

BOSQUEJO DE LA EVOLUCION GEODINÁMICA DEL ECUADOR*

René Marocco
Thierry Winter
ORSTOM

1. PRESENTACIÓN GENERAL

El Ecuador ocupa una posición doblemente original en el contexto geológico de América del Sur: está localizado en el punto de unión entre los Andes centrales y septentrionales y también está ubicado al nivel del Rift de las Galápagos, zona de expansión oceánica orientada este-oeste, que separa las Placas Nazca y Cocos (Fig. 1, ver también Fig. 11, y 12).

La distinción entre Andes centrales y septentrionales no sólo es geográfica sino que también corresponde a una diferencia fundamental en la estructura de la cadena andina de cada lado de una zona comprendida entre los paralelos 3° y 4°S. Al sur de esta zona, la Cordillera de los Andes esta caracterizada por la subducción(1) de la placa oceánica Nazca bajo la corteza continental suramericana. Al norte, la misma Placa Nazca se hunde bajo un campo continental compuesto; el borde occidental del continente suramericano (desde el Golfo de Guayaquil al sur hasta el Istmo de Panamá al norte) está constituido por rocas de origen oceánico. Más adelante analizaremos los procesos que llevaron a la génesis de esta yuxtaposición de cortezas oceánicas y continentales, yuxtaposición que caracteriza la Cordillera de los Andes septentrionales hasta la región de Panamá.

Al nivel del Ecuador, las relaciones actuales entre el continente y el océano (Rift este-oeste de las Galápagos que separa la Placa de Nazca al sur de la Placa de Cocos al norte), son el resultado de una reorganización que se produjo al final del Oligoceno (E.M. Herron, 1972; D.W. Handshumacher, 1976; J.B. Minster y T.H Jordan, 1978; M.J.R. Wortel, 1984), hace aproximadamente 26 Ma (millones de años). Antes, las Placas Cocos y Nazca formaban una sola: la Placa Farallón que se dividió en dos partes por la aparición del Rift Cocos-Nazca.

1.1. ESTADO ACTUAL DE LOS CONOCIMIENTOS SOBRE LA GEOLOGÍA DEL ECUADOR

Durante mucho tiempo, hasta el principio de los años 70, el Ecuador era el territorio andino cuya geología era la menos conocida, pese a que ciertas regiones o ciertos problemas habían sido particularmente estudiados. Una de las razones de esta falta de conocimiento residía en que, contrariamente a Colombia, Perú, Bolivia o Chile - por hablar solamente de los países andinos - el Ecuador no era un país minero y el petróleo sólo se buscó y explotó desde hace unos veinte años. La dinámica de los bloques exóticos y la acreción(2) de corteza oceánica a los continentes interesa cada vez más a los equipos que trabajan sobre los márgenes activos. Así, desde hace algunos años, el conocimiento geológico del Ecuador ha progresado mucho.

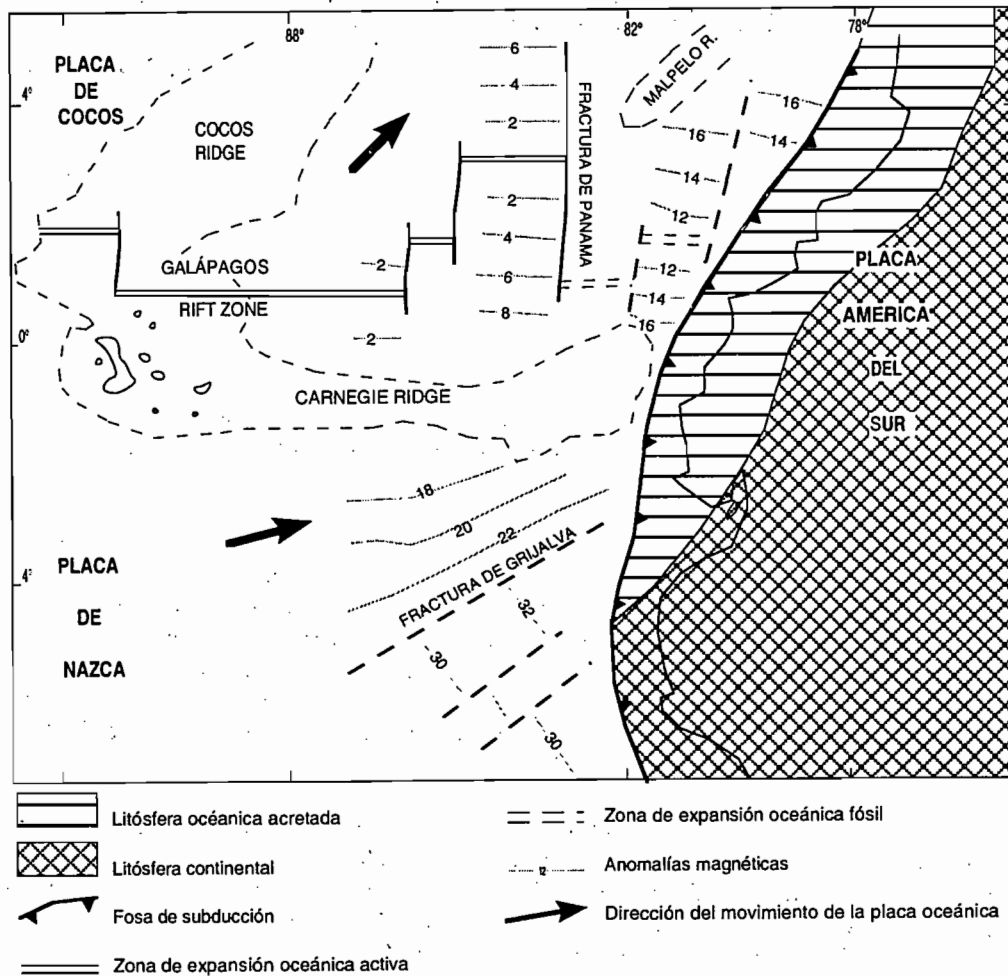
La primera síntesis geológica sobre el Ecuador es la que T. Wolf publicó en 1892 bajo el título de "Geografía y Geología del Ecuador". Una nueva progresión de los conocimientos se realizó mediante los trabajos de H.J. Tschopp (1948) y sobre todo W. Sauer (1965). El mismo W. Sauer, desde 1950, había realizado un mapa geológico a 1:1'500.000 del Ecuador. En 1969, el Servicio Nacional de Geología y Minas (SNGM) y el Instituto Francés de Petróleos y Motores (IFP) elaboraron un nuevo mapa geológico del Ecuador a escala de 1:1'000.000. En 1977, C.R. Bristow y R. Hoffstetter publican el "Léxico Estratigráfico de Ecuador". T. Feininger (1980, 1983, 1987) efectuó estudios sobre las rocas metamórficas y magmáticas de Ecuador, así como sobre los bloques exóticos de la región

*Este texto fue elaborado en 1988, a partir de los conocimientos que se tenía en esa época sobre la evolución geológica de Los Andes

(1) Subducción: Hundimiento de una placa tectónica oceánica por debajo de otra placa (oceánica o continental) bajo el efecto de la expansión de los fondos oceánicos.

(2) Acreción: Fenómeno según el cual una porción más o menos grande de corteza continental u oceánica se acopla a una placa continental en el curso del movimiento diferencial de las placas.

Fig. 1. Contexto geodinámico actual del Ecuador



Elaboración: R. Marocco; Fuente: J.W. Baldock, 1982

litoral. La última síntesis sobre la geología del Ecuador es la obra de J.W. Baldock y la Dirección General de Geología y Minas (DGGM, 1982); comprende un mapa geológico de Ecuador a 1:1'000.000 y un texto explicativo que resume la estratigrafía de las diferentes regiones del país dando una interpretación estructural de la cadena de los Andes ecuatorianos y de su piedemonte amazónico.

Actualmente, trabajan en diferentes regiones numerosos equipos cuyas investigaciones, en curso de realización, están en parte publicadas en revistas ecuatorianas o internacionales. Geólogos ecuatorianos y británicos del Instituto Ecuatoriano de Minería (INEMIN) realizan estudios de la Cordillera Oriental. La Escuela Politécnica Nacional (EPN), el Centro de Levantamientos Integrados de Recursos Naturales por Sensores Remotos (CLIRSEN), ORSTOM y el IFEA estudian la geodinámica de las cuencas sedimentarias y la tectónica reciente y actual de los Andes ecuatorianos. Un equipo franco-ecuatoriano realiza medidas de paleomagnetismo de diferentes formaciones geológicas de la Costa y de la Cordillera Occidental con el fin de evaluar la importancia de las rotaciones y de los desplazamientos de los bloques exóticos acrecidos a la corteza continental. Por fin, la EPN y el INEMIN asociados a equipos italianos y norteamericanos estudian el volcanismo actual y los riesgos naturales relacionados a éste.

1.2. LAS GRANDES REGIONES MORFO-ESTRUCTURALES DEL ECUADOR

La disposición morfológica del Ecuador en tres grandes regiones (Costa, zona andina o Sierra, zona subandina u Oriente) fue heredada de la evolución geodinámica mesozoica y cenozoica del margen activo suramericano (Ver Fig. 2).

La Costa está constituida por rocas magmáticas de origen oceánico, acrecidas al continente suramericano a finales

del Cretácico (aproximadamente 80 Ma). Están recubiertas por terrenos sedimentarios esencialmente marinos de edad terciaria o cuaternaria, testigos de cuencas de plataforma establecidas en la corteza oceánica luego de su acreción al continente.

La zona andina, pese a ser coronada por altos volcanes (Chimborazo 6.310 m, Cotopaxi 5.897 m, Cayambe 5.790 m, etc.) tiene una altitud promedio inferior a los 3.000 m (T. Winter y A. Lavenu, en prensa), muy inferior a la de los Andes peruanos o chileno-bolivianos. Su basamento está constituido por cortezas continentales recubiertas por terrenos sedimentarios y magmáticos de diferentes edades más o menos deformados. La raíz de la corteza es importante (50 km debajo de Quito según F. Robalino, 1976) pero menos espesa que bajo los Andes peruanos del sur o bolivianos en donde alcanza 70 km. La altitud de la zona andina se explica por el reequilibrio isostático de esta masa continental de poca densidad.

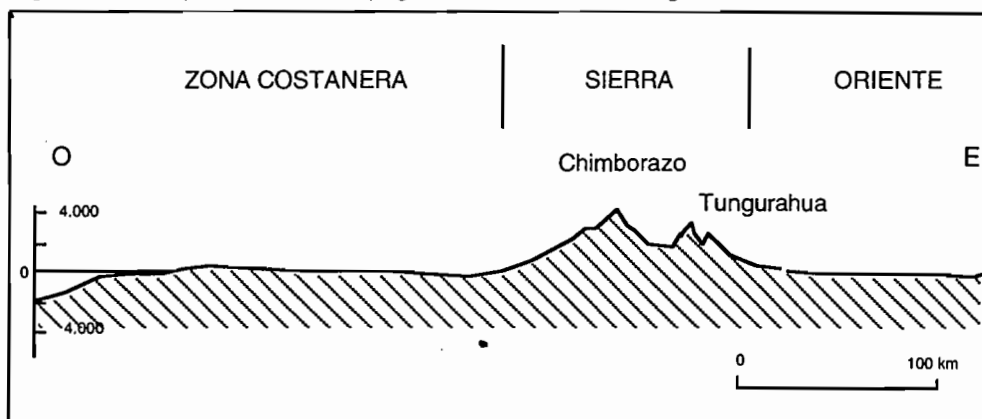
La zona andina es el resultado de una evolución geológica compleja que inició desde el Precámbrico, alternada de ciclos de sedimentación, de magmatismo y períodos de deformación. La Cordillera Occidental es relativamente joven; es el producto del aplastamiento de arcos volcánicos que, al momento de la acreción de la zona costanera, se vieron bloqueados entre las cortezas oceánica y continental. La Cordillera Oriental fue por mucho tiempo considerada como formada por terrenos antiguos precámbricos y/o paleozoicos; los recientes trabajos de la misión británica con el INEMIN muestran que la mayor parte de las rocas sedimentarias y magmáticas de la Cordillera Oriental y su estructuración deben ser atribuidas al Mesozoico (J.A. Apsden y al., 1988). Entre estas dos cordilleras, el valle interandino forma una depresión discontinua en la cual se instalaron, durante el Cenozoico, cuencas sedimentarias continentales controladas por la tectónica. El volcanismo reciente plio-cuaternario afecta al conjunto de la zona andina.

La zona subandina constituye el piedemonte oriental de los Andes ecuatorianos, que une la zona andina con el Escudo Guayano-Brasileño. Es una región de baja altitud constituida por una corteza continental recubierta por terrenos sedimentarios de edad paleozoica, mesozoica y cenozoica. Desde el principio del Mesozoico, y quizás desde el Paleozoico, la zona subandina constituye el antepaís oriental de las diferentes orogénesis que se sucedieron para edificar la Cordillera de los Andes ecuatorianos. La mayor parte de las deformaciones compresivas sufridas por la zona subandina se produjeron durante el Cenozoico. El conjunto corteza-sedimentos no sobrepasa los 30 a 35 km de espesor, lo que explica la baja altitud de la zona subandina.

1.3. LOS GRANDES PERÍODOS DE EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DEL ECUADOR

En el Ecuador se saben muy pocas cosas sobre la historia geológica anterior al Mesozoico. Sin embargo, en los Andes colombianos (L. Radelli, 1967; H. Bürgl, 1967; F.R. Stibane, 1967; E.M. Irving, 1971; A. Ganser, 1973) y los Andes peruano-bolivianos (F. Megard y al., 1971; B. Dalmayrac y al., 1980) se puede evidenciar, un Precámbrico polimetamórfico, grandes ciclos orogénicos paleozoicos (Caledoniano, Herciniano) y meso-cenozoico (Andino). Por lo tanto, en la descripción que haremos de la evolución geológica del Ecuador, consideraremos un período preandino (anterior al Mesozoico) y un período andino correspondiente al Mesozoico y al Cenozoico. Hacemos empezar el período andino al principio del Mesozoico, con la transgresión marina del Triásico superior-Jurásico inferior que se extiende sobre el continente suramericano en vía de erosión luego de los eventos tectónicos del final del Paleozoico.

Fig. 2. Corte esquemático de la topografía de las diferentes regiones



Elaboración: R. Marocco

Para el período preandino no es posible ir más allá de la descripción estratigráfica de algunos afloramientos conocidos, todos ubicados en el Oriente, en donde las series sedimentarias son poco deformadas y no metamórficas. La geodinámica preandina, por el momento, es desconocida; sólo se pueden intentar, interpolando entre el Perú y Colombia, correlaciones siempre problemáticas debido a la distancia.

El período andino se conoce mejor. Las edades de las series sedimentarias y volcánicas están relativamente bien conocidas, los períodos de deformación, las fases magmáticas y la evolución geodinámica general son más fácilmente identificables. La geodinámica es marcada, hasta fines del Mesozoico, por la acreción de la corteza oceánica y de los arcos volcánicos al continente suramericano. Esta acreción se realiza por lo menos en dos etapas: primero en el Jurásico cuando la corteza continental, los arcos volcánicos y la corteza oceánica hicieron su acreción al continente al nivel de la actual Cordillera Oriental (J.A. Apsden y al., 1988); luego en el Cretácico cuando el bloque costanero y la Cordillera Occidental hacen su acreción a la Cordillera Oriental ya cratonizada.

En el Cenozoico, todos los elementos que constituyen actualmente el margen activo ecuatoriano ya están en su lugar; la geodinámica cenozoica será guiada por el funcionamiento de este margen activo (subducción de la placa oceánica bajo el conjunto continental recientemente constituido) que pone bajo presión los elementos del rompecabezas formado por el bloque oceánico occidental y por el continente. El bloque oceánico costanero tiende a desplazarse hacia el norte, dejando detrás de él una depresión -el Golfo de Guayaquil- en donde se van acumulando miles de metros de sedimentos marinos cenozoicos. El campo continental (la Sierra) se deforma al mismo tiempo en que se produce una sedimentación continental en las cuencas controladas por la tectónica. Un intenso magmatismo de arco (sobre todo volcánico) que evita casi totalmente la zona costanera, acompaña todas las etapas de la evolución geodinámica cenozoica.

2. EL PREANDINO

Se conoce bastante mal el período preandino en el Ecuador, el terreno más antiguo y al cual se le pudo atribuir una edad gracias a fósiles es del Carbonífero (Westfalio). Sin embargo, sin muchos argumentos estratigráficos, se atribuyen varias series sedimentarias o metamórficas al Precámbrico o al Paleozoico.

2.1. EL MATERIAL PREANDINO

Las series atribuidas al período preandino sólo afloran en el Oriente y en la Sierra. Resulta prácticamente imposible, salvo en el Oriente, establecer una sucesión estratigráfica de las series sedimentarias metamórficas o no, atribuidas al Precámbrico o al Paleozoico. No se conocen las edades de las diferentes series, y las relaciones estratigráficas entre una y otra de las series resultan muchas veces imposibles de establecer.

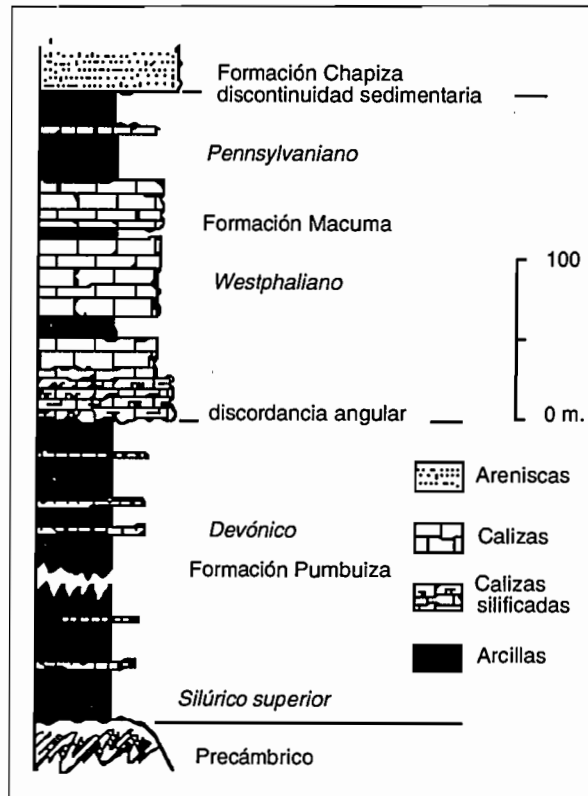
2.1.1. La zona subandina u Oriente (Fig. 3)

El basamento de las series sedimentarias de la zona subandina está constituido por las rocas metamórficas precámbricas del Escudo de Guayana, el cual no aflora nunca en la superficie. J.W. Baldock (1982) señala que se encontraron "esquistos" en perforaciones petroleras, como por ejemplo en la de Tiputini, en la parte noroeste de la zona subandina. Pero resulta imposible saber si estos "esquistos", directamente cubiertos por las areniscas cretácicas inferior de la formación Hollín, corresponden realmente al Precámbrico del Escudo de Guyana.

Al oeste de la zona subandina, en la Cordillera de Cutucú aflora la formación Pumbuiza (J.A. Ribadeneira, 1942; C.R. Bristow y R. Hoffstetter, 1977). Esta serie, cuya base no se conoce y que está recubierta por la formación Macuma del Carbonífero superior, está compuesta por pizarras grises a negras y por areniscas cuarcíticas. Aparte de algunos ejemplares de *Lingula*, no se encontraron fósiles en la formación Pumbuiza que es atribuida, sin muchos argumentos, al Devoniano. Conviene señalar que C.R. Bristow y R. Hoffstetter (1977) señalan la presencia, en la base de una perforación petrolera del campo de Shushufindi (zona subandina norte), de "shales" negros atribuidos al Siluriano superior.

En la misma Cordillera del Cutucú, la formación Pumbuiza está recubierta en discordancia angular por los 1.500 m. de calizas de la formación Macuma (J.A. Ribadeneira, 1942). Esta serie carbonatada contiene una rica fauna de braquiópodos, briozoarios, foraminíferos, trilobites, lo que indica una edad westfaliana, del Carbonífero superior (C.R. Bristow y R. Hoffstetter, 1977). La formación Macuma es la única serie datada del Paleozoico en todo el territorio ecuatoriano. Esta formación está recubierta en concordancia, pero con una fuerte discontinuidad

Fig. 3. Corte esquemático de la estratigrafía del Paleozoico del Oriente



Elaboración: R. Marocco

sedimentaria, por las areniscas rojas de la formación Chapiza (Jurásico medio-Cretácico inferior). Resulta interesante anotar que 3.000 km. más al sur, en Bolivia, el Carbonífero superior está representado por series areniscosas deltáicas y turbidíticas que contienen indicios netos de sedimentación en clima periglaciario, mientras que en el Ecuador imperaba un clima caliente propicio a la sedimentación carbonatada.

2.1.2. La zona andina o Sierra

En la Sierra, existe un conjunto de series más o menos metamórficas, con relaciones estratigráficas poco evidentes, cuya edad es atribuida al Precámbrico o al Precámbrico-Paleozoico.

Los terrenos más o menos metamórficos preandinos afloran ampliamente en la Cordillera Oriental (o Cordillera Real) y en el bloque Amotape-Tahuín en el extremo suroeste del país.

