

ESTUDIOS DE GEOGRAFÍA
Volumen 6

EL CONTEXTO GEOLÓGICO DEL ESPACIO FÍSICO ECUATORIANO

Neotectónica, Geodinámica, Volcanismo,
Cuencas sedimentarias, Riesgo sísmico

Coordinador: René Marocco




CORPORACION
EDITORIA NACIONAL





6

Estudios de Geografía

EL CONTEXTO GEOLÓGICO DEL ESPACIO FÍSICO ECUATORIANO

**Neotectónica, Geodinámica, Volcanismo,
Cuencas sedimentarias, Riesgo sísmico**

Coordinador: René Marocco



**Corporación
Editora Nacional**



**Colegio de Geógrafos
del Ecuador**

Quito, 1994

CORPORACIÓN EDITORA NACIONAL

Hernán Malo González (1931-1983)

Presidente Fundador

Ernesto Albán Gómez

Presidente

Luis Mora Ortega

Director Ejecutivo

COLEGIO DE GEÓGRAFOS DEL ECUADOR

Nelson Gómez

Presidente

Freddy López

Vicepresidente

Mario Andino

Tesorero

Blanca Carrera

Secretaria

Estudios de Geografía COMITÉ EDITORIAL

René Marocco

Luis Mora

Guillermo Bustos

6. EL CONTEXTO GEOLÓGICO DEL ESPACIO FÍSICO ECUATORIANO Neotectónica, Geodinámica, Volcanismo, Cuencas sedimentarias, Riesgo sísmico

Impreso y hecho en el Ecuador

Diseño gráfico: Edwin Navarrete,
Pierre Peltre

Supervisión editorial: René Marocco

Diagramación: Darwin Montalvo

Impresión: Santiago 367, entre Manuel
Larrea y Versalles, Quito

ISBN: 9978-84-035-4 Colección
9978-84-199-7 Volumen 6

Derechos de autor: Inscripción 008046,
Depósito legal 000583.

Fotografía de cubierta: Pliegue de deslizamiento
de sedimentos en una cuenca lacustre (*Slump*).

Sedimentos lacustre de la formación Guayllabamba.

Foto: René Marocco.

Corporación Editora Nacional

Roca 230 y Tamayo,
Teléfono 554358-558, Fax (593-2) 566340,
Apartado 17-12-886,
Quito, Ecuador

Colegio de Geógrafos del Ecuador

Apartado 17-08-8505,
Quito, Ecuador

1994 11

SUMARIO

1. **La Neotectónica. Ejemplos en el Ecuador.** **5**
Alain Lavenue
2. **Paleosismicidad de la ciudad de Quito
(Ecuador) a través del análisis
de la paleolicuación cuaternaria.** **31**
Víctor Hugo Pérez, *et al.*
3. **Tefroestratigrafía holocénica de los volcanes
principales del valle interandino, Ecuador.** **47**
Minard L. Hall y Patricia A. Mothes
4. **Los conglomerados El Morro:
hacia su redefinición.** **69**
Jorge Toro Alava y René Marocco
5. **Las cuencas sedimentarias, un aporte
al conocimiento de una cadena montañosa.** **77**
René Marocco
6. **El uso de la teledetección en geología:
alcances y límites** **95**
Gérard Laubacher
7. **El proyecto de reducción del riesgo sísmico
en la ciudad de Quito.** **101**
H. Yepes, *et al.*

Presentación

Este número de la revista *Estudios de Geografía* trata del contexto geológico del espacio geográfico ecuatoriano y agradezco tanto al Dr. Nelson Gómez como al Colegio de Geógrafos del Ecuador por haberme confiado la edición científica del mismo.

La naturaleza y la estructura del subsuelo y los fenómenos geodinámicos activos o pasados controlan las formas del relieve, la naturaleza de los suelos, los tipos de erosión, los riesgos naturales a los que está expuesta la región. En otros términos, los paisajes geográficos y su dinámica, la actividad económica y social de la población al igual que los riesgos volcánicos o sísmicos que la amenazan, están directamente ligados a la historia geológica de la región.

Los diferentes artículos de este número presentan algunos de los principales aspectos de la geología del Ecuador: el volcanismo, la actividad sísmica y los riesgos a ella asociados, la dinámica de las cuencas sedimentarias. Se exponen también las diferentes metodologías utilizadas para estudiar los diversos objetos geológicos ecuatorianos: neotectónica, análisis de las cuencas sedimentarias, teledetección. Finalmente, se evoca un aspecto de la dimensión económica de las Ciencias de la Tierra en el artículo que trata sobre las consecuencias de un eventual sismo destructor en la ciudad de Quito.

La colección de artículos presentada está lejos de ser una exposición exhaustiva de la geología del Ecuador, pues importantes aspectos como los terrenos metamórficos, los recursos mineros, los yacimientos de hidrocarburos, no han sido abordados. Tal no era la meta de esta publicación cuya única presentación es proporcionar una visión de algunos rasgos del subsuelo que condicionan la génesis del espacio físico y social del Ecuador.

Deseo expresar mi reconocimiento a los autores de los diferentes artículos, que aceptaron entregar sus manuscritos en el corto plazo que se les concedió.

René Marocco,
Representante del ORSTOM
en el Ecuador

LA NEOTECTONICA EJEMPLOS EN EL ECUADOR

Alain Lavenu*

1. INTRODUCCIÓN

El nivel de la actividad sísmica es relativamente elevado en el Ecuador. Los sismos de magnitud superior a 5 son frecuentes y, a menudo, ocasionan daños importantes y pérdidas humanas. Los sismos que se producen en los Andes son la consecuencia del movimiento de subducción de la placa oceánica Nazca bajo la placa continental de América del Sur.

Los focos de los sismos se reparten esencialmente a lo largo del plano de subducción (plano de Benioff). Son superficiales cerca de la fosa, cerca de la Costa Pacífica y se vuelven cada vez más profundos, más o menos hasta 700 Km, a medida que uno se aleja de la costa yendo en dirección del interior del continente. Sin embargo también hay sismos en el mismo interior de la corteza continental.

