescentes con grandes calderas cimeras*
- *Grandes extensiones de lavas recientes sin cobertura vegetal*
- *Zonificación climato-ecológica altitudinal marcada desde el árido hasta el húmedo*
- *Intensa actividad volcánica reciente y actual*

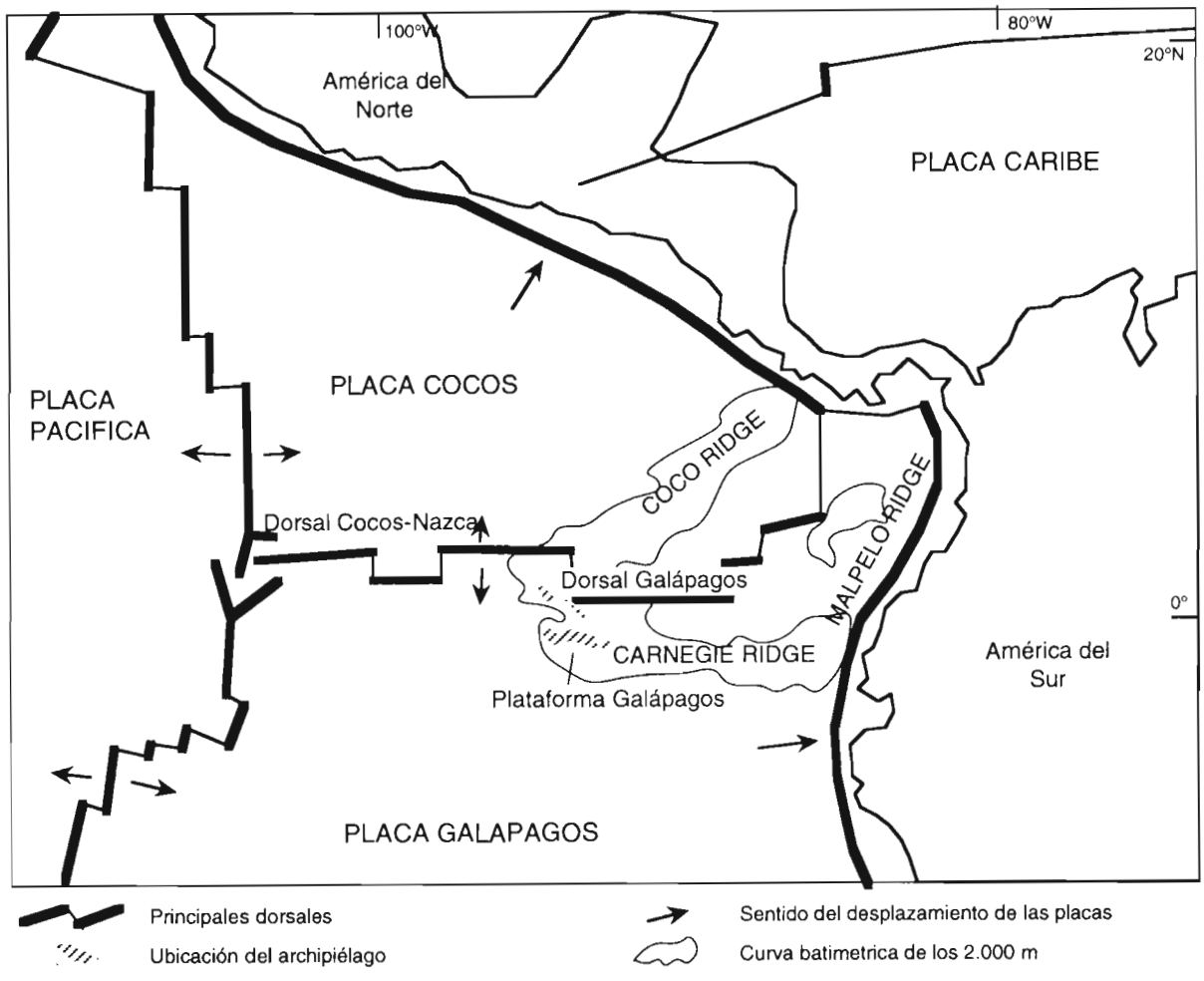
ORIGEN, ESTRUCTURA Y EVOLUCIÓN DE LOS VOLCANES E ISLAS DEL ARCHIPIÉLAGO

• Una placa oceánica y un punto caliente

Localizado a 1.000 km al oeste de las costas del Ecuador, el archipiélago de las Galápagos es la traducción aérea de una compleja estructura submarina (Fig. 12). A una distancia de aproximadamente 1.000 km de la dorsal pacífica oriental, estos volcanes descansan sobre una cadena submarina (The Carnegie Ridge) que se extiende en posición ecuatorial desde el este de las Galápagos hasta entrar en contacto con las costas ecuatorianas. Debajo del archipiélago, los fondos marinos se alzan y constituyen la Plataforma Galápagos, cuya profundidad varía entre 600 y 1.600 m. Esta reposa sobre el borde norte de la Placa Nazca cuyo movimiento de 78 mm por año en la dirección ESE está compensado por una acreción de basalto en sus bordes oeste y norte.

Al norte de la Dorsal Galápagos, que se ubica también en posición ecuatorial a aproximadamente 100 km al norte del archipiélago, la evolución actual es similar y simétrica. La Placa de Cocos se desplaza de 79 mm por

Fig. 12. Las placas océanicas y el archipielago



Elaboración: A. Winckell; Fuente: T. Winter, 1990 y cartas batimétricas GEBCO 5.07 y 5.11 de l'Organisation Hydrographique Internationale

año en dirección ENE, hasta entrar en contacto con América Central. Lleva encima la cadena de los Cocos (The Cocos Ridge) con una dirección noreste.

Por fin, hay que anotar el brusco hundimiento de los fondos submarinos al oeste y al sur del archipiélago en donde la escarpa de Grijalva les hace alcanzar profundidades abisales.

Como último elemento de este conjunto, está el punto caliente (hot spot). Los puntos calientes son manantiales de magma, localizados a profundidades muy grandes en el manto, zona que se presume inmóvil encima de la cual se desplaza la corteza superior. Durante su ascenso, estos magmas entran en contacto con la corteza, que contribuyen a fundir o, para decirlo en una forma más ilustrativa, a agujerear. Así nacen y pueden construirse volcanes, primeramente submarinos y luego aéreos para los más grandes que alcanzan la superficie del océano. Aparecen a la vertical de los puntos calientes pero, como están construidos sobre la placa en movimiento, siguen. evidentemente, su progresión y se alejan de éste último. Su actividad decrece y luego desaparece, pero otros nacen luego al pasar sobre el punto caliente y todo este conjunto toma una increible disposición en forma de rosario cuyo ejemplo más famoso es el archipiélago de Hawai.

Todo ocurre como si estos volcanes estuvieran localizados en una gigantesca balsa o una alfombra mecánica que, al llevárselos en su recorrido, los cortaría de su fuente magmática. De esta manera, la zonificación cronológica es evidente, estándo los más antiguos siempre ubicados en el sentido del desplazamiento de la placa, hacia el este en el archipiélago de las Galápagos.

Esta teoría se ve corroborada por las mediciones geocronológicas realizadas y consignadas en los cuadros 7 y 8, (según A. Cox, 1983).

Si estos mecanismos siguen su curso sin cambios importantes en el futuro, ha sido calculado que el archipiélago esta destinado a desaparecer bajo el Ecuador, en la fosa Perú-Chile, de aquí a unos 20 millones de años. ¡Es el tiempo que la naturaleza deja a los hombres para visitarlo!

Al término del estudio geomorfológico que hemos llevado a cabo en estas islas, es evidente que esta teoría aporta respuestas satisfactorias a un gran número de observaciones e interrogaciones. Pero si Hawai constituye realmente una fila perfectamente alineada, ¿Cómo calificar la disposición de las islas Galápagos?

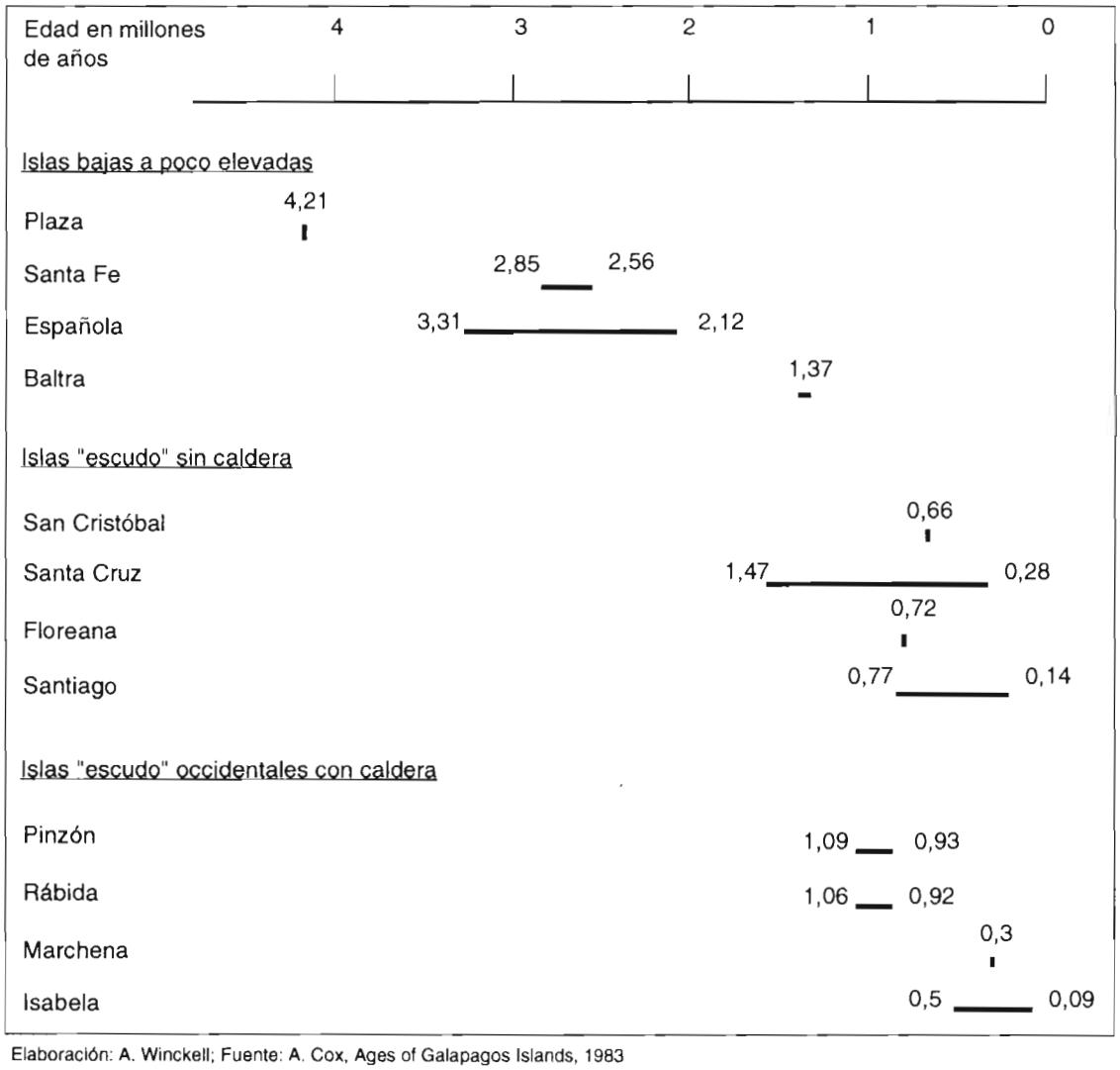
Algunos alineamientos resultan evidentes, pero no conformes con el desplazamiento de la placa Nazca. Citaremos los alineamientos ortogonales NE-SO y NO-SE de Isabela y Fernandina, las fallas y fracturas de interés regional en Pinta, Pinzón, Baltra, Santa Cruz , Santa Fe, etc.

Parece por lo tanto evidente que líneas de fallas y fracturas que afectan la superficie de la Placa Nazca han guiado las subidas de magma hacia la superficie y son responsables de la localización de los principales puntos eruptivos y por lo tanto de la conformación geomorfológica actual del archipiélago.

Pese a que todas las lavas emitidas en el archipiélago sean muy básicas, de tipo basáltico, se evidenció sin embargo una diferenciación, en correlación con las diferentes generaciones de islas (A.R. McBirney & H.Williams, 1969; M.Hall, 1977; C.R. Bristow & R. Hoffstetter, 1977; J.W. Baldock, 1985).

- Las islas occidentales de Fernandina e Isabela se caracterizan por basaltos toleíticos pobres en olivino, con excepción del volcán Ecuador cuyas rocas son cercanas al segundo grupo. En cuanto al volcán Alcedo, aparece como excepción ya que en él se señalaron rocas relativamente ácidas, signo de un grado más avanzado

Cuadro 7. Edades radiométricas de las islas



Elaboración: A. Winckell; Fuente: A. Cox, Ages of Galapagos Islands, 1983

de diferenciación: un flujo de riolíta en la caldera, afloramientos de obsidiana en su borde sur y una capa de piedras pómez traquíticas y silíceas en sus faldas inferiores.

- Las islas centrales, nororientales y orientales están principalmente compuestas por basaltos alcalinos olivínicos que pueden presentar todos los rostros, de afaníticos hasta porfiríticos, localmente con grandes fenocristales de plagioclasas.

- Estas lavas están asociadas con intercalaciones de sedimentos marinos en las islas o porciones de islas con origen parcialmente submarino: Seymour, Baltra, etc.

Sin embargo, las diferenciaciones de orden químico y petrológico no tienen gran repercusión en la zonificación morfológica del archipiélago ni en los procesos de alteración y de pedogénesis.

• *Evolución y estructura de los volcanes de las Galápagos*

Los volcanes de Isabela o Fernandina, que constituyen los volcanes "tipo" de las islas Galápagos, están descritos como volcanes "escudos" o, en forma más ilustrativa, con un típico perfil en plato de sopa al revés.

Estas imágenes reflejan perfectamente el modelado de su parte aérea, compuesta de tres partes (o segmentos) distintas:

- Una vertiente basal, la más extensa, desde el nivel del mar hasta altitudes variables según los volcanes: 150-200 m en el caso del Alcedo hasta 450-500 m para el Cerro Azul. Es una vertiente suave con un perfil generalmente rectilíneo a ligeramente cóncavo con pendientes de 0 a 5-6° en la parte inferior y que alcanzan 8 a 12° en la parte superior.

- Un segmento intermedio, mucho más empinado, domina el anterior después de un ángulo marcado. Se

Cuadro 8. Edades de las islas, según las épocas de polaridad

Edades en millones de años	4	3	2,47	2	1	0,72		0
Epocas de polaridad	Normal (Gauss)			Inversa (Matuyama)		Normal (Brunhes)		
Grupos de edades	0			1		2	3	4
Islas bajas a poco elevadas								
Plaza	*							
Santa Fe	*			?				
Española	*			*				
Baltra				*				
Islas "escudo" sin caldera								
San Cristóbal	?			*		*	*	*
Santa Cruz				*		*	*	?
Floreana				*		*	*	?
Pinta						*	*	*
Santiago						*	*	*
Islas "escudo" occidentales con caldera								
Pinzón				*				
Rábida				*				
Genovesa						*	*	*
Marchena						*	*	*
Isabela						*	*	*
Fernandina						?	*	*

Significado de los símbolos: *: Mayor frecuencia
?: Presencia posible

Elaboración: A. Winckell; Fuente: A. Cox, Ages of Galapagos Islands, 1983

eleva hasta la cima de estos volcanes con una pendiente gradual rectilínea a cóncava de 12 a 15° abajo hasta 25-30° arriba. Muestra notables variaciones de un volcán a otro.

- Un segmento terminal con un perfil suavemente convexo en la mayoría de los volcanes, que se reduce a una estrecha faja casi plana para el Alcedo y el Sierra Negra. Las pendientes varían de 2 a 5°. Estas extensiones planas cimeras rodean calderas de grandes dimensiones, gigantescos hundimientos tardio-volcánicos de la parte central de los conos.

Esta estratificación física está estrechamente relacionada con el origen de los volcanes y la evolución de su construcción. El esquema presentado se basa en la proposición de B.E. Nordlie (1982), hipótesis de trabajo que nos parece muy satisfactoria y que fue verificada muchas veces durante nuestros trabajos de campo.

De la fase de construcción submarina sólo se dispone de datos muy fragmentarios; sin embargo, se trata de una etapa muy importante ya que la mayoría de los volcanes de las Galápagos se elevan desde fondos marinos ubicados a más de 1.000 m de profundidad.

En relativa continuidad con las vertientes submarinas, la construcción aérea se desarrolla en una primera fase bajo la forma de un cono muy aplastado con vertientes suaves a moderadas constituidas por una superposición de coladas de lava fluida de composición basáltica. El segmento inferior podría ser el testigo de esta primera fase de construcción.

Luego, la parte central de la construcción, sede de la mayoría de los eventos volcánicos, sufre un inflamiento interno pronunciado, probablemente relacionado con la migración de la cámara magmática hacia la superficie, paralelamente a la edificación del volcán, y es acompañado por un alzamiento de la parte central, que se traduce por una elevación marcada de las altitudes de esta zona, una acentuación de las pendientes en sus vertientes externas, la fracturación y hasta la dislocación de los materiales anteriormente emitidos y que constituyen la estructura misma del volcán. Así se desarrolla una red relativamente densa de fisuras radiales. Estás últimas, rellenas por subidas de lava que constituyen diques, se vuelven luego los lugares privilegiados de la actividad volcánica posterior: conos alineados de lavas y/o de escorias, coladas de lavas, fumarolas, etc.

La fase final de la evolución está representada por el desarrollo de la caldera. Por causas internas mal conocidas y para las cuales sólo se puede proponer algunas hipótesis: debilitamiento de la actividad volcánica, movimientos de idas y venidas en la cámara magmática, vaciado por lo menos parcial de ésta última, etc., se produce un desequilibrio físico. La parte cimera que ya no está soportada por la estructura interna se fisura y luego tiende a hundirse gradualmente. Los movimientos de gravedad se vuelven entonces los fenómenos dominantes de la evolución posterior. Se desarrollan en un primer tiempo siguiendo la red de fisuras radiales. Pero luego, paralelamente a la formación de la caldera, adoptando una forma aproximadamente circular y, conforme al diseño de la cámara magmática subyacente, se desarrolla, por efecto de la gravedad, una segunda red de fisuras subparalelas y circunferenciales cuya importancia crece conforme a la evolución. Se vuelven entonces el lugar privilegiado de las manifestaciones volcánicas de la parte cimera. La evolución normal desemboca en el ensanchamiento progresivo de la caldera por el hundimiento de su piso y derrumbamientos sucesivos de sus bordes, fenómenos particularmente espectaculares (por ejemplo el hundimiento de la caldera de Fernandina en 1968) que hacen desaparecer, gradualmente, la parte superior de estos volcanes.