La Cordillera Oriental

En la Cordillera Oriental del centro y del sur del Ecuador, una serie de rocas poco a medianamente metamórficas (paragneis, micaesquistos, pizarras): el grupo Zamora, es atribuido al Paleozoico inferior a superior (J.W. Baldock, 1982). La base y el tope del grupo Zamora no son conocidas, ya que la serie está en contacto fallado con terrenos más jóvenes del Mesozoico. Algunos granitos deformados fechados radiométricamente (K/Ar) del Jurásico (148 ± 4 Ma, 168 ± 5 Ma, 175 ± 5 Ma) cortan el grupo Zamora (R.D. Beckinsale, 1976). Por otra parte, a 20 km al este de Loja, algunos gneis del grupo Zamora fueron fechados (K/Ar) en 51 ± 2 Ma, edad muy joven, interpretada por J.W. Baldock (1982) como una removilización de la serie Zamora por eventos térmicos posteriores.

Hacia el norte, en la Cordillera Real del centro del Ecuador, aflora ampliamente el grupo Llanganates (J.W. Baldock, 1982); es una serie metamórfica (orto y paragneis, micaesquistos, esquistos, cuarcitas, algunos mármoles) muy deformada en la cual J.B. Kenerley (1971) reconoció por lo menos dos fases de plegamientos. Las edades radiométricas realizadas (K/Ar, Rb/Sr) aportan poca luz sobre la edad del primer metamorfismo que parece ser

anterior a 200 Ma (J.W. Baldock, 1982).

En el extremo norte de la Cordillera Oriental del Ecuador, se describieron, bajo los nombres de grupos Cofanes y Ambuquí, terrenos de igual naturaleza litológica que sufrieron iguales fases de deformación y de metamorfismo que los grupos Zamora y Llanganates, y que fueron atribuidos al Precámbrico-Paleozoico (J.W. Baldock, 1982). El grupo Cofanes esta compuesto por rocas metamórficas de grado bastante elevado: orto y paragneis, micaesquistos, anfíbolitas. El grupo Ambuquí esta compuesto por esquistos verdes. Las edades radiométricas sólo indican una removilización térmica entre 80 y 54 Ma. Parece que los esquistos del grupo Ambuquí recubren las rocas más metamórficas del grupo Cofanes; no se puede excluir la hipótesis de que las dos series sean expresiones diferentes de un mismo metamorfismo.

Sin embargo, conviene señalar que los recientes trabajos de INEMIN y de la Misión Británica mostraron que la parte occidental de la Cordillera Oriental del Ecuador, debe su estructura, su metamorfismo, y quizás una parte de sus rocas sedimentarias y magmáticas, a eventos geodinámicos jurásicos. Por lo tanto es muy posible que una parte de los terrenos atribuidos al Precámbrico y al Paleozoico en el mapa geológico de Ecuador al 1:1'000.000 (1982) sea en realidad de edad mesozoica.

El extremo suroeste

Al sur del río Jubones y al oeste de la Cordillera Occidental, en la región que corresponde al bloque de Amotape-Tahuín, algunas series más o menos metamórficas fueron atribuidas al Precámbrico-Paleozoico. Ya que estas series no presentan relaciones estratigráficas entre sí, no se puede saber si se trata de la misma serie con un metamorfismo creciente o de series diferentes.

El grupo Piedras (C.R. Bristow y R. Hoffstetter, 1977) es un conjunto de rocas metamórficas de grado bastante alto. Se nota la existencia de rocas máficas y de rocas más ácidas o cuarzopelíticas. Todavía se desconoce la edad del grupo Piedras. Hacia Portovelo una anfíbolita atribuida a este grupo proporcionó una edad (K/Ar sobre hornblenda) de 743 ± 14 Ma (J.B. Kenerley, 1980), lo que clasificaría esta parte del grupo Piedras en el Precámbrico superior. ¿Pero qué vale esta edad K/Ar cuando se sabe que la región sufrió varias removilizaciones térmicas? ¿Podría considerarse como una edad mínima?

El grupo Tahuín que C.R. Bristow y R. Hoffstetter (1977) ubican estratigráficamente encima del grupo Piedras, está compuesto por rocas cuarzopelíticas poco o medianamente metamórficas, cuyo espesor total está estimado en más de 10.000 m. Para estos autores, el grupo Tahuín podría ser un equivalente lateral de una serie fosilífera devoniana que aflora en el Perú, en la Cordillera de los Amotapes. La datación radiométrica (K/Ar sobre biotita) de un gneis del grupo Tahuín proporcionó una edad de 210 ± 8 Ma que podría indicar un recalentamiento triásico de la serie.

2.2. LA GEODINÁMICA PREANDINA

El mal conocimiento estratigráfico de los terrenos preandinos y la imposibilidad de reconstruir el movimiento de las placas en esa época, no permiten reconstituir la geodinámica precámbrica y paleozoica. Ya que el Ecuador está ubicado entre Colombia y Perú, se podría pensar que la geodinámica preandina ecuatoriana es una transición entre estos dos países. Sin embargo, el único punto del territorio ecuatoriano en donde las series preandinas tienen una edad más o menos exacta -la Cordillera del Cutucú- está en contradicción con esta idea.

En Colombia, la discordancia angular general del Devoniano medio sobre el Cambro-Ordoviciano fechado por fósiles, muestra la existencia de una orogénesis caledoniana (fase tectónica). Esta tectónica es acompañada de un metamorfismo bien desarrollado en la Cordillera Oriental (Macizo de Santander) en donde fue fechado en 413 y 450 Ma (Rb/Sr sobre roca total) por E.M. Irving (1971).

En el norte del Perú, aunque las cosas sean menos claras que en Colombia, la orogénesis caledoniana parece ser probada por la discordancia angular del Devoniano sobre el Cambro-Ordoviciano (B. Dalmayrac y al., 1980). Por razones de continuidad con Colombia, resulta tentador considerar que en el Ecuador el principal evento geodinámico corresponde a la orogénesis caledoniana.

Hemos visto anteriormente que en la parte occidental del Oriente ecuatoriano -la Cordillera de Cutucú- la formación Macuma, muy bien fechada del Carbonífero superior, reposa en discordancia angular sobre la formación

Pumbuiza que, por su parte, está atribuida, con menos argumentos paleontológicos, al Devoniano. Si éste fuera el caso, tendríamos una orogénesis herciniana como la descrita en el Perú Central y Meridional (F. Megard y al., 1971; B. Dalmayrac y al., 1980). El problema sigue planteado y sólo podrá ser resuelto con una mejor datación de las series preandinas del Ecuador.

3. EL ANDINO

Durante el Mesozoico y el principio del Terciario, la evolución geodinámica del Ecuador está marcada por la acreción, al borde occidental del continente suramericano, de bloques continentales y de arcos magmáticos insulares. El plan clásico de las descripciones geológicas que tratan sucesivamente de la estratigrafía y de la tectónica, resulta inadecuado para el período Mesozoico-base del Cenozoico. En la Placa América del Sur y sobre los bloques continentales y los arcos insulares situados más al oeste, se producen, al mismo tiempo, fenómenos sedimentarios, tectónicos y magmáticos distintos. Estos fenómenos son genéticamente homogéneos en sus contextos geodinámicos respectivos (arcos insulares, microcontinentes, Placa América del Sur). Pero, de un conjunto geodinámico al otro, resulta imposible establecer relaciones genéticas entre los diferentes fenómenos, sobre todo cuando el conocimiento estratigráfico, magmático y estructural de cada elemento del rompecabezas que constituye el Ecuador, presenta todavía grandes lagunas.

Con el afán de ser más claros, dividiremos la evolución meso-cenozoica del Ecuador en dos partes. La primera parte corresponde al Mesozoico y a la base del Cenozoico (hasta el Eoceno); es el período durante el cual los diferentes elementos del rompecabezas constituido por los arcos insulares, los microcontinentes, se acercan a la Placa Sudamericana y se ven separados los unos de los otros por extensiones más o menos importantes de corteza oceánica. La segunda parte, trata del período que va del Eoceno superior al actual; el Ecuador ha adquirido aproximadamente su aspecto definitivo y evoluciona en un dominio continental o marino litoral.

3.1. DEL MESOZOICO AL EOCENO: EL TIEMPO DE LAS COLISIONES

Recientes trabajos (J.A. Apsden y al., 1987, 1988; A. Egüez, 1986; M. Lebrat, 1985; F. Megard y al., 1986; P. Roperch y al., 1987) han mostrado que la evolución mesozoica del Ecuador sólo podía ser explicada por un modelo geodinámico que haga intervenir acreciones sucesivas de bloques continentales y de arcos insulares en la Placa Sudamericana, aumentando así su volumen hacia el oeste para alcanzar su estado actual hacia finales del Eoceno.

El modelo que presentamos encierra todavía muchos puntos desconocidos, es una síntesis de los trabajos de equipos que laboraron en zonas diferentes, y es susceptible de ser profundamente modificado en función de nuevos descubrimientos eventuales. Presenta una mejor relación de los fenómenos observados al suroeste del Ecuador que de los que ocurrieron más al norte. En el extremo suroeste del Ecuador, es decir al sur del paralelo 3°20'S, el modelo que mejor se aplica es el que propuso T. Mourier y al. (1988) para el noroeste peruano.

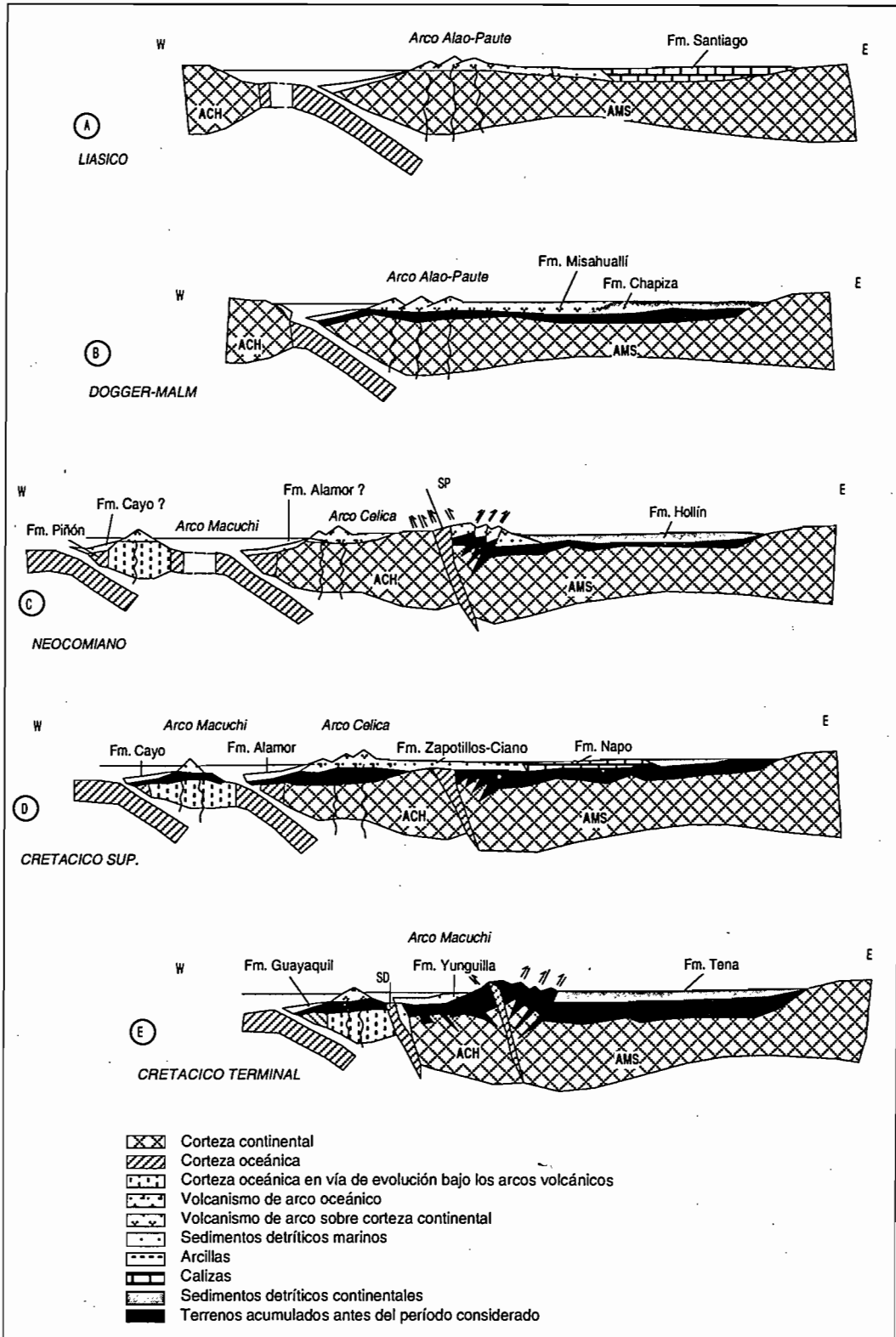
3.1.1. El Jurásico (Fig. 4 A y B)

A principios del Mesozoico, quizás desde el Triásico, al nivel del Ecuador, el borde occidental de la Placa América del Sur estaba situado en el lugar de la actual Cordillera Oriental o Cordillera Real. Más al oeste se extendía un mar que separaba la Placa América del Sur (AMS) de un bloque continental llamado Chaucha-Arenillas (ACH), según el nombre de las localidades ecuatorianas en donde afloran vestigios de esta unidad paleogeográfica. El piso oceánico de este mar intercontinental se hundía debajo de América del Sur por intermedio de una zona de subducción con inmersión hacia el este.

¿Qué distancia separaba América del Sur del bloque Chaucha-Arenillas? Sólo podemos dar un orden de tamaño muy aproximativo. Como lo veremos más adelante, la colisión de los dos bloques debió producirse a finales del Jurásico (138 Ma aproximadamente). Si se admite una velocidad promedio de convergencia de 5 cm/año, velocidad coherente con lo que se conoce de las zonas de subducción actuales, a principios del Jurásico (205 Ma) los dos bloques pudieron estar separados por una distancia del orden de 350 km.

Durante el Triásico superior, una transgresión marina proveniente del norte se extiende sobre la Placa América del Sur; ocupa la actual zona subandina ecuatoriana y sigue hacia el sur en el territorio peruano (F. Megard, 1978; B. Dalmayrac y al., 1980). Esta transgresión instala en la Placa América del Sur (Fig. 4 A) una plataforma carbonatada representada por la formación Santiago. O.F. Geyer (1982) considera que la base de la formación Santiago pertenece

Fig. 4. Modelo de evolución del margen ecuatorial durante el Mesozoico; acreciones de los arcos Alao-Paute y Macuchi.



Elaboración: R. Marocco

al Triásico superior (Noriano). Esta formación sólo proporcionó algunas amonitas (Arietitas) del Sinemuriano; sin embargo, por comparación con las regiones peruanas vecinas, se puede admitir que la plataforma carbonatada se mantuvo desde el Triásico superior hasta el Jurásico medio.

O.F. Geyer (1974) señala niveles con facies flysch en las regiones occidentales de los afloramientos de la formación Santiago. Aún más al oeste, la formación se carga de depósitos piroclásticos (J.W. Baldock, 1982) provenientes de un arco volcánico instalado sobre el borde occidental de la Placa América del Sur. Los actuales testigos de este arco volcánico son las lavas de la "división Alao-Paute" que afloran en la Cordillera Oriental (J.A. Apsden y al., 1988). Llamaremos "Alao-Paute" a este arco volcánico.

En la plataforma continental que bordea al oeste la Placa América del Sur, debió desarrollarse una sedimentación marina detrítica de tipo "flysch" proveniente de la erosión del arco volcánico Alao-Paute. La "división Maguazo" de J.A. Apsden y al. (1988), evidenciada en el Ecuador central (Cordillera Oriental de las provincias del Azuay y del Cañar), pudo ser un testigo de estos "flysch".

Sobre el bloque Chaucha-Arenillas, la enorme cobertura volcánica Cenozoica no permite saber qué tipo de sedimentación se produjo en el Jurásico. Sin embargo, los sedimentos cuarzopélficos de las "divisiones Guamote, Guasunto y Cebadas" descritas por J.A. Apsden y al. (1988), podrían ser sedimentos marinos depositados sobre el borde oriental del bloque Chaucha-Arenillas, es decir al oeste de la zona de subducción.

El mar se retira probablemente de la actual zona subandina a finales del Jurásico medio. Una sedimentación continental clásica (formación Chapiza), reemplaza la sedimentación carbonatada anterior (Fig. 4 B). Se admite en forma clásica que la formación Chapiza está recubierta por los terrenos volcano-sedimentarios (lavas, piroclastos, conglomerados) de la formación Misahuallí. Recientes estudios parecen indicar que el volcanismo Misahuallí sería en parte un equivalente lateral occidental de la formación Chapiza (A. Egüez, comunicación oral); que gana progresivamente las zonas cada vez más orientales. Esta migración del volcanismo hacia el este puede traducir un desplazamiento en la misma dirección del arco volcánico Alao-Paute que sigue funcionando durante el Jurásico medio y superior.

Habiéndose reducido el brazo de mar occidental, debido al acercamiento de los dos bloques cratónicos, la sedimentación detrítica marina debe haber proseguido en el flanco occidental del arco Alao-Paute.

3.1.2. La primera colisión (Fig. 4 C)

Es a finales del Jurásico o a principios del Cretácico cuando el bloque de Chaucha-Arenillas choca con la Placa América del Sur. J.A. Apsden y al. (1988) proporcionan pocos elementos susceptibles de poner fecha a la colisión, pero dejan entender que es anterior al volcanismo Celica (ver más adelante) cuya base parece ser del Cretácico inferior, ya que está afectada por intrusiones de granitoides que datan del Aptiense inferior (J.W. Baldock, 1982).

La colisión del bloque Chaucha-Arenillas provoca una intensa deformación del borde oeste de la Placa América del Sur, del arco volcánico Alao-Paute (que deja de funcionar) y de los flyschs Maguazo, provocando estructuras probablemente inclinadas hacia el este. Debido a esta colisión, la cuenca oriental o subandina es deformada por pliegues de gran radio de curvatura que afectan la serie del Triásico superior-Jurásico y su substrato.

Entre la Placa América del Sur y el bloque Chaucha-Arenillas, J.A. Apsden y al. (1988) describen una franja con un ancho de 2 km., constituida por una mezcla de rocas ofiolíticas, de serpentinas y de gabros metamórficos intensamente deformados, aflorando a lo largo de la falla Peltetec. Estos autores consideran que se trata de la sutura entre los bloques que entraron en colisión; esta sutura (llamada de Peltetec) es el vestigio de la zona de subducción que permitió el acercamiento de la Placa América del Sur y del bloque de Chaucha-Arenillas. Inmediatamente al oeste de la sutura de Peltetec, las series sedimentarias de las "divisiones Guamote, Guasuntos y Cebadas" constituyen una banda de terrenos deformados al momento de la colisión. Entre Riobamba y Cuenca, estos terrenos afloran entre las fallas de Peltetec al este y de Ingapirca al oeste (J.A. Apsden y al., 1988).

3.1.3. El Cretácico inferior (Fig. 4 C)

Después de la colisión que instaló los primeros elementos estructurales de la Cordillera Oriental, el dispositivo paleogeográfico debía ser bastante cercano al representado en la figura 4 C. En el extremo oeste, se encuentra el piso oceánico de la Placa Farallón ("paleoplaca Nazca"). Una zona de subducción intraoceánica con inmersión hacia el este origina un arco volcánico sobre la corteza oceánica (arco Macuchi) bien definido en el Cretácico superior pero que funciona probablemente desde el Neocomiano. Los productos volcánicos emitidos por el arco Macuchi corresponden a la formación Macuchi (C.R. Bristow y R. Hoffstetter, 1977; J.W. Baldock, 1982), son en su mayoría ba-

saltos y andesitas de naturaleza toleíticas (M. Lebrat, 1985). Algunas lavas calco-alcálicas provenientes de afloramientos atribuidos al volcanismo Macuchi pueden explicarse en realidad por una yuxtaposición tectónica del arco Macuchi y de un arco más oriental (arco Celica), al momento de la colisión que empezaría en el Cretácico Terminal.

El pedazo de placa oceánica pegado al borde oeste del arco Macuchi constituye el afloramiento hoy en día conocido bajo el nombre de formación Piñón (H.J. Tschopp, 1948). M. Lebrat (1985) mostró que se trata de basaltos de tipo "MORB"(3), emitidos por una dorsal meso-oceánica. Se trataría de la dorsal Pacífica-Farallón que, según G.W. Brass y al. (1983), existía ya en el Cretácico inferior. Es casi seguro que sobre esta placa oceánica ya se debían depositar los primeros niveles de la formación Cayo (A.A. Olsson, 1942), aunque hasta el momento, éstos sólo proporcionaron fósiles del Cretácico superior. Se trata de "flysch" volcano-clásticos provenientes de la erosión del arco Macuchi. Al este del arco Macuchi, un brazo de mar con piso oceánico separa este arco del continente. La litosfera oceánica de este mar marginal realizaba una subducción hacia el este bajo la Placa América del Sur ahora aumentada en su borde occidental por el bloque acretado de Chaucha-Arenillas. Esta subducción permite el acercamiento del arco Macuchi al continente; a principios del Cretácico, el arco Macuchi podría haber estado separado del continente por 350 a 400 km.