Se clasifican los sismos según su profundidad: los sismos superficiales entre 0 y 80 km de profundidad; los sismos intermedios entre 80 y 200 Km de profundidad y los sismos profundos que se ubican a más de 200 Km de profundidad. En la corteza, los sismos corresponden a la reactivación de fallas que son la manifestación indirecta de la subducción de las placas. Estas fallas pueden ser, sea profundas, sea próximas de la superficie o también pueden alcanzar la superficie. La ruptura sísmica de una falla es uno de los fenómenos naturales más imprevisibles que puedan existir.

Así, para entender mejor la sismicidad de la región, es necesario bien identificar las fallas recientes y activas que la afectan. Esto necesita un estudio detallado de la deformación reciente y actual, o sea un estudio de la Neotectónica y de la Sismotectónica regionales.

Un análisis de las deformaciones recientes y actuales permite precisar si existe una relación aparente entre los movimientos neotectónicos y la actividad sísmica de una región, de manera de poder definir el riesgo sísmico. A partir de tal análisis, podemos deducir cual puede ser el riesgo sísmico, su influencia sobre el desarrollo regional, particularmente urbano y, por ejemplo, los tipos de construcción que deben ser previstos.

2. DEFINICIÓN Y PRINCIPIOS GENERALES DE LA NEOTECTÓNICA

La Neotectónica se refiere al estudio de las deformaciones recientes. Solo se distingue de la Tectónica en cuanto a los métodos propios que permiten el establecimiento de una cronología detallada y precisa de las deformaciones.

* ORSTOM, 213, rue La Fayette, 75480 Paris cedex, Francia y Laboratoire de Géodynamique et Modélisation des Bassins Sédimentaires, UPPA, Avenue de l'Université, 64000 Pau, Francia

Los movimientos neotectónicos pueden estudiarse de manera complementaria por sus manifestaciones tectónicas, sedimentológicas, volcánicas y geofísicas (Mercier, 1976).

Asimismo, los estudios neotectónicos recurren a un conjunto de métodos y de disciplinas variadas: Geología estructural, Sismología, Geofísica regional, Geomorfología, Sedimentología, Teledetección vía satélite, etc....

¿En la escala de los tiempos geológicos, a partir de cuando se puede hablar de neotectónica? Según algunos autores (*in* Hancock y Williams, 1986), la Neotectónica empieza en el Cuaternario; según otros autores, la fase neotectónica empieza cuando el campo de esfuerzos contemporáneo se estableció en una región. Esto permite al geólogo comparar las direcciones regionales significativas de compresión y de extensión deducidas de las estructuras, conocidas a partir de las evidencias de terreno por haber sido activas durante un tiempo dado, con las direcciones determinadas por medidas *in situ* o soluciones de análisis de fallas.

2. 1. Geomorfología y Morfotectónica

La geomorfología es la ciencia cuyo objeto es la descripción y la explicación del relieve terrestre continental, en el caso que nos atañe. El relieve corresponde a un sistema de pendientes en el cual se reconocen individualidades que constituyen las formas del terreno. La geomorfología estructural (o morfotectónica) estudia el relieve en sus relaciones con la estructura geológica.

Se asocia la Neotectónica con la morfotectónica que es directamente vinculada con la geomorfología de los paisajes. Fueron los geólogos norteamericanos quienes favorecieron el desarrollo de estos métodos, esencialmente gracias al estudio de la falla de San Andreas en California. Ellos crearon un vocabulario morfotectónico especializado (fig. 1).

La morfotectónica puede ser subdividida en dos partes:

- una parte está centrada en la actividad estructural debida a los reajustes isostáticos desde el principio del Cuaternario (lo que se podría llamar la neotectónica "clásica");
- la otra está centrada en la parte de la actividad estructural que concierne las deformaciones tectónicas.

Los estudios morfotectónicos tradicionales atañen a las asociaciones entre los paisajes y las estructuras geológicas. Se puede citar los escarpes de fallas, las facetas triangulares (fig. 2), las lomas de cierre (fig. 3), las lomas de presión, las deformaciones de conos aluviales, la formación de lagos o charcas, las inversiones de los ríos, los cambios en el trazo de los ríos (fig. 4), etc....

Algunos autores trataron de cuantificar las características de los paisajes. Por ejemplo, Bull y Mc Fadden (1977) determi-

naron un índice de sinuosidad de un frente montañoso como:

$$S = Lmf/Ls$$

donde Lmf es la longitud del límite Piedemonte/Montaña y Ls es la longitud total del Frente Montañoso. S tiende hacia 1 cuando la rectitud del frente aumenta (se utiliza esta rectitud como una indicación de un levantamiento reciente); el aumento de la sinuosidad refleja el trabajo de los ríos que recortan el límite Montaña/Llanura. S tiende hacia 2, 3, 4, ...7, cuando hay entalladuras, una sinuosidad importante, una inactividad tectónica.

En morfotectónica, se emplean nuevas técnicas. Generalmente, son muy sofisticadas en cuanto a los registros de la deformación cortical y de los movimientos de la superficie. Son por ejemplo datos geodésicos (GPS), medidas de tasa de levantamiento actual o reciente mientras los estudios más clásicos conciernen períodos largos.

Se utiliza cada vez más nuevos tipos de datos como los desplazamientos de obras humanas, la sinuosidad de los ríos y el gradiente de la pendiente del lecho del río (Adams, 1980), la morfología de las pendientes afectadas de manera repetitiva por fallas (Hamblin, 1976; Wallace, 1977; Bucknam y Anderson, 1979).

2. 2. Depósitos de cuenca, sedimentología, bioestratigrafía

Los sedimentos registran en forma muy precisa los movimientos verticales (componente vertical de la deformación) tanto de las cuencas como de sus bordes. Efectivamente, la naturaleza de los sedimentos es función de la tasa de desplazamiento entre cuenca y bordes. El análisis sedimentológico del relleno de una cuenca permite reconstruir la geodinámica externa e interna de la cuenca y de sus zonas de aporte. Los paroxismos tectónicos determinan las discordancias angulares. La cronología de los eventos puede ser evidenciada por la bioestratigrafía o por dataciones radiométricas (^{14}C), la racemización de los ácidos aminados, las huellas de fisión, la termoluminiscencia, el paleomagnetismo (Easterbrook, 1988), etc....