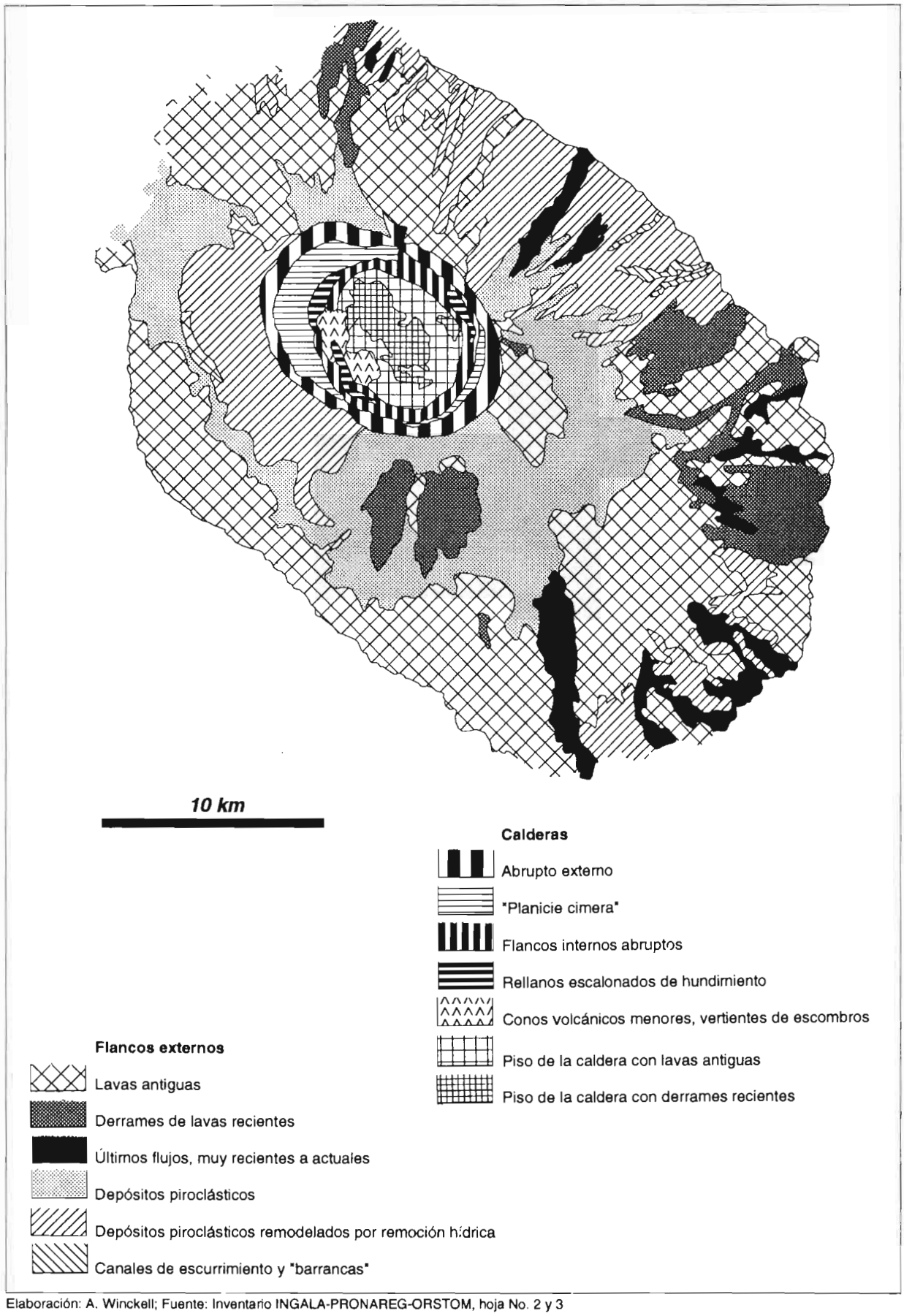
Los diferentes volcanes de Fernandina y de Isabela presentan estados de evolución desigualmente avanzados, fielmente reproducidos por su morfología:

- Los volcanes más antiguos, Alcedo y Sierra Negra, son los más bajos, su perfil está suavizado. La caldera es ancha y poco profunda, su piso, constituido en su mayoría por lavas antiguas, está colonizado por la vegetación (Fig. 13 y 14).

- Los volcanes más recientes, Fernandina y Cerro Azul, tienen conos elevados, muy empinados, cubiertos por extensas emisiones de lavas recientes. Las calderas son estrechas, profundas, en forma cónica, con vertientes inestables y un fondo ocupado por lagos (sin embargo el de Fernandina volvió a desaparecer luego de los eventos del 14 de septiembre de 1988). Sus bordes son la sede de numerosas erupciones fisurales.

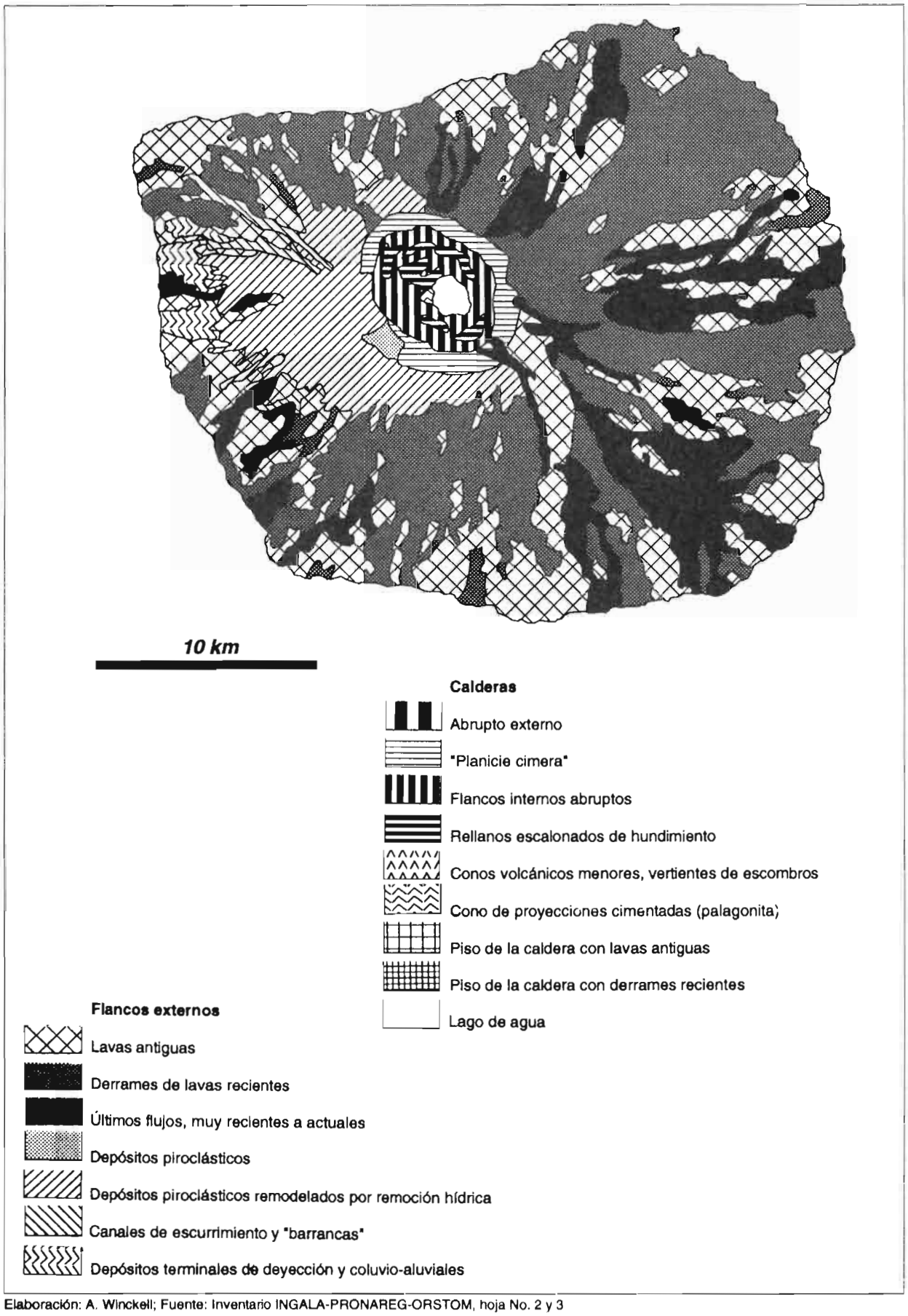
- El Wolf y el Darwin son intermedios. El primero se parece a los más recientes por su morfología de conjunto y su caldera profunda, pero sin lago; sin embargo sus faldas externas están ocupadas por importantes extensiones de lavas antiguas. En cuanto al segundo, si bien su caldera ancha con fondo plano y débiles desniveles (pero cubierto de lavas relativamente recientes) le asemeja a los antiguos, su perfil bastante vigoroso y la gran extensión de lavas recientes en sus faldas atestiguan de su importante actividad reciente.

Fig. 13. Un volcán viejo, el Alcedo



Elaboración: A. Winckell; Fuente: Inventario INGALA-PRONAREG-ORSTOM, hoja No. 2 y 3

Fig. 14. Un volcán reciente, el Fernandina



Elaboración: A. Winckell; Fuente: Inventario INGALA-PRONAREG-ORSTOM, hoja No. 2 y 3

Esta zonificación está totalmente conforme con la teoría del movimiento de las placas y del punto caliente, ya que los volcanes más recientes se ubican al extremo oeste.

Por fin, resulta interesante anotar la presencia de una red de alineamientos, visibles en la superficie, algunos con traducción geológica o geomorfológica, y de significado regional. Interpretamos esas direcciones cómo las probables rupturas profundas de la placa, las fracturas que guiaron las subidas del magma al paso del punto caliente. Los alineamientos, identificados por interpretación de fotografías aéreas e imágenes Landsat fueron luego verificados durante la cartografía en el terreno; estos conforman una red ortogonal, en la cual cada una de las dos direcciones se compone de varias alineaciones paralelas (Fig. 15).

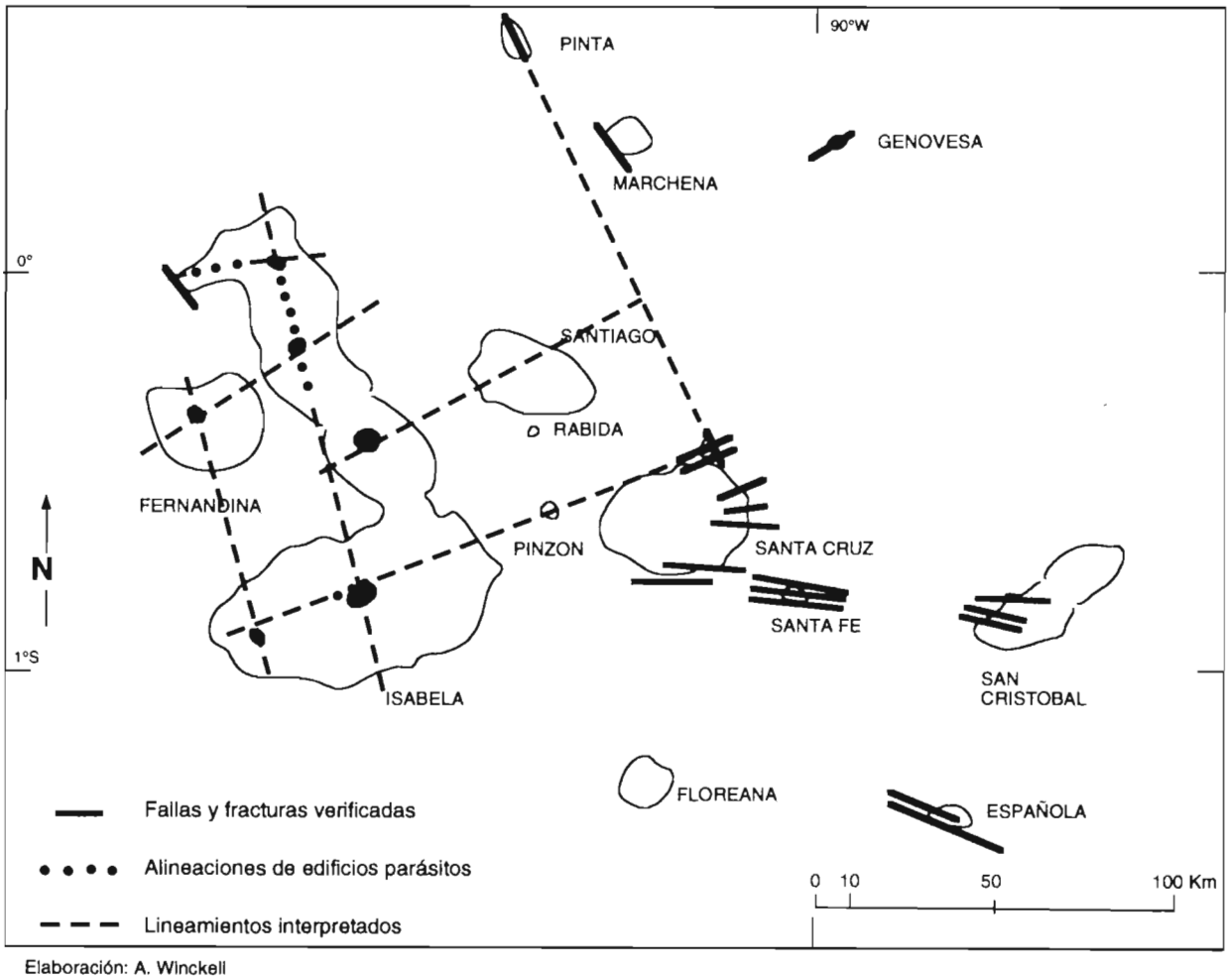
La primera dirección, con orientación SSE-NNO, comprende dos filas:
- la fila occidental: Fernandina, Cerro Azul;
- la fila central: Wolf, Darwin, Sierra Negra.
La segunda, con orientación ENE-OSO, está compuesta por tres alineamientos comprobados:
- al norte: Fernandina, Darwin;
- en el centro: Alcedo, Santiago;
- al sur: Cerro Azul, Sierra Negra, Pinzón.

• *Los factores de la morfogénesis y de la pedogénesis*

En Isabela y Fernandina, islas con grandes variaciones, es donde se pueden observar mejor los principales factores responsables de la elaboración de las formaciones superficiales.

- La naturaleza del material parental constituye un dato fundamental. Así, con edades iguales, un basalto afanítico, muy coherente y medianamente poroso se meteorizará mucho menos rápidamente que proyecciones piroclásticas. Así mismo, la influencia del tipo de superficie se traduce en la velocidad de alteración: una colada

Fig. 15. Lineamientos y tectónica superficiales del archipiélago



Elaboración: A. Winckell

de lava de tipo Aa, con bloques rotos y normalmente escoriáceos, se alterará con mayor rapidez que una colada de lava maciza que posee una superficie cordada de tipo Pahoehoe. Al interior de las propias coladas, la velocidad de alteración varía en grandes proporciones entre las superficies vitrificadas, rápidamente desmanteladas y la lava de profundidad, maciza, intacta aún en coladas muy antiguas.

- La edad de la formación constituye un elemento particularmente importante en las islas occidentales que incorporan terrenos de diferentes generaciones: antiguas emisiones totalmente cubiertas por vegetación, pero también productos volcánicos (lavas y proyecciones) con sólo algunos años. De igual resistencia, las formaciones más antiguas, sometidas durante mayor tiempo a los procesos atmosféricos, están cubiertas por alteraciones más avanzadas o más potentes que los productos volcánicos más recientes. Esto se observa sobre todo en los pisos climáticos inferiores, áridos a secos, en donde los agentes atmosféricos poco agresivos no esconden los efectos de la sucesión cronológica.

- La zonificación climática es otro factor importante, quizás el que deja su huella con mayor rapidez. Con sus elevados relieves, los volcanes de Isabela y Fernandina, se caracterizan por una estratificación climática muy completa. Mientras que los litorales tienen climás áridos a muy secos, sus cimas, sometidas a las precipitaciones orográficas y a los fenómenos de condensación (neblinas y garúas), gozan de una humedad significativa. Allí, se desarrollan formaciones vegetales típicas y también alteraciones localmente potentes limo-arenosas a limo-arcillosas, mucho más importantes cuando están localizadas en formaciones alterables como los lapillis del Sur del Sierra Negra o del Alcedo por ejemplo.

Así mismo, hay que anotar la fuerte oposición climática entre las vertientes sur, húmedas y las vertientes norte, abrigadas de los vientos dominantes y por lo tanto mucho más secas. Las consecuencias sobre las formaciones superficiales van en el mismo sentido, con alteraciones más desarrolladas en las vertientes sur a sureste. El ejemplo del Sierra Negra es muy ilustrativo de esta situación.

3.3.1. Las faldas externas

Las faldas conformadas por lavas antiguas

Las vertientes externas constituidas por apilamientos sucesivos de lavas antiguas de los volcanes de Isabela y Fernandina no presentan características muy diferentes a las de algunas islas más orientales, Santiago, Santa Cruz, Floreana y San Cristóbal: todas islas conformadas por volcanes escudos en diferentes estados de evolución. Una similitud de aspecto y de características es por lo tanto perfectamente lógica y sólo señalaremos aquí las diferencias significativas.

- *La localización.* En la mayoría de estos volcanes jovenes, en donde grandes extensiones están ocupadas por las emisiones de lavas recientes, los afloramientos de lavas antiguas se limitan muchas veces a islotes alargados paralelamente al sentido de la pendiente y rodeados por los flujos recientes. Las únicas excepciones notables están visibles en la falda norte del volcán Wolf, y sobre todo en los contornos sur y oeste del Alcedo y las vertientes sur del Sierra Negra y, en menor escala, del Cerro Azúl.

Sabiendo que el Sierra Negra y el Alcedo son los volcanes occidentales más antiguos y más evolucionados, resulta perfectamente lógico que los afloramientos de lavas antiguas, colonizadas por la vegetación, sean dominantes.

Sin embargo, en el caso del Sierra Negra, no hay que subestimar el papel de la exposición. Sus vertientes sur, primer obstacúlo a los vientos dominantes (situación similar a la de San Cristóbal), gozan de una mayor humedad que las mismas vertientes de los otros edificios ubicados más al norte y por lo tanto más abrigados. Con igual edad, sus coladas se alteran y se cubren de vegetación más rápidamente; introduciendo así diferenciaciones sin significado genético. El flanco sur del Cerro Azul, volcán más reciente, es otra prueba de esta observación.

- *La edad de los volcanes.* Como se trata de edificios más recientes que los que componen las islas centrales y orientales, las formas y afloramientos de superficies aparecen mejor conservados. Globalmente, se trata también de la misma superposición de coladas sucesivas de lavas basálticas: sus superficies, Aa o Pahoehoe (¿dominante?) se reconocen mejor, asi como todas las formas menores, abruptos de frentes de coladas, huellas y canales de escurrimiento de lava, túneles y grutas por debajo de los derrames basálticos, etc.

- *Los afloramientos.* Los derrames de lavas aflorantes son elementos dominantes de los paisajes, con una superficie que se disgrega en escamas y bloques, o que se quiebran bajo las pisadas. El paso de una colada a otra se

realiza por abruptos de 2 a 5 m de desnivel y se ve generalmente subrayado por una vegetación arbustiva a arbórea más densa.

Pese a que varias generaciones de coladas hayan participado en el recubrimiento de estas vertientes, se pueden distinguir fácilmente dos grandes grupos:

. Las más antiguas, totalmente cubiertas por vegetación, tienen una superficie profundamente meteorizada, quebradiza y cubierta por una alfombra de arenas, gravas y bloques.

. Las más recientes, con una cobertura vegetal parcial, tienen sus caracteristicas originales menos transformadas. Su superficie es rocosa, cubierta por una meteorización pelicular de algunos centímetros, de color café-amarillento a café-rojizo.

- Las formas secundarias de superficie son del mismo tipo que las de los volcanes orientales, pero aquí son más numerosas y tienen, por su edad más reciente, un mejor estado de conservación.

Se trata, sobre todo, de conos parásitos, alineados en la red de fisuras y fracturas radiales rectilíneas. Son de dos tipos: conos de escorias y conos de lavas proyectadas o salpicadas en tripas (los "spatter cone"). De tamaño hectométrico, los primeros presentan un perfil cónico marcado con un cráter central o abierto en herradura, siempre bien definido, mientras que los segundos, rebajados, son muchas veces la fuente de emisiones fisurales de lava reciente. En cuanto a las fracturas, rellenas por subidas de lavas recientes, constituyen diques alargados, en su mayoría en relieve.

- Por fin, una última diferencia surge entre las partes inferiores y superiores de estas vertientes, cuyas topografía y pendientes presentan variaciones similares a las de las otras islas altas, más antiguas. Además, igualmente que en las islas anteriores, los transectos climato-altitudinales se acompañan de variaciones de las formaciones superficiales y de la importancia relativa de algunas formas típicas.

Los segmentos inferiores (unidad 296)

Se asemejan a la unidad 282 de las islas centro-orientales. En la mayoría de estas vertientes, localizadas en zonas de clima árido a seco, las formaciones superficiales son siempre poco abundantes. Los derrames más antiguos soportan una cobertura extensa, pero con escaso espesor, arcillo-gravillosa, café-amarillento a café-rojizo; por otra parte, las coladas menos alteradas llevan enchapados de alteraciones areno-arcillo-gravillosas, de espesor centimétrico, localizados en las fisuras entre los bloques, o concentrados en las zonas deprimidas.

Más importantes parecen ser los depósitos superficiales terrígenos y coluviales areno-gravillosos provenientes de las partes superiores. Transportados por vía hídrica, fueron depositados en ollas y depresiones localizadas en el fondo de las cañadas o canales de escurrimiento. Los más importantes pueden alcanzar un espesor de 2 a 3 m.

En este caso también se trata de formas sin escurrimiento permanente cuya elaboración mayor ha sido probablemente heredada de un período más húmedo. Su funcionamiento actual está limitado a esporádicos escurrimientos de estación lluviosa.