Al este de esta nueva zona de subducción se extiende la Placa América del Sur (Placa América del Sur anterior + bloque Chaucha-Arenillas). En el borde oeste de la placa, la subducción provoca la formación de un arco volcánico: el arco Celica. Las volcanitas producidas (formación Celica, C.R. Bristow & R. Hoffstetter, 1977) son andesitas y dacitas, rocas volcánicas calco-alcálicas típicas de los arcos volcánicos sobre la corteza continental. Para C.R. Bristow & R. Hoffstetter (1977) la formación Celica tendría una edad que iría del Aptiano al Cretácico terminal. Algunas intrusiones fechadas en 114 ± 30 Ma y 113 ± 3 Ma (N.J. Snelling y al., 1970) que afectan la formación Celica, permiten pensar que la base de esta formación debe descender en el Neocomiano. En el flanco oeste del arco Celica, proseguía probablemente una sedimentación marina detrítica. Uno de los testigos de estos sedimentos podría ser, en el suroeste ecuatoriano, el grupo Alamor, el cual proporcionó fósiles (entre ellos amonitas) que indicaron una edad que varía desde el Aptiano al Campaniano; pero nada se opone a que el límite inferior del grupo Alamor descienda más bajo en el Cretácico inferior.

Al este del arco Celica, los productos del desmantelamiento de los relieves creados durante la colisión América del Sur y Chaucha-Arenillas, debieron alimentar en parte la sedimentación deltaica de la formación Hollín cuya mayor parte de los aportes, sin embargo, vinieron del este. La formación Hollín reposa en discordancia angular sobre los terrenos subandinos jurásicos, forma parte de estos esparcimientos detríticos de edad Cretácico inferior, muy desarrollados en las zonas subandinas ecuatorianas y peruanas y provenientes del delta del Amazonas que, en el Cretácico inferior, desembocaba en el Océano Pacífico.

3.1.4. El Cretácico superior (Fig. 4 D)

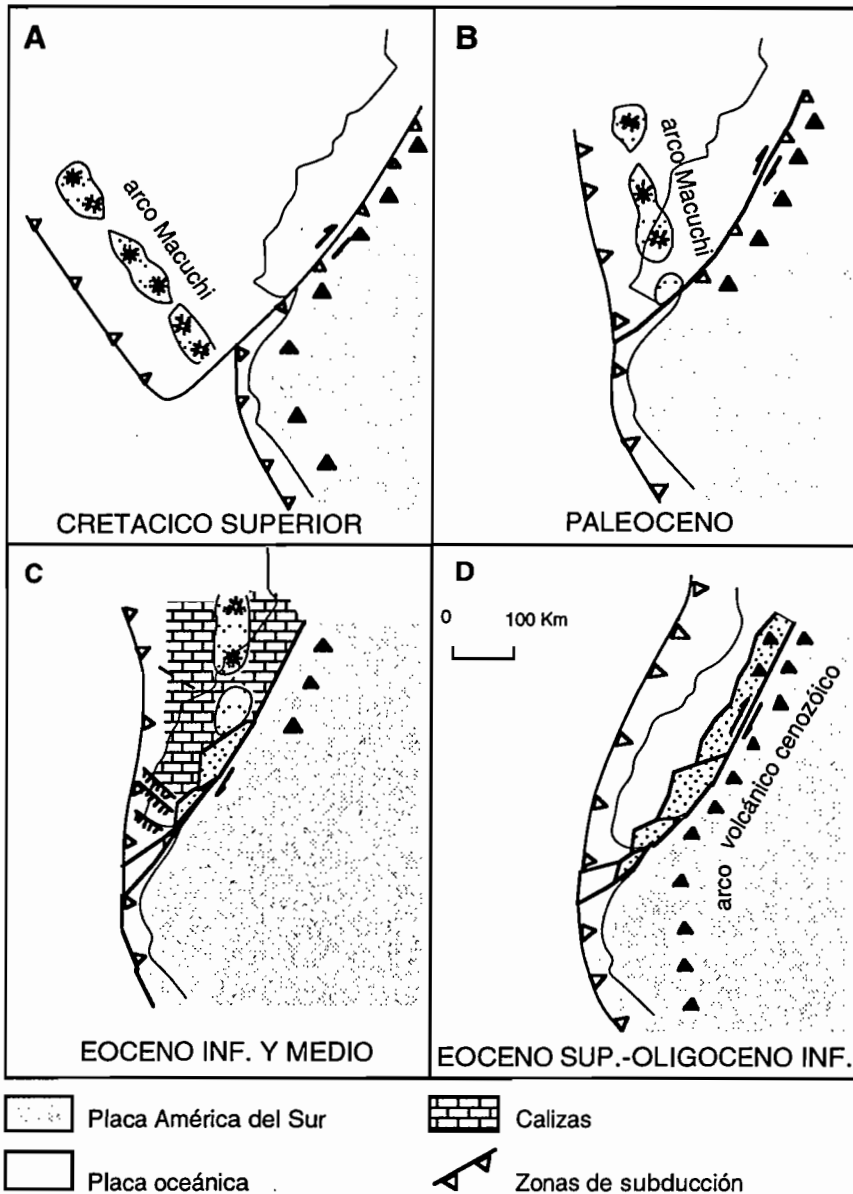
Durante el Cretácico superior (Cenomaniano y Campaniano), el dispositivo paleogeográfico se asemeja mucho al anterior. El arco Macuchi está acercándose a la Placa América del Sur y el arco volcánico Celica sigue funcionando. En el flanco occidental del arco Celica, prosigue la sedimentación del grupo Alamor.

Al este del arco Celica, la Cordillera Oriental (zona de la sutura) está aplanada y puede dejar pasar la transgresión del Cretácico superior proveniente del Pacífico. Esta transgresión establece, al este del arco Celica, un mar que, en el máximo de la transgresión -en el Cenomaniano superior y luego Cogniaciano- Santoniano (E. Jaillard y al., 1985)-recubre la totalidad de la cuenca subandina.

Al este de la cuenca subandina, este mar del Cretácico superior instala una plataforma carbonatada que produce las calizas, las areniscas y las margas de la formación Napo (T. Wasson & J.M. Sinclair, 1927) que reposa en concordancia sobre la formación Hollín. Hacia el oeste, la cuenca de plataforma se ahonda y la sedimentación se vuelve más margosa; C.R. Bristow y R. Hoffstetter (1977) indican que, hacia el oeste, la formación Napo pasa a esquistos calcáreos bituminosos (¿facies profundas?) que afloran sobre el borde oriental de la Cordillera Real. J.W. Baldock (1982) piensa que el grupo Margaritas (esquistos negros, esquistos calcáreos, cuarcitas) podría también ser un equivalente lateral de la formación Napo.

(3) MORB (Mid Oceanic Ridge Basalt): Basaltos emitidos en las cordilleras medio-oceánicas durante los procesos de expansión de los fondos oceánicos. Su composición química promedio calculada a partir de muestras de todas las cordilleras medio-oceánicas sirve de referencia para comparar los MORB cualquier otro basalto.

Fig. 5. Vista del mapa del modelo de acreación del arco Macuchi.



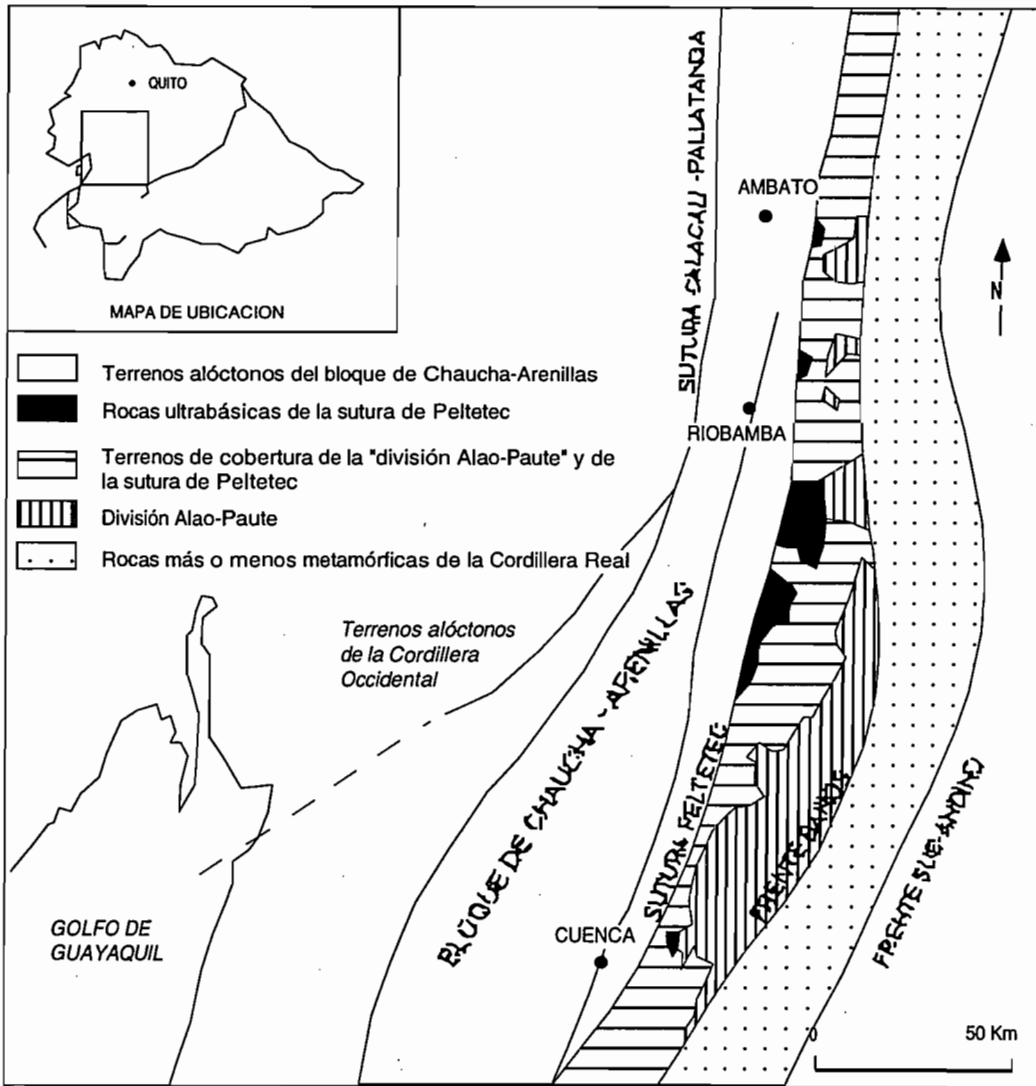
Elaboración: R. Marocco

3.1.5. La colisión que empezó en el Cretácico terminal (Fig. 4 E)

El arco volcánico Macuchi entra en colisión con el continente hace 75 Ma (M. Lebrat, 1985). Los estudios paleomagnéticos realizados sobre las formaciones Piñón y Macuchi indican una rotación horaria de $72^{\circ} \pm 8^{\circ}$ de estos terrenos (P. Roperch y al., 1987, Laj y al. inédito). Estos datos paleomagnéticos permitieron presentar un esquema de la dinámica de la colisión que muestra que es el extremo sur del arco Macuchi -entonces orientado NO-SE- el que chocó primero contra el continente (Fig. 5 A). Bajo el efecto de este bloqueo meridional, el arco y su substrato oceánico soportan una rotación horaria que sólo terminará a finales del Eoceno o al principio del Oligoceno.

La falla transformante a lo largo de la cual se desliza y luego se pega el arco de Macuchi al continente, es la falla Dolores-Guayaquil (Dolores-Guayaquil Megashear ou DGM, de F. Megard y al., 1986); tiene un movimiento dextral(4) (C.J. Campbell, 1968; J.E. Case y al., 1971, 1973). Esta falla transformante se confunde, en parte, con la zona de subducción oriental encima de la cual funciona el arco Celica (Fig. 5 A). Al contacto entre el continente y el arco Macuchi, se forma una sutura compuesta por rocas ofiolíticas, vestigios del mar marginal y de la zona de sub-

Fig. 6. Mapa geológico simplificado de la Cordillera Oriental del Ecuador central



Elaboración: R. Marocco, Fuente: J.A. Apsden y al, 1988

ducción que permite la colisión. Esta sutura se realiza progresivamente hacia el norte.

La colisión del arco Macuchi con el continente provoca el cese del funcionamiento del arco volcánico Celica (M. Lebrat, 1985) al menos en su parte sur. También provoca la deformación del continente. La Cordillera Oriental se levanta bajo el efecto de la compresión; es probablemente en esa época cuando empiezan a formarse los diferentes frentes tectónicos descritos por J.A. Apsden y al. (1988) al este de la sutura Pelitetec bajo el nombre de "frente Baños" y "frente subandino" (Fig. 6). Los guijarros de rocas metamórficas siálicas señalados por M. Lebrat (1985) en la formación Yunguilla indican el levantamiento de las regiones orientales.

Mientras se producen estos eventos tectónicos, la sedimentación continúa. En el flanco occidental del arco Macuchi se depositan los flyschs finos de la formación Guayaquil (J.M. Sinclair & C.P. Berkey, 1924). Entre el arco Macuchi en proceso de colisión y la Cordillera Oriental emergida, la formación Yunguilla (H.E. Thalmann, 1946) se deposita en discordancia angular sobre los terrenos anteriores en proceso de plegamiento.

En la cuenca subandina, emergida pero aún subsidente, una sedimentación clástica continental proporciona las capas rojas de la formación Tena. La presencia de foraminíferos (C.R. Bristow & R. Hoffstetter, 1977) indica que una

(4) Dextral: Se dice de una falla de rumbo (con juego horizontal) cuyo compartimiento derecho se desplaza hacia el observador. Una falla de rumbo cuyo compartimiento izquierdo se desplaza hacia el observador se dice sinistral.

incurción marina penetra en la cuenca subandina. Esta transgresión marina del Cretácico terminal, muy documentada en el Perú y en Bolivia (R. Marocco, 1989; T. Sempere y al., 1987), proveniente del norte del continente suramericano (¿Caribe?) bordeó la franja oriental de la Cordillera Oriental recientemente emergida.

3.1.6. Del Paleoceno al Eoceno superior (Fig. 5)

El modelo de evolución presentado aquí, por cierto no compartido por todos los especialistas de la geología ecuatoriana, supone que durante el período Paleoceno-Eoceno superior la colisión del arco Macuchi contra el continente América del Sur prosigue y termina. La figura 5 muestra esta evolución desde el Cretácico superior (antes de la colisión) hasta el Oligoceno inferior (fin de la colisión).

En el Paleoceno, la colisión prosigue (Fig. 5 B). La zona entre el DGM y el arco Macuchi emerge quizás bajo el efecto de la colisión, o si no la sedimentación del flysch Yunguilla prosigue en una cuenca cada vez más estrecha. Al oeste del arco Macuchi se produce una sedimentación de tipo flysch. Se la reconoce en la península de Santa Elena en donde comienza a individualizarse una cuenca muy subsidente - la cuenca Progreso - con el nombre de grupo Azúcar, serie areniscosa alimentada desde el sureste, por las regiones elevadas al sur del DGM.

En el Eoceno medio (Fig. 5 C) una sedimentación carbonatada se instala de ambos lados del arco Macuchi. Al este del arco esta sedimentación produce las calizas Unacota (A. Egüez & J. Bourgois, 1986; M. Santos & F. Ramirez, 1986); al oeste son las calizas arrecifales de la formación San Eduardo (R.W. Landes, 1944; M. Santos y al., 1986). En la cuenca Progreso que sigue profundizándose y ensanchándose, el borde de la plataforma calcárea San Eduardo, al hundirse, provoca turbiditas calcáreas (M. Santos y al., 1986).

En el Eoceno superior-Oligoceno inferior (Fig. 5 D), el arco Macuchi está completamente integrado al borde del continente suramericano y seguirá funcionando durante todo el Neógeno. Entre la zona de subducción que adquiere su posición definitiva, y el continente, una sedimentación detrítica turbidítica, proveniente de este último, proporciona shales, areniscas y conglomerados. Son las formaciones San Mateo y Zapallo en el centro y el norte del Ecuador y el grupo Ancón en la cuenca Progreso.

En la cuenca Progreso, la estratigrafía paleógena (Paleoceno y Eoceno) todavía provoca controversias. Algunos autores como J. Azad (1969), J.A.R. Colman (1970), G. Cisneros (1978) consideran que el conjunto del Paleogeno constituye un "complejo olistotrómico" formado por el deslizamiento en la cuenca de las masas areniscosas ya litificadas de los grupos Azúcar y Ancón. S. Benitez (1986) piensa, por lo contrario, que la sedimentación fue normal, sin deslizamientos gravitarios; el aspecto caótico de las series se debería así a una acumulación de escamas tectónicas provocadas por los fenómenos de acreción. Nosotros escogimos la segunda interpretación en la exposición del modelo geodinámico; sin embargo, se necesita realizar estudios más detallados para poder proponer una conclusión.

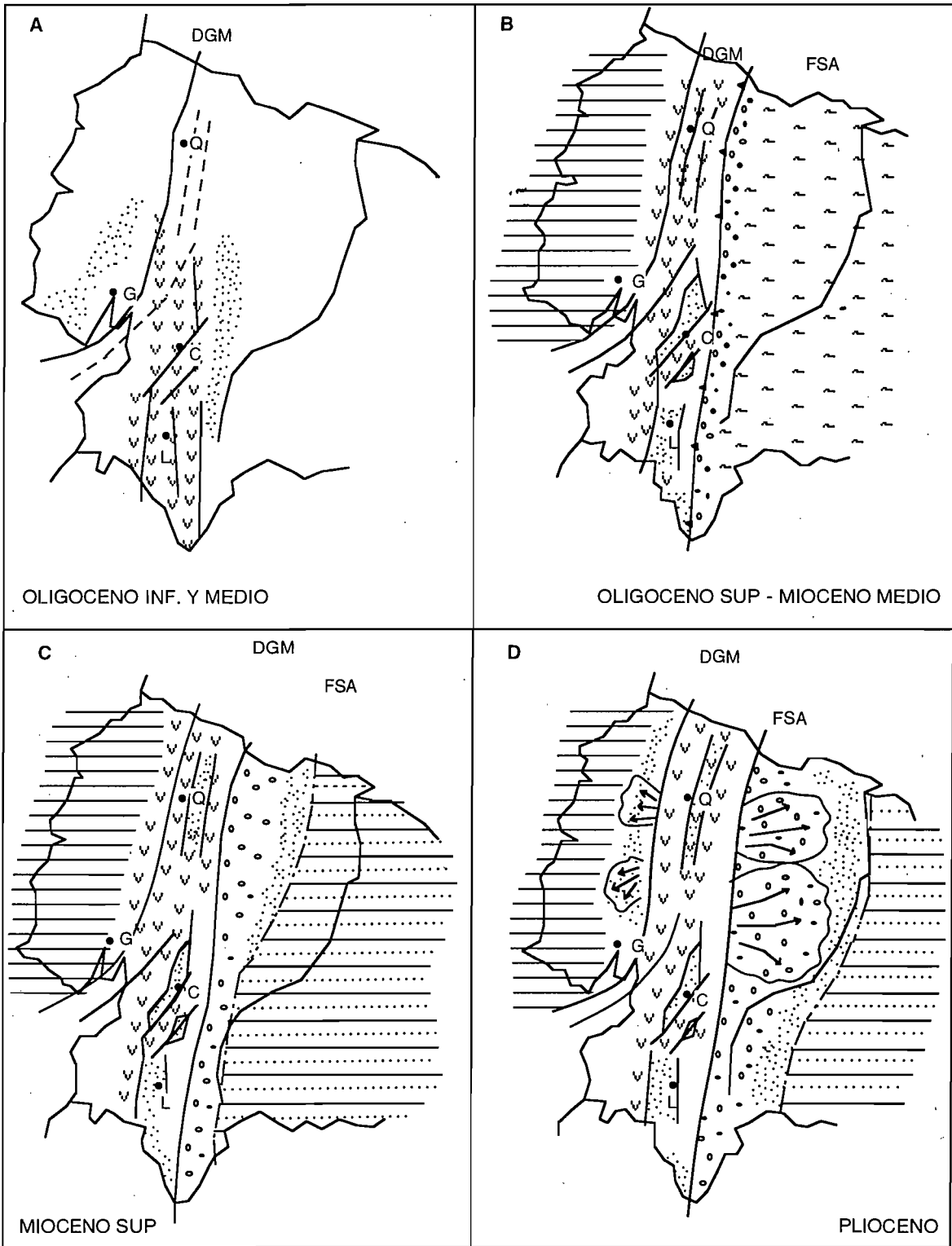
En la cuenca subandina, el período Paleoceno-Eoceno está materializado por las capas rojas continentales (conglomerados, areniscas, arcillitas) de la formación Tiyuyacu (H.J. Tschopp, 1948). Estas capas rojas sobreyacen concordantemente, pero con una fuerte discontinuidad sedimentaria, la formación Tena. La disminución del espesor hacia el este, parece indicar un origen occidental (Cordillera Oriental) de los aportes sedimentarios. El contenido fosilífero de la formación Tiyuyacu indica una edad Paleoceno-Eoceno inferior (C.R. Bristow & R. Hoffstetter, 1977).