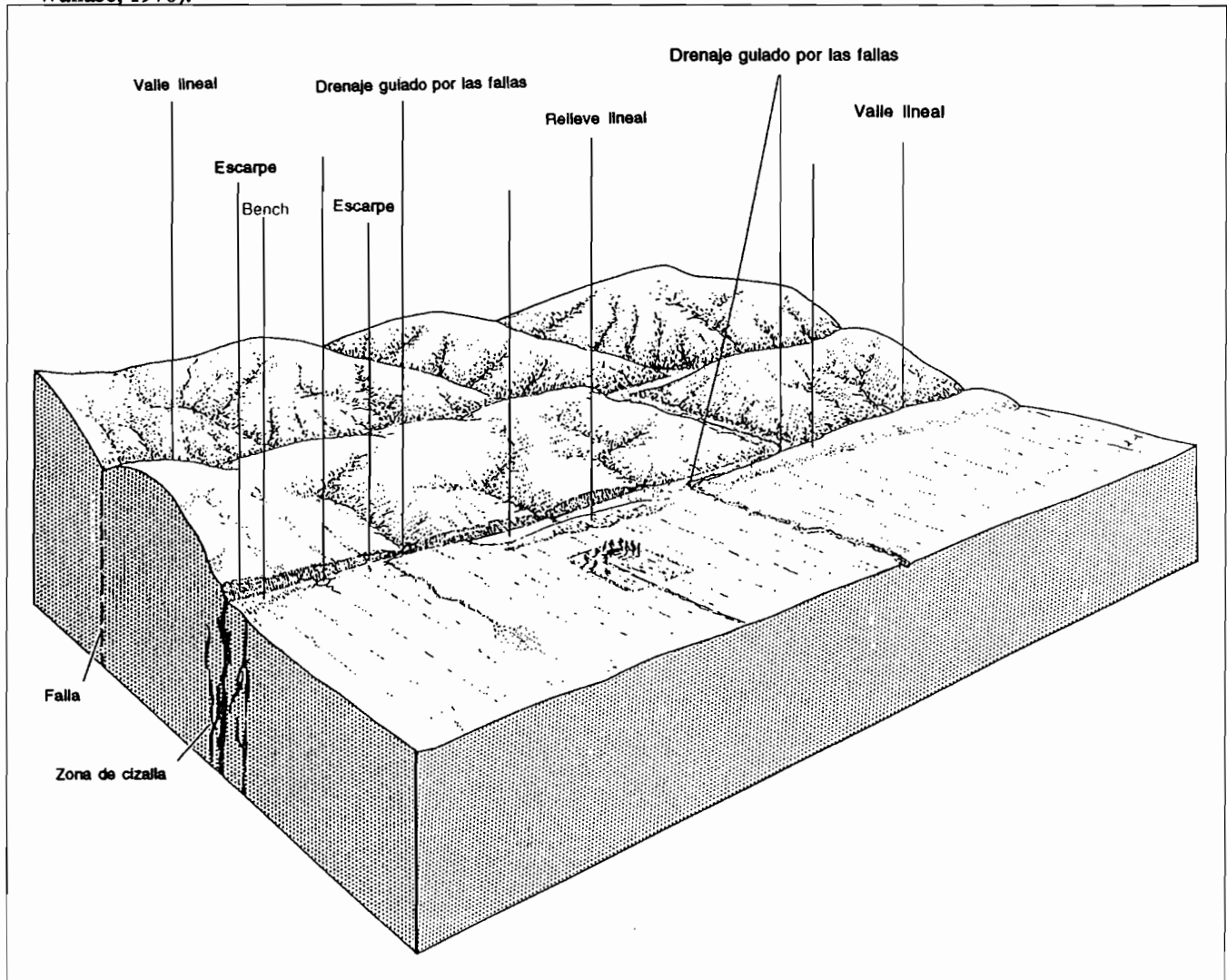
2. 3. Volcanismo, dataciones radiométricas

El estudio de las relaciones entre el magmatismo y la tectónica permite caracterizar el marco de las deformaciones en el cual se produce este magmatismo. En particular, el modelo de la tectónica de placas en el marco de la tectónica global moderna dio una imagen particularmente clara de los modelos y de las condiciones del volcanismo asociado con diferentes modelos tectónicos. Aquí también, las dataciones radiométricas (K/Ar) permiten precisar la edad de los eventos.

2. 4. La Geofísica

Los métodos geofísicos permiten entender la estructura del

Figura 1: principales rasgos morfológicos comúnmente representados a lo largo de la Falla de San Andreas (según Vedder y Wallace, 1970).



globo terrestre pero también las deformaciones y anomalías cercanas a la superficie o inclusive superficiales.

La tectónica ha sido revolucionada por los resultados geofísicos: expansión de los fondos oceánicos, tectónica de las placas, descubrimiento de las anomalías magnéticas en el mar, paleomagnetismo, etc....

La sismología (estudio de los terremotos o sismos) permite determinar la sismicidad de una región y nos informa sobre los mecanismos focales de los sismos. Los sismos están originados por la liberación brusca de energía elástica acumulada (durante decenas hasta millares de años). En el momento del sismo, hay ruptura y cizalla de la roca y formación o reactivación de una falla. El punto en donde se inicia la ruptura se llama hipocentro (o foco); su proyección en la superficie de la tierra es el epicentro. Sólo una parte de la energía liberada se propaga a lo lejos bajo forma de ondas elásticas.