Los segmentos superiores (unidades 298, 300)

Equivalente de la unidad 285 de las islas centro-orientales, la unidad 290 se diferencia de los segmentos inferiores por:

- Sus formaciones superficiales son más evolucionadas, debido a la acción de condiciones climáticas más favorables. Bajo climas que se escalonan del seco al húmedo, las superficies de las lavas, con igual edad, son más alteradas. Los bloques aflorantes son todos meteorizados, su superficie quebradiza se descompone en escamas y luego en clastos, superficialmente atacados por una meteorización café-amarillenta a café-rojiza.

Las alteraciones recubren uniformemente las coladas más antiguas con 10 a 30 cm de alteritas café-amarillentas, arcillo-arenosas a arcillo-limosas con numerosas piedras y bloques, y vienen a conformar el elemento dominante de las superficies.

Además, en conformidad con la zonificación climática, están más extendidas, más evolucionadas y más potentes en las vertientes más húmedas del sur y sureste.

- Las formas parásitas son mucho más numerosas. En las inmediaciones de la cima y de la caldera, la densidad de la red de fisuras radiales aumenta y con ella las formas asociadas: diques de relleno de las fisuras que surcan las superficies, conos de escorias y de lavas salpicadas, alineados en filas muy rectilíneas.

Sin embargo se trata de una unidad poco extendida, ya que las vertientes superiores, cercanas a la caldera, están preferentemente recubiertas por piroclastitas o lavas recientes, relacionadas con los últimos episodios eruptivos

La unidad 300 constituye una excepción. Presente únicamente en el volcán Alcedo, corresponde a afloramientos de lavas antiguas, con características idénticas a las de la unidad anterior pero localizados en la parte superior, suave, de las vertientes externas típicas de este volcán (ver tambien la unidad 301).

Las vertientes cubiertas con proyecciones piroclásticas (unidades 297, 299, 301)

Constituyen uno de los paisajes originales de los volcanes occidentales, donde ocupan superficies considerables. Los más extensos se ubican en las vertientes del Alcedo y del Sierra Negra, pero todos los volcanes, hasta los más recientes como el Fernandina o el Cerro Azul poseen una corona, aunque discontinua, de piroclastitas.

Los espesores varían mucho de un volcán a otro y también en un mismo edificio volcánico. Por lo general, son de algunos decímetros cerca de sus límites inferiores, aunque alcanzan comunmente uno a dos metros en la parte superior.

Se trata de típicos productos de proyección, no cementados y sin clasificación granulométrica, compuestos principalmente por lapillis y piedra pómez centimétricos, vitrificados, blancuzcos, amarillentos o grisáceos, en una matriz de arenas finas a gruesas. Contienen también escórias y bloques de lava decimétricos cuya frecuencia aumenta al acercarse a la caldera.

En el caso del Sierra Negra y del Alcedo, los espesores son mucho más importantes: 6 m al pie de las vertientes fuertes al este del Alcedo, 3 a 3,5 m en la parte inferior de las vertientes y por lo menos 1 m recubriendo el acantilado marino oriental. Además, aquí, los afloramientos corresponden típicamente a una colocación de estilo explosivo (nube ardiente o flujo piroclástico) con una gran cantidad de piedras pómez fibrosas de tamaño decimétrico contenidas en una matriz de lapillis centimétricos. El yacimiento muestra cierta coherencia heredada del depósito de una formación caliente enfriada in situ, y su color café-amarillento de superficie se vuelve un tanto blancuzco en profundidad.

En la medida en que formaciones de esta extensión sólo se encuentran en los dos volcanes con evolución más avanzada, resulta lógico deducir que se trata de los productos de manifestaciones explosivas que acompañan el hundimiento de la caldera cimera. Son depósitos que contrastan mucho con los productos habituales de este volcanismo: apilamiento de coladas de lava maciza con intercalaciones escoriáceas menores.

El conjunto de estas vertientes está salpicado con las mismas formas parásitas secundarias anotadas en las vertientes de lava: filas de conos alineados en las fracturas radiales, diques de lavas, erupciones fisurales recientes, etc. pero menos marcadas debido a su fosilización parcial debajo del manto piroclástico.

- La unidad 299 ocupa una gran parte de estas vertientes superiores. Corresponde en su mayoría a proyecciones caídas por via aérea. En estos depósitos, blandos y por lo tanto mucho menos resistentes que las lavas macizas, las alteraciones están más avanzadas y más profundas. Arenosas a areno-limosas con gravas y gravillas en una gran parte de las pendientes, se vuelven más evolucionadas en las partes altas, húmedas. Generan así suelos ligeros, limosos, café-amarillentos, bastante profundos, que se pueden observar en las vertientes sur de los volcanes Alcedo y sobre todo del Sierra Negra.

Una de sus características es la presencia de un importante modelado hídrico de superficie, marcado por numerosas huellas de escurrimiento difuso: canales anastomosados, zanjas y torrenteras, esparcimiento de material en la superficie de las coladas y acumulaciones terrígenas localizadas detrás de los obstáculos o en los sectores deprimidos.

Pero existen también huellas mucho más imponentes bajo la forma de verdaderos barrancos, los cañones o "encañadas" como les llaman los habitantes. Son entalladuras con laderas empinadas, de 2 a 6 m de profundidad, en donde sólo circulan escurrimientos esporádicos de invierno. El substrato piroclástico está totalmente erosionado, y el lecho rocoso establecido sobre las lavas pulidas del substrato ha sido también a veces excavado. Algunas contrapendientes han dado lugar al establecimiento de pequeñas depresiones rellenas con depósitos coluvio-aluviales. Considerando la escasez del escurrimiento actual, es probable que una gran parte de este modelado sea igualmente heredado y que la dinámica actual se resuma a retoques de detalles por un escurrimiento intermitente de la estación lluviosa.

- La unidad 301 está localizada en la continuación altitudinal de la anterior. Sólo se encuentra en los volcanes más evolucionados: en el Sierra Negra, donde corresponde a la parte cimera de la zona agrícola, y en el Alcedo. Todas sus características son idénticas a las de la unidad anterior con excepción de su topografía. En efecto, en estos dos volcanes, las faldas superiores se dividen netamente en dos partes: la primera, con fuerte pendiente, semejante a la de todos los demás volcanes, está coronada por una segunda parte con un perfil convexo y con pendientes suavizadas

hasta el pie del abrupto que rodea la caldera.

Este debilitamiento de las pendientes de la parte cimera solo puede explicarse por el hundimiento de la parte superior, que, luego de haber elaborado la caldera, gana las vertientes superiores. Sólo afecta el Alcedo y el Sierra Negra, volcanes más antiguos de Isabela y con una evolución más avanzada, presentando un estado de evolución intermedio con el de las islas escudo más evolucionadas, como la de Santiago por ejemplo. Esta prefigura la destrucción y la desaparición de las formas actuales de todas las cimas de los otros grandes volcanes de Isabela y Fernandina.

- La unidad 297 está muy poco extendida y corresponde a los segmentos inferiores. Se localiza exclusivamente al oeste de Fernandina, pero sobre todo en las pendientes del Alcedo y del Sierra Negra. Sus características son cercanas a las de la unidad 284, descrita en la isla Floreana.

Debido a su posición, en la parte inferior de las vertientes, se comprobó que se trata más de una remodelación por vía coluvio-aluvial de las piroclastitas cimeras que de caídas in situ de proyecciones aéreas.

Esta interpretación se verifica particularmente en el caso del Fernandina, donde las erupciones recientes (en especial desde 1968) han proyectado grandes cantidades de lapillis, cenizas y bloques sobre los relieves cimeros. Las piroclastitas que recubren las lavas de las vertientes inferiores, resultan de la removilización de estos materiales originales, de su transporte en las vertientes fuertes y luego de su depósito en la parte inferior.

Estas sedimentaciones se realizan esencialmente bajo la forma de esparcimiento, sea de verdaderos pequeños conos de deyección en las desembocaduras de las principales encañadas de escurrimiento, sea de rellenos de tipo lacustre ubicados en microdepresiones topográficas. Los depósitos, finamente estratificados en capas de 1 a 2 cm de espesor, están compuestos por una alternancia de arenas finas a gruesas y de gravillas con un tamaño máximo de 2 cm. Su espesor excede raramente un metro.

Las huellas de removilización hídrica superficial, por escurrimiento difuso y concentrado, están generalizadas, por ejemplo en la bajada hacia Alemania al pie del Sierra Negra; pero el fenómeno más espectacular atañe a la existencia de verdaderos barrancos, excavados hasta entrar en contacto con la lava subyacente. Al este del Alcedo éstos exponen sus laderas abruptas, con una profundidad de aproximadamente 6 m, un ancho equivalente y un lecho rocoso pulido en donde sólo se producen escurrimientos esporádicos de estación lluviosa. Una parte importante de la herencia, en su modelado, parece evidente.

En estas vertientes inferiores sometidas a climas secos y áridos, las formaciones superficiales no suelen ser muy desarrolladas pese a la relativa alterabilidad del soporte. Son de color café-amarillento dominante y de textura arenosa a areno-limosa con numerosas gravillas.

3.3.2. Los relieves cimeros

Localizados a alturas diferentes, con dimensiones y desniveles muy diversos, las inmensas calderas de Fernandina e Isabela constituyen el espectáculo más impresionante de las islas Galápagos.

Las superficies cimeras de reborde

Relativamente poco extendidas, no dejan de constituir, sin embargo, uno de los elementos característicos de los paisajes cimeros. Luego de haber trepado, generalmente con dificultades, las vertientes superiores rectilíneas con fuerte pendiente, por senderos inestables establecidos sobre esparcimientos gravillosos (Fernandina) o derramamientos de lava reciente (Wolf), se puede constatar una disminución gradual de la pendiente. La topografía se modifica y aparece entonces un modelado suavizado, que se debilita al acercarse a la cima y se transforma en una superficie ligeramente convexa y hasta casi plana, guardando solamente una inclinación de 1 a 2 grados hacia el exterior. Luego se termina bruscamente sobre los abruptos muy pronunciados de gigantescos hundimientos subcirculares: las calderas.

Estas superficies, que constituyen las cimas de la cúpula de los diferentes volcanes, tienen extensiones, formas y evoluciones diversas.

- La extensión es siempre muy reducida en superficie, limitándose a una delgada franja de 500 m (Cerro Azul) a 2 km (oeste del Alcedo) de ancho como máximo.

- La forma es variable. Su diseño en plano es siempre circular alrededor de la caldera, varía desde una corona contínua como en el Darwin, a una media luna relativamente completa (Fernandina) y hasta a rellanos aislados como en el contorno este y sureste del Wolf. También hay que anotar su casi ausencia alrededor del Sierra Negra.

- La evolución de estas superficies de reborde de los cráteres es tambien muy significativa. La formación de las calderas por hundimiento de la parte cimera, según la red de fisuras y fracturas circunferenciales, asi como su ensanchamiento progresivo provocan un estrechamiento progresivo de estas altiplanicies. Resulta efectivamente

interesante anotar, que es en los volcanes más recientes: Fernandina y Cerro Azul, que éstas presentan el diseño más continuo. A término, la evolución de la caldera les lleva a desaparecer, como es el caso de las faldas del Sierra Negra.

Su superficie presenta un modelado directamente influenciado por las marcas de estos hundimientos. Las fisuras y fracturas de la red circunferencial están omnipresentes, provocando desniveles topográficos de orden métrico, fallas abiertas en grietas en las cuales están localizadas las últimas marcas de la actividad volcánica: conos de lavas y de escorias, emisiones fisurales, proyecciones de piroclastitas, etc.

Hemos distinguido dos categorías, dependiendo de su material constitutivo.

Las superficies planas a ligeramente onduladas sobre piroclastitas (unidad 302)

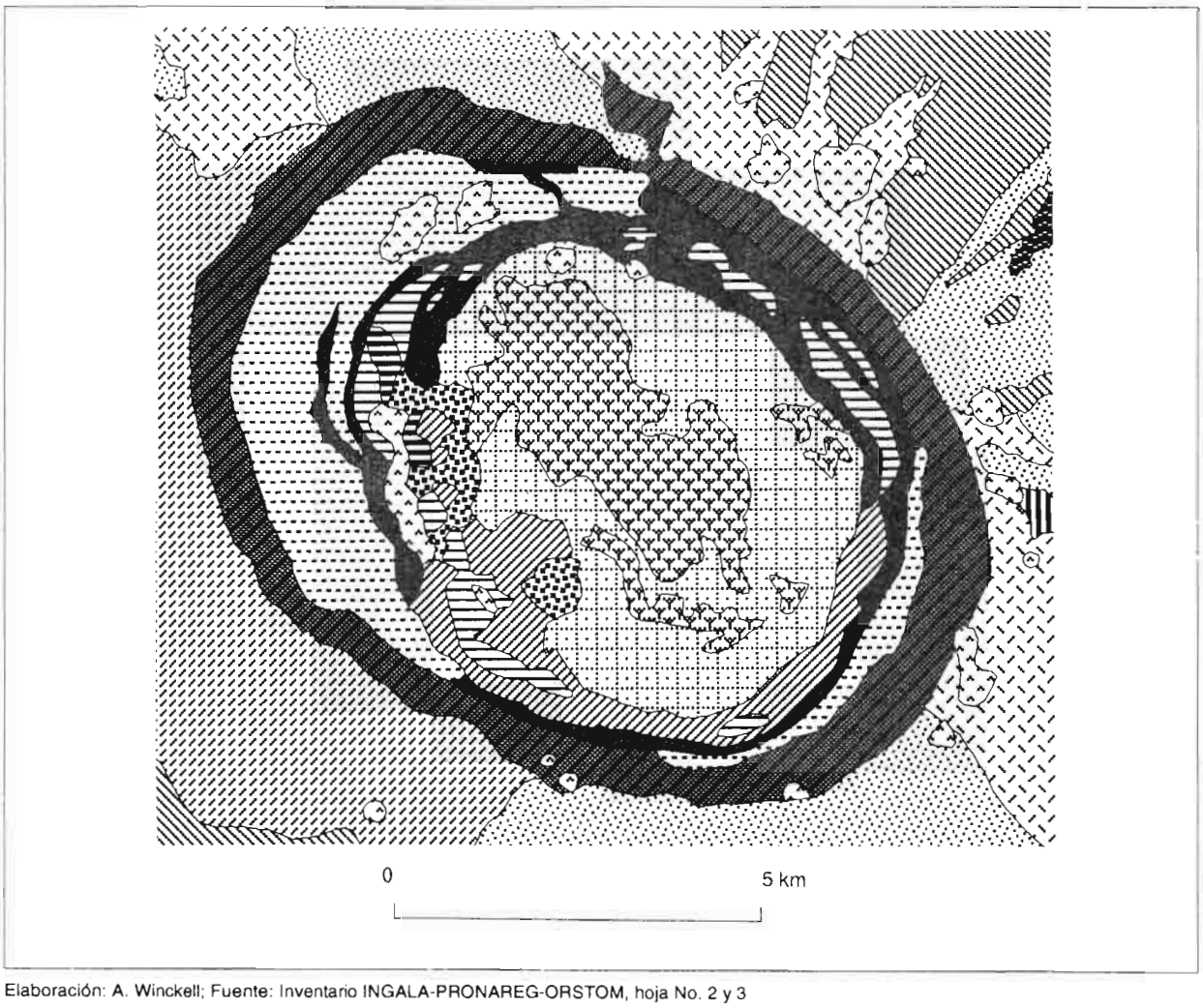
Son las más numerosas, presentes en todas las cimas con excepción del Sierra Negra. La lava subyacente casi nunca aflora, cubierta por las piroclástitas contemporaneas de la evolución de las calderas.

Están principalmente compuestas por las mismas proyecciones que cubren las vertientes: arenas gruesas, lapillis centimétricos de color blancuzco a beige-amarillento y piedras pómez, finamente estratificadas, asociadas con escorias y fragmentos de lavas vitrificadas, negruzcas a rojizas. El espesor, variable, siempre sobrepasa el metro y hasta alcanza 2 m en las vertientes sur del Alcedo.

Las proyecciones, normalmente poco cementadas, incorporan localmente bloques más gruesos proyectados durante algunas fases explosivas mayores. Es el caso del Fernandina y sobre todo del Cerro Azúl, en donde pedazos de lavas de tamaño decimétrico a multidecimétricos están incluidos en la sedimentación y esparcidos en la superficie cimera. Las alteraciones superficiales son arenosas a areno-limosas, con un fuerte porcentaje de gravillas.

Estas extensiones están caracterizadas por dos fenómenos de superficie:

Fig. 16. La caldera vieja del Alcedo



Elaboración: A. Winckell; Fuente: Inventario INGALA-PRONAREG-ORSTOM, hoja No. 2 y 3

- Las manifestaciones de las erupciones más recientes, con recubrimientos superficiales de lapillis y cenizas. En el Fernandina, hemos podido observar 1 a 5 cm de proyecciones de lava negra, vacuolar, totalmente vitrificada, que corresponden seguramente a los eventos de 1984.

- Las huellas de una intensa removilización hídrica superficial. Afecta la totalidad de los volcanes, pero está particularmente bien desarrollada en el Fernandina y el Cerro Azul. Sobre las piroclastitas, con cobertura vegetal discontinua, las precipitaciones se acompañan de un escurrimiento difuso en la superficie que provoca una ablación laminar y participa al socavado de los bloques de lava, fenómeno particularmente avanzado en el Cerro Azul. En cuanto la pendiente se acentúa, el escurrimiento se concentra y elabora facilmente incisiones lineares en estas capas no coherentes de proyecciones. De 2 a 5 metros de ancho, sobre 1 a 2 metros de profundidad, alcanzan muchas veces el substrato rocoso y constituyen canales de evacuación de las aguas, principalmente orientados hacia el exterior.

También existen notables formas de acumulación, con rellenos de pequeñas depresiones en ambiente de tipo "lacustre", por acumulaciones provocadas aguas arriba de obstáculos creados por hundimientos superficiales locales o detrás de derrames lávicos recientes. Los sedimentos ahora entallados de la cima del Fernandina, en donde alternan depósitos estratificados y rellenos torrenciales heterométricos sobre un espesor de 3,5 metros, demuestran el vigor del escurrimiento y la eficiencia de tales procesos morfodinamicos en estas proyecciones.

Los campos de conos y bocas de emisiones coalescentes (unidad 303)

Todos los volcanes poseen campos de conos a proximidad de su cima. Pero sólo el del Sierra Negra alcanza

Relieves exteriores de la caldera

- Flancos externos sobre derrames antiguos
- Flancos externos, con cobertura piroclástica, no a poco disectados
- Idem, con huellas de escurrimiento hidrico
- Idem, con erosion avanzada: quebradas, acumulaciones, rocas del substrato
- Abrupto externo, disectado por densos barrancos paralelos
- "Planicie" y rebordes cimeros, con cobertura piroclástica
- Alineaciones de conos de lavas y escorias sobre fisuras
- Derrames lávicos recientes se segunda generación
- Ultimos derrames lávicos

Flancos internos de la caldera

- Abruptos y cornizas sobre materiales antiguos
- Conos y vertientes de escombros con materiales antiguos
- Conos y vertientes, cubiertos por derrames recientes
- Rellanos escalonados suspendidos con cobertura piroclástica
- Rellanos escalonados suspendidos, cubiertos por derrames recientes

Fondo de la caldera

- Piso de la caldera con lavas antiguas
- Piso de la caldera con derrames recientes

un tamaño suficiente para permitir su cartografía. Ocupa todo el borde norte y noroeste de la caldera, con una dirección OSO-ENE, en el sitio de una gran fractura regional.

Está compuesto por una multitud de pequeños conos de tamaño hectométrico aislados, apegados, alineados, sobrepuestos o encajados. La mayoría, con un perfil aplastado y con cráteres poco profundos, están constituidos por lavas proyectadas in situ a la salida de una boca de erupción: son conos de salpicaduras de lavas o "spatter cone". Pero colindan con conos de escorias, clásicos, más empinados, a veces abiertos en herradura.

Constituyen el lugar privilegiado para la mayoría de las erupciones recientes del Sierra Negra y sus faldas están parcialmente cubiertas con coladas recientes Aa y Pahoehoe enredadas. También son la sede de numerosas emisiones actuales de fumarolas, como en la zona del Volcán Chico, al noreste.