3.1.7. Las críticas al modelo presentado

El modelo aquí presentado tiene la ventaja de ser sencillo y pedagógico. Integra en forma armónica los datos adquiridos estos últimos años sobre el contexto geodinámico y geoquímico de los arcos volcánicos; también muestra la rotación que sufrieron los terrenos que componen la región costanera y la Cordillera Occidental. Sin embargo, este modelo está bastante mal ajustado desde el punto de vista cronológico; existen todavía grandes incertidumbres en cuanto a la edad de las series volcánicas e incluso la de algunas series sedimentarias.





Por lo menos localmente, las volcanitas Celica (¿arco volcánico sobre corteza continental o cuenca marginal?), están cubiertas por los "flysch" Yunguilla, que datan del Cretácico terminal; se puede admitir que, al menos en parte, el arco volcánico Celica funcionó durante el Cretácico. Sin embargo, todavía no se establece la edad Cretácica del arco Macuchi, ni por datación radiocronológica ni por correlación estratigráfica. Las únicas dataciones que poseemos conciernen a rocas intrusivas atribuidas a la actividad de este arco; éstas indican el Eoceno y el Mioceno (F. Van Thournout y A. Egüez, com. pers.).

Fig. 7. Mapas de las facies del Cenozoico



-  Marino litoral
-  Marino muy salobre del Oriente
-  Detrítico continental arenoso
-  Detrítico continental grueso

Elaboración: R. Marocco

-  Marino salobre arcilloso del Oriente
-  Volcanismo
-  Conos aluviales
-  Frente de cabalgamiento frontal subandino

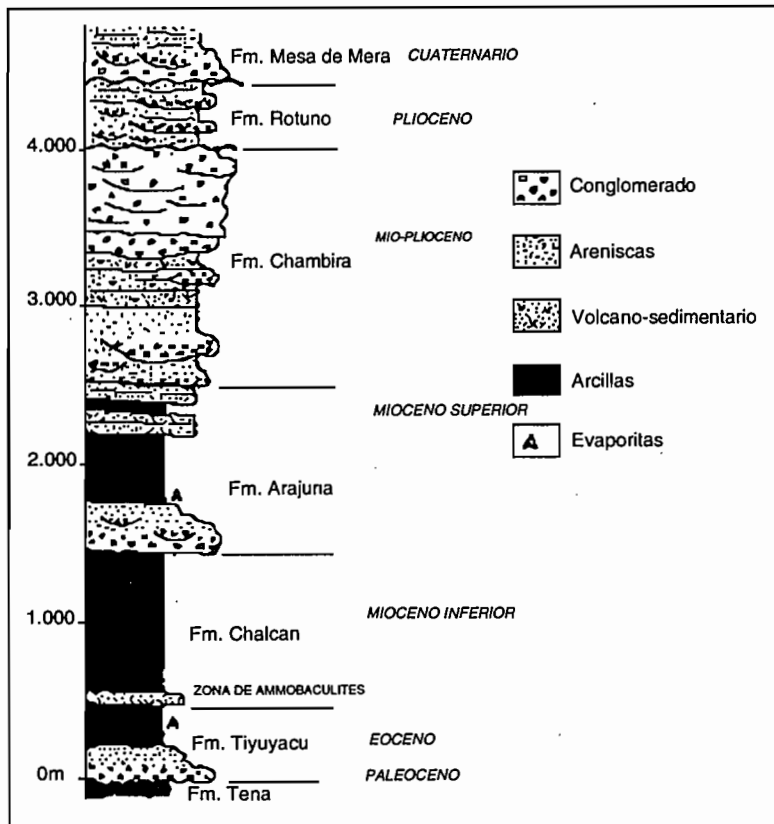
Estas incertidumbres sobre la edad de las volcanitas Macuchi plantean el problema de las medidas paleomagnéticas realizadas sobre dichas volcanitas. Si la relación genética y cronológica entre las rocas intrusivas fechadas y el arco volcánico Macuchi se confirman, se vuelve a plantear el problema de la edad de la colisión del arco Macuchi y de la Placa América del Sur. La rotación en sentido horario de 70° no se puede poner en duda pero nada nos asegura de que se produjo a partir del Cretácico superior.

Pese a estas restricciones, el modelo presentado muestra bastante bien la geología del centro y del sur del Ecuador. Sin embargo, al norte del paralelo 1° sur, el modelo se vuelve más difícil de aplicar. En efecto, en esta parte del Ecuador, no se encuentra ningún terreno volcánico que pueda ser atribuido al arco Celica. Las únicas rocas volcánicas conocidas son las que están localizadas al oeste de la sutura y se atribuyen a la actividad del arco Macuchi.

Debido a las yuxtaposiciones de terrenos oceánicos y continentales, en el territorio ecuatoriano no se puede aplicar el modelo de evolución establecido para las regiones andinas más meridionales (Perú, Bolivia, Chile). Parece evidente que la historia geodinámica del margen activo occidental de América del Sur está hecha con acercamientos y colisiones de bloques continentales y oceánicos; esta historia debe poseer puntos en común con el modelo presentado anteriormente, pese a estar mal definido cronológicamente. Para que este modelo de evolución esté mejor controlado, se necesita progresar en el conocimiento estratigráfico y geoquímico de las diferentes series volcánicas mesozoicas. También es necesario fechar y caracterizar mejor los eventos tectónicos que se produjeron, desde el principio del Cretácico, en el territorio ecuatoriano.

3.2. DEL OLIGOCENO AL ACTUAL

Fig. 8. Corte esquemático de la estratigrafía del Cenozoico del Oriente



Elaboración: : R. Marocco

En el Oligoceno, el territorio ecuatoriano ya adquirió más o menos su extensión actual, las acreciones están terminadas. El aspecto del Ecuador sigue siendo, sin embargo, muy diferente al que presenta actualmente. Primeramente, es menos elevado, en el Oligoceno el levantamiento andino es incipiente. Además, el volcanismo cenozoico, responsable de una buena parte de la morfología actual se encuentra en sus inicios, todavía sin originar grandes relieves. Y por fin, los efectos de las tectónicas que se producirán durante todo el Neógeno deben comenzar a hacerse sentir; fue probablemente hacia finales del Oligoceno (por comparación con el Perú y Bolivia) cuando la Cordillera Oriental empezó a imbricarse sobre su piedemonte oriental subandino por intermedio del frente subandino (FSA).

Las figuras 7 A, B, C y D muestran las reconstituciones paleogeográficas someras en el Oligoceno, en el Mioceno y en el Plioceno; en cada una de ellas, los grandes elementos morfológicos siguen siendo los mismos:

- la zona subandina y la llanura amazónica - el Oriente - forman una región plana y poco elevada encima del nivel marino de la época. Esta zona deprimida recibe la sedimentación continental proveniente del desmantelamiento progresivo de la Cordillera Oriental;

- la Cordillera Oriental se está levantando debido quizás a reajustes isostáticos, pero también, probablemente, bajo el efecto de la compresión neógena que, como en Perú y en Bolivia, tiende a hacerse imbricar la Cordillera Oriental encima de su antepaís oriental;

- en la depresión interandina, pequeñas cuencas intramontañosas, muchas veces lacustres, limitadas por fallas, tienen una sedimentación continental controlada por la tectónica y el magmatismo efusivo neógenos;

- la Cordillera Occidental tiene, desde el Oligoceno hasta el Plio-Cuaternario, una actividad volcánica permanente;

- la llanura costanera, hasta finales del Terciario, corresponde a una plataforma marina en donde se depositan sedimentos litorales.

3.2.1. El Oriente

Durante el Cenozoico, la sedimentación del Oriente está controlada sobre todo por la deformación y el levantamiento de los Andes consecutivos a las tectónicas andinas. La serie es netamente grano y estratocreciente (Fig. 8), lo que traduce una progradación de las facies próximas sobre las facies distales(5). El Cenozoico subandino corresponde a medios sedimentarios fluviales, lacustres y temporalmente marinos muy poco profundos (Mioceno superior).

No se conoce paleontológicamente al Oligoceno en la zona subandina. En efecto, la formación Tiyuyacu, fechada del Maastrichtiano-Eoceno inferior (C.R. Bristow & R. Hoffstetter, 1977), está cubierta por la formación Chalcana que contiene foraminíferos del Mioceno inferior. Esta laguna del Oligoceno debe indicar un período de calma tectónica reinante en la zona andina que todavía no había adquirido relieves suficientes para alimentar la sedimentación clástica hacia el este. También indica que la tímida transgresión marina del Mioceno inferior todavía no había alcanzado el territorio ecuatoriano.

El Mioceno inferior y medio, está representado por la formación Chalcana (H.J. Tschopp, 1948, 1953; C.J. Campbell, 1970; C.R. Bristow & R. Hoffstetter, 1977) compuesta por aproximadamente 1.000 m. de arcillitas abigarradas más o menos yesíferas. La parte inferior, que equivale a la formación Orteguzza del Oriente colombiano, contiene la "fauna con *Ammobaculites A*" compuesta por foraminíferos del Mioceno inferior. Esta parte inferior de la formación Chalcana corresponde a un medio marino o salobre muy poco profundo que se estableció sobre el conjunto de la zona subandina de los Andes centrales (formación Pozo en el Perú, formación Yecua en Bolivia). Los niveles superiores de la formación Chalcana, netamente continentales, contienen Carofitas.

El Mioceno superior (formación Arajuno) es arenoso y arcilloso en la parte occidental del Oriente en donde muestra sedimentos fluviales distales con algunas facies salobres con foraminíferos. En el este del Oriente, la serie es enteramente arcillosa (formación Curaray de H.J. Tschopp, 1948, 1953); las facies salobres se encuentran en mayor cantidad, conteniendo una fauna de foraminíferos más rica que en la formación Arajuno: la "fauna con *Ammobaculites B*". También se encuentran ostrácodos, moluscos y vertebrados (peces, tortugas, cocodrilos).

La aparición de las areniscas más o menos conglomerádicas en las regiones orientales del Oriente indica que la

(5) Distal: En un sistema sedimentario, se llaman zonas distales las zonas alejadas de las fuentes de los aportes sedimentarios. Distal se opone a proximal.

zona andina empezaba a sufrir los efectos de las primeras tectónicas cenozoicas. Por otra parte, la regresión hacia el este de las facies salobres podría estar relacionada con estas tectónicas que provocaron un ligero levantamiento del antepaís andino oriental.

El Mioceno superior-Plioceno. A partir del final del Mioceno, la sedimentación gruesa se generaliza en el conjunto de la cuenca subandina. La formación Chambira, que recubre la formación Arajuno (J.W. Baldock, 1982) está constituida por cerca de 1.500 m. de areniscas y conglomerados azoicos. La serie es cada vez más gruesa hacia la parte superior, lo que traduce la acentuación de la tectónica en las zonas andinas y el cabalgamiento hacia el este de la Cordillera Oriental.

La formación Chambira esta deformada por la primera tectónica cenozoica que afecta la zona subandina (pliegues con grandes radios de curvatura, fallas inversas). La edad de esta tectónica sigue siendo bastante imprecisa, la formación Chambira, no fechada, recubre el Mioceno superior y esta recubierta en discordancia por una serie de terrazas aluviales (areniscas, arcillas, algunos conglomerados) de la formación Rotuno, también deformada.

3.2.2. La Sierra

En la Sierra, ya se trate de la Cordillera Oriental, del valle interandino o de la Cordillera Occidental, los terrenos oligocenos o actuales están ampliamente representados pero su datación todavía no está bien establecida. En algunos lugares (cuencas de Cuenca y Loja) fósiles continentales permitieron establecer, localmente, una estratigrafía; en otras partes, algunas determinaciones de edades radiométricas fechan tal o cual serie volcánica. Pero todavía no existe una síntesis estratigráfica general del Cenozoico de la Sierra, como la que existe para el Oriente.

Durante el Cenozoico, la Sierra tiene una actividad volcánica casi permanente. A partir del Mioceno inferior, es decir del momento en que cambia el régimen de convergencia de las placas (NE-SO antes de 26 Ma, pasa a E-O hacia el límite Oligoceno-Mioceno), el nuevo estado de presión de la cadena provoca la apertura de cuencas controladas tectónicamente en el valle interandino. Es también en este período cuando la Cordillera Oriental empieza a cabalgar encima de su antepaís en donde se depositan las primeras llegadas conglomeráticas. Durante el Mioceno y el Plioceno, el funcionamiento de estas cuencas es contemporáneo de una actividad volcánica cuyos productos alimentan la sedimentación continental. En el Cuaternario, todo es casi igual; volcanismo y sedimentación continental se producen simultáneamente; quizás la actividad volcánica ocupe una mayor extensión que durante el período anterior.

En el Cenozoico, a diferencia de las regiones más meridionales de la Cordillera de los Andes en donde el volcanismo está netamente centrado sobre la Cordillera Occidental, en Ecuador, el arco magmático ocupa un ancho mayor al de la cordillera, ya que el volcanismo parece ser tan intenso en la Cordillera Occidental como en el valle interandino. Hasta la Cordillera Oriental tiene una importante actividad volcánica (formaciones Pisayambo y Sicalpa en el norte, Tarqui en el Centro y el sur). Además, los niveles volcano-sedimentarios de la parte superior de la formación Chambira del Oriente son el indicio de una actividad volcánica en las zonas orientales de la Sierra.

El Oligoceno y el Mioceno basal están representados, en el centro y el sur del Ecuador, por una potente serie volcánica de más de 2.000 m. descrita bajo el nombre de grupo Saraguro. Se trata de lavas más bien andesíticas en las cuales se intercalan rocas piroclásticas. El grupo Saraguro ha sido localmente fechado radiométricamente a 21.4 y 26.8 Ma, o sea respectivamente del Mioceno basal y del Oligoceno superior (J.W. Baldock, 1982).

Al norte del paralelo 2°S, no se conocen, en la Sierra, terrenos volcánicos o sedimentarios de edad equivalente al grupo Saraguro.

El Mioceno inferior-Plioceno es el período en donde, paralelamente a la actividad volcánica, se establecen cuencas intramontañosas controladas por fallas muchas veces descolgantes. Estas cuencas son numerosas del norte al sur del valle interandino: cuencas del Chota, de Latacunga, de Riobamba, de Cuenca, de Nabón, de Loja-Vilcabamba, de Zumba. Cada una de estas cuencas posee sus propias características tectónicas; sedimentarias, cronológicas pero todas poseen en común el hecho de haberse formado en el Mioceno inferior, de tener un relleno esencialmente constituido por productos volcánicos resedimentados y de haber funcionado en régimen tectónico compresivo.

Tomaremos como ejemplo la cuenca de Cuenca, una de las mejor estudiadas (C. Noblet y al., 1988) y que resulta ser bastante representativa de la historia de las demás.

El basamento de la cuenca de Cuenca está constituido por el grupo Saraguro. En el Mioceno inferior, un sistema de fallas N-S y NE-SO, sometido a una compresión NE-SO provoca el juego dextral de las fallas N-S y la apertura de la cuenca de Cuenca (Fig. 9 A y B). Esta primera fase de apertura determina, en las rocas volcánicas Saraguro, un surco NNE-SSO ocupado por un sistema fluvial cuyos sedimentos originan la formación Biblián. En el Mioceno medio, la compresión general gira en sentido horario. Las fallas de borde de cuenca dextrales controlando la sedimentación lacustre de las formaciones Loyola y Azogues (Fig. 9 C), al mismo tiempo que provocan discordancias internas progresivas. La formación Azogues, turbidítica, indica la acentuación de los fenómenos tectónicos y magmáticos. Por fin, en el Mio-Plioceno, la compresión general se vuelve E-O, la cuenca de Cuenca tiende a cerrarse, el lago está invadido por un sistema fluvial proximal y por conos aluviales de la formación Mangán (Fig. 9 D).

Durante el Cuaternario, la intensa actividad magmática prosigue sobre el conjunto de la Sierra. Es durante este período cuando se forman todos los grandes edificios volcánicos que constituyen una parte importante del atractivo turístico del Ecuador: Pichincha, Cotopaxi, Chimborazo, Tungurahua, Altar, Sangay, Reventador, etc.

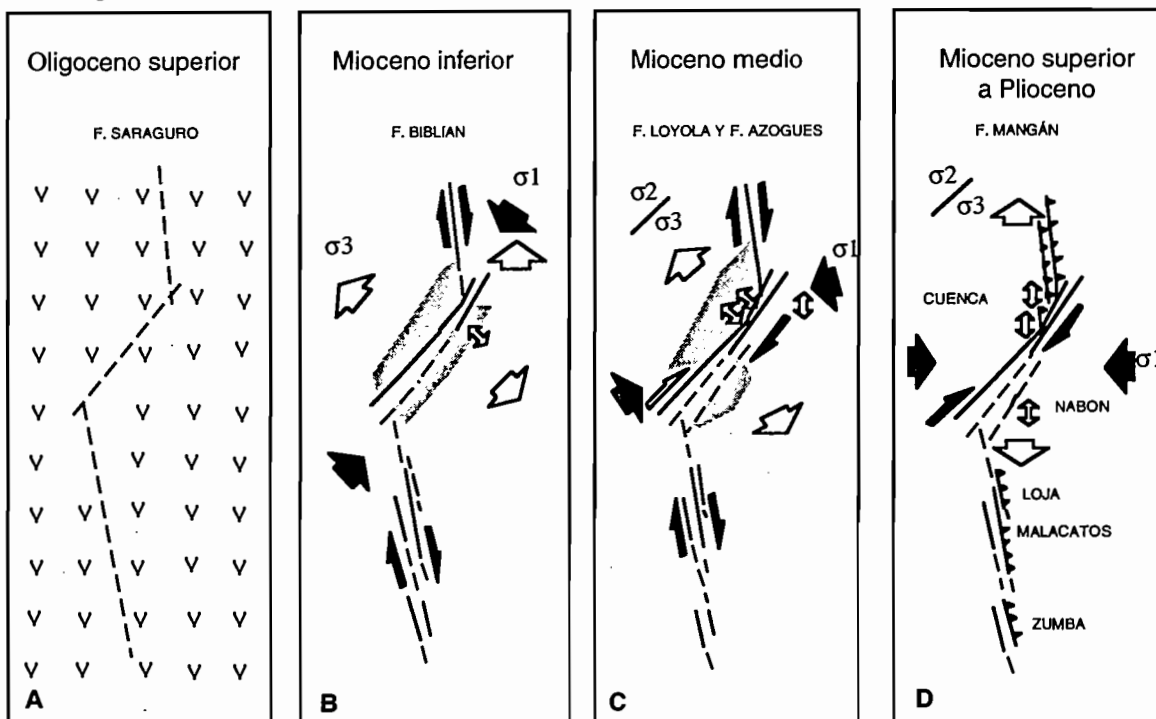
La sedimentación continental esencialmente fluvial prosigue durante el Cuaternario en las cuencas controladas tectónicamente (cuencas de Latacunga, de Guayllabamba, etc.).

3.2.3. La Costa

Durante el Cenozoico superior, la zona costanera es una plataforma marina que ve depositarse sedimentos litorales sobre las turbiditas cretácicas-eocenas y sobre los carbonatos del Eoceno superior. Los sedimentos del Cenozoico superior se depositan en cuatro cuencas distintas, estructuradas por sistemas de fallas normales ONO-ESE provenientes de las presiones, a las cuales está sometido el bloque oceánico costanero desde su acreción al continente (Cretácico terminal-Eoceno). Estas fallas (de Esmeraldas, de Bahía de Caráquez, de Chongón-Colonche, de La Cruz) delimitan, de norte a sur, las cuencas de Borbón, Manabí, Progreso, Jambelí (Fig. 10). La cuenca de Jambelí todavía se encuentra actualmente debajo del nivel del mar.

Las fallas NE-SO, paralelas a la dirección general de los Andes ecuatorianos, bien visibles entre Bahía de Caráquez y la frontera colombiana, forman uno de los otros elementos de la estructuración de la Costa. Parecen haber desempeñado un papel importante en la evolución de la cuenca terciaria de Borbón. Según M.C. Daly (1989), estas fallas se habrían formado durante un período de extensión oligocénica (fallas normales), contemporáneo de una convergencia lenta. Luego, en el Mioceno superior y probablemente hasta el actual, durante un período de tectónica

Fig. 9. Evolución dinámica de la cuenca de Cuenca



Elaboración: R. Marocco; Fuente: C. Noblet et al., 1988)

compresiva y de convergencia rápida de las placas, estas fallas habrían vuelto a jugar en fallas inversas (¿y dextrales?).

El Oligoceno inferior está ausente del conjunto de la zona costanera; sólo parece estar representado el Oligoceno superior (miembro Zapotal de la formación Tosagua), pero todavía no se ha encontrado ningún fósil característico. Así como el Perú (R. Marocco y De Muizon, 1988), el Ecuador muestra una laguna del Oligoceno inferior, que se debe probablemente a una regresión. El Mioceno y el Plioceno tienen ambiente marino litoral en las cuatro cuencas, alcanzando varios miles de metros de areniscas y arcillas muchas veces fosilíferas. El Cuaternario es marino muy litoral en el sur ("Tablazos" de la Península de Santa Elena) y hasta el sur de Manta; es continental en las cuencas de Manabí y de Borbón en donde corresponde a esparramientos detríticos provenientes de la erosión de la Cordillera Occidental.

Más adelante veremos que las cuencas costaneras neógenas (por lo menos las cuencas de Progreso y de Jambelí), pueden ser interpretadas como cuencas en extensión debido a la migración hacia el norte del bloque costanero. El neto retroceso hacia el norte de las faciés de la cuenca de Jambelí (S. Benitez, 1986) apoya la hipótesis de un funcionamiento neógeno y actual, en extensión de esta cuenca.