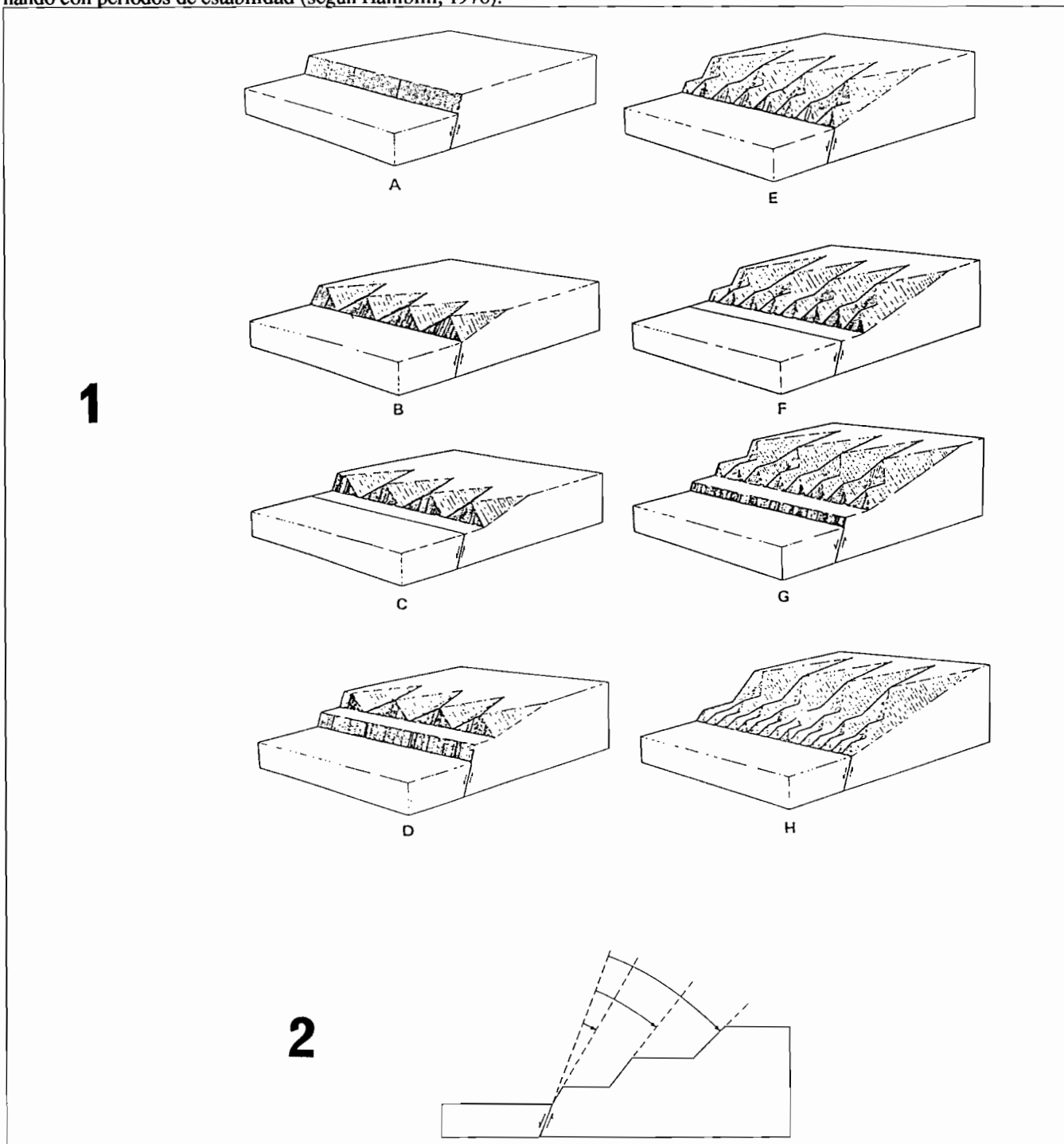
La sismicidad es la expresión de las deformaciones tectónicas actuales (sismotectónica). A partir de los mecanismos focales se puede determinar dirección y buzamiento de las fallas activas pero también el sentido de desplazamiento de los bloques de una y otra parte de estas fallas.

Otros métodos geofísicos (gravimetría, sísmica reflexión, aeromagnetismo, etc....) completan estos resultados.

2. 5. Imágenes vía satélite

La teledetección es una técnica que permite detectar a distancia, bajo diferentes formas (fotografías, grabaciones que dan lugar a imágenes, etc....) las variaciones de absorción de reflexión y de emisión de las ondas electromagnéticas. En cuanto a neotectónica y sismotectónica, se utiliza esencialmente esta técnica en el área de la cartografía (geológica, estructural o morfológica).

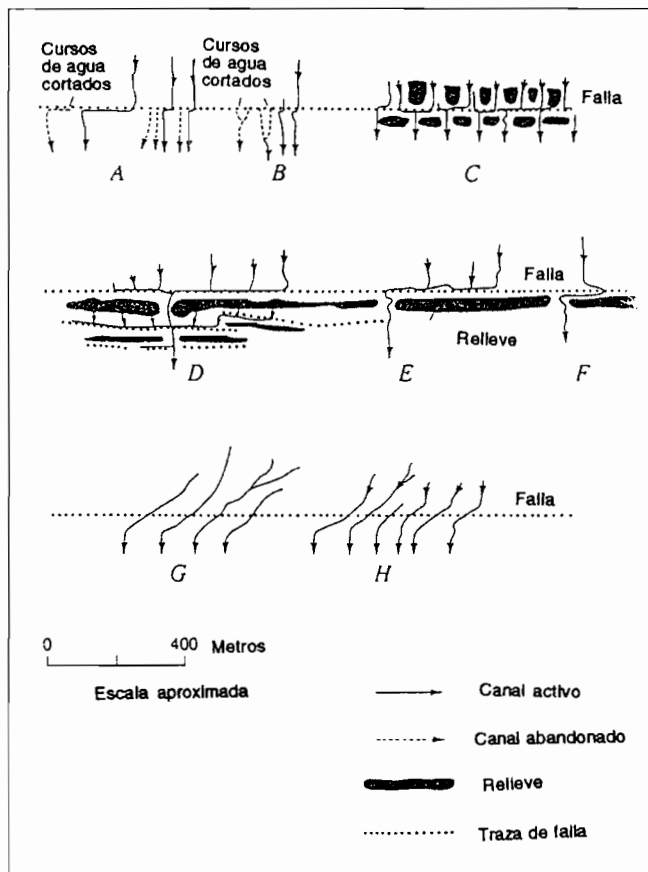
Figura 2: Diagramas representando la evolución de las facetas triangulares producidas durante períodos de movimiento alternando con períodos de estabilidad (según Hamblin, 1976).



Gracias a la superficie cubierta por cada escena, la imagen vía satélite permite observar, a menudo de manera original, la geología en superficies importantes. Facilita la accesibilidad visual de zonas de acceso difícil. Entre otras cosas, permite precisar la extensión de algunos conjuntos cuya evolución morfológica, cuando afloran en superficies grandes, carece de continuidad en las fotos aéreas.