Las inmensas calderas cimeras

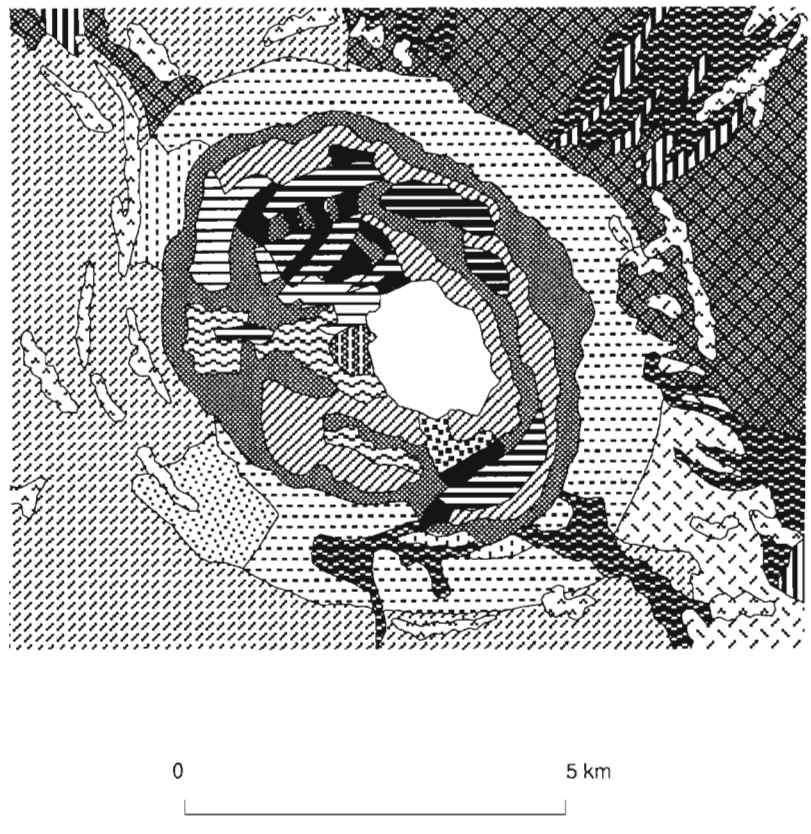
Gigantescos cráteres de hundimiento en la cima de los volcanes, estas calderas que llevan por todas partes las huellas de su origen por subsidencia, se caracterizan ante todo por dimensiones muy grandes. La más ancha, en el Sierra Negra mide 9,7 km sobre 6,5 km; la más profunda, en el Fernandina, alcanzaba 1.070 m de desnivel durante los trabajos de campo antes de la erupción de 1988 (Cuadro 5, Fig. 16 y 17)). Estas calderas están compuestas por dos paisajes muy distintos.

Los abruptos del contorno

Los abruptos de las calderas más recientes (unidad 304)

En los volcanes más recientes, en donde la caldera está todavía en formación (Fernandina, Wolf, Darwin, Cerro Azul), esta unidad comprende exclusivamente las vertientes internas, orientadas hacia el centro de la caldera;

Fig. 17. La caldera reciente del Fernandina (antes de 1988)



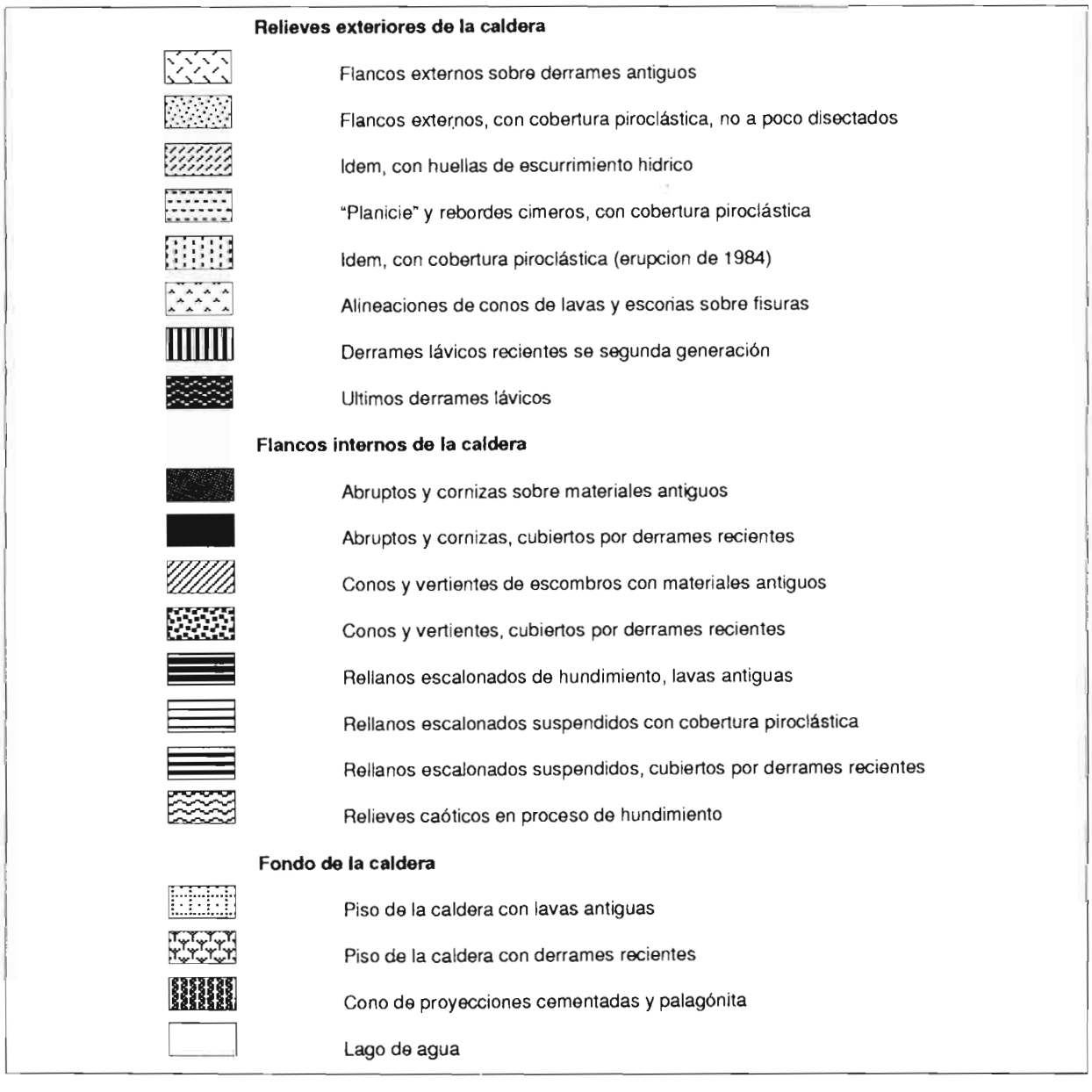
Elaboración: A. Winckell; Fuente: Inventario INGALA-PRONAREG-ORSTOM, hoja No. 2

las que están constituidas por tres tipos de formas:

- Abruptos o acantilados rocosos, inaccesibles, en donde afloran los constituyentes del basamento: un apilamiento de coladas de lava maciza, negruzca, con varios metros de espesor, separadas por afloramientos más delgados, escoriáceos y que corresponden más a brechas (¿de progresión?) que a proyecciones escoriáceas. Su perfil es subrectilíneo con resaltos de detalles correspondientes a los espesores respectivos de las coladas sobrepuestas, lo que les confiere una forma general cónica.

- Rellanos o niveles escalonados. Dispuestos alrededor de la caldera, con una típica forma en media luna, son los testigos de los sucesivos estados del hundimiento. Pueden ser relativamente extensos y constituir así una corona casí continua como en el Alcedo, una semicorona coma la del Darwin o del Cerro Azul o estrechas gradas muy localizadas en el Wolf o el Fernandina.

Provienen de la antigua superficie cimera, fragmentada según las fracturas circunferenciales, por los hundimientos sucesivos. Los deslizamientos por gravedad se realizan en forma escalonada por paquetes de algunos decenos a centenos de metros de ancho, separados los unos de los otros, por fracturas curvas al origen de su típico diseño en media luna. Las vertientes del Fernandina forman el más bello ejemplo demostrativo de este tipo, con un mínimo de 5 niveles en su borde noroeste. Sin embargo, en la caldera más evolucionada del Darwin, sólo existe un gran rellano continuo en la vertiente meridional.



Los niveles, heredados de la superficie cimera, presentan inclinaciones variables según el grado del deslizamiento. Horizontales en la mayoría de los casos, pueden inclinarse longitudinalmente en caso de deslizamiento diferencial o transversalmente en caso de deslizamiento por rotación. Llevan las huellas de esta tectónica y muchos están cortados por fracturas curvas, abiertas o con desniveles de orden métrico. Están separados entre si por abruptos rocosos, estrictamente similares a los de los flancos internos de las calderas.

Su superficie, poco empinada en comparación con otros relieves de la caldera, ha registrado los principales eventos volcánicos recientes. Si bien la mayoría de las superficies han guardado su cobertura piroclástica original, otras están cubiertas por los derrames recientes que han bajado en cascada desde las cimas o que fueron emitidos a lo largo de las principales fisuras circunferenciales de la superficie cimera o de las que delimitan o atraviesan los rellanos internos, en el Wolf por ejemplo, antes de llegar al fondo de las calderas. Otras, por fin, están cubiertas por las piroclastitas subactuales como al noroeste del Fernandina.

- Vertientes rectilíneas conformadas por conos coalescentes de gravedad y de escombros, alimentados por los desprendimientos y derrumbamientos de las cornizas superiores. Estos tapizan la mayoría de las bases de los abruptos y de los acantilados rocosos; están generalmente compuestos por material muy grueso, incluyendo bloques métricos.

Estos tres conjuntos, con un equilibrio particularmente inestable, están en constante evolución, con movimientos de gravedad casi continuos, especialmente en las calderas del Fernandina y del Cerro Azul.

Los rebordes de las calderas del Alcedo y del Sierra Negra (unidad 305)

Estos dos volcanes más evolucionados, también se distinguen por los originales rebordes de sus calderas. Mientras que las otras calderas son verdaderos hundimientos dibujados en la bóveda somital, el acceso a las calderas del Alcedo y del Sierra Negra se realiza por una vertiente externa, corta pero con una pendiente muy empinada.

En el Alcedo, por ejemplo, la rampa de acceso terminal, comienza hacia los 900 m con pendientes de 20 a 22° y alcanza valores de 28 a 30° en los últimos cincuenta metros de desnivel, hasta la superficie cimera que culmina a 1.065 m. En el Sierra Negra, las pendientes son menos fuertes, pero desde El Cura en el límite superior de la zona agrícola por los 800 m hasta la cima de la caldera a 980 m, las vertientes tienen pendientes de 10 a 12° y luego de 15 a 20°.

Todo sucede como si los hundimientos afectarían la totalidad de la estructura superior de estos volcanes y el ensanchamiento de las calderas hubiera alcanzado aquí las vertientes externas fuertes superiores; después de que las superficies cimeras hayan sido totalmente derrumbadas por los desprendimientos sucesivos.

Es probable que la transformación de todas las calderas de las Galápagos tienda hacia un esquema de evolución de este tipo, con la extensión de las fuerzas externas de gravedad hacia las vertientes superiores.

Estas vertientes externas empinadas están uniformemente recubiertas por proyecciones piroclásticas, generando alteraciones superficiales arenosas a areno-limosas, pero que se vuelven más limosas en las vertientes sur del Sierra Negra por ejemplo. También son objeto de un intenso abarrancamiento concentrado, bien marcado en el Alcedo, con formación de torrenteras paralelas a la pendiente, de 2 a 5 m de desnivel. El pie del abrupto está jalonado por una serie continua de microconos de deyección coalescentes a partir de los cuales los canales de escurrimiento se concentran en las entalladuras que llegan hasta el mar. Aquí también el escurrimiento es esporádico, de estación lluviosa, y la herencia juega un papel importante.

Los fondos de las calderas

En este medio, la diversidad es la regla. Todos los fondos de caldera están constituidos por pisos muy planos de lava solidificada, primero por enfriamiento in situ de antiguos lagos de lava -el Darwin muestra ejemplos demostrativos de esta situación- localmente recubiertos por derrames provenientes de las cimas, como el Wolf. Según sus aspectos actuales, tres paisajes han sido reconocidos.

Los pisos de lava (unidad 306)

- Las calderas anchas del Alcedo y del Sierra Negra

Se caracterizan por desniveles reducidos de 230 a 400 m con un fondo ancho y plano ocupado por diferentes generaciones antiguas de lava, provenientes en su mayoría del fondo de la caldera, sobre las cuales la colonización por la vegetación está bien avanzada. Algunas fallas y fracturas rompen las lavas solidificadas como en el reborde sur del Alcedo, aunque no alcanza a esconder la monotonía del conjunto. En los rebordes se ubican estructuras heredadas

de la tectónica de hundimiento, con un levantamiento local del piso por escalones sucesivos como al noroeste del Sierra Negra o al oeste del Alcedo. El reborde occidental del Sierra Negra se complica más todavía por la existencia de una estructura de bloques dispuestos en "teclas de piano", inclinados hacia el centro de la caldera y que aislan, al oeste, un estrecho corredor. Estas estructuras son la sede de intensas emanaciones de fumarolas como el Volcán de Azufre en el Sierra Negra, o el Geyser del Alcedo, etc.

- Las calderas con lago de lava reciente

La del Wolf tiene un desnivel que alcanza 790 m pero su piso de lava sólo mide 3,5 por 2,5 km. Está uniformemente ocupada por lavas recientes a subactuales, bajadas de los rebordes y muy poco colonizadas por la vegetación. Dos pequeñas zonas de fumarolas, visibles por emanaciones de azufre, están localizadas en su falda norte.

La caldera del Darwin es intermedia con el grupo de las calderas anchas, a las cuales se parece por su escaso desnivel: 250 m. Sin embargo, su fondo esta ocupado en su totalidad por lavas recientes, muy poco o nada colonizadas por la vegetación. Esta caldera presenta todas las características de un lago de lava solidificada in situ, ya que no se puede ver ninguna fuente en sus rebordes. Sin embargo, diferentes generaciones de lava, con pahoehoe dominante, se cubren localmente y atestiguan manifestaciones localizadas, más tardías.

Las calderas con lagos de agua dulce (unidad 307)

Profundas, con 580 m para el Cerro Azul y 1.070 m para Fernandina (3) respectivamente , las calderas de los volcanes más recientes tienen fondos poco extensos. Además, su piso, constituido por lavas solidificadas, está casí totalmente ocupado por lagos que resultan de la concentración y del almacenamiento de las aguas lluvias. Las fluctuaciones de su nivel, y hasta su propia existencia, dependen tanto de la abundancia de las precipitaciones como de los eventos volcánicos y tectónicos que acompañan la evolución de las calderas; el lago del Fernandina desaparecío nuevamente durante la erupción de 1988. En cada una de estas calderas, sobresale un pequeño cono bien marcado constituido por proyecciones (lapillis y escorias) desigualmente consolidadas por un cemento palagonítico. Se constataron emanaciones de fumarolas que podrían explicar la proliferación de algunas algas (?) amarillentas en la superficie de las aguas del Cerro Azul.

Cabe mencionar aquí la caldera del volcán Ecuador, localizado al extremo oeste del volcán Wolf, al cual está unido por un istmo de perfil transversal convexo, cuya cima está ocupada por varios alineamientos de conos localizados en fracturas ENE- OSO y generadores de numerosos derrames volcánicos recientes. Sin embargo, se trata del sexto volcán de Isabela, responsable de su dibujo original en forma de cabeza de hipocampo. Es la única huella de otro gran volcán escudo, con características similares a los demás volcanes cercanos, del cual sólo la parte superior emerge a 790 m. En efecto, los paisajes que se pueden observar están constituidos por la terminación superior de las vertientes externas fuertes y de la caldera. Esta última, con un importante desnivel ya que su fondo es cercano al nivel del mar; está totalmente desfigurada por hundimientos importantes que han hecho desaparecer bajo las aguas sus dos terceras partes occidentales y meridionales. El fondo de su media caldera esta ocupado por lavas recientes; sus vertientes externas, cubiertas por piroclastitas, han sufrido una importante disección linear en torrenteras, parecidas a las del Alcedo.

Este volcán nunca ha alcanzado una altura tan importante como sus vecinos y su estado de destrucción atestigua un grado avanzado de evolución de su caldera, grado que no se ha observado en ninguna otra parte de las islas occidentales.

UTILIZACIÓN Y EVOLUCIÓN MORFODINÁMICA ACTUAL

Dos tipos de fenómenos participan en la transformación actual de la superficie de estos volcanes:

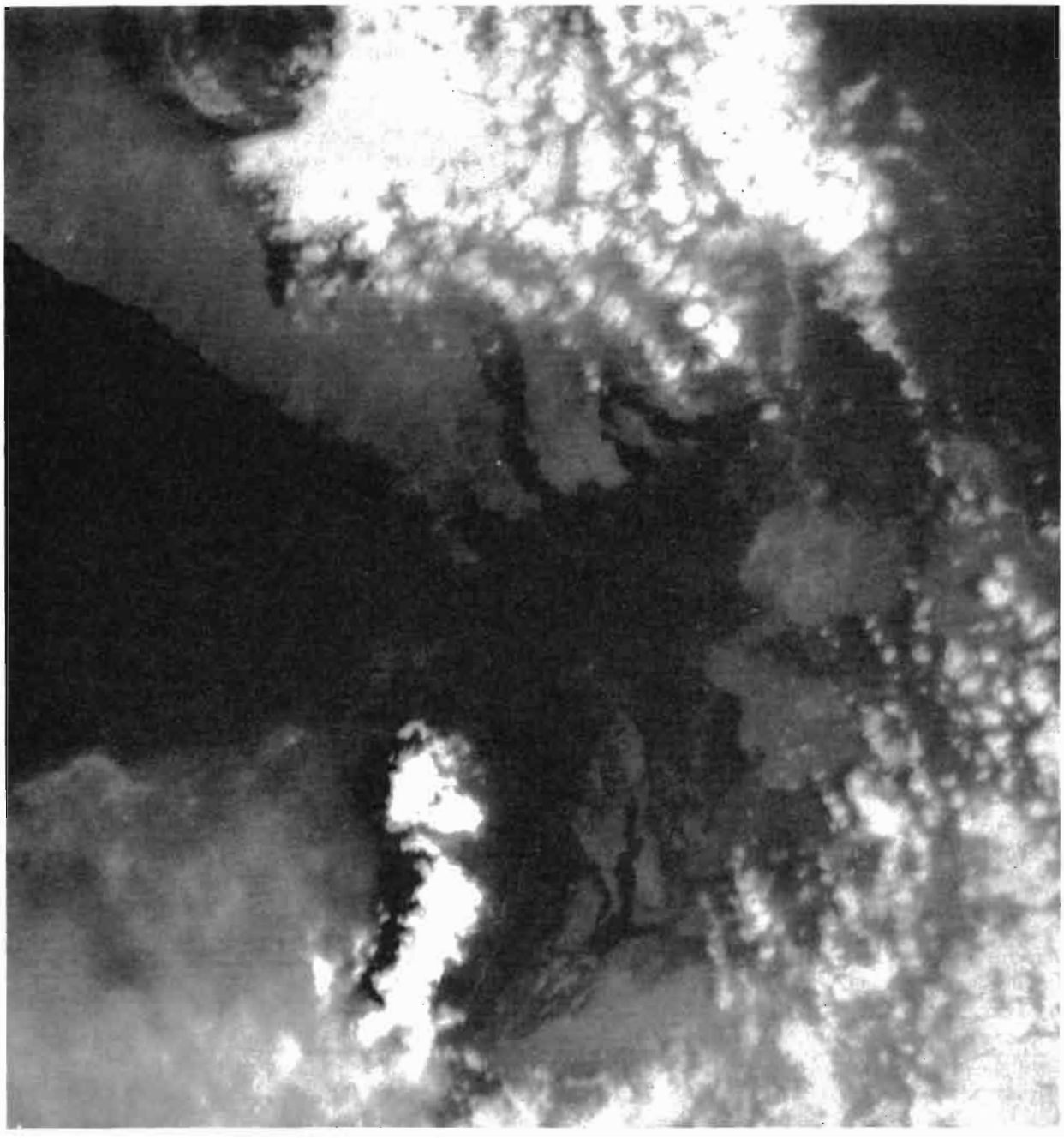
- El escurrimientos difuso y concentrado

Este se manifiesta en cada estación lluviosa y provoca escurrimientos superficiales. Estos efectos están particularmente marcados en las vertientes cubiertas por piroclastitas.

Las cimas (unidades 301 y 302) llevan las huellas de un importante escurrimiento difuso: ablación superficial y acumulaciones terrigenas en las hondonadas y depresiones. En cuanto aumenta la pendiente, le sigue un escurrimiento concentrado y ya hemos anotado las incisiones lineares en torrenteras y barrancos características de las

(3) La descripción de la caldera del Fernandina y su representación cartográfica corresponden a su aspecto constatado durante trabajos de campo, antes de la erupción de 1988.