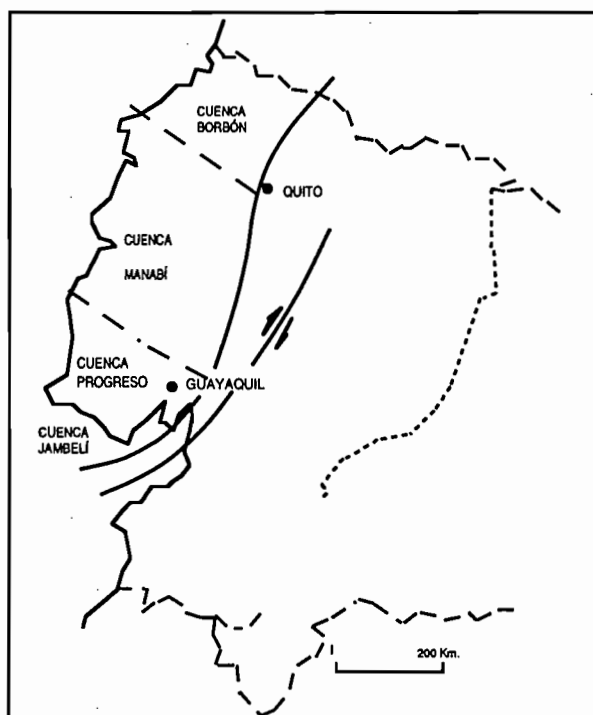
Queda el problema de la "virgación" de Jipijapa. En efecto, al nivel de esta localidad la orientación de los afloramientos de rocas volcánicas y sedimentarias cretácicas, de origen oceánico, pasan de NE-SO (norte y centro del Ecuador) a NNO-SSE (Cordillera de Chongón-Colonche, limitando al norte la cuenca de Progreso).

¿Podemos decir que se trata de una virgación, es decir de la torsión tectónica de un afloramiento inicialmente más o menos recto?

¿O bien, se trata de un "artefacto geológico", una disposición resultante de la erosión pero simulando una virgación?

Cosa curiosa, los geólogos no parecen haberse preocupado por este problema. En el estado actual de los conoci-

Fig. 10. Mapa de situación de las cuencas cenozoicas de la Costa ecuatoriana



mientos, la hipótesis de la torsión tectónica (virgación) choca con el modelo generalmente admitido en la actualidad de un bloque costanero migrando hacia el norte: la única manera para provocar este tipo de torsión sería admitiendo una deformación a lo largo de grandes fallas NE-SO descolgantes sinistralas. Estas fallas existen (Falla Dolores-Guayaquil por ejemplo), pero su juego es dextral. Un modelo no pretende la verdad absoluta, es un escenario plausible construido a partir de cierto número de hechos: ¡Por el momento la “virgación” de Jipijapa no es explicable por el modelo pero eso no quiere decir que no exista!

Otra explicación podría ser que, hacia el principio del terciario, los dos sistemas de fallas de la Costa (ONO-ESE y NO-SE) hayan individualizado un bloque de terrenos mesozoicos con la forma aproximada de un paralelepípedo (la “virgación” de Jipijapa sería la cima suroeste de este bloque). Los pliegues cenozoicos y las erosiones sucesivas habrían conducido al estado actual.

Ninguna de estas hipótesis es totalmente convincente; se necesitan nuevas investigaciones para aportar una solución al problema de la “virgación” de Jipijapa.

4. MECANISMOS DE LAS DEFORMACIONES RECIENTES EN LOS ANDES ECUATORIANOS

4.1. INTRODUCCIÓN

Al margen pacífico de América del Sur, los Andes forman una cordillera elevada y continua con un largo de más de 7.500 km y un ancho que varía de 150 km en Ecuador a más de 500 km en el Perú. Pese a diferencias locales generadas probablemente por la segmentación del plano de Bénihoff(6), la cordillera andina evoluciona esencialmente desde el inicio del Neógeno por encima de la subducción de la litósfera oceánica Nazca (Fig. 11).

Mientras que los Andes centrales están íntegramente constituidos por el material sílico de América del Sur, los Andes septentrionales están caracterizados por la presencia, en su vertiente occidental, de terrenos alóctonos de origen oceánico y/o de arcos insulares (Fig. 12) acretados al continente durante el Cretácico (T. Feininger & C.R. Bristow, 1980; W.J. McCourt y al., 1984; M. Lebrat, 1985).

En Colombia y en Ecuador, el accidente “Dolores-Guayaquil Megashear” (DGM) de dirección N-S separa la América del Sur continental mesozoica de sus terrenos alóctonos (J.E. Case y al., 1971, 1973; C.J. Campbell, 1974 a, b; R. Meissner y al., 1976; T. Feininger & M.K. Seguin, 1983):

- En Colombia, el DGM bordea el lado oriental de la depresión interandina (graben Cauca-Patía).
- En Ecuador, este accidente sigue la depresión interandina hasta una latitud de 2°S en donde forma una curva en dirección del Golfo de Guayaquil (Fig. 12). A este golfo se le interpreta, por lo general, como una cuenca sobre falla transcurrente asociada a movimientos dextrales desde el Mioceno a lo largo del DGM (B.T. Malfait & M.G. Dinkelman, 1972; B. Faucher & E. Savoyat, 1973; C.J. Campbell, 1974; R. Moberly y al., 1982; S. Benítez, 1986).

¿Cómo se deforman los Andes ecuatorianos?

Los márgenes entre océano y continente en subducción tienen, por lo general, una geometría cilíndrica caracterizada en el continente por deformaciones en compresión y/o en extensión según una dirección más o menos paralela a la convergencia; este es el caso en la mayor parte de los Andes centrales. Sin embargo, en Ecuador, existen estructuras oblicuas en relación con la dirección del margen (por ejemplo el DGM). Su geometría, su cinemática y su grado de actividad fueron recientemente estudiados en detalle (T. Winter & A. Lavenu, 1989a, b; T. Winter, 1990; A. Lavenu & T. Winter, en prensa).

En este capítulo:

- Ubicaremos el Ecuador en el marco geodinámico de la convergencia de las Placas Nazca y América del Sur.
- Describiremos la sismicidad instrumental e histórica de este país.
- Presentaremos las principales fallas activas, buscando caracterizar las deformaciones recientes.
- Por fin, intentaremos destacar, en forma cualitativa, los mecanismos que son susceptibles de explicar, en la tierra y en el mar, el tipo y la distribución de estas deformaciones en Ecuador.

(6) Plano de Benihoff: Plano de hundimiento de la litósfera oceánica por debajo de la continental.

4.2. LA PLACA DE NAZCA

La tectónica neógena y cuaternaria en los Andes ecuatorianos se ubica en el marco del proceso de subducción rápida de la Placa oceánica Nazca bajo el continente suramericano (Fig. 11). Después de la reorganización de la Placa Farallón en las Placas Cocos y Nazca, hace aproximadamente 26-25 Ma, una litósfera oceánica muy joven (<20 Ma), de estructuración E-O (Fig. 12), subduce, desde por lo menos el principio del Plioceno, debajo del norte del Ecuador y Colombia (P. Lonsdale & K.D. Klitgord, 1978).

El límite meridional de la joven litósfera, formado en el Rift Cocos-Nazca, es la escarpa de Grijalva que penetra oblicuamente en la subducción al oeste del Golfo de Guayaquil:

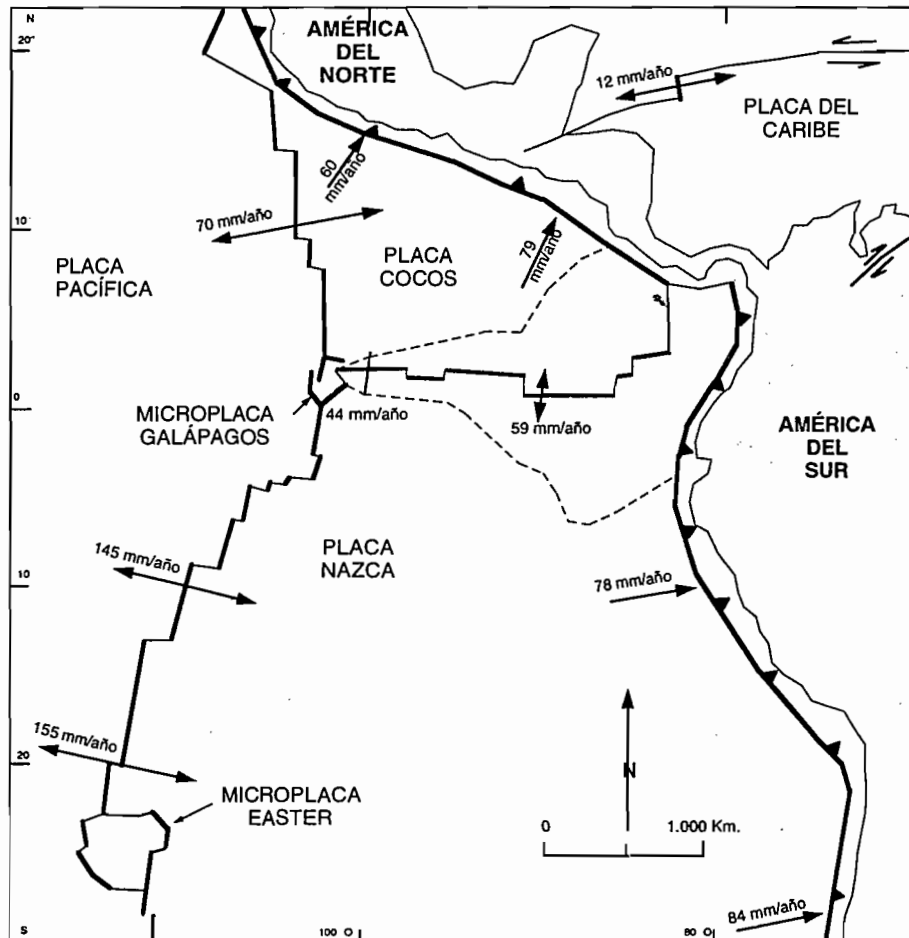
- Al sur de esta escarpa, la litósfera oceánica que subduce tiene una edad superior a 30 Ma y presenta una estructura de dirección cercana a N-S.

- Justo al norte de la escarpa de Grijalva, la Dorsal Carnegie, ancha en más de 200 km y alta en más de 1.000 m, penetra en la subducción bajo el centro y el norte del Ecuador (Fig. 11). Probablemente se formó a partir del Mioceno inferior durante el paso de la Placa Nazca sobre el punto caliente (hot spot) de las Galápagos ubicado cerca del Rift de las Galápagos. La Dorsal Carnegie llegó probablemente a la zona de subducción a principios del Cuaternario. La velocidad de convergencia entre las Placas de Nazca y América del Sur parece haber variado poco desde el principio del Mioceno y es actualmente de 78 mm/año con una dirección N80°E (M.C. Daly, 1989; C. Demets y al. en prensa).

4.3. LA SISMICIDAD INSTRUMENTAL E HISTÓRICA

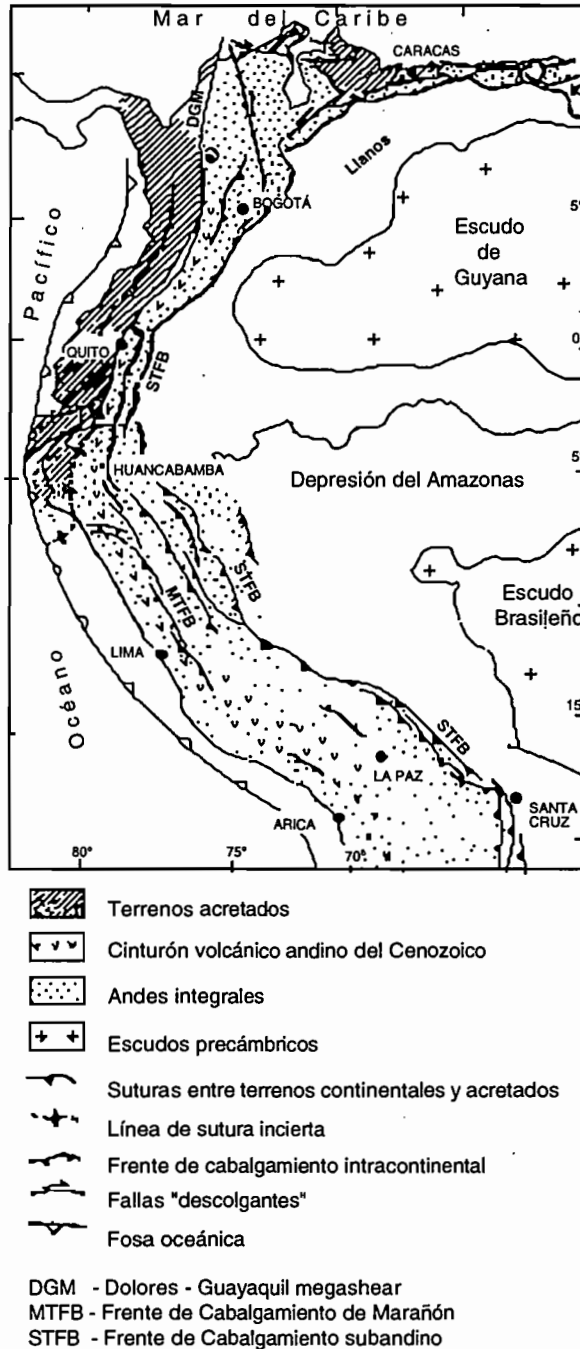
En la figura 13, hemos representado los sismos históricos calificados como destructores ($I > 7$ en la escala de Mercalli modificada), así como los sismos instrumentales de magnitud superior a 5.0. También hemos inscrito los mecanismos en el foco de los sismos, cuando éstos existían. Recordemos que se distinguen dos grandes tipos de

Fig. 11. Esquema de las placas mar adentro de América del Sur



Fuente: T. Winter, 1990

Fig. 12. Unidades estructurales mayores del noroeste de América del Sur.



Elaboración: T. Winter; Fuente: F. Mégard, 1987

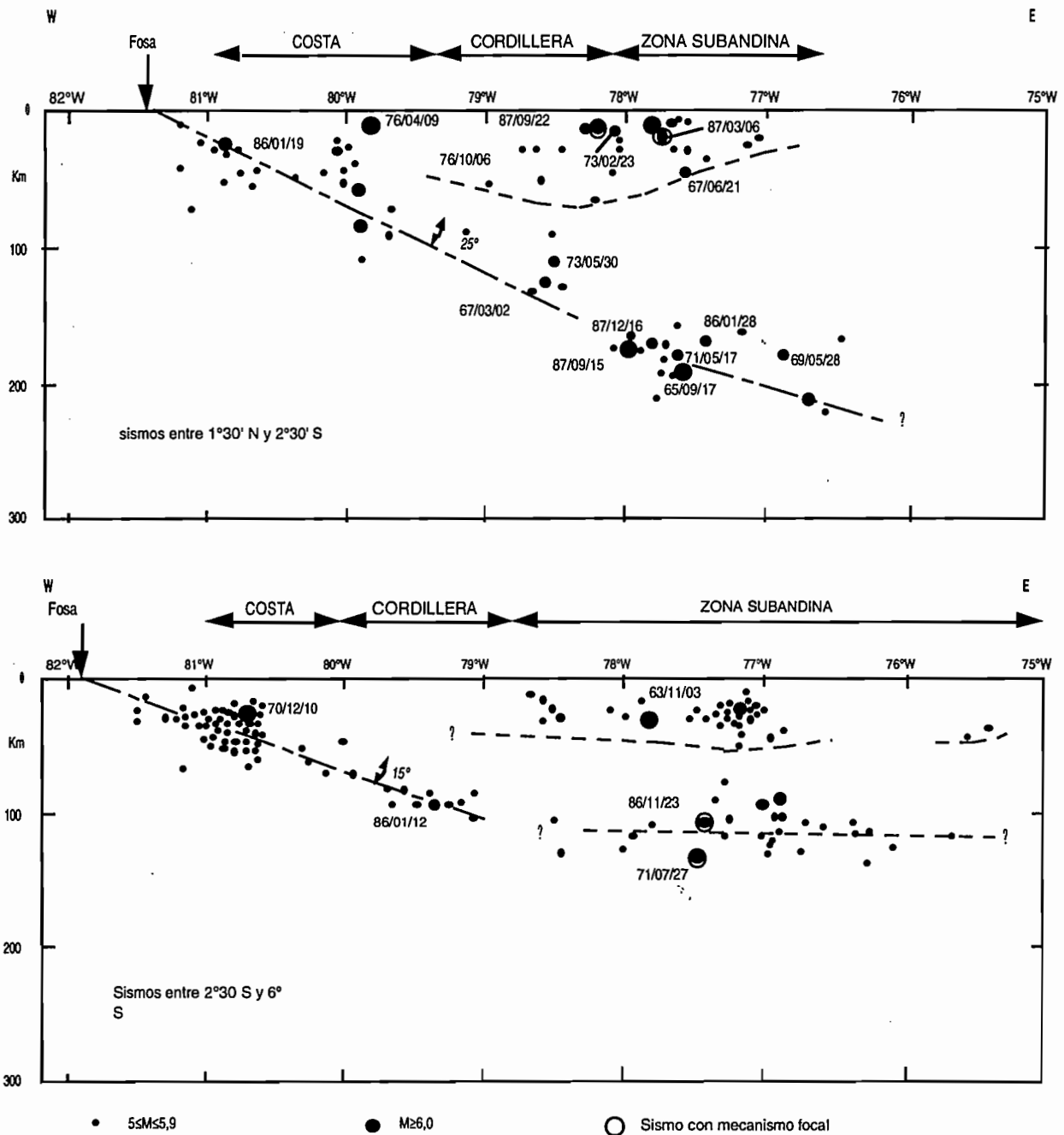
sismos: los que están directamente relacionados con la fricción de la placa oceánica contra el continente (sus focos son profundos, ubicados en el límite de las dos placas) y aquellos cuyos focos están ubicados en la placa continental, con poca profundidad.

4.3.1. La Sismicidad relacionada con la subducción

- Distribución y geometría de la subducción.

En Ecuador, la repartición de la sismicidad intermedia y profunda (Fig. 14) permitió evidenciar dos ángulos de inmersión de la subducción: al norte del Golfo de Guayaquil, uno de aproximadamente 25° hacia el este y al sur del

Fig. 14. Proyección E-O de los sismos con magnitud ≥ 5.0 ubicados entre las latitudes de $2^{\circ}30'S$ y $1^{\circ}30'N$ (a) y $2^{\circ}30'S$ y $6^{\circ}S$ (b)



Fuente: T. Winter, 1990

Golfo, uno de aproximadamente 15° hacia el este.

- Los sismos mayores de la zona de subducción en el norte del Ecuador y el sur de Colombia.

En 1906, mar adentro de las costas de Ecuador y Colombia, se produjo un sismo poco profundo de magnitud 8.9 acompañado por un tsunami. Las intensidades y las deformaciones de la Costa permitieron a J.A. Kelleher (1972) estimar el largo de la zona de ruptura en más de 500 km. Los sismos de 1942 ($M=8.3$) y de 1958 ($M=7.9$) reactivaron una parte del segmento roto en 1906. El sismo del 12 de diciembre de 1979 ($78.386^{\circ}O$, $1.584^{\circ}N$, $prof=33$ km, $M_s=7.9$) se produjo en el mar al sur de Tumaco en el sur de Colombia; sus efectos se sintieron en Colombia y en

Ecuador; el mecanismo en el foco fue en compresión. El sismo de Tumaco terminó de rellenar el "gap" sísmico(7) que existía desde 1906 (J.A Kelleher, 1972; D.G. Herd y al., 1981). A lo largo de la costa ecuatoriana, no parece haberse producido ningún sismo parecido al de 1906 o a los de 1942, 1958 y 1979 desde la llegada de los Españoles.

4.3.2. La sismicidad superficial

- Distribución

En Ecuador, los sismos superficiales ($P < 40$ km) con una magnitud superior o igual a 5.0 están concentrados en la zona costanera y en la zona subandina (Fig. 13 y 14).

En la Costa, estos sismos están asociados a la subducción y se constata que la sismicidad superficial es más intensa en el sur del Ecuador, en donde el ángulo de inmersión de la subducción es menor.

En la zona subandina, estos sismos corresponden a rupturas sobre imbricaciones. También se puede constatar que encima de una subducción poco inclinada, la zona sísmicamente activa en la región subandina es más amplia.

Por otra parte, al norte de los $2^{\circ}30'S$, es decir, encima de una subducción inclinada de aproximadamente 25° , se puede notar la presencia de una sismicidad superficial en la cordillera (Fig.13 y 14). El registro histórico confirma esta particularidad.

- Los mecanismos focales

Los mecanismos focales de los sismos que se han producido en la zona costanera son compresivos y presentan planos nodales(8) con dirección cercana a N-S (Fig. 13). Estos eventos están muy probablemente relacionados con la subducción.

En la zona subandina, mientras que los sismos superficiales parecen concentrados en el borde de la Cordillera Oriental hacia la mitad septentrional del Ecuador, éstos afectan una zona más amplia al sur de la latitud $2^{\circ}30'S$. Dichos sismos se producen bajo regiones cuya topografía es relativamente baja. Podrían corresponder a la actividad de fallas inversas y a "décollements" con vergencia este en el substrato y probablemente también en la cobertura sedimentaria. En las cordilleras, la sismicidad superficial está concentrada al norte de una latitud de $2^{\circ}30'S$. Tres mecanismos focales son compresivos y presentan planos nodales de dirección cercana a N-S (Fig. 13).