También permite una aproximación de los lineamientos y de las fracturaciones tectónicas (ejemplos de los fenómenos sísmicos con observación de imágenes antes y después del evento: se localiza a escala regional o local las huellas de los movimientos recientes a lo largo de las fallas con la posibilidad de medir la velocidad de los desplazamientos).

Figura 3: Representación de modelos relaciones entre canales de curso de agua y una falla en la Planicie de Carrizo (Falla de San Andreas, California). Según Wallace (1975)



La imagen vía satélite permite determinar los diferentes tipos de redes hidrográficas y de apreciar sus perturbaciones. Efectivamente, la litología y la tectónica ejercen un control evidente sobre una red hidrográfica. También es posible diferenciar y analizar las estructuras ocasionadas por la tectónica dúctil o quebradiza.

La imagen vía satélite tiene gran importancia en el estudio de los riesgos naturales como: deslizamientos, estabilidad de pendiente o de quebrada. Es una herramienta importante en la elaboración de los mapas sismotectónicos los cuales desembocan en la concepción de los mapas de riesgos naturales.

2. 6. Deformaciones Tectónicas

Afectan esencialmente los bordes de las placas y, de manera accesoria, el interior de las mismas placas litosféricas. Traducen desplazamientos horizontales cuya naturaleza hay que determinar.

Como ya lo dijimos en la introducción, es necesario identificar las fallas, estimar las velocidades de deslizamiento promedio y si es posible, evidenciar, datar y cuantificar sus roturas recientes (fallas normales, inversas o

de rumbo, definición de la orientación [azimút] del plano de falla y de su buzamiento).

También existen sismos que se producen sobre fallas que no aparecen en la superficie. Estos sismos no producen roturas claras en la superficie del suelo: lo pliegan (ver el estudio de la región de Ambato-Quito). La amplitud del desplazamiento (rechazo) disminuye desde el foco hasta la superficie. En este caso, el foco de los sismos se localiza bajo anticlinales geológicamente recientes (inferior a algunos millones de años).

La investigación de las deformaciones tectónicas se hace a partir de un estudio global del contexto geológico y estructural en el cual se produjo el sismo. Particularmente, la realización de zanjas perpendiculares a las estructuras permite observar las deformaciones, los desplazamientos provocados por los esfuerzos (fig. 5).

Lo que aquí presentamos es un enfoque particular de la neotectónica: el análisis estructural microtectónico. Este análisis es el mismo, que se quiera caracterizar campos de esfuerzos actuales, recientes o más antiguos. Esta metodología da excelentes resultados si se aplica a una (o dos) fase(s) de deformación en un medio rocoso muy fracturado.

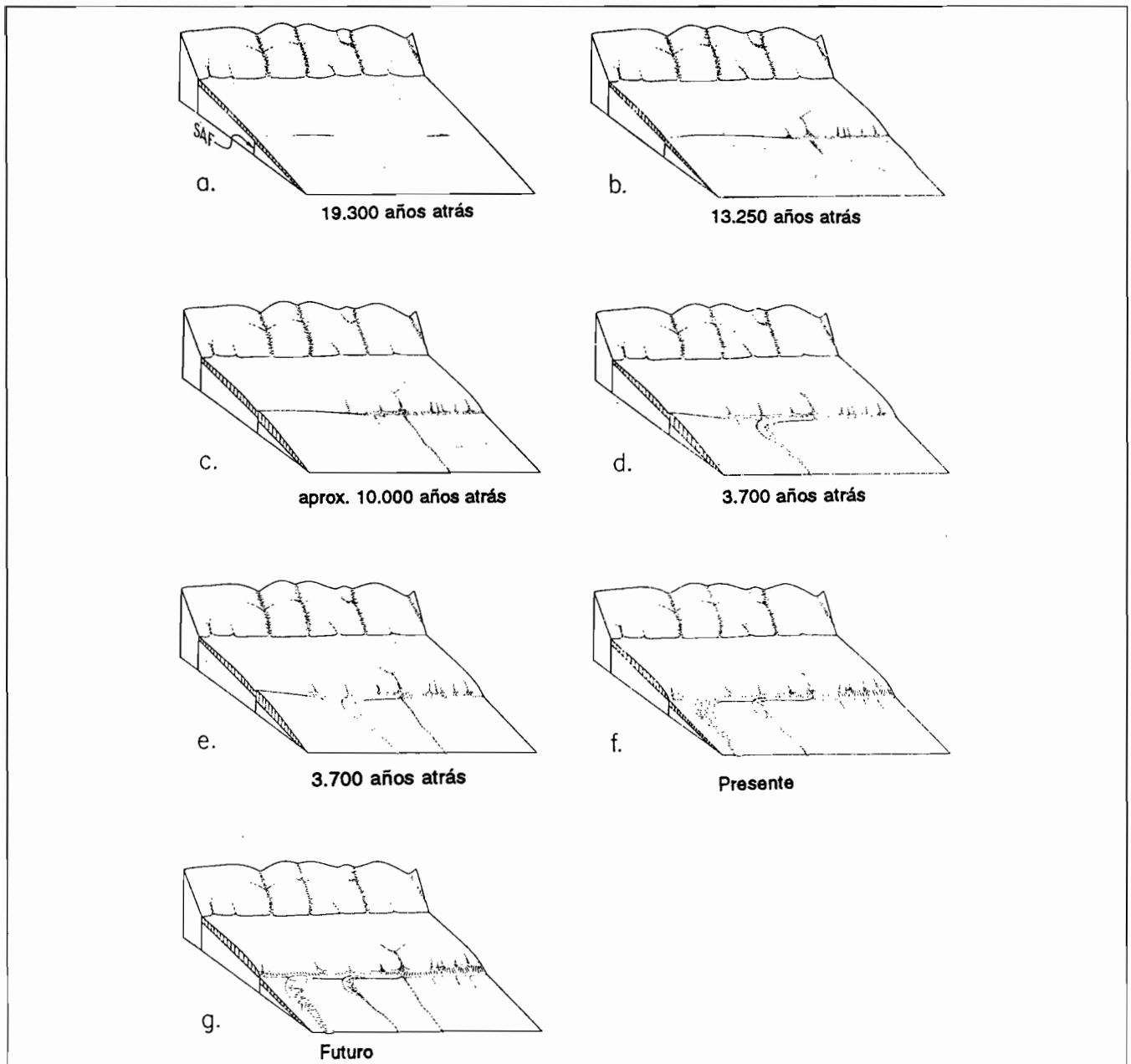
Metodología

Consiste en caracterizar el campo de esfuerzos originado por deformaciones microtectónicas. La forma y la orientación del desviador de esfuerzos en la roca pueden ser determinadas a partir de las medidas de estrías de una población de fallas. Para definir el tensor de los esfuerzos, se utiliza un algoritmo de inversión (en este caso el de Carey, 1979). Las hipótesis de base son:

- para un sitio particular, un evento tectónico dado está caracterizado por un tensor de esfuerzos, homogéneo y único;
- para una fase de deformación dada, si el material tiene un comportamiento isotrópico y homogéneo, en cada plano de falla, el deslizamiento (responsable de la estriación) se produce según una dirección y un sentido que es el del esfuerzo de cizalla resuelto en este plan de falla;
- si no hay deformación continua en el interior de los bloques separados por fallas, si los planos de fallas no sufren rotaciones durante la deformación y si los deslizamientos en el espejo de falla son independientes y pequeños en relación con el largo de las fallas, la deformación es equivalente al desplazamiento de bloques rígidos a lo largo de las fallas.

Un estado de esfuerzos se caracteriza por un tensor de esfuerzos T que puede ser descompuesto en un tensor de presión isotrópica y en un tensor de esfuerzo desviatorio, siendo este último responsable del esfuerzo de cizalla t

Figura 4: Evolución Pleistoceno inferior-Holoceno de Wallace Creek (California). Según Sieh y Jahns (1984).



resuelto, que induce los movimientos de bloques. Si las tres hipótesis precedentes están satisfechas, el tensor de esfuerzos deviatorio de un evento tectónico puede ser obtenido, aproximadamente a una constante multiplicadora.

Para cada espejo de falla estriada medido (fig. 6), se definen dos vectores n_i y s_i ; n_i es el vector unidad perpendicular al plano de falla; s_i es el vector unidad paralelo al movimiento entre el bloque superior y el bloque inferior. El esfuerzo s_1 aplicado a un plan de falla es $s_1 = s_{n1} + t_i$; s_{n1} corresponde a la componente normal del esfuerzo en el plano de falla, el esfuerzo de cizallamiento resuelto t_i es la proyección de s_i en el plano de falla. Pues es necesario que $(t_i, s_i) = 0$; t_i es una función de cuatro parámetros que definen el tensor de

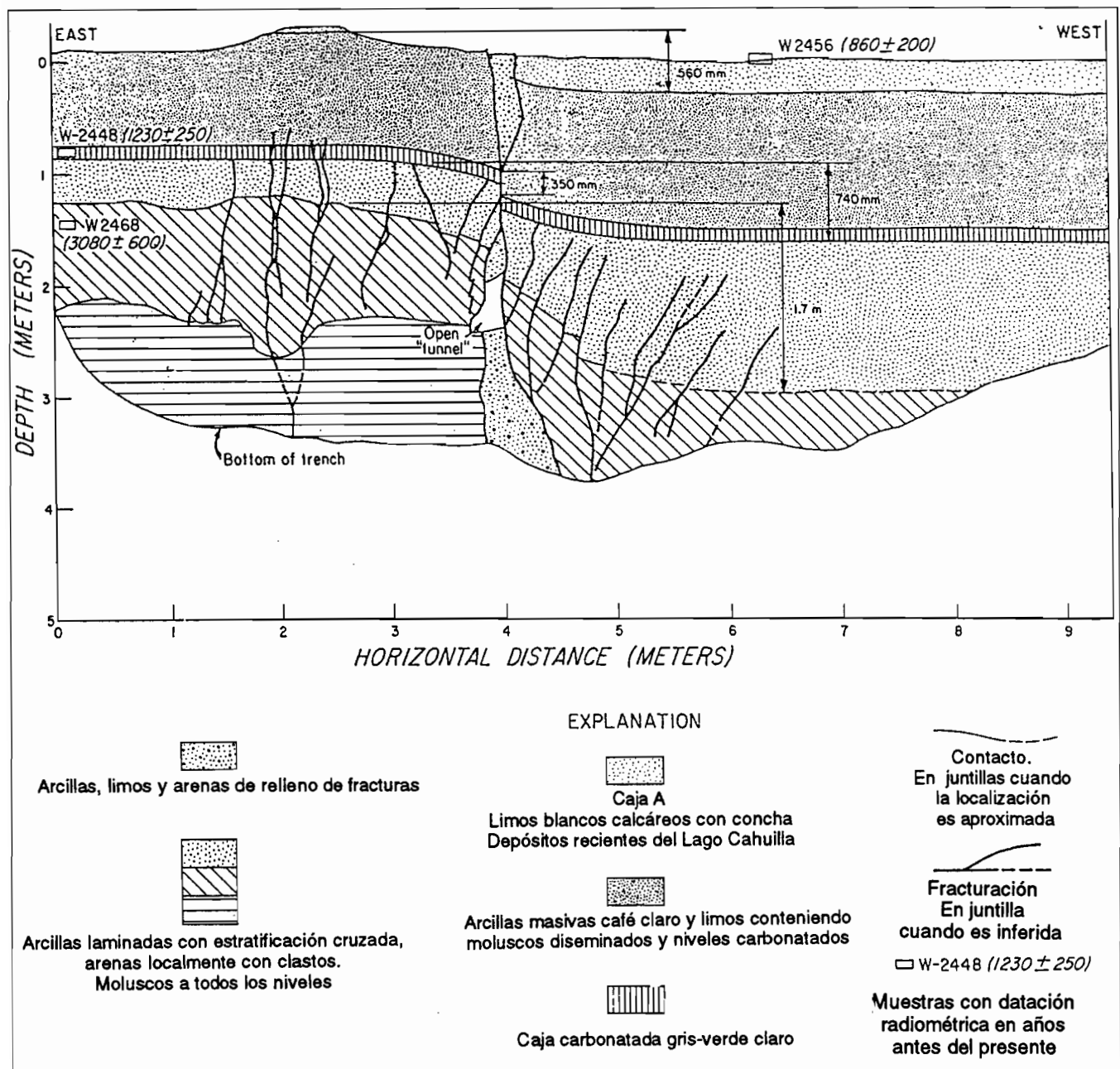
esfuerzo desviatorio: los tres ángulos de Euler que dan las direcciones azimutales de los ejes de los esfuerzos principales y la razón R de forma del elipsóide de los esfuerzos principales como :

$$R = (s'_2 - s'_1) / (s'_3 - s'_1) \text{ con } s'_1 > s'_2 > s'_3$$

s'_1 es el esfuerzo desviatorio compresivo, s'_2 es el esfuerzo desviatorio intermedio, s'_3 es esfuerzo desviatorio extensivo.