Fig. 18. Una colada de lava del Volcán Chico (Sierra Negra)



Elaboración: A. Aing, LIA-Télédétection, ORSTOM, Bondy; Fuente: Canal 7 de la imagen Landsat MSS 019/060 de 19/11/79

unidades 299 y 305. Las más importantes llegan hasta el océano, como al este del volcán Alcedo, pero la mayoría se termina en cuanto se rompe la pendiente al entrar en las vertientes suaves inferiores. Allí, las cargas transportadas son depositadas en hondonadas y forman microconos de deyección o esparcimientos de tipo fluvio-lacustre.

Estas acciones son evidentemente más marcadas en las vertientes más húmedas, expuestas al sur y al sureste, como se evidencia claramente en Alcedo y en Sierra Negra. Hemos visto que las acciones actuales se limitan a escurrimientos esporádicos en la estación lluviosa que soló efectuan remodelaciones de detalle. Las formas

actualmente observables han sido modeladas anteriormente, en un período más lluvioso y, por lo tanto, son parcialmente heredadas.

En la vertiente sureste del Sierra Negra, en donde está implantada la zona agrícola, no hemos observado una acentuación de estos fenómenos, los efectos del escurrimiento se limitan a ablaciones laminares muy localizadas y a la excavación de algunas torrenteras de evacuación. Ocurre lo mismo en el sector de Alemania al suroeste, antigua zona agrícola hoy en día abandonada.

En las vertientes de lavas, estos fenómenos están muy poco desarrollados y se limitan a limpiezas superficiales y a depositos terrígenos contigüos.

- La actividad volcánica

Isabela y Fernandina son conocidas por su sostenida actividad volcánica. Tanto es así, que dos fenómenos recientes fueron observados desde el espacio: una columna de humo en la caldera del Fernandina fue registrada por los cosmonautas del Skylab durante el vuelo SL4 del 11 de diciembre de 1973 a las 15h16 GMT (referencia SL4-195-7299) y el 19 de noviembre de 1979, el satélite Landsat 3 registró una erupción del Volcán Chico, en donde se reconoce claramente la columna de humo y una colada de lava que baja hacia Bahía Elizabeth (Fig. 18).

Las emisiones de coladas recientes a subactuales están localizadas en puntos muy precisos: las calderas del Fernandina, del Wolf y del Cerro Azul, las faldas sureste del Fernandina y este del Cerro Azul, pero sobre todo la zona del Volcán Chico, al noreste de la caldera del Sierra Negra en donde los derrames llegan casí hasta el océano al norte. Todos estos eventos recientes son de origen fisural.

La actividad fumarólica está presente en el interior o en las faldas de cada caldera. Sin embargo, las huellas son poco visibles en el Cerro Azul y el Fernandina, donde las principales emanaciones están probablemente localizadas en los lagos. Las dos fumarolas más importantes son el Geyser, en el reborde sur de la caldera del Alcedo y el Volcán Azufre en el reborde oeste de la caldera del Sierra Negra.

El primero es una chimenea de 50 x 50 cm que proyecta, con un ritmo muy rápido, gases calientes a alta presión, al interior de una depresión de 400 m^2, llena de aguas de precipitación en estación lluviosa, lo que explica su apelativo.

El segundo está constituido por varias emanaciones de vapores fuertemente azufrados que suben por las fracturas al origen de los bloques, en "teclas de piano", de la parte occidental del fondo de la caldera. Estas emanaciones dejan en la superficie de los abruptos, revestimientos y depósitos de azufre no despreciables.

Por fin, no hay que olvidar la erupción de 1968 del Fernandina, relacionada con la evolución reciente de su caldera, la única en el mundo en haber sido registrada por el hombre, así como los eventos del 14 de septiembre de 1988.

4. LAS FORMAS COMUNES AL CONJUNTO DEL ARCHIPIÉLAGO

Hemos reagrupado aquí formas presentes en la mayoría de las islas y cuya subdivisión sólo hubiera acarreado una multiplicación de unidades. Estas son de dos tipos.

4.1. LAS CONSTRUCCIONES VOLCÁNICAS MENORES (UNIDAD 308)

No se citan en este apartado los conos parásitos de escorias y de lavas esparcidos en las faldas de los volcanes, cuya existencia ya ha sido anotada durante el estudio de éstas. Se trata, en este caso de construcciones más extensas, cuyas dimensiones permitieron su representación cartográfica, aunque solo hemos hecho figurar las más importantes: las que rodean Caleta Tagus al oeste del Darwin, los dos edificios encajados de Bahía Davis al este del Sierra Negra, las islas Tortuga y Crossman al sureste de Isabela, los edificios principales de Santiago, San Cristóbal. Se debe recalcar que edificios más pequeños están repartidos en el conjunto de las islas del archipiélago y constituyen por ejemplo el promontorio de Kicker Rock al noroeste de San Cristóbal o los dos islotes de Daphne.

Sus puntos comunes son numerosos:

- Son hermosos conos muy marcados, con vertientes rectilíneas que se elevan más de cien metros y cuya base puede alcanzar o sobrepasar el kilómetro de ancho.
- Su modelado de superficie presenta formas derivadas de un escurrimiento muy activo, con una disección acentuada por zanjas, torrenteras y barrancos. Paralelos a la pendiente, éstos terminan en la base, al contacto con los modelados cercanos, por una serie de microconos de deyección coalescentes.
- Todos están constituidos por una sucesión de capas centimétricas a multidecimétricas finamente estratificadas y no clasificadas, que poseen cierta coherencia; es decir con el aspecto de areniscas finas a gruesas, hasta ligeramente conglomeráticas. El material está compuesto por cenizas y lapillis dominantes, con la granulometría de las arenas y gravillas, asociados en ciertos niveles a escorias de lavas vacuolares centimétricas. Se trata típicamente de tobas, localmente con faciés de brechas, consolidadas por un cemento palagonítico (vidrio volcánico hidratado) de color gris-amarillento a gris-blancuzco. Sin embargo la consolidación no es muy fuerte y estas formaciones son friables y fácilmente atacadas por la erosión debida a los fenómenos de escurrimiento.

Como la hidratación de los vidrios se produce únicamente durante erupciones en presencia de agua, parcialmente submarinas o al contacto con extensiones de agua dulce, resulta extraño constatar que estos volcanes no estén solamente localizados en el contorno de las costas o en las calderas con lago: Cerro Azul y Fernandina. Los más altos deben evidentemente su posición actual, a un alzamiento posterior a su formación.

- Todos tienen un cráter bien definido, central o abierto en herradura, plano y lleno de material coluvial arrastrado de las vertientes.

Son en su mayoría edificios antiguos, en muchos casos encerrados por derrames lavícos recientes, cuyas vertientes fuertemente abarrancadas son una prueba suplementaria de la existencia del período más húmedo, con un escurrimiento importante, ya que tales incisiones no se pudieron realizar bajo las condiciones climáticas áridas actuales.

4.2. LOS CAMPOS DE LAVA RECIENTE A ACTUALES (UNIDADES 309, 310, 311)

Están localizados en casi todas las islas pero su importancia crece evidentemente en las construcciones occidentales más recientes.

Los campos de lava más extensos están ubicados en las vertientes norte de los volcanes Sierra Negra y Cerro Azul así como en las faldas del Fernandina y del Darwin. Sin embargo no debemos olvidar las erupciones, ciertamente más localizadas, que han modificado sensiblemente la fisionomía de algunas islas: el recubrimiento casi total de Marchena, los campos de lava de la vertiente oriental y del extremo norte de Pinta, los contornos sur y este de Santiago y por fin las erupciones más localizadas de Floreana y de la parte oriental de San Cristóbal.

Hemos calificados de derramamientos recientes, subactuales a actuales aquellos en donde la cobertura vegetal es nula a insignificante para los más antiguos.

Sin embargo, es posible realizar distinciones de orden cronológico al interior de estos apilamientos contínuos.

- Las lavas más antiguas se caracterizan por una superficie ligeramente meteorizada, de color café-amarillento, café-rojizo a café-negruzco. La superficie se disgrega en escamas o gravillas, es quebradiza bajo los pasos y cubierta en las depresiones por los productos areno-gravillosos de la meteorización. En éstas, se puede notar

una naciente colonización por la vegetación (cáctus, musgos y liquenes). Un principio de alteración de color de herrumbre está muchas veces presente en las fisuras.

- Las lavas de segunda generación no están colonizadas y su superficie presenta solamente una pátina café-negruzca a negro mate. Su meteorización puede ser considerada como nula.
- Las más recientes han guardado sus características de origen. Son negruzcas y muchos derrames de tipo Pahoehoe todavía tienen su aspecto vitrificado brillante de superficie.

Los afloramientos del último tipo son evidentemente más abundantes en las islas occidentales.

La morfológia de la superficie constituye un segundo carácter interesante. El dinamismo típico de estos volcanes, cerca del estilo hawaiano, en cuanto al desarrollo de las erupciones y a los productos que provienen de ellas, generan dos tipos de coladas:

a. Las pahoehoe son coladas homogéneas y uniformes en donde la superfice se caracteriza por un entrelazamiento de notables dibujos. Estos resultan de la solidificacón de una lava basáltica muy fluida y seguramente sin gas o pobre en gas. Una fina capa superficial se enfría más rápidamente que el interior de la colada que sigue escurriéndose por gravedad. La película superficial, acarreada por los movimientos del interior se arruga, se pliega y adopta figuras que conserva al solidificarse. Así, se pueden observar superficies plisadas semejantes a la piel de elefante, lavas cordadas o anudadas, lavas en tripas o hasta discos coalescentes o sobrepuestos. Bahía Sullivan al este de Santiago y también el piso de la caldera de Marchena o del Darwin constituyen magníficos ejemplos de este tipo de fenómenos.

b. Las coladas Aa se componen de caos de bloques, a menudo escoriáceos en superficie, cuyas dimensiones pueden variar del decímetro (caso más corriente) a varios metros cúbicos, como entre el Sierra Negra y el Cerro Azul, o al norte de Tagus Cove. Los más pequeños son inestables y vuelven la marcha peligrosa, en los más gruesos la progresión es extremadamente lenta y difícil. El origen de semejante superficie parece diverso:

- Una solidificación más rápida de la costra superficial de la colada, rota posteriormente durante la progresión y entonces transportada en la superficie bajo la forma de bloques.
- La incorporación en la superficie de una colada fluida, de proyecciones de lavas escoriáceas que son luego transportadas en forma idéntica a las anteriores.
- La fracturación de la superficie lisa de una colada de tipo pahoehoe, en proceso de enfriamiento. Este fenómeno puede provenir de una acentuación de la pendiente, por ejemplo, o también, en la parte baja de las coladas, del estallido de una superficie consolidada debido a la presión interna ejercida por la lava en fusión situada aguas arriba, o eventualmente, del empuje de una segunda colada consecutiva, actuando ésta como un bulldozer sobre la primera.
- La solidificación de una lava rica en gases, efectuándose en perdida por explosiones que rompen la costra superficial, aunque este fenómeno no puede explicar la formación de los caos de bloques multimétricos.

Su resistencia a la meteorización es muy diferenciada. Las pahoehoe, macizos guardan mucho tiempo sus características de origen, mientras que los Aa, escoriáceos y vacuolares, sufren una progresión rápida de la meteorización superficial y profunda.

Hemos anotado la existencia de una cierta correlación entre las diferentes generaciones de lava y sus formas de superficie. Mientras más antiguas son las coladas que constituyen las vertientes de los volcanes y que hoy en día están cubiertas por la vegetación aparecen con una dominante pahoehoe, bien visible debajo de la cobertura vegetal, una neta evolución marca las emisiones más recientes:

- las primeras tienen todavía una dominante de pahoehoe
- las intermedias integran los dos tipos (Aa y pahoehoe)
- entre las más recientes, son incontestablemente las Aa que dominan.

¿Pero tiene esta observación un significado genético?

Para evidenciar la zonificación morfológica y altitudinal de los volcanes, hemos escogido una cartografía que integra estos derrames a los conjuntos de paisajes.

- La unidad 309 corresponde a las coladas de la parte cimera y de las superficies superiores del volcán Sierra Negra. Localizados en la proximidad de la caldera, por ejemplo en la zona oriental del Volcán Chico, estos paisajes se caracterizan por la importancia de las fisuras circunferenciales, lugares de emisión de la mayoría de los derrames. Las coladas de origen fisural dominan, pero muchas otras han sido emitidas a partir de conos de lavas rebajados. Sus

formas son diversas, desde el montón caótico acumulado y solidificado in situ, hasta la fina franja estrecha de una colada fluida. Algunas de éstas sólo se reconocen por un canal vacío, por efecto de la escorrientia por gravedad, y con orillas cóncavas y lisas.

Entre las formas asociadas, hay que anotar la importancia de conos de lavas, constituidos por fragmentos de lava proyectados y solidificados en el lugar, los "spatter cone", que pueden o no dar origen a un derrame.

Esta unidad esta tambíen representada por los dos derrames muy localizados de la ladera sur del Alcedo.

- La unidad 310 concierne las vertientes externas fuertes de los volcanes. Las coladas originarias de las cimas se reducen, en las fuertes pendientes, a finas franjas con un ancho decamétrico a hectométrico. Los afloramientos tienden a ser de tipo Aa. Las formas menores son particularmente abundantes: coladas muy largas o desbordamientos localizados en los bordes de una fisura, canales cóncavos o túneles subbasálticos vaciados de su lava por efecto del escurrimiento rápido entre paredes parcialmente enfriadas, huellas superficiales paralelas al escurrimiento longitudinal, estrechas coladas sobrepuestas y entrecruzadas que se dividen y se reunen según las irregularidades de la pendiente, numerosos "spatter cone" y emisiones locales de lavas a lo largo de las fisuras radiales.

- La unidad 311 se localiza en las vertientes inferiores y se prolonga hasta el litoral por modelados muy suavizados y hasta planos. Allí, las lavas se han acumulado y el entrelazamiento es extremo. En la desembocadura de las vertientes fuertes, se han originado formas parecidas a verdaderos conos de deyección, particularmente visibles al pie de la vertiente oeste del Darwin, detrás de Tagus Cove. Luego las coladas se expanden con anchuras de varios centenares de metros, separadas las unas de las otras por abruptos laterales y terminales, con un desnivel siempre comprendido entre 2 y 6 hasta 8 metros. Los más hermosos apilamientos pueden ser observados en la vertiente norte del Sierra Negra.

Estas acumulaciones de campos de lava en la parte inferior de los volcanes son responsables de la unión de los volcanes de Isabela como lo demuestra perfectamente el istmo Perry, con una topografía casí plana entre el Alcedo y el Sierra Negra. Al contrario, el Estrecho de Bolívar, con escasa profundidad, entre el Darwin y el Fernandina resulta de una unión todavía no terminada. ¿Llegara a llenarse en el futuro?

Al pie de los majestuosos volcanes de Isabela y Fernandina, estos extensos campos de lava son sometidos, por su posición topográfica y las caracteristicas del medio, a condiciones climáticas áridas a secas. Las superficies de coladas guardan así, por mucho tiempo, sus características de origen, permitiendonos deducir la cronología de las generaciones y observar así diferentes étapas de la construcción de las islas, ofreciendo al observador magnificas figuras y dibujos y constituyen, también, verdaderos testigos de la evolución de un medio natural cuya formación sigue su curso en presencia del hombre.

BIBLIOGRAFÍA

Libro 2 - Capítulo 1

Argollo J., Gouze Ph., Saliege J.F., Servant M., 1987 - Fluctuations des glaciers de Bolivie au Quaternaire récent - in: Géodynamique, vol. 2, n° 2, pp. 103-104, ORSTOM, Paris.

Aubouin J., 1973 - Présentation de la Cordillère des Andes - Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique, série 2, vol. 15, pp. 5-10, Paris.

Auboin J. et al., 1973 - De quelques problèmes géologiques et géomorphologiques de la Cordillère des Andes - Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique, série 2, vol. 15, pp. 207-216, Paris.

Barberi F., Coltelli M., Ferrara G., Innocenti F., Navarro J.M. and Santacroce R., 1988 - Plio-Quaternary volcanism in Ecuador - Geol. Mag., 125 (1), 1-14.

Bonifaz E., 1972 - Microlitos arqueológicos - Quito.

Bonifaz E., 1979 - Cazadores prehistóricos del Ilaló, Varela 120 - 115 p., Quito.

Bruet E., 1947 - La géologie de l'Altiplano sur le territoire de l'Equateur - C. R. som. Soc. Géol. France, n° 11, pp. 226-228.

Bruet E., 1947 - Glaciations pléistocènes et terrasses climatiques en Equateur - Bull. Ass. Géogr. Français, n° 188-189, Nov-Dec, pp. 90-99, Paris.

Bruet E., 1947 - Glaciations pléistocènes sous l'Equateur - C. R. som. Soc. Geol. Fr., n° 7, pp. 131-133, Paris.

Bruet E., 1950 - Le loess de la République de l'Equateur et ses nids fossiles d'insectes - Rev. Franç. Entomologie, vol. 17, n° 4, pp. 280-283.

Bromley R.L., 1972 - The Llanganatis of Ecuador - Explorer's Journal, vol. 50, pp. 141-149, New York.

Cadier E., Cruz R., Winckell A., 1975 - Informe técnico sobre el Aluvión de la Gasca del 25/02/1975 - 3 p., no publicado, INAMHI-INERHI-PRONAREG, Quito.

Casertano L., 1963 - General characteristics of active Andean volcanes and a summary of their activities during recent centuries - Bulletin of the Seismological Society of America, pp. 1415-1453, Stanford.

Castillo M., 1982 - Estudio geotécnico de la Cangahua en los alrededores de Quito - Tesis, Esc. Polit. Nac., Quito.

Clapperton C.M., 1987 - Glacial geomorphology, quaternary glacial sequence and paleoclimatic inferences in the Ecuadorian Andes - First International Conference on Geomorphology Proceeding, Manchester, 1985, in: "International Geomorphology, 1986, part II", edited by V. Gardiner, John Wiley and Sons Ltd, pp. 843-870.

Clapperton C.M., 1983 - The glaciation of the Andes - Quaternary Science Reviews, vol. 2, pp. 83-155.

Clapperton C.M., 1983 - Glacial History of the Ecuadorian Andes - Unpublished

preliminary report, Aberdeen University, Departement of Geography.

Clapperton C.M., 1981 - Quaternary glaciations in the Cordillera Blanca, Peru and the Cordillera Real, Bolivia - en: Memoria del Primer Seminario sobre el Cuaternario de Colombia, Agosto 25 al 29 de 1980, Revista C.I.A.F., 6, 93-111, Bogotá.

Clapperton C.M. & MacEvan C., 1985 - Late Quaternary moraines in the Chimborazo area, Ecuador. Arctic and Alpine Research, n° 17, pp. 135-142.

Clapperton C.M. & MacEvan C., 1985 - Etapas de las morrenas correspondientes al periodo glacial del cuaternario tardio en el valle del río Mocha, Chimborazo-Carihuairazo, Ecuador - Revista del CEPEIGE, n° 15, Julio, pp. 7-19, IPGH, Quito.

Clapperton C.M. & Vera R., 1986 - La secuencia glacial del Cuaternario en el Ecuador: una interpretación al modelo de Sauer - Revista Paisajes Geográficos, n° 16, Marzo, pp. 3-20, CEPEIGE-IPGH, Quito.

Colony R.J. & Sinclair J.H., 1928 - The lavas of the volcano Sumaco, E. Ecuador, S. America - American Journal of Science, vol. 16, pp. 299-312, New Haven.

Corvalán P. N., 1975 - Carta fisiográfica de un sector del río Mira - Mem. explicativa, 7 p., MAG, Quito.

Corvalán P. N., 1975 - Algunos aspectos geomorfológicos sobre volcanismo y glaciación al Norte de la línea ecuatorial, República del Ecuador - Revista Geográfica n° 9, IGM, Quito, Julio 1977, pp. 31-73.

DGGM (Guevara S., Cordero C.), 1979 - Mapa geológico del Ecuador a escala 1:100.000, hoja 51, Bucay - DGGM, Quito.

DGGM (Guzmán J., Argüello C.), 1980 - Mapa geológico del Ecuador a escala 1:100.000, hoja 64, Pacto - DGGM, Quito.

DGGM (Guzmán J., Orellana H.), 1980 - Mapa geológico del Ecuador a escala 1:100.000, hoja 52, Gualleturo - DGGM, Quito.

DGGM (Paladines A., Guzman J.), 1980 - Mapa geológico del Ecuador a escala 1:100.000, hoja 53, Cuenca - DGGM, Quito.