El conjunto de estos mecanismos focales muestran que los Andes del centro del Ecuador están sometidos a un acortamiento activo más o menos paralelo a la dirección de convergencia entre las Placas Nazca y América del Sur.

4.3.3. La sismicidad histórica

Con excepción de los tres sismos localizados en la Costa (1906, 1942 y 1958) evocados anteriormente, los sismos destructores ($I > 7$) fueron todos sentidos y descritos en la depresión interandina, ubicándose entre la frontera colombiana y una latitud de aproximadamente $2^{\circ}S$. No se reportó ningún testimonio de fuerte terremoto en el sur del Ecuador pese a que esta región está habitada desde finales del siglo XV (en Cuenca).

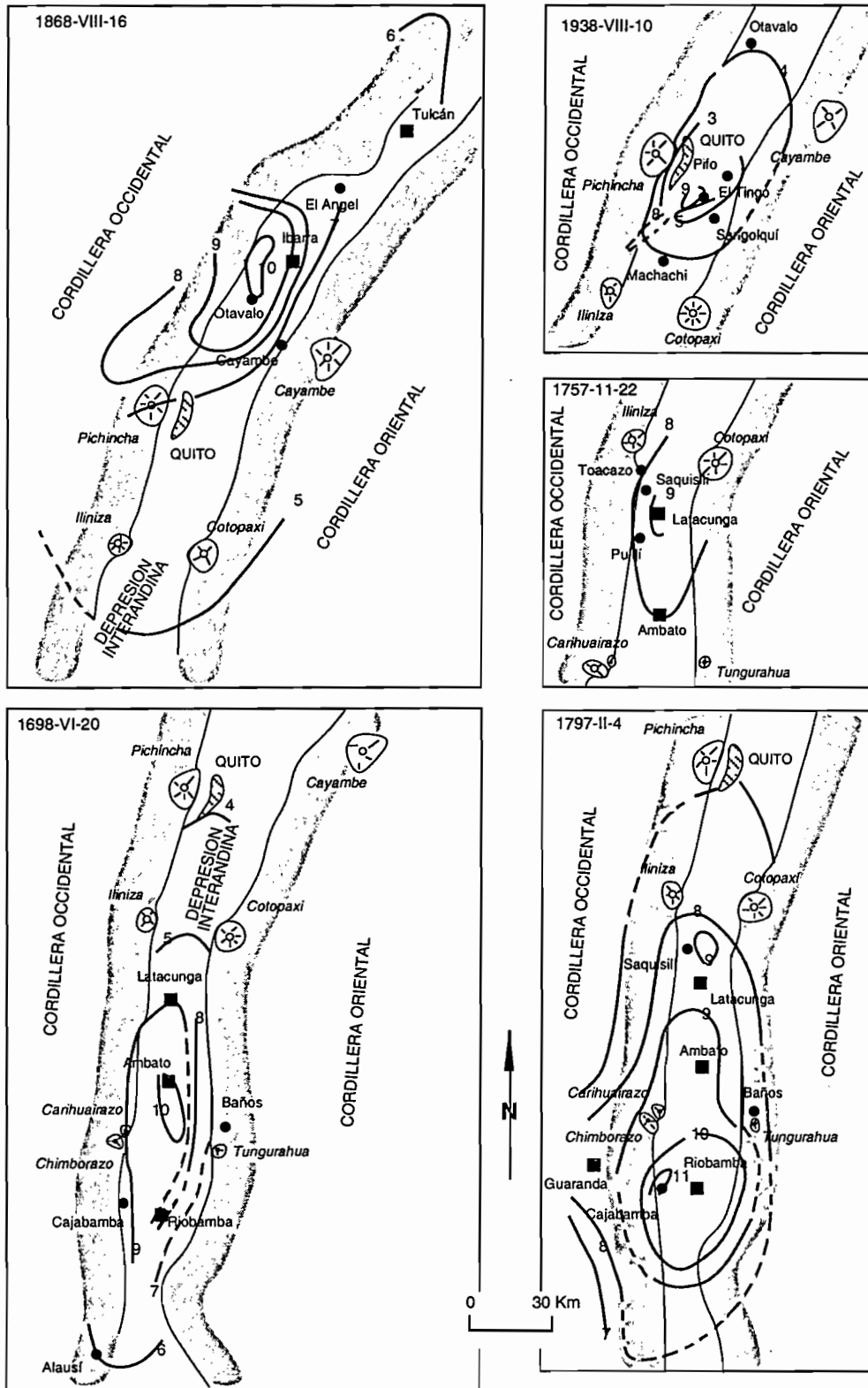
En la Costa, si se exceptúan los sismos de 1906, 1942 y 1958 que se produjeron probablemente en la zona de subducción, no se menciona ninguna destrucción y ningún tsunami en relación o independiente de los sismos descritos anteriormente. Quizás es válido evocar aquí una falta de archivos más que una ausencia de eventos sísmicos.

Algunos de estos sismos tuvieron efectos suficientemente descritos para que se les pueda interpretar como eventos superficiales producidos en la zona subandina o en la depresión interandina. Son, por ejemplo, los de 1868 en Ibarra, 1938 en Quito, 1736, 1757 y quizás 1944 en Latacunga (Fig. 15).

(7) Gap sísmico: En una zona sísmica (como por ejemplo el margen occidental de las Américas) un gap sísmico es una zona donde no se han producido sismos en mucho tiempo. La energía acumulada en esta zona la hace muy propensa a conocer un sismo importante.

(8) Planos nodales: Planos perpendiculares referenciales que pasan por el foco del sismo y que permiten caracterizar los esfuerzos emitidos por dicho sismo.

Fig. 15. Mapa de las isosistas de cinco sismos históricos que afectaron la depresión interandina ecuatoriana



Fuente: T. Winter, 1990

4.4. LAS DEFORMACIONES ACTIVAS EN LOS ANDES ECUATORIANOS

La tectónica activa a lo largo del margen peruano de América del Sur está hoy en día bastante bien documentada gracias a los estudios neotectónicos (M. Sebrier y al., 1985; M. Sebrier y al., 1988; O. Bellier, 1989; J. Cabrera, 1989). Pese a que la sismicidad histórica e instrumental muestra que existen deformaciones activas en Ecuador, hasta ahora se han hecho pocos estudios de campo detallados sobre fallas activas (F. Dugas & A. Lavenue, 1988; J.P. Soulas, 1988). Su estudio sistemático detallado ha sido emprendido recientemente (T. Winter & A. Lavenue, 1989 a, b; T. Winter, 1990; A. Lavenue & T. Winter, en prensa).

4.4.1. El sistema de fallas transcurrentes dextrales en el centro del Ecuador

Una de estas fallas corresponde a la reactivación dextral de la parte meridional del "Dolores-Guayaquil Megashear". Esta sutura que, al norte del Ecuador, sigue el borde oeste de la depresión interandina toma, al sur de la ciudad de Riobamba, una dirección suroeste hacia el Golfo de Guayaquil (Fig. 16 y 17). Los sondeos realizados en este golfo muestran la existencia de más de 10.000 m de sedimentos miocenos a cuaternarios (S. Benitez, 1986) organizados en dos cuencas:

- Una al sur de la isla Puná en donde se reconocieron 7.000 a 9.000 m de sedimentos miocenos a cuaternarios.
- Otra un poco más al oeste, en forma triangular, que integra 10.000 m a 12.000 m de sedimentos miocenos a actuales, entre los cuales 4.500 m son plio-cuaternarios.

S. Benitez (1986) interpreta estas cuencas como grabens ENE-OSO a E-O ubicados entre el prisma de acreción(9) y el arco volcánico de la cordillera andina. Actualmente, estas cuencas están marcadas en la morfología del golfo por depresiones (S. Benitez, 1986) sugiriendo una subsidencia siempre activa.

En la Costa, a lo largo del presunto paso de la falla "Dolores-Guayaquil", se puede notar un desplazamiento de aproximadamente 25 km en el sentido dextral (Fig. 16). En el mismo lugar, el flanco oeste de la Cordillera Occidental parece también estar desplazado, en el sentido dextral, de unos treinta kilómetros.

El conjunto de estas observaciones tiende a confirmar la interpretación del Golfo de Guayaquil como una cuenca sobre falla de rumbo, asociada a movimientos dextrales sobre la falla "Dolores-Guayaquil", desde el Mioceno (B.T. Malfait & M.G. Dinkelman, 1972; B. Faucher & E. Savoyat, 1973; C.J. Campbell, 1974; R. Moberly y al., 1982). Sin embargo, los sismos superficiales con una magnitud superior a 5.0 y que podrían estar relacionados con la apertura actual del Golfo de Guayaquil son poco numerosos (Fig. 13).

El accidente "Dolores-Guayaquil" atraviesa la Cordillera Occidental siguiendo los valles de los ríos Chimbo y luego Pangor en donde una intensa erosión, provocada por el clima tropical, no permite la conservación de indicios morfológicos que atestigüen una actividad reciente de la falla.

Un estudio preciso, localizado en el segmento septentrional de esta falla, cuando deja el río Pangor y sigue el borde oriental del valle a una altitud aproximada de 3.600 m, permitió determinar su geometría, su cinemática y su grado de actividad (T. Winter & A. Lavenue, 1989b; T. Winter, 1990).

La falla interrumpe brutalmente relieves y corta con un ángulo cercano a los 90° una serie de ríos tributarios del río Pangor. Está señalada en el paisaje por una ruptura de pendiente bien marcada por rellanos generalmente pantanosos (Fig. 18). Algunas escarpas abruptas (25° a 30°) orientadas, a veces hacia el valle y otras hacia el frente montañoso, jalonan la huella de la falla y limitan las zonas pantanosas (Fig. 19).

La falla separa dos conjuntos morfológicamente diferentes:

- Un frente montañoso que alcanza alturas superiores a los 4.000 m.
- El valle del río Pangor en donde actualmente las aguas han vuelto a entallar una antigua superficie de depósito que ocupa el fondo de los valles.

La buena preservación de los objetos morfológicos separados por algunas decenas de metros, justificó un análisis detallado de la evolución de los marcadores morfológicos próximos a la falla, así como un estudio cuantitativo de los

(9) Prisma de acreción: Acumulación de rocas deformadas en la zona de enfrentamiento entre la placa continental y la placa oceánica en curso de subducción.

desplazamientos observados, a través del análisis de perfiles topográficos paralelos, medidos de cada lado de la falla sobre una distancia de aproximadamente 4 km. (T. Winter, 1990).

Este estudio preciso del segmento de la falla de Pallatanga permitió comprender mejor la evolución de los marcadores morfológicos activos o pasivos a proximidad de una falla de rumbo, y estudiar la relación entre la escala de las estructuras consideradas y los desfases morfológicos observados. El reconocimiento de los procesos locales de erosión (deslizamiento de terreno, encajonamiento de los ríos) y de sedimentación ("bermas")(10), resultó indispensable para la interpretación de estos desfases. La determinación de los desplazamientos a corto plazo(11) se apoya en la correlación de marcadores morfológicos decamétricos, de cada lado de la falla. Sin embargo, los desplazamientos a largo plazo(12) son accesibles por una correlación de marcadores más anchos, alejados de la falla, y por lo tanto, más estables.

En la zona estudiada, la geometría $N30^{\circ}-75^{\circ}E$ del plano de la falla ha sido determinada a partir de perfiles topográficos realizados en forma perpendicular al trazo de la falla. Aquí, la falla de Pallatanga es dextral-inversa(13). Se pudieron determinar en ella cuatro desplazamientos dextrales: 27 ± 6 m, 45.9 ± 6.7 m, 590 ± 110 m y 995 ± 145 m. Para los dos primeros desplazamientos, los desniveles verticales pudieron ser estimados en aproximadamente 5 m y 7 m. Los vectores de deslizamiento resueltos(14) en el plano de falla tienen un "pitch"(15) similar de aproximadamente $10^{\circ}S$.

Fig. 18. Expresión morfológica de la falla de Pallatanga (flechas) a 3.600 m en la Cordillera Occidental. Vista hacia el SE.



Foto: T. Winter, 1990

(10) Berma: Leve depresión que se forma al pie de los abruptos de falla normal y que se debe a la rotación del bloque bajado.

(11) Desplazamiento a corto plazo: Desplazamiento a lo largo de una falla durante un período "corto" (del orden de 100.000 años).

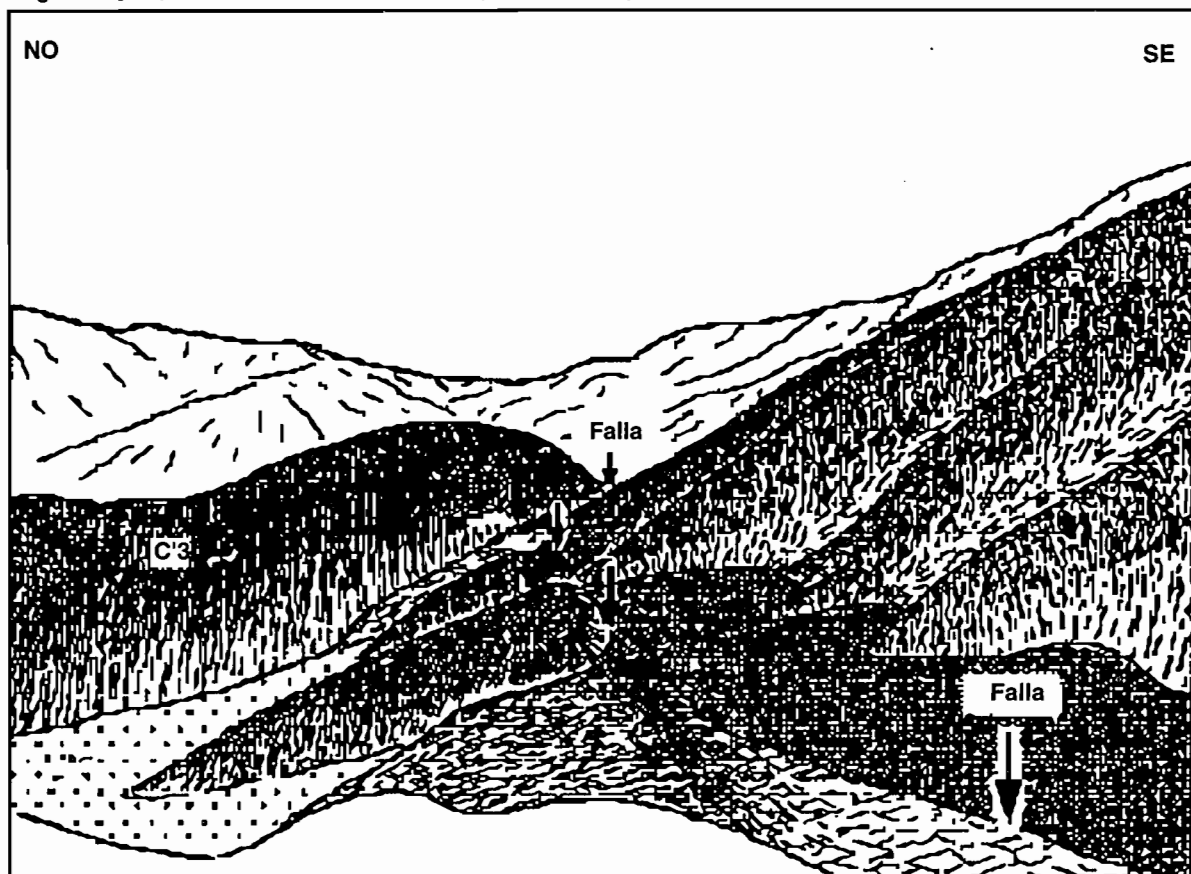
(12) Desplazamiento a largo plazo: Desplazamiento a lo largo de una falla durante un período "largo" (del orden del .millón de años).

(13) Dextral-inversa: Falla de rumbo que además de un juego dextral presenta un juego inverso.

(14) Vector de deslizamiento resuelto: Valor calculado del vector que caracteriza el movimiento a lo largo del plano de falla.

(15) Pitch: El pitch es el ángulo, medido en el plano de falla, entre la horizontal y un objeto geológico (por ejemplo una estría de falla)

Fig. 19. Ejemplo de una berma pantanosa que bordea la parte alta de la falla



Fuente: T. Winter, 1990

El segmento estudiado de la falla se ubica entre 3.600 m y 3.700 m. de altura. Debido a ésta, el modelado de la zona fue probablemente afectado por las variaciones climáticas globales, y puede ser que haya estado situado en la zona periglaciaria antes del Holoceno. Durante este período, la intensa erosión superficial que caracteriza el ambiente periglaciario (crioturbación, gelifración, soliflucción), remodeló probablemente la mayoría de las líneas de cresta así como las pendientes del lugar. Sólo las grandes estructuras (crestas mayores, ríos principales), modeladas antes del último máximo glaciario, tienen que haber sido parcialmente preservadas.

Al poner en correlación los objetos morfológicos desplazados con cambios climáticos mayores conocidos en esta parte de los Andes, resulta posible estimar la velocidad media de los desplazamientos de la falla. Partiendo de esta propuesta, podemos suponer que los desplazamientos de 45.9 ± 6.7 m medidos en forma constante, a lo largo del segmento de falla estudiado, tienen una edad comprendida entre 30.000 BP y 9.000 BP. Las edades consideradas constituyen el intervalo de tiempo más amplio deducido de los trabajos de C.M. Clapperton (1987) en Ecuador y de las correlaciones con Colombia y Perú.

Si suponemos que la velocidad, sobre el segmento de falla estudiado, ha sido constante durante el Holoceno, se puede deducir una velocidad de $4,4 \pm 1,4$ mm/año. La correlación de los desplazamientos a largo plazo con el último interglaciario sigue siendo especulativa. Las velocidades obtenidas son superiores a las deducidas para el Holoceno. La cinemática holocena del segmento de falla estudiado, es compatible con una componente normal de los movimientos normales sobre las fallas orientadas $N70^\circ E$ en el Golfo de Guayaquil.

Subsisten algunos problemas como la discreción de la actividad sísmica, que podría relacionarse con el juego de las fallas normales en el Golfo de Guayaquil, y la reactivación del conjunto de la sutura Dolores-Guayaquil entre el golfo y la zona estudiada detalladamente. Al norte de la zona estudiada, no fue posible evidenciar una continuidad activa de este accidente en dirección de la zona subandina. La amortiguación de los desplazamientos a largo plazo, al norte del segmento estudiado, podría producirse sobre estructuras compresivas en el borde oeste de la depresión interandina.

4.4.2. Las deformaciones en compresión en el centro del Ecuador

En el centro de los Andes ecuatorianos, las Cordilleras Oriental y Occidental cuyas altitudes son superiores a 3.500 m, bordean la depresión interandina orientada N-S con altitudes que no sobrepasan los 3.000 m. Los registros históricos muestran que desde 1687 esta región ha sufrido numerosos sismos con fuertes intensidades ($I > 8$). La sismicidad instrumental complementa estos datos y presenta mecanismos en el foco en compresión con planos nodales de dirección cercana a N-S para los sismos superficiales del 6 de octubre de 1976 (0.75°S; 78.8°O; prof=33 km; mb=5.7) y los del 22 de septiembre de 1987 (0.89°S; 78.24°O; prof=15 km; mb=6.1 y 0.98°S; 78.24°O; prof=19 km; mb=5.9).

La depresión interandina es continua sobre más de 350 km, con un ancho que varía de 15 a 25 km desde una latitud de 2°30'S hasta Colombia. Su altitud, comprendida entre 2.400 a 3.000 m contrasta con las elevaciones de las dos cordilleras (>4.000 m). Pese a estar erosionadas, las escarpas que le rodean son por lo general elevadas (800 a 1.000 m) y poseen fuertes pendientes. Con una dirección N-S, son bien marcadas en el paisaje y dejan aflorar el material que constituye estas cordilleras.

El substrato de la depresión, de edad mioceno superior, recubre las dos cordilleras 1.000 a 1.500 m más arriba. Como ese material es volcánico (coladas de lavas andesíticas con pequeñas intercalaciones de flujos piroclásticos, brechas volcánicas), no resulta imposible que una parte del desplazamiento observado corresponda al depósito de coladas sobre las escarpas preexistentes. Los bordes de la depresión interandina desaparecen bajo los volcanes pliocenos y cuaternarios. Una parte del relleno interandino podría ser contemporáneo de la actividad de estos volcanes. Por lo tanto, la depresión interandina se formó probablemente entre el Mioceno superior y el Plioceno. La morfología en forma de graben de esta depresión interandina permite suponer que la mitad septentrional de los Andes ecuatorianos se ha visto afectada en el Mioceno superior y en el Plioceno por una tectónica en extensión.

El relleno de esta depresión está deformado por pliegues de eje cercano a N-S durante el Cuaternario. Estos pliegues, que se siguen cartográficamente sobre algunas decenas de kilómetros, perturban la morfología y controlan el drenaje de la depresión interandina (desviaciones, encajonamientos locales), lo que les proporciona una edad reciente, y los vuelve susceptibles de actividad (Fig. 20). Su formación podría estar relacionada con la tectónica en compresión aproximadamente E-O indicada por los mecanismos focales de los sismos de octubre de 1976 y septiembre de 1987. La dirección E-O del acortamiento cuaternario es compatible con la cinemática evidenciada en la falla de Pallatanga.