Para caracterizar un episodio tectónico (orientación de los ejes principales de los esfuerzos y razón R) se identifica primero una población homogénea de fallas. Una población de fallas homogénea y única significa fallas cinemáticamente

Figura 5: Excavación de una trinchera a través de una falla (según Clark et al., 1972).



compatibles con estriaciones definidas por un tensor único de esfuerzos. Una población de fallas homogénea tiene que ser identificada por una serie de pruebas fundadas en los siguientes criterios:

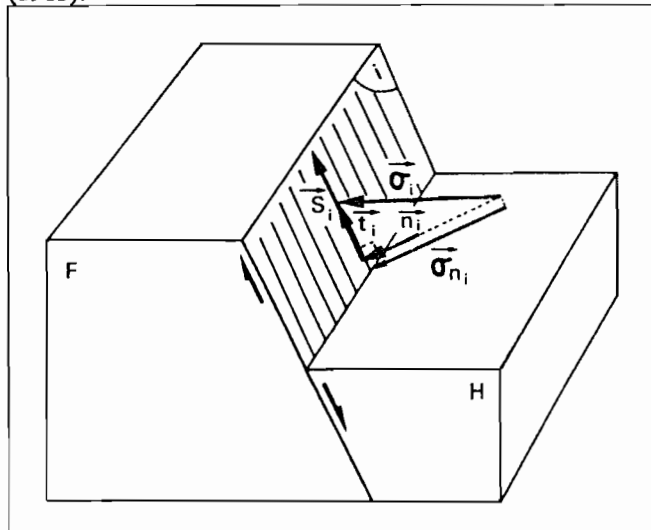
- los grupos de fallas tienen que tener direcciones, buzamientos y pitches similares; luego, se comparan gráficamente estos grupos para evaluar su compatibilidad cinemática;
- las fallas compatibles están reagrupadas y se calcula un tensor de esfuerzo promedio; luego se aplica este tensor al conjunto de la población de fallas recolectadas en el lugar

de medida;

- según la distribución de la diferencia angular (t_i, s_i) entre las estrías teóricas calculadas que corresponden al tensor de esfuerzo medio y las estrías medidas en los planos de falla ($t_i, s_i \leq 20^\circ$), una población de fallas homogéneas puede ser determinada.

Para concluir, constatamos que el estudio de las deformaciones recientes y actuales (neotectónica, sismotectónica) se enfoca por vías muy diversas. Es necesario una colaboración estrecha entre numerosas disciplinas.

Figura 6: Movimiento de deslizamiento a lo largo de un plano de falla (ver explicaciones en el texto). Según Sébrier *et al.* (1985).



3. NEOTECTÓNICA Y TECTÓNICA ACTIVA EN EL ECUADOR

Tomaré como ejemplo al Ecuador (fig. 7) a partir de los resultados obtenidos a lo largo de los estudios llevados a cabo dentro del Convenio IPGH-ORSTOM-EPN-CLIRSEN-IFEA, desde 1985 hasta 1992, en las regiones de Pallatanga, Latacunga-Ambato-Riobamba, Quito, Baeza-Reventador, Chota y en la frontera Colombia-Ecuador. (Participaron a estos trabajos, por orden alfabético : J.P. Avouac, F. Dávila, F. Dugas, F. Ego, A. Egüez, R. Iglesias, A. Lavenu, R. Marocco, C. Noblet, T. Winter).

3. 1. La Falla de Pallatanga

Este capítulo está compuesto a partir de los trabajos de campo del Convenio y de las publicaciones de: Winter y Lavenu, 1988; Winter y Lavenu, 1989a, 1989b; Lavenu *et al.*, 1990; Winter, 1990; Winter *et al.*, 1993.

La falla de Pallatanga, larga de 200 Km, pertenece al Dolores-Guayaquil Megashear [DGM] (Case *et al.*, 1971, 1973; Campbell, 1974; Feininger y Bristow, 1980; Feininger y Seguin, 1983; McCourt *et al.*, 1984; Soulas, 1988, 1991). Sigue el valle encajonado del Río Pangor y recorta la Cordillera occidental hasta el pie del volcán Chimborazo al oeste de la Depresión Interandina [DIA].

Es la continuación, hacia el norte, de las fallas normales N50-N70° E del Golfo de Guayaquil. En el valle del Río Pangor, la falla tiene una dirección N30°E. En el campo, la huella de la falla muestra una ruptura de pendiente neta a través de las lomas, lo que sugiere un movimiento de levantamiento del bloque río abajo. En realidad, el escarpe de falla le hace frente, sea al NW sea al SE según la orientación de la

topografía, lo que es una característica de las fallas de juego horizontal. Aunque sean erosionados, los escarpes siempre tienen una pendiente relativamente importante (27 a 30°), lo que demuestra una actividad reciente y constante.

Los valles secundarios, afluentes del Río Pangor, así como las crestas separando los *thalweg* s están desplazadas de manera dextral-inversa al nivel de la zona de falla (fig.8).

La observación de varios criterios de desplazamiento desde pequeños desplazamientos (o sea jóvenes) hasta grandes (o sea antiguos) ha permitido determinar la geometría de la falla así como la velocidad del desplazamiento. Por esto, seguimos la metodología desarrollada por Peltzer *et al.* (1988) en China, utilizando el mismo material (Teodolito electrónico Wild T2000 acoplado con un distanciómetro infrarrojo Wild D 120 y un terminal de terreno Wild GRE3). La construcción del plano de falla (proyección perpendicular, en un plano vertical, del perfil de la falla, diseñado desde el pie hasta la cima del escarpe y esto para varios azimutes) da una dirección promedia N30°E con un buzamiento de 75° hacia el oeste (fig. 9). Las numerosas medidas de desplazamiento de los rasgos morfológicos permiten concluir que existe un desplazamiento dextral en la falla. La proyección del vector deslizamiento en el plan de falla muestra una componente ligeramente inversa con un pitch de 11° SW.