DGGM (Salazar E., Espinoza P., Daste A.), 1980 - Mapa geológico del Ecuador a escala 1:100.000, hoja 82, Ibarra - DGGM, Quito.

DGGM (Santamaria W., Zuñiga A.), 1979 - Mapa geológico del Ecuador a escala 1:100.000, hoja 46, Las Delicias - DGGM, Quito.

DGGM (Sosa H., Guevara S.), 1978 - Mapa geológico del Ecuador a escala 1:100.000, hoja 70, Riobamba - DGGM, Quito.

DGGM (Zuñiga A., Daste A.), 1979 - Mapa geológico del Ecuador a escala 1:100.000, hoja 49, Guaranda - DGGM, Quito.

DGGM (Guevara S., Santamaria W. Salazar E.), IGS (Mortimer C.), 1979 - Mapa geológico del Ecuador a escala 1:100.000, hoja 59, Zumba - DGGM, Quito.

DGGM (Huacho J., Argüello C.), IGS (Henderson W.G.), 1979 - Mapa geológico del Ecuador a escala 1:100.000, hoja 50, San Miguel - DGGM, Quito.

DGGM (Longo R., Sosa J., Salazar E.), IGS (Henderson W.G.), 1978 - Mapa geológico del Ecuador a escala 1:50.000, hoja 65 NE, Nono - DGGM, Quito.

DGGM (Sosa H., Longo R.A.), IGS (Kennerley J. B.), 1975 - Mapa geológico del Ecuador a escala 1:100.000, hoja 71, Alausí - DGGM, Quito.

DGGM (Longo R.), IGS (Henderson W.G.), EPN (Hall M.L.), 1980 - Mapa geológico del Ecuador a escala 1:100.000, hoja 65, Quito - DGGM, Quito.

DGGM (Longo R., Cholango M., Salazar E., Salinas J.), IGS (Henderson W.G.), EPN (Hall M.L.), 1978 - Mapa geológico del Ecuador a escala 1:50.000, hoja 65 SE, Quito - DGGM, Quito.

DGGM (Longo R., Sosa H, Guevara S., Unda G.), IGS (Baldock J.W.), EPN (Hall M.L.) 1980 - Mapa geológico del Ecuador a escala 1:100.000, hoja 67, Latacunga - DGGM, Quito.

DGGM (Paladines A., Zúñiga A.), IGS (Kennerley J. B.), EPN (Hall M.L.), 1978 - Mapa geológico del Ecuador a escala 1:100.000, hoja 68, Ambato - DGGM, Quito.

DGGM (Santamaria W., Orellana H.), MOD (Johnson R.I.), 1980 - Mapa geológico del Ecuador a escala 1:100.000, hoja 83, Otavalo - DGGM, Quito.

DGGM (Unda G, Burgos K.), MOD (Johnson R.I.), IGS (Bristow C.R.), EPN (Hall M.L.), 1982 - Mapa geológico del Ecuador a escala 1:25.000, hojas de San Antonio de Pichincha, Chaupicruz, Guayllabamba, El Quinche - DGGM, Quito.

Dolfuss O., 1965 - Les Andes centrales du Pérou et leurs piémonts, étude morphologique - Trav. Inst. Fr. Etud. Andines, t. X, 404 p., Lima.

Dollfus O., 1973 - La Cordillère des Andes, présentation des problèmes géomorphologiques - Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique, série 2, vol. 15, pp. 157-176, Paris.

Dolfuss O. & Tricart J., 1959 - Notes sur les périodes froides dans les Andes centrales péruviennes (région de La Oroya) - Compte Rendu Sommaire des Séances de la Société géologique de France, 236-238, Paris.

Duque P., 1983 - Depósitos eólicos - Revista Politécnica, vol. 8, pp. 110-114, Esc. Polit. Nac., Quito

Reginald Enock C., ????? - Ecuador: Geografía Humana, ?????

Estrada A, 1941 - Contribución geológica para el conocimiento de la cangahua de la región interandina y el Cuaternario en general del Ecuador - Anales de la Universidad Central, vol. 66, n° 312, pp. 405-488, Quito

Feininger T. 1976 - El flujo de escombros en La Gasca, un informe científico - en: Boletín de la Sección Nacional del Ecuador, n° 5-6, Enero-Junio, IPGH, Quito.

Feininger T, 1980 - Mapa geológico de la parte occidental de la provincia de El Oro a 1: 50.000 - Esc. Politec. Nac., Quito.

P. Gondard, 1984 - Inventario y cartografía del uso del suelo en los Andes ecuatorianos - PRONAREG-ORSTOM-CEPEIGE, 92p., Quito

Gonzalez E., Van der Hammen T., Flint R.F., 1965 - Late quaternary glacial and vegetational sequence in Valle de Lagunillas, Sierra Nevada del Cocuy, Colombia - Leidse geologische Medelingen 32, 157-182.

Gouze Ph., Argollo J., Saliege J.F., Servant M., 1986 - Interprétation paléoclimatique des oscillations des glaciers au cours des 20 derniers millénaires dans les régions tropicales: exemple des Andes boliviennes - C.R. Acad. Sc., sér. II, t. 303, n°3, pp. 219-224, Paris.

Hall M. L., 1987 - Peligros potenciales de las erupciones futuras del volcán Cotopaxi - Politécnica, vol. XII, n° 2, Monografía de Geología 5, Revista de información técnico-científica, pp. 41-80, Quito.

Hall M.L., 1975 - Cotopaxi volcanic activity - Natural Science Event Bull., vol. 1, n° 1-2, Smithsonian Inst., Washington D.C.

Hall M.L., 1980 - El Reventador, Ecuador, un volcán activo de los Andes septentrionales - Politécnica, Monografía de geología, vol. 5, n° 2, pp. 123-136.

Hantke G. & Parodi A., 1966 - Catalogue of active volcanoes, including solfatara fields; Part 19, Columbia, Ecuador and Perú - Catalogue of the active volcanoes of the world, International Association of Volcanolgy, Earth's Interior, 73 p., Roma.

Hastenrath S., 1981 - The glaciation of the Ecuadorian Andes - A. A. Balkema, 159 p., Rotterdam.

Holberg J. 1885 - Hacia el Ecuador. Relatos de viaje - Edición de 1977, Ediciones de la Universidad Católica, Quito

Hradecka L, Hradecky P., Kruta M., Lysenko V., Mlcoch B., Paulo A., 1972 - La exploración geológica del volcán Cotopaxi en el Ecuador - 56 p., Instituto Geológico Central, Prague.

Humbolt A. von, 1853 - Geognostische und physikalische Beobachtungen über die Vulkane des Hochlandes von Quito - Poggendorffs Ann. Phys. Chem., bd. 40, pp. 161-193 und bd 44, pp. 139-219.

Humbolt A. von, 1853 - Kleinere Schriften. Geognostische und physikalische Erinnerungen, mit einem Atlas, enthaltend Umrisse von Vulkanen aus den Cordillera von Quito und México - vol. 12, 475 p., Cotta, Stuttgart & Tübingen.

Humboldt A. von, 1858 - Kosmos IV - Berlin.

IGM (Instituto Geográfico Militar), 1977 - Atlas Geográfico de la República del Ecuador - 82 p., IGM, Quito.

IGS (Bristow C.R.), DGGM (Burgos K., Unda G.), MOD (Johnson R.I.), EPN (Hall M.L.), 1980 - Mapa geológico del Ecuador a escala 1:50.000, hoja 84 NW, El Quinche - DGGM, Quito.

IGS (Bristow C.R.), DGGM (Cevallos L., Longo R., Marin M.), 1980 - Mapa geológico del Ecuador a escala 1:50.000, hoja 84 SW, Sangolqui - DGGM, Quito.

IGS (Bristow C. R.), DGGM (Guevara S.), 1974 - Mapa geológico del Ecuador a escala 1:50.000, hoja 73 NW, Azogues - DGGM, Quito.

IGS (Bristow C. R.), DGGM (Guevara S.), 1974 - Mapa geológico del Ecuador a escala 1:50.000, hoja 73 SW, Gualaceo - DGGM, Quito.

IGS (Bristow C. R.), DGGM (Guevara S.), 1980 - Mapa geológico del Ecuador a escala 1:100.000, hoja 73, Azogues - DGGM, Quito.

IGS (Bristow C. R.), DGGM (Longo R., Guevara S.), 1975 - Mapa geológico del Ecuador a escala 1:100.000, hoja 72, Cañar - DGGM, Quito.

IGS (Henderson W.G.), DGGM (Endara K., Salazar E.), 1979 - Mapa geológico del Ecuador a escala 1:100.000, hoja 48, Quevedo - DGGM, Quito.

IGS (Kennerley J. B.), DGGM (Almeida L.), 1974 - Mapa geológico del Ecuador a escala 1:100.000, hoja 40, Macará - DGGM, Quito.

IGS (Kennerley J. B.), DGGM (Almeida L., Alvarado G.), 1973 - Mapa geológico del Ecuador a escala 1:100.000, hoja 22, Alamor - DGGM, Quito.

IGS (Kennerley J. B.), DGGM (Almeida L., Alvarado G.), 1974 - Mapa geológico del Ecuador a escala 1:100.000, hoja 23, Zapotillo - DGGM, Quito.

IGS (Kennerley J. B.), DGGM (Almeida L., Calle J.), 1973 - Mapa geológico del Ecuador a escala 1:100.000, hoja 55, Saraguro - DGGM, Quito.

IGS (Kennerley J. B.), DGGM (Almeida L., Sosa G., Paladines A., Calle J., Guevara S., León S., Lozada F., Longo R.), 1973 - Mapa geológico del Ecuador a escala 1:100.000, hoja 39, Cariamanga - DGGM, Quito.

IGS (Kennerley J.B.), DGGM (Zamora A., Nicolalde R.), Feininger T., 1980 - Mapa geológico del Ecuador a escala 1:100.000, hoja 38, Zaruma - DGGM, Quito.

IGS (Kennerley J. B., Mortimer C.), DGGM (Guevara S., Calle J., Santamaria W., Salazar E.), 1979 - Mapa geológico del Ecuador a escala 1:100.000, hoja 58, Las Aradas - DGGM, Quito.

IGS (Mortimer C.), DGGM (Huacho J.), 1980 - Mapa geológico del Ecuador a escala 1:100.000, hoja 103, Puyo - DGGM, Quito.

IGS (Mortimer C.), DGGM (Malo G., Salazar E.), 1980 - Mapa geológico del Ecuador a escala 1:100.000, hoja 88, Baños - DGGM, Quito.

IGS (Henderson W.G.), MOD (Randel R.P.), DGGM (San Martin H., Arroba J.), 1979 - Mapa geológico del Ecuador a escala 1:100.000, hoja 47, Valencia-DGGM, Quito.

IGS (Kennerley J. B.), SNGM (Almeida L.), 1975 - Mapa geológico del Ecuador a escala 1:100.000, hoja 57, Gonzanamá - SNGM, Quito.

IGS (Kennerley J. B.), SNGM (Almeida L.), 1975 - Mapa geológico del Ecuador a escala 1:100.000, hoja 56, Loja - SNGM, Quito.

Kennerley J.B., 1971 - Geology of the Llanganates area, Ecuador - Institute of Geological Sciences, Overseas Division, Photogeological Unit, Report n° 21, 13 p., London.

Kennerley J.B, 1973 - Geology of Loja province - Inst. of Geol. Sci., Overseas Div., Unpublished report n° 23, London.

Kennerley J.B. & Bromley R.J., 1971 - Geology and geomorphology of the Llanganati Mountains, Ecuador - Instituto Ecuatoriano de Ciencas Naturales, Contribucion 73, pp. 3-16, Quito.

La Condamine C.M. de, 1751 - Journal du voyage fait par ordre du Roi à l'Equateur, servant d'introduction historique à la mesure des trois premiers degrés du Méridien - Imprimerie Royale, 266 p., Paris.

Lebrat M., & Megard F., 1989 - Géochimie des formations volcaniques pré-orogéniques d'âge crétacé et/ou néotertiaire de l'Equateur - in, Equateur 1986, vol. 1, pp. 27-43, Colloques et Séminaires, ORSTOM, Paris.

López de Alda, 1985 - Geología del Cuaternario entre el Ilaló y el Tablón - Tesis, 184 p., Esc. Polit. Nac., Quito.

Margerie E. de, 1949 - Alexandre de Humboldt et les volcans des Andes - Annales Hébert et Haug, vol. 7, pp. 275-286, Paris.

Mercer J.H. & Palacios O., 1977 - Radiocarbon dating of the last glaciation in Peru - Geology, 5, pp. 600-604.

Meyer Von, H., 1906 - Der Calderagletscher des Cerro Altar in Ecuador - Zeitschrift fur Gletscherkunde und Glazialgeologie, vol. 1, pp. 139-148, Innsbruck.

Meyer H, 1907 - In der Hochanden von Ecuador - D. Reimer Ernst Vohsen, vol. 1, 522 p., Berlin (Edición en español: Anal. Univ. Centr., vol. 65, 66, 67, Quito).

Miller C.D., Mullineaux D.R., Hall M.L., 1978 - Reconnaissance map. of potencial volcanic hazards from Cotopaxi volcano, Ecuador - U.S. Geol. Survey Miscellaneous Investigations Series, Map I-1072.

MOD (Randel R.P.), DGGM (Lozada F.), 1974 - Mapa geológico del Ecuador a escala 1:100.000, hoja 54, Girón - DGGM, Quito.

MOD (Randel R.P.), DGGM (Lozada F.), 1976 - Mapa geológico del Ecuador a escala 1:100.000, hoja 69, Chimborazo - DGGM, Quito.

MOD (Randel R.P.), DGGM (Zúniga A., Salazar E.), IGS (Henderson W.G.), EPN (Hall M.L.), 1978 - Mapa geológico del Ecuador a escala 1:100.000, hoja 66, Machachi - DGGM, Quito.

Noblet Ch., Dugas F., Vera R., 1989 - Sédimentation continentale dans les bassins intramontagneux tertiaires d'Equateur: une analyse préliminaire - in, Equateur 1986, vol. 1, pp. 5-13, Colloques et Séminaires, ORSTOM, Paris.

Nouvelot J.F & Pourrut P., 1985 - El Niño. Phénomène océanique et atmosphérique. Importance en 1982-83 et impact sur le littoral équatorien - in: Cah. ORSTOM, sér. Hydro., vol. XXI, n° 1, pp. 39-65, Paris.

Peltre P., 1989 - Quebradas y riesgos naturales en Quito, período 1900-1988 - en Estudios de Geografía, vol. 2, Riesgos naturales en Quito, pp. 45-91, Colegio de Geógrafos del Ecuador, Corporación Editora Nacional, Quito

PREDESUR, SCET International, CTFT, CREA, 1978 - Inventario y approvechamiento de los bosques del Sur ecuatoriano - 6 vol, PREDESUR, CREA, SCET International, CTFT, Paris-Quito.

PRONAREG (Cruz R., Pesantez A., Romo I., Rovere O.) - ORSTOM (Cadier E., Pourrut P.), 1976 - Estudio hidrometeorológico e hidrológico preliminar de las cuencas de los ríos Cañar, Paute y del Sur ecuatoriano - 2 vol., 176 y 128 p., Noviembre, MAG-ORSTOM, Quito.

PRONAREG (Cruz R., Pesantez A., Romo I., Rovere O.) - ORSTOM (Cadier E., Roche M.), 1976 - Estudio hidrometeorológico e hidrológico preliminar de las cuencas de los ríos Pastaza, Chimbo y Chanchán - 2 vol., 166 y 98 p., MAG-ORSTOM, Quito.

Richards A.F., 1962 - Catalogue of the active volcanos of the world including solfatara fields. Part 14, Archipielago de Colón, Isla San Felix and Islas Juan Fernandez - International Association of Volcanology, 50 p., Roma.

Reiss W. & Stübel A., 1892-1898 - Reisen in Sudamerika. Das Hochgebirge der Republik Ecuador - Petrographische Untersuchungen, vol. 1: Westkordillere, 358 p., Berlin.

Reiss W. & Stübel A., 1892-1902 - Reisen in Sudamerika. Das Hochgebirge der Republik Ecuador - Petrographische Untersuchungen, vol. 2: Ostkordillere, 356 p., Berlin.

Rittmann A., 1963 - Les volcans et leur activité - 461 p., Masson, Paris.

Salazar M.E., 1985 - Riesgo volcanico de los volcanes Guagua Pichincha, Cotopaxi Y Tungurahua, Ecuador - en: Revisión de la evaluación de los riesgos volcánicos, pp. 11-23, Min. Rec. Nat. y Energ., Dir. Gen. de Geol. y Minas.

Sauer W., 1950 - Contribuciones para el conocimiento del cuaternario en el Ecuador - Anales de la Universidad Central, vol. 77, n° 328, pp. 327-364, Quito.

Savoyat E., Vernet R., Sigal J., Mosquera C., Granja J. y Guerara G., 1970 - Formaciones sedimentarias de la Sierra tectónica andina en el Ecuador - Inst. Françés Petroleo, Serv. Nac. Geol. y Minas., Quito.

Schauenberg P., 1970 - Le volcan El Reventador et la chute du Rio Coca, Cordillera Real de los Andes, Equateur - Globe, vol. 110, pp. 83-102, Genève.

Sheppard G., 1937 - Geología de la región interandina de la República del Ecuador - An. Univ. Central, vol. LX, pp. 439-510, Quito.

Simkin T., Siebert L, Mac Clelland L., Bridge D, Newhall C., Latter J.H., 1981 - Volcanoes of the world. A regional directory, gazetteer and chronology of volcanism during the last 10.000 years - Smithsonian Inst., Hutchinson Ross Publishing Company, Stroudsburg, Pennsylvania.

Smith M.A. & Clapperton C.M., 1986 - Late quaternary volcany debris avalanche at Cotopaxi, Ecuador - Revista CIAF, vol. 11, t. 1, pp. 24-38, Bogotá.

Sodiro L., 1877 - Relación sobre la erupción del Cotopaxi acaecida el día 26 de Junio de 1877 - Imprenta Nacional, 40 p., Quito.

Stübel A., 1897 - Die Vulkanberge von Ecuador, geologischtopographisch aufgenommen und beschrieben - Verlag Von A. Asher & Co, XXI, 558 p., Berlin-Leipzig.

Suzuki H., 1973 - Recent and Würm climates of the West coast of South America - Department of Geography of the University of Tokyo, Bulletin, vol. 5, pp. 3-32.

Thouret J.C. & Van der Hammen T., 1981 - Una secuencia Holocénica y Tardiglacial en la Cordillera Central de Colombia - en: Memoria del Primer Seminario sobre el Cuaternario de Colombia, Bogotá, agosto 25 al 29 de 1980. Revista C.I.A.F, 6, pp. 609-634, Bogotá.

Tricart J. & al., 1969 - Les études françaises du Quaternaire Sud-Américain - in: Etudes françaises sur le Quaternaire présentées à l'occasion du VIIIe Congrès International de l'INQUA, Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire, supplément au bulletin de 1969, pp. 215-234.

Troll C., 1958 - Las culturas superiores andinas y el medio geografico - Revista del Instituto de Geografía de la Universidad Nacional Mayor de San Marcos, n° 5, pp. 3-55, Lima.

Van der Hammen T., 1974 - The pleistocène changes of vegetacion and climate in tropical South America - Journal Biogeography, 1, pp. 3-26.

Van der Hammen T., 1981 - Environmental changes in the Northern Andes and the extinction of Mastodon - Geol. Mijnb, 60 (3): 369-372.

Van der Hammen T., 1981 - The Pleistocene changes of vegetation and climate in the northern Andes - in Hastenrath S., The glaciation of the Ecuadorian Andes, pp. 125-145, A. A. Balkema, Rotterdam.

Van der Hammen T., 1981 - Glaciales y glaciaciones en el Cuaternario de Colombia, paleoecología y estratigrafía - en: Memoria del Primer Seminario sobre el Cuaternario de Colombia, Bogotá, Agosto 25-29 de 1980, 6, pp. 635-638, Revista del C.I.A.F., Bogotá.

Van der Hammen T.,1989 - Histoire de la végétation et du climat dans la région nord-andine - in, Equateur 1986, vol. 1, pp. 45-51, Colloques et Séminaires, ORSTOM, Paris.

Van der Hammen T., Barelds J., De Jong H. and De Veer A.A., 1981 - Glacial sequence and environmental history in the Sierra Nevada del Cocuy (Colombia) - Palaeogeography, Palaeoclimatology, and Palaeoecology, 32, pp. 247-340.

Vera R., 1983 - Características petrográficas y paleogeográficas del conglomerado Chiche en los alrededores del Ilaló - Informe no publicado, 4 p., Esc. Polit. Nac., Quito.