Más al norte, la ciudad de Quito está construida sobre un rellano ubicado en la falda oriental del volcán activo Pichincha, donde domina la depresión interandina por un abrupto de aproximadamente 400 m de desnivel. Este balcón, considerado durante mucho tiempo como un horst, a sido interpretado por J.P. Soulas (1988) como un escarpe relacionado con una falla inversa con buzamiento oeste. Ninguna de las quebradas que atraviesan este balcón proporcionó cortes geológicos que muestren claramente un plegamiento de los tufs y de las cenizas provenientes del volcán Pichincha. Sin embargo, la morfología del borde oriental del balcón de Quito recuerda la de los pliegues activos de la cuenca de Latacunga-Ambato, lo que estaría a favor de la interpretación de J.P. Soulas.

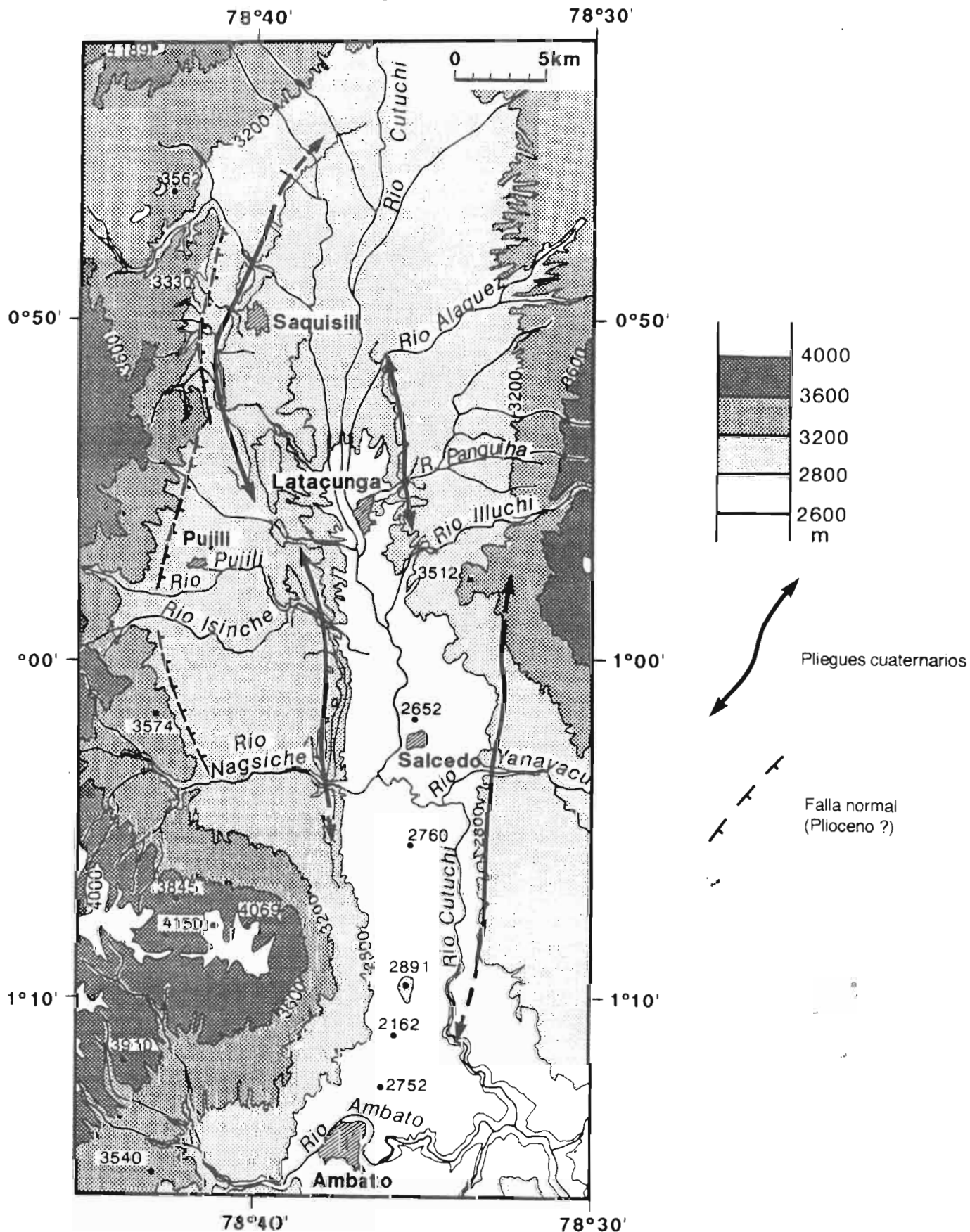
4.4.3. Las deformaciones recientes en los Andes surecuatorianos

Las deformaciones neógenas

Durante el Neógeno, una fuerte sedimentación continental se desarrolló en Ecuador, dentro de la cordillera andina, sobre todo en las cuencas surecuatorianas de Cuenca, Nabón, Loja, Malacatos y Zumba (Fig. 16). En esta parte de la cordillera, no existe depresión interandina continua (Fig. 13). Sin embargo, se pueden distinguir la Cordillera Oriental, constituida por rocas paleozoicas y mesozoicas, y la Cordillera Occidental, representada por un conjunto de rocas de edad cretácica provenientes de un arco volcánico sobreyacente a la corteza continental (M. Lebrat, 1985). Los depósitos detríticos continentales y el material volcánico interestratificado que constituyen el relleno de las cuencas neógenas, reposan sobre un substrato de edad cretácica a oligocena superior (Fig. 17).

Las cuencas están delimitadas por dos familias de fallas cuyas direcciones se acercan a N-S y N30°E. La estratigrafía de la cuenca de Cuenca ha sido establecida por C.R. Bristow (1973) y C. Noblet y al. (1988). Estos últimos, a partir del análisis sedimentológico y del estudio de las deformaciones sinsedimentarias, sugieren la existencia en el Neógeno de un continuum con deformación en compresión. Además proponen la existencia, durante el Mioceno, de una rotación progresiva de 60° en el sentido horario, de la dirección del acortamiento.

Fig. 20. Mapa topográfico de los pliegues en el relleno plio-cuaternario de la depresión interandina de Latacunga-Ambato



Con el propósito de caracterizar los estados de presión sucesivos y contemporáneos del relleno de las cuencas, así como para verificar su coherencia con las deformaciones sinsedimentarias, y probar la hipótesis del continuum tectónico, se realizó un estudio microtectónico (T. Winter, 1990; A. Lavenu y al., en prep.) del relleno de las cuencas de los Andes surecuatorianos, el cual muestra la permanencia de un régimen de compresión durante, por lo menos, el Mioceno. Permitió también evidenciar la sucesión de dos compresiones, una con dirección NE-SO en el Mioceno inferior y otra E-O en el Mioceno medio y superior. Sin embargo, no fue posible considerar la existencia de un continuum tectónico durante el Mioceno, únicamente a partir de los datos microtectónicos.

El hecho de que las deformaciones sinsedimentarias afecten todo el relleno mioceno de las cuencas, y que los estados de presión determinados por la microtectónica sean coherentes con estas deformaciones, así como con la evolución sedimentológica general del relleno de las cuencas surecuatorianas, apoya la sugerencia de C. Noblet y al. (1988) de una tectónica compresiva continua durante el Mioceno, o sea durante por lo menos 15 Ma. Esto se opone a la noción de fases tectónicas cortas (1 a 2 Ma) admitida para los Andes centrales (B. Dalmayrac y al., 1980; F. Megard, 1978; M. Sebrier y al., 1988).

La cronología de estas fases compresivas se establece por lo general a partir de dataciones de discordancias angulares regionales. Este método de determinación de fases tectónicas habría conducido, en el sur del Ecuador, a una primera fase tectónica en el Oligoceno superior (entre 26 y 24.7 Ma), y una segunda en el Mioceno superior (entre 8 y 7.1 Ma).

En los Andes centrales, durante el período que va del Oligoceno superior al Plioceno, se describieron cuatro fases compresivas (referencias principales en M. Sebrier y al., 1988; M. Sebrier & P. Soler, 1989):

- F2: Oligoceno superior, 26-28 Ma, acortamiento NNE-SSO;
- F3: Mioceno inferior, 15-17 Ma, acortamiento NE-SO en el Perú central y E-O en el piedemonte pacífico surperuano;
- F4: Mioceno medio, aproximadamente 10 Ma, acortamiento N-S en el Perú central y E-O en el piedemonte pacífico surperuano;
- F5: Mioceno superior, aproximadamente 7 Ma, acortamiento E-O.

Las direcciones de acortamiento en el Mioceno, encontradas en las cuencas surecuatorianas, son coherentes con las que se evidenciaron en el Perú Central, con excepción de la dirección del acortamiento en el Mioceno medio. Hemos mostrado que la compresión tenía una dirección cercana a NE-SO en el Mioceno inferior, y una dirección aproximadamente E-O en el Mioceno medio y superior. Una rotación antihorario de los Andes surecuatorianos en un campo de presión constante, podría constituir una posible explicación. Sin embargo, según los primeros estudios de

Fig. 21. Vista hacia el sur de la falla de Girón-Santa Isabel

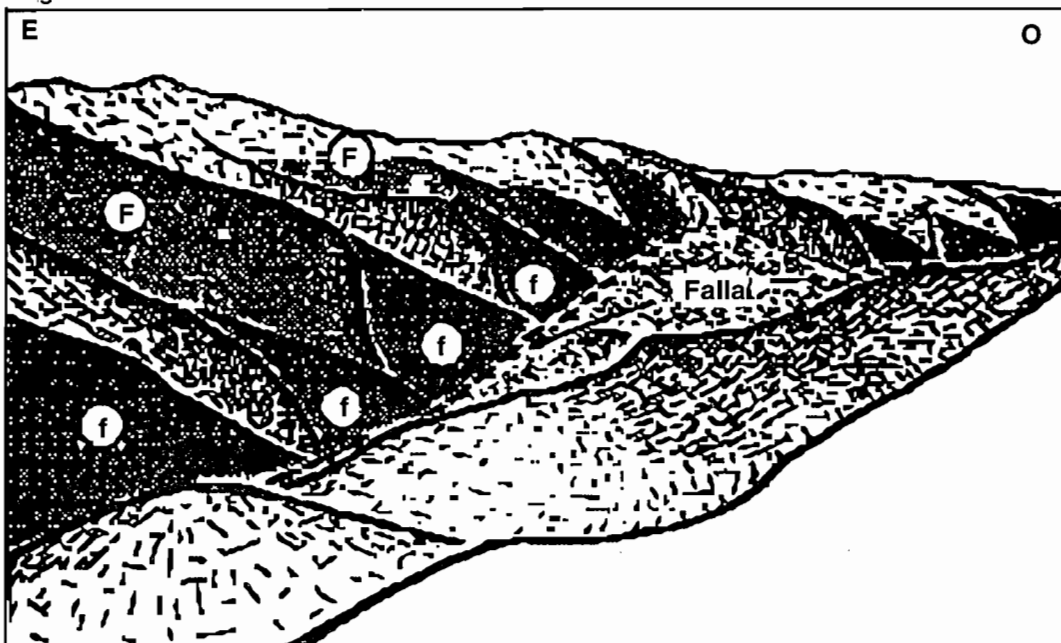


Foto: T. Winter, 1990

Fig. 22. Vista hacia el noreste del espejo de falla principal parcialmente exhumado

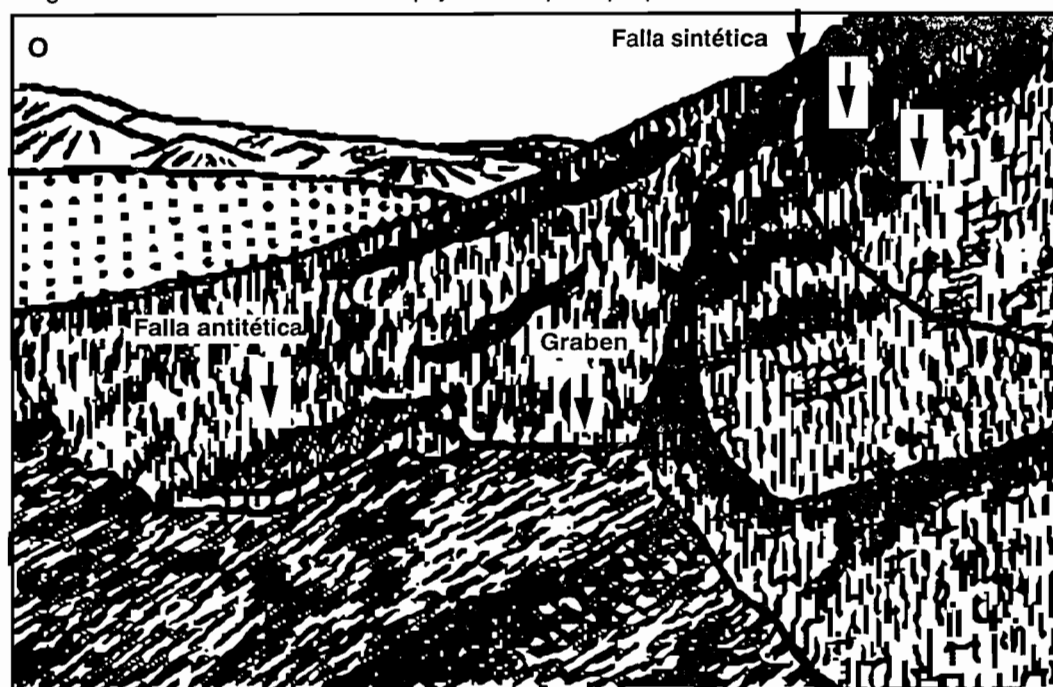


Foto: T. Winter

paleomagnetismo realizados en las rocas que forman el substrato de estas cuencas neógenas, estos terrenos no parecen haber girado.

Como en los Andes centrales (F. Pardo-Casas & P. Molnar, 1987), se constata una buena correlación entre la convergencia rápida Nazca-América del Sur en el Neógeno y el espacio de tiempo durante el cual las cuencas continentales surecuatorianas han sido deformadas en compresión (período Quechua).

Las deformaciones cuaternarias

Los Andes del sur del Ecuador son más anchos y menos elevados que los del norte (Fig. 13). La ausencia de altos edificios volcánicos se debe a una paralización del volcanismo que se habría producido, según F. Barberi y al. (1988), hacia los 5 Ma. La sismicidad intracontinental, en esta parte de los Andes, está concentrada en la zona subandina (Fig. 13 y 14). Los mecanismos focales calculados están en falla inversa y muestran la existencia de una compresión de dirección cercana a E-O, es decir casi paralela a la convergencia de las Placas Nazca-América del Sur. La sismicidad histórica sólo proporciona pocas indicaciones.

Sin embargo, una obra titulada "Breve Historia de los Principales Terremotos de la República del Ecuador", publicada en 1959 por el Ministerio Ecuatoriano de Educación Pública y el Observatorio Astronómico de Quito, reporta que el 28 de febrero de 1913, un sismo particularmente fuerte dañó y destruyó una parte del pueblo de Girón, situado al sur de la cuenca neógena de Cuenca (Fig. 16). Pero no se reporta ningún testimonio de este sismo para la ciudad de Cuenca situada solamente 40 km al norte.

Hemos visto anteriormente que la tectónica neógena de los Andes surecuatorianos ha sido marcada por la formación de cuencas intracontinentales, a lo largo de accidentes orientados N-S y NE-SO. El relleno de estas cuencas en el Mioceno superior-Plioceno se produjo cuando esta parte de los Andes ecuatorianos estaba sometida a una compresión de dirección cercana a E-O.

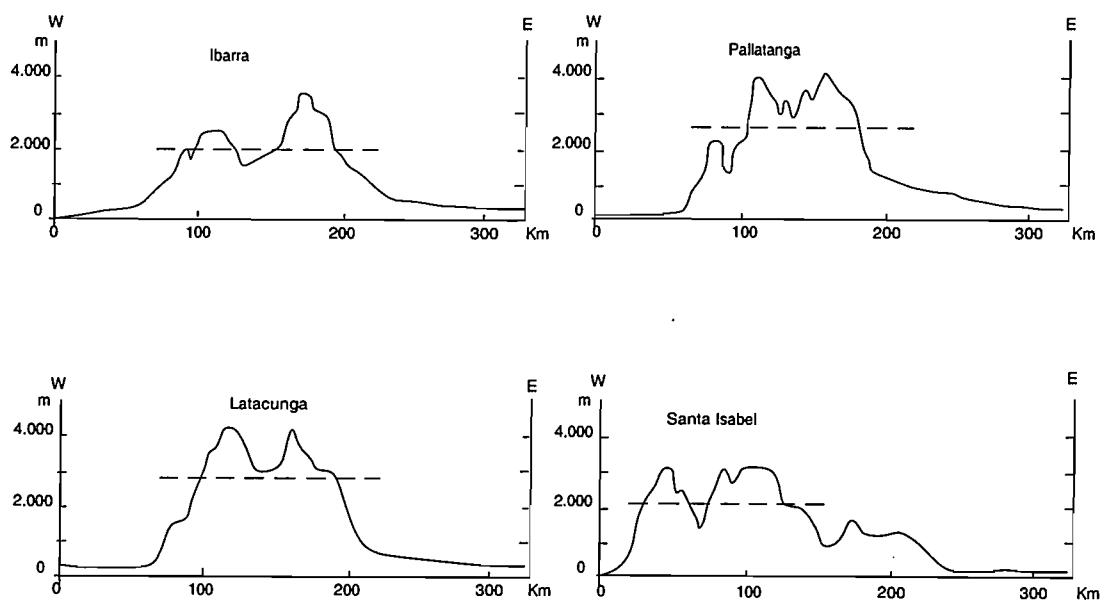
En las imágenes Landsat, se puede ver perfectamente el accidente de dirección NE-SO que bordea al sureste la cuenca de Cuenca. Mientras que la parte septentrional de dicho accidente no parece desplazar la topografía que queda alrededor de los 2.500 m, su parte meridional está recalcada por un frente montañoso que mira hacia el oeste, con un abrupto superior a 15°, un desnivel aproximado de 1.000 m, visible sobre una distancia de casi 50 km (Fig. 21). El frente montañoso empieza algunos kilómetros al norte de Girón. En la ladera opuesta a esta escarpa, la superficie topográfica está ligeramente inclinada hacia el este (<10°). El valle asimétrico de Girón-Santa Isabel así delimitado está drenado por el conjunto de los ríos Girón-Rircay-Jubones.

La falla de Girón-Santa Isabel se ubica en la base del frente montañoso, donde se compone de varios segmentos de falla cuyo largo varía de 5 a 19 km. Estos segmentos, de orientación media N35°E, están separados de 0.5 a 5 km. El frente montañoso está constituido por material volcánico de edad oligocena, y en el valle, los sedimentos continentales miocenos tienen, por lo general, un buzamiento de unos diez grados hacia el este. La morfología del frente montañoso se puede comparar a la de las fallas activas descritas en el Basin and Range o en el Tibet (W.K. Hamblin, 1976; R.E. Wallace, 1977, 1978; R. Armijo y al., 1986); las perturbaciones de la red hidrográfica que lo drena y las deformaciones de los depósitos más recientes muestran que la falla de Girón-Santa Isabel es activa y que los movimientos son esencialmente normales.

El análisis detallado de un segmento de esta falla permitió documentar rupturas de superficies muy recientes. Estas rupturas no se produjeron en un nivel de deslizamiento único, sino sobre una banda de terreno ancha de unos cien metros, situada al pie del plano de falla principal (Fig. 22).

De la última reactivación, se dedujo un vector con deslizamiento elemental(16) de aproximadamente 50 cm. Las diferencias a más largo plazo podrían corresponder a tres o cuatro rupturas sucesivas. El análisis microtectónico, realizado en un solo sitio, muestra una dirección de extensión perpendicular a la falla, diferente de la que se evidenció en el norte de Perú (O. Bellier, 1989) y en general en los Andes centrales (por ejemplo: M. Sebrier y al., 1985, 1988; A. Lavenu, 1986; J. Cabrera, 1989). La baja actividad sísmica superficial de esta región contrasta con la altura del frente montañoso (1.000 m.) y la buena preservación de las huellas de varias rupturas en el segmento de falla de Sulupali Chico. Sugerimos que si las rupturas tenían un origen tectónico, un mecanismo superficial de tipo *creep* (17) podría haber originado también una parte de los movimientos a lo largo del segmento de dicha falla.

Fig. 23. Perfiles topográficos E-O realizados a través de los Andes



Fuente: T. Winter, 1990

(16) Vector de deslizamiento elemental: Se trata del desplazamiento producido a lo largo de una falla activa durante un sismo. Se caracteriza por su orientación sobre el plano de la falla y su amplitud.

(17) Creep o creeping: Deformación permanente de un objeto expuesto a un esfuerzo durante largo tiempo

4.5. DISCUSIÓN

Hemos presentado las fallas activas de los Andes ecuatorianos ubicadas encima de una zona de transición entre, una subducción inclinada de 25° al norte de 2°30'S, y otra inclinada de 10° al sur de 2°30'S.

Al norte de 2°30'S, la sismicidad superficial y las deformaciones activas muestran que las zonas subandina y andina están sometidas a un acortamiento aproximado E-O. Esta compresión origina pliegues N-S en la depresión interandina y movimientos dextrales a lo largo de la falla de Pallatanga.

Al sur, la zona subandina sísmicamente activa es más ancha y también está sometida a una compresión E-O. Por lo contrario, el sur de los Andes ecuatorianos es casi asísmico. Sin embargo, las deformaciones activas que allí se producen corresponden a una extensión E-O a ENE-OSO.

Aquí examinamos los mecanismos que podrían explicar estas deformaciones diferentes y su repartición. El origen de la apertura del Golfo de Guayaquil es controvertido.

4.5.1. Influencia de una alta topografía

Los estudios de la tectónica reciente de las altiplanicies continentales, como el Tibet o los Andes centrales, muestran que las deformaciones en extensión parecen ser típicas de estas altas regiones. Son interpretadas como la consecuencia de una alta topografía y de una raíz cortical ligera. Para el caso de los Andes en general, el campo de fuerzas que inducen las deformaciones resulta de la interacción de fuerzas en los límites, relacionadas con la convergencia de las Placas Nazca y América del Sur y de fuerzas de volumen, relacionadas con la compensación isostática de una alta topografía.

En efecto, como primera aproximación, se puede considerar que la corteza posee una densidad uniforme, que es más espesa debajo de las montañas con profundos basamentos, y que el conjunto flota como si fuera un iceberg. Se admite que el peso de la Cordillera de los Andes lo soporta una raíz cortical que varía de 50 a 70 km. de profundidad.

¿Cómo es que la corteza se hizo más espesa debajo de esta cordillera?

Esta pregunta sigue sin respuesta hasta el día de hoy. Sin embargo, se pueden proponer dos mecanismos, no exclusivos, sin que sea posible precisar su importancia relativa:

- Un espesamiento volcánico provocado por el ascenso del material mantélico que, durante su enfriamiento, formó intrusiones de granitos u otras rocas ígneas.

- Un acortamiento debido a fuerzas horizontales laterales que comprimieron la corteza que, por lo tanto, se volvió más espesa.

La presión hacia arriba ejercida por una raíz profunda soporta el peso de la cordillera. Sin embargo, la presión hacia el este de la Placa Nazca y la otra, hacia el oeste del Escudo Brasileño que comprimen los Andes y que están, por lo menos en parte, al origen de la raíz cortical, desempeñan un papel más directo: impiden que los Andes se caigan ensanchándose o se hundan bajo su propio peso. La presencia de deformaciones extensivas sobre las altiplanicies indican que las fuerzas horizontales, relacionadas con la convergencia de las Placas Nazca y América del Sur, ya no son suficientes para mantener la cohesión del conjunto de la cordillera.

¿Cuáles son los mecanismos que inducen el hundimiento de cordilleras como los Andes o el Tibet?

Hemos visto que estas montañas son sostenidas por profundas raíces. Sin embargo, la solidez de las rocas en la corteza disminuye rápidamente con la temperatura y, por consiguiente, con la profundidad. Una corteza es por lo tanto más frágil al ser más espesa. Además, Y. Gaudemer y al. (1988) mostraron claramente que el parámetro que controla la temperatura es el ancho de la cordillera. En efecto, en una cordillera estrecha (<200 km), las temperaturas son significativamente más bajas que en una cordillera cuya ancho sobrepasa los 300 km. De eso resulta que las raíces de los Andes y del Tibet se comportan como fluidos deformables y poco resistentes con una tendencia a caerse si no son sostenidas lateralmente por fuerzas horizontales.

En los Andes centrales, una extensión de dirección N-S reactiva actualmente en falla normal algunas zonas con una debilidad cortical preexistente (M. Sebrier y al., 1985; A. Lavenu, 1986; O. Bellier, 1989; J. Cabrera, 1989). Esta dirección de extensión indica que aun cuando las fuerzas horizontales E-O relacionadas con la convergencia ya no

son suficientes para mantener la cohesión del conjunto de la cordillera, siguen siendo suficientemente importantes para inducir un "fluage" con dirección N-S.

En los Andes ecuatorianos, una extensión de dirección E-O reactiva actualmente la falla de Girón-Santa Isabel.

Se realizaron perfiles topográficos E-O a través de los Andes ecuatorianos a base del mapa topográfico a escala 1:500.000 (IGM) y pasando por las ciudades de Latacunga, Pallatanga, Santa Isabel (Fig. 23). La altitud media de estos perfiles fue determinada desplazando, con un paso de 10 km., una ventana de 50 km. de largo a lo largo del segmento de los perfiles ubicados encima de la mayor ruptura de pendiente entre los Andes, la llanura costanera al oeste y la zona subandina al este. A cada paso, la altitud fue calculada realizando el promedio aritmético de los 6 valores contenidos en la ventana. Luego se consideró el valor medio de estas altitudes. Las altitudes medias de la Cordillera de los Andes en las latitudes de Latacunga, Pallatanga y Santa Isabel son respectivamente de 2.800 m, 2.600 m y 2.100 m (Fig. 23).

Mientras el modelo propuesto anteriormente prevé más bien deformaciones por compresión en las zonas con altitudes moderadas y deformaciones por extensión en las zonas altas, en Ecuador se observa lo contrario:

- Cuando la cordillera ecuatoriana posee una altitud media, comprendida entre 2.600 m. y 2.800 m., las deformaciones activas y recientes son compresivas (segmento septentrional de la falla de Pallatanga y pliegues monoclinales de la depresión interandina).
- Cuando posee una altitud media de 2.100 m., las deformaciones son extensivas (falla de Girón-Santa Isabel).

Además, la altitud media de los Andes ecuatorianos es más baja que la del Perú central (aproximadamente 4.000 m. según M. Sebrier y al., 1988) en donde se describieron deformaciones en extensión (M. Sebrier y al., 1985, 1988; O. Bellier, 1989; J. Cabrera, 1989). Consecuentemente, se esperan deformaciones compresivas en los Andes ecuatorianos. Porque estas deformaciones están presentes en el centro de la cordillera, las deformaciones en extensión observadas en los Andes surecuatorianos, a lo largo de la falla de Girón-Santa Isabel, siguen siendo problemáticas en el marco de un origen relacionado con las fuerzas de volumen.

4.5.2. Influencia de la subducción

La diferencia entre las deformaciones que afectan el sur y el centro de los Andes ecuatorianos podrían provenir:

- de variaciones laterales de la geometría de la subducción;
- de variaciones laterales de la velocidad de convergencia;
- de variaciones laterales de la edad del "slab" (18) (P. Molnar y T. Atwater, 1978);
- de diferencias laterales de composición de la litósfera continental y/o de la subducción de una dorsal asísmica (R.H. Pilger, 1981).

La influencia de la subducción de un pliegue asísmico es actualmente cuestionada ya que estudios llevados a cabo en la fosa del Japón (S. Lallemand y al., 1989) y en el margen peruano, que hace frente a la Dorsal de Nazca (J. Machare, 1987; M. Sebrier y al., 1988), han mostrado que la subducción de relieves sólo inducía modificaciones locales y menores del estado de fuerzas en la placa situada encima de la subducción. Resulta poco probable que las variaciones en las velocidades de convergencia sean lo suficientemente grandes para explicar la diferencia entre las deformaciones del sur y del norte de los Andes ecuatorianos.

Influencia del buzamiento de la subducción

Está generalmente admitido (E. Jarrard, 1986) que se produce un acoplamiento mecánico más fuerte entre las placas, en las subducciones que poseen un plano de Bénihoff poco inclinado. Por lo tanto, cuando la subducción tiene poca pendiente, se deben producir deformaciones más compresivas en la litósfera continental subyacente. M. Sebrier y al. (1985, 1988) moderan esta proposición y sugieren que el ángulo de la subducción influye sobre la extensión de los dominios afectados por deformaciones en compresión o extensión, relacionadas con los efectos de la topografía.

En Ecuador, la repartición de la sismicidad intermedia y profunda permitió evidenciar una variación lateral de la geometría de la subducción (Fig. 14). Al sur de la latitud 2°30'S, el ángulo de hundimiento de la subducción es de unos 10°, mientras que al norte de 2°30'S, éste ángulo está comprendido entre 25° y 35°. Por lo tanto, las

(18) Slab: Otro nombre del Plano de Benihoff

deformaciones compresivas deberían ser más pronunciadas en el sur del Ecuador que en el norte; sin embargo, se observa lo contrario. El buzamiento de la subducción no parece ser la causa principal de las deformaciones diferentes al norte y al sur de 2°30'S.

Influencia de las variaciones laterales de la edad del "slab" en la subducción

Hemos mostrado anteriormente que luego de la reorganización de la Placa Farallón en Placas Cocos y Nazca, hace aproximadamente 26-25 Ma, una muy joven litósfera oceánica (<20 Ma), subducta actualmente bajo el norte del Ecuador y Colombia. El límite meridional de esta joven litósfera, formada en el Rift Cocos- Nazca, es el escarpe de Grijalva que penetra oblicuamente en la subducción al oeste del Golfo de Guayaquil (Fig. 11).

P.J. Goosens y al. (1977), T. Feininger & M.K. Seguin (1983) y M. Lebrat (1985) han mostrado que la costa ecuatoriana ubicada al norte del Golfo de Guayaquil está constituida por un piso oceánico del Cretácico inferior. Por lo tanto, al centro y al norte del Ecuador, una litósfera oceánica joven y ligera (P. Molnar & T. Atwater, 1978) que comprende la Dorsal Carnegie, subduce actualmente bajo un antiguo piso oceánico acretado a América del Sur en el Cretácico superior.

Por lo contrario, al sur del Ecuador, una litósfera oceánica más antigua subducta bajo un material de origen continental. Tomando en cuenta estas diferencias, la subducción podría ser más difícil al norte del Ecuador que al sur. En esta hipótesis, las deformaciones en el centro y norte de la cordillera ecuatoriana deberían ser más compresivas que en el sur, lo que en realidad se observa.

Sin embargo, tomando en cuenta la edad y por lo tanto, la flotabilidad de las litósferas oceánicas de cada lado de la escarpa de Grijalva, podríamos esperar que la más joven subduce con un ángulo de hundimiento más pequeño; no obstante, se observa lo contrario.

La apertura del Golfo de Guayaquil

El mecanismo de apertura del Golfo de Guayaquil a lo largo de una falla dextral (B.T. Malfait & M.G. Dinkelmann, 1972; P.J. Goosens & W.I. Rose, 1973; B. Faucher & E. Savoyat, 1973; C.J. Campbell, 1974; R. Moberly y al., 1982; S. Benítez, 1986) no es fácil de explicar.

- ¿La subsidencia es puramente tectónica o existe un efecto térmico?
- ¿Cuál es la cantidad de extensión necesaria a la apertura del golfo?
- ¿Cuál es el orden de tamaño de los desplazamientos horizontales correspondientes?
- ¿Cuál puede ser el motor de esta apertura?

La velocidad de la subsidencia en el Golfo de Guayaquil puede ser estimada a partir de la tasa de sedimentación. Es de aproximadamente 1 mm/año desde el Mioceno. Esta velocidad tiene un orden de valor superior a las velocidades reconocidas para una subsidencia térmica (D.L. Turcotte & G. Schubert, 1982). A priori, y debido a la falta de estudios sobre el flujo del calor sobre la costa ecuatoriana se puede pensar que el origen de la subsidencia en el Golfo de Guayaquil es más tectónico que térmico.

La cantidad de extensión necesaria a su apertura desde el Mioceno puede ser estimada, a grosso modo, considerando un espesor de sedimentos acumulados comprendido entre 5.000 m y 10.000 m. y fallas de reborde normales con buzamientos de 45°; está comprendida entre 10 y 20 km.

La velocidad media de apertura es del orden de 0,5 a 1 mm/año. Considerando que esta apertura cercana de N-S está relacionada con movimientos dextrales sobre la falla de Pallatanga (parte meridional de la falla Dolores-Guayaquil) desde el Mioceno, los desplazamientos horizontales dextrales a lo largo de esta falla en la Cordillera Occidental deben ser del orden de 15 a 30 km. Anotemos que la velocidad con la cuál se producen estos desplazamientos horizontales es de uno a dos veces inferior a las velocidades generalmente observadas en los límites de placas.

La oblicuidad de la convergencia Nazca-América del Sur (N80°E) en relación con la dirección del margen ecuatoriano podría originar desplazamientos dextrales en este margen y la apertura del golfo. En efecto, el vector de convergencia(19) puede ser descompuesto en dos componentes: normal y tangencial a la dirección de la fosa (E. Jarrard, 1986). Estos componentes serían tomados en cuenta respectivamente por la subducción y por descolgamientos en la placa suramericana. La dirección de la fosa en Ecuador es más cercana a N-S que a N40°S como lo

sugiere M.C. Daly (1989). La dirección de la convergencia Nazca-América del Sur ($N80^{\circ}E$) es, por su parte, casi perpendicular a la fosa ecuatorial y parece haber variado poco desde el Mioceno. La oblicuidad de 10 a 15° de la convergencia en relación con la dirección del margen ecuatorial desde el Mioceno parece haber sido suficiente para provocar la apertura del Golfo de Guayaquil.

Las razones por las cuales no existen otros golfos de este tipo a lo largo del margen suramericano deben ser buscadas más bien en la estructuración de las zonas costanera y andina que en las características de la subducción de la Placa Nazca, que puede ser muy oblicua en relación con el margen suramericano.

La preexistencia del "Dolores-Guayaquil Megashear" siguiendo una dirección NE-SO en el centro del Ecuador permitió la expresión de la componente tangencial a la dirección de la fosa de la convergencia Nazca-América del Sur y, por lo tanto favoreció la apertura del Golfo de Guayaquil. Esta apertura que empezó en el Mioceno es sincrónica de una aceleración de la convergencia (R.H. Pilger, 1983, 1984; F. Pardo-Casas & P. Molnar, 1987; M.C. Daly, 1989).

5. CONCLUSION

El análisis de las deformaciones activas y de la sismicidad superficial muestra que los Andes ecuatorianos están sometidos a una compresión activa E-O en la zona subandina y en la cordillera al norte de $2^{\circ}30'S$.

Al sur de $2^{\circ}30'S$, la cordillera ecuatoriana es casi asísmica pero está sometida a una extensión activa E-O a ENE-OSO.

Hemos sugerido que el origen de la subsidencia en el Golfo de Guayaquil fue más bien tectónico que térmico. La apertura del golfo está relacionada con movimientos dextrales a lo largo del "Dolores-Guayaquil Megashear". Este accidente es probablemente activo desde el Golfo de Guayaquil hasta la depresión interandina, aunque no existe continuidad activa evidente al norte del segmento de falla estudiado, en dirección de la zona subandina. La cantidad de desplazamiento dextral a lo largo de la falla de Pallatanga (o parte meridional del "Dolores-Guayaquil Megashear") necesaria a la apertura del Golfo de Guayaquil desde el Mioceno, pudo ser estimada entre 15 y 30 km. Estos desplazamientos son modestos y pueden haber sido amortiguados en estructuras compresivas en la depresión interandina. Además, la velocidad con la cual se producen estos desplazamientos horizontales desde el Mioceno (del orden de 1 mm/año), o durante el Holoceno (aproximadamente 4 mm/año), es una a dos veces inferior a las velocidades generalmente observadas en los límites de placas.

Las deformaciones activas en Ecuador parecen más bien una respuesta mecánica de una corteza prefracturada a las fuerzas impuestas por la subducción rápida de la Placa Nazca bajo América del Sur, que la expresión del paso de una frontera de placas. Esta subducción está caracterizada al norte de $2^{\circ}30'S$ por una joven corteza oceánica que se hunde con un ángulo de aproximadamente 25° y al sur de $2^{\circ}30'S$, por una corteza oceánica más antigua que se hunde con un ángulo de aproximado 15° .

Varios mecanismos originan probablemente deformaciones activas en Ecuador. Sin embargo, el estilo y la repartición de estas deformaciones parecen depender tanto de la oblicuidad de la convergencia como de la variación lateral de la edad del "slab" en la subducción.

*
* *
*

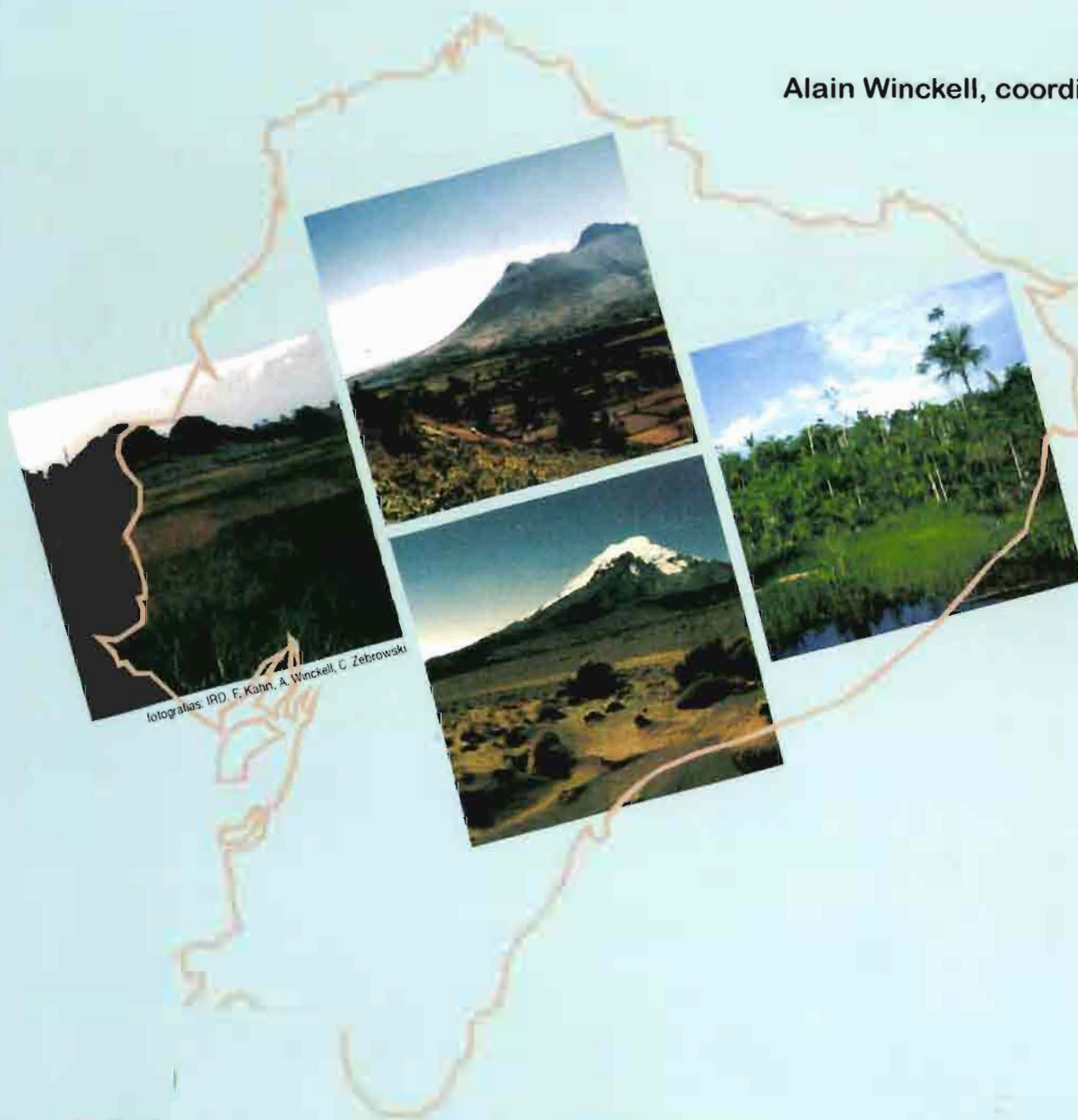
El presente texto ha sido elaborado a base de la información disponible hasta el año 1989. Desde entonces, nuevas investigaciones han aportado informaciones adicionales que implican variaciones en las interpretaciones estratigráficas (Cretácico y Paleógeno) y en la geodinámica de los Andes ecuatorianos.

Geografía Básica del Ecuador
Tomo IV - Geografía Física
CEDIG
Centro Ecuatoriano de Investigación Geográfica

LOS PAISAJES NATURALES DEL ECUADOR

Volumen 1 - Las condiciones generales del medio natural

Alain Winckell, coordinador



Instituto Panamericano
de Geografía e Historia



Instituto Geográfico
Militar



Institut de recherche
pour le développement

GEOGRAFÍA BÁSICA DEL ECUADOR
TOMO IV GEOGRAFÍA FÍSICA
VOLUMEN I

LAS CONDICIONES DEL MEDIO NATURAL

Autores : Alain Winckell
René Marocco
Thierry Winter
Charles Huttel
Pierre Pourrut
Claude Zebrowski
Michel Sourdat

IPGH Instituto Panamericano de Geografía e Historia (Sección Ecuador)
IRD *Institut de Recherche pour le Développement (ex-ORSTOM)*
IGM Instituto Geográfico Militar



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

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

-Separación de colores

Pantone Impresiones

Este libro fue elaborado en 1992 a partir de los conocimientos que se tenía en esa época sobre la geografía y las ciencias asociadas, relativas al medio físico del Ecuador

© 1997 Derechos de la primera edición :

ISBN-9978-92-165-6

-- 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.