Vera R., 1985 - Riesgos de Lahares para Quito - I° simposio latinoamericano de desastres naturales, Resúmenes de trabajo, EAN, Quito.

Vera R. & López R., 1986 - El origen de la cangahua - Revista Paisajes Geográficos, n° 16, Marzo, pp. 21-28, CEPEIGE-IPGH, Quito.

Winckell A., Zebrowski C., Delaune M., (à paraître) - Quelques aspects de l'évolution quaternaire dans les Andes d'Equateur

Whymper E., 1892 - Travels amongst the great Andes of the Equator - Charles Schribner's Sons, 456 p., New York-London.

Wolf T., 1873 - Uber ecuatorianische Vulkane - Zeitschr. Deutsch. Geol. Gesellsch., bd 25, pp. 102-106.

Wolf T., 1878 - Memoria sobre el Cotopaxi y su última erupción acaecida el 26 de Junio de 1877 - Imprenta del Comercio, 48p., Quito.

Wolf T, 1892 - On the high Andes of Ecuador - Proc. Royal Geog. Society, vol. XIV, pp. 126-130, Londres.

Wolf T., 1905 - Crónica de los fenómenos volcánicos y terremotos del Ecuador, con algunas noticias sobre otros países de la América Central y Meridional, desde 1533 hasta 1797 - Anales de la Universidad Central del Ecuador, tomo XIX, pp. 26-40; t. XX, pp. 78-99; t. XXI, pp. 131-177; t. XXII, pp. 223-239; Quito.

Libro 2 - Capítulo 2

Acosta-Solís M., 1959 - Los manglares del Ecuador - Instituto Ecuatoriano de Ciencias Naturales, Contribución n° 29, Quito.

Acosta J. & Winckell A., 1983 - Zonas inundadas en la región litoral ecuatoriana - Un mapa a escala 1:500.000, PRONAREG, Acuerdo MAG-ORSTOM, Quito.

Acosta J. & Winckell A., 1984 - Apuntes sobres la cartografía de las inundaciones en la Cuenca del Guayas (invierno de 1982-1983) - en: Documentos de Investigación, n° 4, Los climas del Ecuador, pp. 45-63, CEDIG, IPGH, ORSTOM, Quito.

Barker R.W., 1933 - Notes on the Tablazo Faunas of SW Ecuador - Geol. Mag., 70, pp. 84-90.

Bedoya J., Jaramillo O , Matute W. con col. Winckell A. y Zebrowski C. (1980) - Reconocimiento de suelos en la cuenca del Río Santiago (provincia de Esmeraldas) - INERHI-PRONAREG-Acuerdo MAG-ORSTOM, Quito.

BEICIP-IFP (Carré D.), DGGM (Torres M., Loachamin R., Huacho J., Lopez C.), 1974 - Mapa geológico del Ecuador a escala 1:100.000, hoja 5, Santa Elena - DGGM, Quito.

BEICIP-IFP (Savoyat E.), SNGM (Bixby G., Granja J., Torres M., Magne F., Santillán G.), 1970 - Mapa geológico del Ecuador a escala 1:100.000, hoja 1, Manta - DGGM, Quito.

BEICIP-IFP (Savoyat E.), SNGM (Granja J., Santillán G., Torres M.), 1970 - Mapa geológico del Ecuador a escala 1:100.000, hoja 2, Montecristi - DGGM, Quito.

BEICIP-IFP (Savoyat E.), SNGM (Santillán G., Torres M., Huacho J., Unda G., De Genna I.), IGS (Bristow C.R.), 1974 - Mapa geológico del Ecuador a escala 1:100.000, hoja 3, Jipijapa - DGGM, Quito.

Bennett H.H., 1925 - Some geographical aspects of western Ecuador - Association of American Geographers, Annals, vol. 15, pp. 126-147, Washington.

Bruet E., 1952 - Mouvements épéirogéniques récents sur la côte pacifique de l'Equateur et de la Colombie - Cahiers Géologiques de Thoiry, n° 9-10, pp. 79-83.

DGGM (Aguilera E., Loachamin R., Marin M., Unda G.), 1974 - Mapa geológico del Ecuador a escala 1:100.000, hoja 6, Chanduy - DGGM, Quito.

DGGM (Huacho J., Cevallos L.), 1979 - Mapa geológico del Ecuador a escala 1:100.000, hoja 31, Vinces - DGGM, Quito.

DGGM (Huacho J., Cevallos L., Zamora A.), 1979 - Mapa geológico del Ecuador a escala 1:100.000, hoja 29, Guayas - DGGM, Quito.

DGGM (Huacho J., Cevallos L., Zamora A., Torres L.), 1979 - Mapa geológico del Ecuador a escala 1:100.000, hoja 30, El Empalme - DGGM, Quito.

DGGM (Loachamin R., Unda G.), 1979 - Mapa geológico del Ecuador a escala 1:100.000, hoja 12, Chone - DGGM, Quito.

DGGM (Loachamin R., Unda G.), 1979 - Mapa geológico del Ecuador a escala 1:100.000, hoja 13, Portoviejo - DGGM, Quito.

DGGM (Loachamin R., Unda G., Argüello C.), 1980 - Mapa geológico del Ecuador a escala 1:100.000, hoja 11, Bahia de Caraquez - DGGM, Quito.

DGGM (Marin M., Sosa J.), 1980 - Mapa geológico del Ecuador a escala 1:100.000, hoja 35, Tenguel - DGGM, Quito.

DGGM (Marin M., Sosa J., Orellana H.), 1980 - Mapa geológico del Ecuador a escala 1:100.000, hoja 34, Naranjal - DGGM, Quito.

DGGM (Torres M., Marin M.), 1979 - Mapa geológico del Ecuador a escala 1:100.000, hoja 32, Babahoyo - DGGM, Quito.

DGGM (Torres M., Marin M.), 1979 - Mapa geológico del Ecuador a escala 1:100.000, hoja 33, Guayaquil - DGGM, Quito.

DGGM (Zuñiga A, Cilio E.), 1980 - Mapa geológico del Ecuador a escala 1:100.000, hoja 36, Machala - DGGM, Quito.

DGGM (Aguilera E., Elizalde L., Huacho J., Loachamin R.), BEICIP-IFP (Savoyat E.), 1974 - Mapa geológico del Ecuador a escala 1:100.000, hoja 4, Manglaralto - DGGM, Quito.

DGGM (Loachamin R., Aguilera E., López E., Unda G.), BEICIP-IFP (Carré D.), 1975 - Mapa geológico del Ecuador a escala 1:100.000, hoja 17, Estero Salado - DGGM, Quito.

DGGM (Torres M., Huacho J., Marin M., De Genna I.), BEICIP-IFP (Carré D.), IGS (Bristow C.R.), 1974 - Mapa geológico del Ecuador a escala 1:100.000, hoja 16, Chongón - DGGM, Quito.

DGGM (Huacho J., de Genna I.), IGS (Bristow C.R.), 1975 - Mapa geológico del Ecuador a escala 1:100.000, hoja 14, Paján - DGGM, Quito.

DGGM (Loachamin R., Unda G.), IGS (Bristow C.R.), 1975 - Mapa geológico del Ecuador a escala 1:100.000, hoja 18, Isla Puná - DGGM, Quito.

DGGM (Torres M., Marin M.), IGS (Bristow C.R.), 1975 - Mapa geológico del Ecuador a escala 1:100.000, hoja 15, Pedro Carbo - DGGM, Quito.

Feininger T., 1980 - La geología historica del Cretacico y Paleogeno de la costa ecuatoriana - Politécnica, Monografia de geología; vol. 5, n° 2, pp. 7-45.

Goossens P.J., 1970 - A propos du "volcanisme sédimentaire" dans la plaine côtière équatorienne (Amérique du Sud) - Annales de la Société Géologique de Belgique, vol. 93, pp. 149-153, Liège.

Hoffstetter R., 1948 - Notas sobre el cuaternario de la Península de Santa Elena (Ecuador). I: Generalidades sobre la estratigrafía y la morfología - Bol. inf. Cient. Nac., vol. 2, n° 11-12, pp. 19-44, Ed. Casa Cult. Ecuador, Quito.

Hoffstetter R., 1948 - Notas sobre el cuaternario de la Península de Santa Elena (Ecuador). II: Pelecipoda del tercer Tablazo - Bol. inf. Cient. Nac., vol. 2, n° 13-14, pp. 67-83, Ed. Casa Cult. Ecuador, Quito.

IGS (Evans C. R.), DGGM (Cevallos L.), 1980 - Mapa geológico del Ecuador a escala 1:100.000, hojas 7 y 24, Esmeraldas y Punta Galera - DGGM, Quito.

IGS (Evans C. R.), DGGM (Argüello C.), 1980 - Mapa geológico del Ecuador a escala 1:100.000, hoja 10, Jama - DGGM, Quito.

Marchant S., 1959 - The stratigraphy and structure of western Guayas province, Ecuador (abstract) - Geological Society of London, Proceedings, n° 1566, pp. 36-39 and 1570, pp. 111-113, London.

Marchant S., 1961 - A photogeological analysis of the structure of the western Guayas Province, Ecuador; with discussion of the stratigraphy of Tablazo formation, derived from surface maping (with discussion) - Quarterly Jour. Geol. Soc. London, vol. 117, pp. 215-233.

Pan American Union, 1964 - Survey for the developpement of the Guayas river basin of Ecuador; an integrated natural ressource evaluation - Pan American Union, Department of Economic Affairs, 226 p., Washington.

PRONAREG (Acosta J., Almeida G., Carvajal A., Corvalán N., Gordillo G., Guevara O., de la Torre P., Torres J., Zavgorodnyaya S.) - ORSTOM (Huttel C., Winckell A., Zebrowski C.), 1979 - Inventario cartográfico de la costa ecuatoriana, hoja a 1:200.000 de Portoviejo. Mapas geomorfológico, de suelos, de formaciones vegetales y uso actual del suelo, de aptitudes agrícolas - PRONAREG, Acuerdo MAG-ORSTOM, Quito.

PRONAREG (Acosta J., Carvajal A, Guevara O., Muñoz A., de la Torre P., Torres J.) - ORSTOM (Huttel C., Winckell A., Zebrowski C.), 1982 - Inventario cartográfico de la costa ecuatoriana, hoja a 1:200.000 de Bahia de Caraquez. Mapas morfo-pedológico, de formaciones vegetales y uso actual del suelo, de aptitudes agrícolas - PRONAREG, Acuerdo MAG-ORSTOM, Quito.

PRONAREG (Acosta J., Carvajal A., Larrea A., Mejia L., Muñoz A., Tipantuña G.) -

ORSTOM (Huttel C., Winckell A., Zebrowski C.), 1984 - Inventario cartográfico de la costa ecuatoriana, hoja a 1:200.000 de Babahoyo. Mapas morfo-pedológico, de formaciones vegetales y uso actual del suelo, de aptitudes agrícolas - PRONAREG, Acuerdo MAG-ORSTOM, Quito.

PRONAREG (Acosta J., Carvajal A., Loaiza C., Muñoz A., del Posso G.) - ORSTOM (Huttel C., Winckell A., Zebrowski C.), 1983 - Inventario cartográfico de la costa ecuatoriana, hoja a 1:200.000 de Quevedo. Mapas morfo-pedológico, de formaciones vegetales y uso actual del suelo, de aptitudes agrícolas - PRONAREG, Acuerdo MAG-ORSTOM, Quito.

PRONAREG (Acosta J., Carvajal A., de la Torre P.) - ORSTOM (Huttel C., Winckell A., Zebrowski C.), 1983 - Inventario cartográfico de la costa ecuatoriana, hoja a 1:200.000 de Santo Domingo. Mapas morfo-pedológico, de formaciones vegetales y uso actual del suelo, de aptitudes agrícolas - PRONAREG, Acuerdo MAG-ORSTOM, Quito.

PRONAREG (Acosta J., Loaiza C., Maldonado E., de la Torre P.) - ORSTOM (Huttel C., Winckell A., Zebrowski C.), 1983 - Inventario cartográfico de la costa ecuatoriana, hoja a 1:200.000 de Machala. Mapas morfo-pedológico, de formaciones vegetales y uso actual del suelo, de aptitudes agrícolas - PRONAREG, Acuerdo MAG-ORSTOM, Quito.

PRONAREG (Acosta J., Maldonado E., Mejia L., Muñoz A., Tipantuña G., de la Torre P.) - ORSTOM (Huttel C., Winckell A., Zebrowski C.), 1984 - Inventario cartográfico de la costa ecuatoriana, hoja a 1:200.000 de Guayaquil. Mapas morfo-pedológico, de formaciones vegetales y uso actual del suelo, de aptitudes agrícolas - PRONAREG, Acuerdo MAG-ORSTOM, Quito.

PRONAREG (Almeida G., Carvajal A., Maldonado E., Muñoz A., Zuñiga M.,) - ORSTOM (Huttel C., Winckell A., Zebrowski C.), 1986 - Inventario cartográfico de la costa ecuatoriana, hoja a 1:200.000 de Arenillas. Mapas morfo-pedológico, de formaciones vegetales y uso actual del suelo, de aptitudes agrícolas - PRONAREG, Acuerdo MAG-ORSTOM, Quito.

PRONAREG (Almeida G., Corvalán N., Gordillo G., Guevara O., Orquera A., de la Torre P., Torres J., Zavgorodnyaya S. & al.) - ORSTOM (Pourrut P., Vicariot F., Winckell A., Zebrowski C.), 1978 - Inventario cartográfico de la costa ecuatoriana, hoja de Salinas a 1:200.000. Mapa geomorfológico, de suelos, de paisajes vegetales y uso actual, de recursos suelo, de zonas regables segun criterios físico-climaticos, de evaluación de la utilización del agua disponible segun el modulo anual, de uso potencial, leyenda explicativa 19 p. - PRONAREG, Acuerdo MAG-ORSTOM, Quito.

PRONAREG (Almeida G., Corvalán N., Gordillo G., Guevara O., de la Torre P., Torres J., Zavgorodnyaya S. & al.) - ORSTOM (Pourrut P., Vicariot F., Winckell A., Zebrowski C.), 1979 - Inventario cartográfico de la costa ecuatoriana, hoja de Jipijapa a 1:200.000. Mapa geomorfológico, mapa de suelos, mapa de paisajes vegetales y uso actual, mapa de recursos suelo, mapa de zonas regables segun criterios físico-climaticos, mapa de evaluación de la utilización del

agua disponible segun el modulo anual, mapa de uso potencial - PRONAREG, Acuerdo MAG-ORSTOM, Quito.

PRONAREG (Bedoya J., Carvajal A., Manrique G., Muñoz A., de la Torre P.) - ORSTOM (Huttel C., Winckell A., Zebrowski C.), 1984 - Inventario cartográfico de la costa ecuatoriana, hoja a 1:200.000 de Valdez. Mapas morfo-pedológico, de formaciones vegetales y uso actual del suelo, de aptitudes agrícolas - PRONAREG, Acuerdo MAG-ORSTOM, Quito.

PRONAREG (Bedoya J., Manrique G., Muñoz A., Tapia G., Tipantuña G.) - ORSTOM (Huttel C., Winckell A., Zebrowski C.), 1984 - Inventario cartográfico de la costa ecuatoriana, hoja a 1:200.000 de Quininde. Mapas morfo-pedológico, de formaciones vegetales y uso actual del suelo, de aptitudes agrícolas - PRONAREG, Acuerdo MAG-ORSTOM, Quito.

PRONAREG (Cruz R., Pesantez A., Romo I., Rovere O.) - ORSTOM (Cadier E., Pourrut P.), 1978 - Estudio hidrometeorológico e hidrológico preliminar de las cuencas de los ríos Esmeraldas y del Norte ecuatoriano - 2 vol., MAG-ORSTOM, Quito.

PRONAREG (Cruz R., Pesantez A., Romo I., Rovere O.) - ORSTOM (Cadier E., Pourrut P.), 1978 - Estudio hidrometeorológico e hidrológico preliminar de las cuencas del rio Guayas y de los ríos de la Peninsula y de Manabi- 2 vol.,176 y 94 p., MAG-ORSTOM, Quito.

PRONAREG (Guevara O., Manrique G., Muñoz A., de la Torre P., Torres J., Trujillo G., Zuñiga M.) - ORSTOM (Huttel C., Winckell A., Zebrowski C.), 1982 - Inventario cartográfico de la costa ecuatoriana, hoja a 1:200.000 de Esmeraldas. Mapas morfo-pedológico, de formaciones vegetales y uso actual del suelo, de aptitudes agrícolas - PRONAREG, Acuerdo MAG-ORSTOM, Quito.

PRONAREG (Guevara O., Manrique G., Trujillo G.) - ORSTOM (Huttel C., Winckell A., Zebrowski C.), 1983 - Inventario cartográfico de la costa ecuatoriana, hoja a 1:200.000 de Muisne. Mapas morfo-pedológico, de formaciones vegetales y uso actual del suelo, de aptitudes agrícolas - PRONAREG, Acuerdo MAG-ORSTOM, Quito.

Sheppard G., 1930 - Note on the climate and physiography of southwestern Ecuador - The Geographical Review, vol. 20, pp. 445-453, New York.

Sheppard G, 1937 - The geology of southwestern Ecuador - T. Murby, 375 p., London.

Souris M., Winckell A., Zebrowski C. (1986) - Las técnicas infográficas aplicadas a la evaluación y utilización de los recursos naturales renovables. Ejemplos en la costa ecuatoriana - Cultura, Revista del Banco Central del Ecuador, vol. VIII, Enero-Abril, n° 24 a, pp.339-353, 1 gráf., 11 fot., Quito.

Winckell A. & Zebrowski C, 1980 - L'inventaire cartographique des ressources naturales de la Côte d'Equateur: la méthodologie, les documents, quelques exemples d'utilisation - Acuerdo MAG-ORSTOM, 38 p., inédit, Quito.

Winckell A. & Zebrowski C., 1987 a - Détermination des inadéquations entre utilisation

actuelle et potentielle des terres à l'aide de méthodes infographiques - Bulletin de liaison du département H, n°12, Juin, pp. 48-64, 5 tab. - ORSTOM, Paris.

Winckell A. & Zebrowski C., 1987 b - Infographie "Equateur" - ORSTOM Actualités, n° 18, Juin-Juillet-Août, p. 24, 1 schéma, 1 phot.

Libro 2 - Capítulo 3

Acosta J. & Winckell A., 1983 - Ensayo de interpretación de imagenes Landsat en el Oriente Ecuatoriano - PRONAREG, Acuerdo MAG-ORSTOM, Publicación técnica trimestral n° 3, 33p., Quito.

Almeida L. G. & Sourdat M., 1983 - Genesis geológica y morfológica de la Amazonia, sus implicaciones actuales para el desarrolllo de la región - en: CEDIG, Doc. de investig, n° 3, pp. 15-24, IPGH, ORSTOM, Quito.

Barral H., Custode E., Sourdat M., 1977 - Reconocimiento morfo-edafológico y distribución de la población, Cartografía del Nororiente - Un mapa a 1:750.000, en: Atlas del Ecuador, MAG-ORSTOM-IGM, Quito.

Bruet E., 1947 - Sur le soulèvement principal de la Cordillère orientale des Andes de l'Equateur et la création du réseau du haut-Amazone - C. R. som. Aca. Sci., vol. 255, n° 17, pp. 749-751, Paris.

Bruet E., 1947 - L'état actuel de nos connaissances géologiques sur le haut-Amazone de l'Equateur - C. R. som. Soc. Géol. France, n° 4, pp. 61-64.

Campbell C.J., 1970 - Guide to the Puerto Napo area, eastern Ecuador, with notes on the regional geology of the orient basin - Sociedad de Geología y Geofisica, 40 p., Quito.

Colinvaux P., 1979 - The Ice-age Amazon - Nature, vol. 278, pp. 399-400.

Custode E. & Sourdat M., 1986 - Paisajes y suelos de la Amazonia ecuatoriana entre la conservacion y la explotacion - Cultura, vol. VIII, n° 24a, pp. 325-337. Quito.

PRONAREG (Cruz R., Pesantez A., Romo I., Rovere O.) - ORSTOM (Cadier E., Pourrut P.), 1981 - Estudio hidrometeorológico e hidrológico preliminar del nor y Centro Oriente de la region amazonica ecuatoriana - 134 p., MAG-ORSTOM, Quito.

Sourdat M., 1981 - La Haute Amazonie équatorienne. Essai de climatologie descriptive - Multigr., 7 p. et 12 ann., Diff. restreinte.

Sourdat M., 1982 - La Haute Amazonie équatorienne. Etude morpho-pédologique. Perspectives d'aménagement - In: C.R. Journées pédologiques de sept. 1981, 109-129, ORSTOM, Paris.

Sourdat M., 1986 - Les sols de l'Amazonie équatorienne: situation, nature, perspectives d'exploitation - In Cah. ORSTOM série Pédol., vol. 22, n° 4, pp. 409-428, avec carte.

Sourdat M. & Custode E., 1977 - Reconocimiento morfográfico y edafológico de la Amazonia ecuatoriana, zona nororiental - Carta a 1:500.000 con informe multigr., 15 p., MAG-ORSTOM Quito.

Sourdat M. & Custode E., 1978 - Suelos del Nororiente. Caracteristicas físico-químicas y su fertilidad - Multigr., 28 p. con gráf. no pag. Datos adicionales, multigr. 2 p. y gráf., MAG-ORSTOM, Quito.

Sourdat M. & Custode E., 1980 - La problemática del manejo integral y el estudio morfo-pedológico de la Region Amazonica Ecuatoriana - Multigr. 17 p., con mapa esquemático, MAG-ORSTOM, Quito.

Sourdat M. & Custode E., 1982 - Provincia del Napo: mapa morfo-edafológico, a escala 1:250.000 - 2 mapas en blanco y negro, memoria técnica multigr., 21 p., MAG-ORSTOM, Quito.

Sourdat M. & Custode E., 1982 - Provincia de Morona-Santiago parte norte: mapa morfo-edafológico, a escala 1:250.000 - Mapa en blanco y negro, memoria técnica multigr. 22 p., MAG-ORSTOM, Quito.

Sourdat M. & Custode E., 1982 - Provincia de Morona-Santiago parte Sur y Provincia de Zamora-Chinchipe: mapa morfo-edafológico, a escala 1:500.000 - Mapa en blanco y negro, memoria técnica multigr. 15 p., MAG-ORSTOM, Quito.

Sourdat M. & Custode E., 1983 - Provincia del Napo. Mapa morfo-edafológico, a escala 1:500.000 - Mapa en colores, sin memoria técnica, MAG-ORSTOM, IGM, Quito.

Sourdat M. & Custode E., 1983 - Provincia de Pastaza, mapa morfo-edafológico, a escala 1:500.000 - Mapa en colores, sin memoria técnica, MAG-ORSTOM, IGM, Quito.

Sourdat M. & Custode E., 1983 - Provincia de Morona Santiago, mapa morfo-edafológico, a escala 1:500.000 - Mapa en colores, sin memoria técnica, MAG-ORSTOM, IGM, Quito.

Sourdat M. & Custode E., 1983 - Morona-Santiago (zona Sur) y Zamora-Chinchipe, mapa morfo-edafológico, a escala 1:500.000 - Mapa en colores, sin memoria técnica, MAG-ORSTOM, IGM, Quito.

Sourdat M. & Custode E., 1986 - Paysages et sols de l'Amazonie équatorienne entre la conservation et l'exploitation - ORSTOM, Coll. et Séminaires, Equateur 1986, vol. I, pp. 95-106.

Sourdat M., Custode E., Muñoz A., 1980 - Provincia de Morona-Santiago, parte norte. Mapa morfo-pedológico a escala 1:500.000 - Mapa en blanco y negro, memoria técnica multigr. 12 p., MAG-ORSTOM, Quito.

Soubies F., 1980 - Existence d'une phase sèche en Amazonie brésilienne, datée par la présence de charbons dans les sols (6000-3000 ans B.P.) - Cah. ORSTOM, sér. Géol., vol. 11, n° 1, pp. 133-148, Paris.

Tricart J., 1966 - Paléoclimats et terrasses quaternaires - C. R. somm Soc. Geol. Fr., fasc. 5, pp. 202-203, Paris.

Tricart J., 1974 - Existence de périodes sèches au Quaternaire en Amazonie et dans les régions voisines - Rev. Gemorph. Dynam., vol. 23, n° 4, pp. 145-158, Paris.

Tricart J., 1975 - Influence des oscillations climatiques récentes sur le modelé en Amazonie

orientale (région de Santarem), d'après les images de radar latéral - Zeit. für Geomorph. n° 19, pp. 140-163.

Tricart J., 1977 - Types de lits fluviaux en Amazonie brésilienne - Ann. de Géographie, n° 473, pp. 1-54.

Tricart J., 1978 - Ecologie et développement, l'exemple amazonien - Ann. de Géographie, n° 481, pp. 257-291.

Tschopp H.J., 1945 - Bosquejos de la geología del oriente ecuatoriano - Instituto Sudamericano del Petroleo, boletin, vol. 1, pp. 466-484.

Tschopp H.J., 1948 - Geologische Skizze von Ecuador - Ver. Schweiz. Petrol. Geol. un., Ing., Bull., vol. 15, pp. 14-45.

Tschopp H.J., 1953 - Oil explorations in the Oriente of Ecuador, 1938-1950 - Bull. Amer. Assoc. Pet. Geol., vol. 37, n° 10.

Libro 2 - Capítulo 4

Acosta Solis M., 1979 - Galápagos y su naturaleza (Geografía, ecología y conservación) - Biblioteca Ecuador, Quito, 359 p.

Alpert L., 1963 - The climate of the Galapagos Islands - Californian Academy of Sciences, Occasionals Papers, n° 44, pp. 21-44.

Ayala J., 1977 - Geología y Petrografía de la parte occidental de la Isla Española, Galápagos - Tesis inédita, Esc. Polit. Nac., Quito.

Bailey K., 1976 - Potasium-Argon Ages from the Galápagos Islands - Science, vol. 192, pp. 465-466.

Bailey K., 1982 - Edades Potasio-Argon de las islas Galápagos - en: Compendio de ciencia en Galápagos, pp. 115-119, Estación Científica Charles Darwin, Santa Cruz, Galápagos.

Banfield A.F., St. Clair. D., Behre Jr. C.H., 1953 - Geology of Isabela Island, Archipielago de Colón, Galápagos (abstract) -Bull. geol. Amer. Soc., vol. 64, n° 12, pt. 2, p. 1392.

Banfield A.F., Behre Jr. C.H., St. Clair D., 1956 - Geology of Isabela (Albemarle) Island, Archipielago de Colón, Galápagos - Bull. geol. Amer. Soc., n° 67, pp. 215-234.

Beate B., 1977 - Geología y Petrografía de la Isla Genovesa, Galápagos - Tesis inédita, Esc. Polit. Nac., Quito

Black J., 1973 - Galapagos, Achipielago del Ecuador - Fund. Ch. Darwin para las Islas Gapalagos, World Wildlife Fund, 138 p., Quito.

Mc. Birney A.R., Williams H., 1982 - Las contribuciones de Darwin - en: Compendio de ciencia en Galápagos, pp. 113-114, Estación Científica Ch. Darwin, Santa Cruz, Galápagos.

Mc. Birney A.R. & Aoki K., 1966 - Petrology of the Galapagos Islands - in: The Galapagos, R.I. Bowman Ed., Univ. Calif. Press., pp. 71-77.

Mc. Birney A.R., Williams H., coll. Aoki K., 1971 - Geology and Petrology of the Galapagos Islands - Mem. n° 118, Geol. Soc. Amer, 197 p.

Bowman R.I. ed., 1966 - The Galapagos - in: Proceedings of the Symposia of the Galapagos International Scientific Project, Univ. Calif. Press., 318 p., Berkeley, Los Angeles.

Colinvaux P.A., 1968 - Paleolimnological investigations in the Galapagos Archipielago - Mitt. Internat. Verein. Limnol., 17, pp. 126-130, Stuuttgart.

Colinvaux P.A., 1968 - Reconnaissance and chemistry of the Lakes and Bogs of the Galapagos Islands - Nature, n° 219, p. 590.

Colinvaux P.A., 1968 - Eruption on Narborough - Animals, vol. 11, n° 7, pp. 297-301.

Colinvaux P.A., 1972 - Climate and the Galapagos Islands - Nature, vol. 240, pp. 17-20, London.

Colinvaux P.A. & Schofield E.K., 1976 - Historial ecology in the Galapagos Islands. A holocene pollen record from El Junco lake, isla San Cristóbal - Jour. of Ecology, n° 64, I: pp. 989-1012, II: pp. 1013-1026.

Colony W.E. & Nordlie B.E., 1973 - Liquid Sulfur at Volcán Azufre, Galápagos Islands - Econ. Geol., vol. 68, n° 3, pp. 371-380.

Cox A., 1969 - Paleomagnetism of San Cristobal Island, Galápagos - Earth & Planetary Sci. Letters, vol. 11, pp. 152-160.

Cox A., 1975 - The Galapagos Islands: A migrating Volcanic Chain near a Triple Junction - Geol. Soc. Lond., Newsletter, vol. 4, n° 1, p. 11.

Cox A., 1983 - Ages of the Galapagos Islands - AAAS, Pacific Division, pp. 11-23.

Cox A. & Dalrymple G.B., 1966 - Paleomagnetism and Potassium-Argon ages of some volcanic rocks from the Galapagos islands - Nature, vol. 209, n° 5025, pp. 776-777.

Chestermann C.W., 1963 - Contributions to the petrography of the Galapagos, Cocos, Malpelo, Cedros, San benito, Tres Marias and White Friars islands - Proc. Calif. Acad. Sci., ser 4, vol. 32, n° 11, pp. 369-373.

Chubb L.J., 1933 - Geology of Galapagos, Cocos and Easter Islands - Bull. Bernice P. Bishop. Mus., Honolulu, n° 110, pp. 1-67.

Dall W.H. & Ochsner W.H., 1928 - Tertiary and Pleistocene Mollusca from the galapagos Islands - Proc. Calif. Acad. Sci., ser 4, vol. 17, n° 4, pp. 89-136.

Dalrymple G.B. & Cox A., 1966 - Paleomagnetism and Potassium-Argon ages of some volcanic rocks from the Galapagos islands - Nature, n° 217, pp. 1-8.

Darwin C, 1839 - Journal of researches into geology and natural history of the various countries, visited by H.M.S. Beagle under command of captain Fitzroy, from 1832- to 1836 - Vol 15, 615 p., Colburn, London.

Darwin C., 1844 - Geological observations on the volcanic islands, visited during the voyage of H.M.S. Beagle - Vol 7, 175 p., Smith, Elder & Co., London; 3° ed. in 1891; reprinted in 1896, D. Appleton and Co., New York.

Darwin C., 1983 - Viaje de un naturalista alrededor del mundo, 1831-1836 - Traducción al español, Akal Bolsillo, Madrid, tomo 1, n° 118: 317 p., tomo 2, n° 119: 343p.

Darwin C., 1962 - The voyage of the Beagle - Doubleday, New York (last reprinted 1967, J.M. Dent & Sons Ltd., Every man's Library 104, London).

Delaney J.R, Colony W.E., Gerlach T.M & Nordlie B.E., 1973 - Geology of the volcan Chico area on the Sierra Negra volcano, Galapagos Islands - Geol. Soc. Amer. Bull., n° 84, pp. 2455-2470.

Durham J.W., 1965 - Geology of the Galápagos - Pacific discovery, vol. 18, pp. 3-6.

Filson J., Simkin T., Lei-Kuang Leu, 1973 - Seismicity of a caldera collapse: Galápagos Islands 1968 - Jour. Geophys. Res., vol. 78, n° 35, pp. 8591-8622.

Friedman J.D & Heiken G., 1984 - Skylab 4 Observations of volcanoes, Part A: Volcanoes and Volcanic Landforms - in: Skylab explores the earth, pp. 137-171

Granja J.C., 1964 - Geología de la Isla Genovesa - Edit. Univ., 15 p., Quito.

Hall M.L., 1983 - Origin of Española Island and the age of Terrestrial Life on the Galapagos Islands - Science, vol. 221, pp. 545-547.

Hall M.L., 1983 - El origen de la isla Española y la edad de la vida terrestre, Islas Galápagos - Politécnica, Monografía de Geología, vol. 8, n° 2, pp. 7-36, Esc. Polit. Nacional, Quito.

Hertlein L.G., 1972 - Pliocene fossils from Baltra (South seymour) Island, Galápagos Islands - Proceedings of the California Acad. of Sciences, 4th series, vol. 39, n° 3, pp. 25-46.

Holden J.C. & Dietz R.S., 1972 - Galapagos Gore, NazCoPac triple junction and Carnegie-Cocos Ridges - Nature, vol. 235, February, pp. 266-269.

Johnson G.L. & Lowrie A. 1972 - Cocos and Carnegie Ridges: result of the Galápagos "hot spot" - Earth and Planetary Sci. Letters, vol. 14, pp. 279-280.

Kuno H., 1953 - Formation of calderas and magnetic evolution - Trans. Amer. Geophys. Union, 34, pp. 267-280.

Laruelle J., 1966 - Study on Soil sequence on Isla santa Cruz (Galapagos Archipielago, Ecuador) - in: The Galapagos, Univ. Calif. Press., Proceedings of the Symposia of the Galapagos International Scientific Project, Contribution n° 4, R.I. Bowman ed., CDF.

Nordlie B.E., 1973 - Morphology and structure of the western Galápagos Volcanoes and a model for their origen - Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 84, pp. 2931-2956.

Nordlie B.E., 1982 - Morfologia y estructura de los volcanes occidentales de Galápagos y un modelo de su origen - en: Compendio de ciencia en Galápagos, pp. 121-152, Estación Científica Charles Darwin, Santa Cruz, Galápagos.

Nordlie B.E. & Colony W.E., 1973 - A fumarole with periodic water fountaining, volcán Alcedo, Galápagos Islands, Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 84, pp. 1709-1720.

PRONAREG (Acosta J., Almeida G., Carvajal A., Loaiza C., Manrique G., Tapia G., Zuñiga M., de la Torre P., Muñoz A., Tipantuña G., Burbano F., Cruz R., Leiva I., Maldonado E., Bedoya J.) - ORSTOM (Huttel C., Winckell A., Pourrut P., Viennot M.), 1989 - Inventario cartográfico de los recursos naturales (geomorfología, vegetación, hídricos, ecológicos y biofísicos de las Islas Galápagos) - Mapas geomorfológicos, de formaciones vegetales y mapas ecológicos a escala de 1:100.000; mapas de recursos hídricos a 1:100.000; mapas morfo-pedológicos, de formaciones vegetales y uso actual del suelo, de aptitudes agrícolas a 1:50.000, leyenda explicativa de 159 p., Presidencia de la Republica, INGALA, PRONAREG, ORSTOM, Quito.

Richard A.F., 1954 - Volcanic eruptions of 1953 and 1948 on Isabela Island, Galápagos Island, Ecuador - The Volcano Letter, n° 525, pp. 1-3.

Richard A.F., 1962 - Active volcanoes of the Archipiélago de Colón, San Félix and Islas Juan Fernandez - in: Catalogue of the active volcanoes of the world, Inter. Ass. of Volcanology, 50p., Naples.

Richardson C, 1933 - Petrology of the Galápagos Islands - B. P. Bishop Mus. Bull., vol. 180, pp. 45-67.

Rodríguez R. J., 1983 - El fenomeno de El Niño y sus efectos en el litoral de Galápagos - en: Documentos de Investigación, n° 4, pp. 65-83, CEDIG-IPGH-ORSTOM, Quito.

Sierra Club Ballantine Book, ed., 1970 - Galapagos, the Flow of Wildness - Vol 1: Discovery, 160 p., vol. 2: Prospect, 160p., San Francisco-New York.

Simkin T., 1972 - Origin of some flat-topped volcanoes and guyots - Geol. Soc. Amer. Bull., n° 132, pp. 183-193.

Simkin T. & Howard K.A., 1970 - Caldera collapse in the Galápagos Islands - Science, vol. 169, July, pp. 429-437.

Simkin T. & Howard K.A., 1982 - Colapso de una caldera en las islas Galápagos -en: Compendio de ciencia en Galápagos, pp. 153-169, Estación Científica Charles Darwin, Santa Cruz, Galápagos.

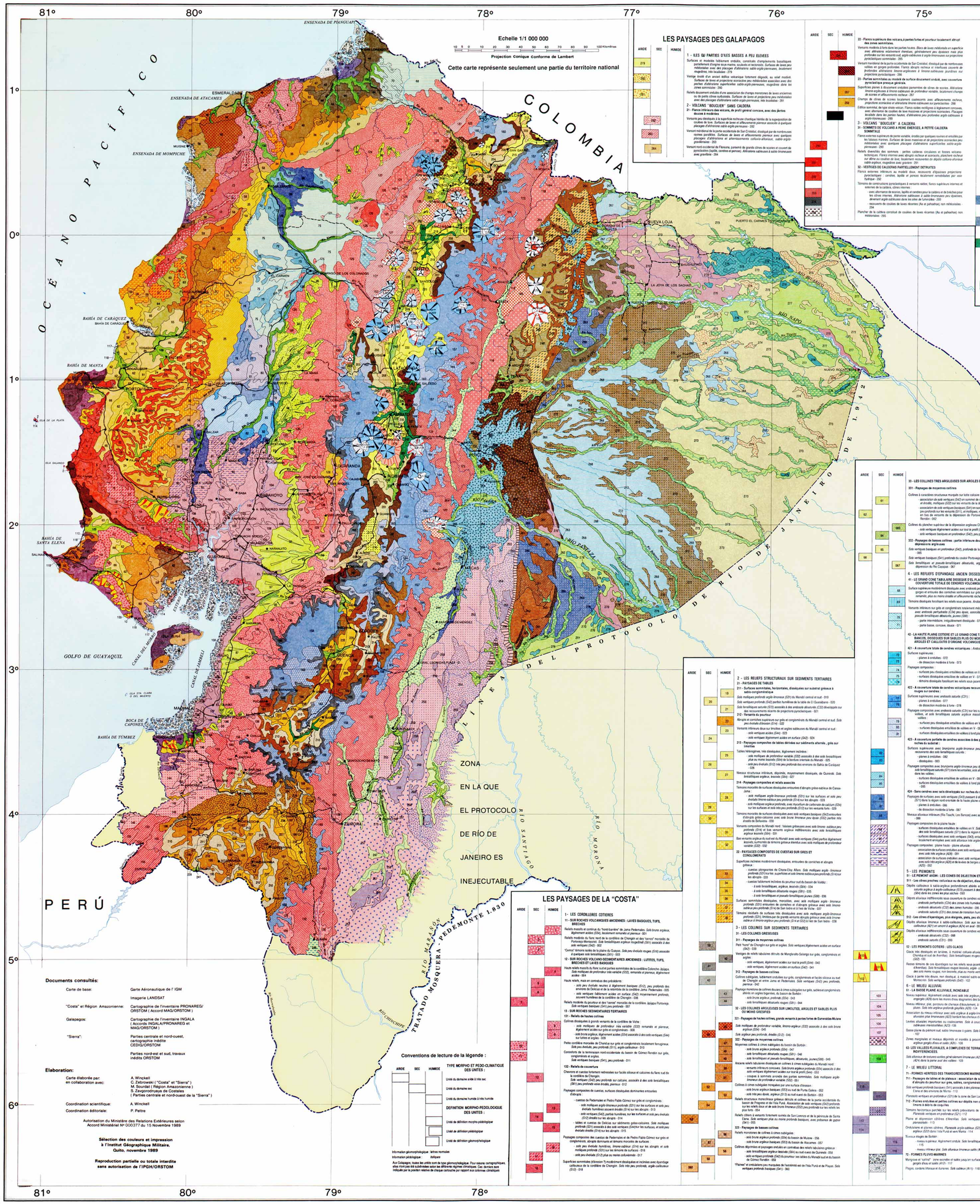
Simkin T. & Krueger A.F., 1984 - Skylab 4 Observations of volcanoes, Part B: Summit Eruption of Fernadina Caldera, Galapagos Islands, Ecuador - in: Skylab explores the earth, pp. 171-173

Swanson F.J., Baitis H.W., Lexa J & Dymond J., 1974 - Geology of Santiago, Rabida and Pinzon Islands, Galapagos - Geol. Soc. Amer. Bull., n° 85, pp. 1803-1810.

Thornton I.W.B., 1971 - Darwin's islands: a natural history of the Galapagos - Garden City, Natural History Press, 322 p., New York.

Villaret B., 1967 - Galapagos au bout du monde - Berger-Levrault, 221 p., Paris.

Williams H., 1966 - Volcanic history of the Galapagos Archipielago (Abstract) - Bull. Volcan., 29, pp. 27-28.

Williams H. & Mc. Birney A.R., 1968 - Geologic and geophysical features of calderas - Oregon Univ., Centre for Volc. Prog., 87 p.

PAYSAGES NATURELS D'EQUATEUR