Tres perfiles fueron estudiados paralelamente a la falla y de una y otra parte de esta, respectivamente: a lo largo de la falla, a 40 metros y a 200 metros de la falla. Los desplazamientos promedios observados (cf. Weldon y Sieh, 1985) son de tres órdenes : 41 metros, 590 metros, 960 metros (fig. 10). Una velocidad de desplazamiento puede ser calculada solamente si están datados los rasgos morfológicos desplazados. Las dataciones de criterios morfológicos son particularmente difíciles. Algunos ensayos de correlaciones con los eventos climáticos fueron realizados (Clapperton, 1987; Van der Hammen, 1981; Thouret, 1989; Mercer y Palacios, 1977; Wright, 1984; Lambeck y Nakada, 1992). El desplazamiento de 41 m sería posterior al último máximo glacial (Wurm) y tendría una edad mínima de 10 kyr¹, implicando una tasa de desplazamiento holoceno comprendida entre 2.9 y 4.6 mm/año (fig. 11). Los desplazamientos de 590 metros serían más antiguos que el último máximo glacial y podría corresponder al último período interglacial datado de unos 120-135 kyr. Esto implicaría tasas de desplazamiento comprendidas entre 3.9 y 5.5 mm/año, próximo de la que fue estimada más arriba.

Los argumentos de campo no permiten datar los desplazamientos de 960 metros. Sin embargo, si se aplica una velocidad promedia de 3.8 mm/año, podemos constatar que empezaron hacia 250 kyr, lo que corresponde al final de una glaciación mayor registrada, al nivel mundial, en sedimentos marinos (Imbrie *et al.*, 1984; Martison *et al.*, 1987).

¹ un kyr (kiloyear) = mil años

Figura 7: Mapa tectónico esquemático de las principales fallas recientes y activas en la Depresión interandina (DIA en gris) y principales volcanes (triángulos). Según Lavenu et al. (1993).

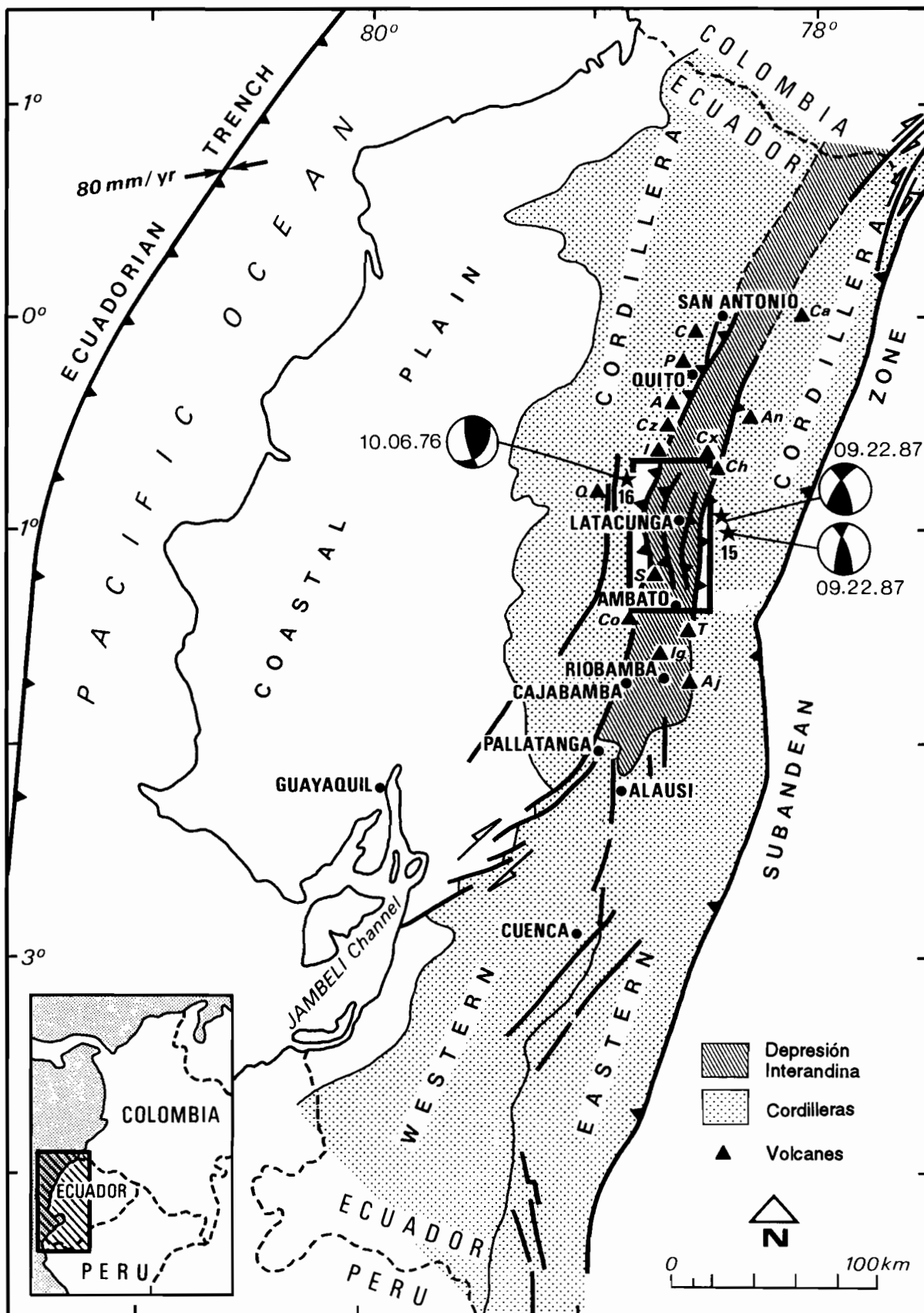
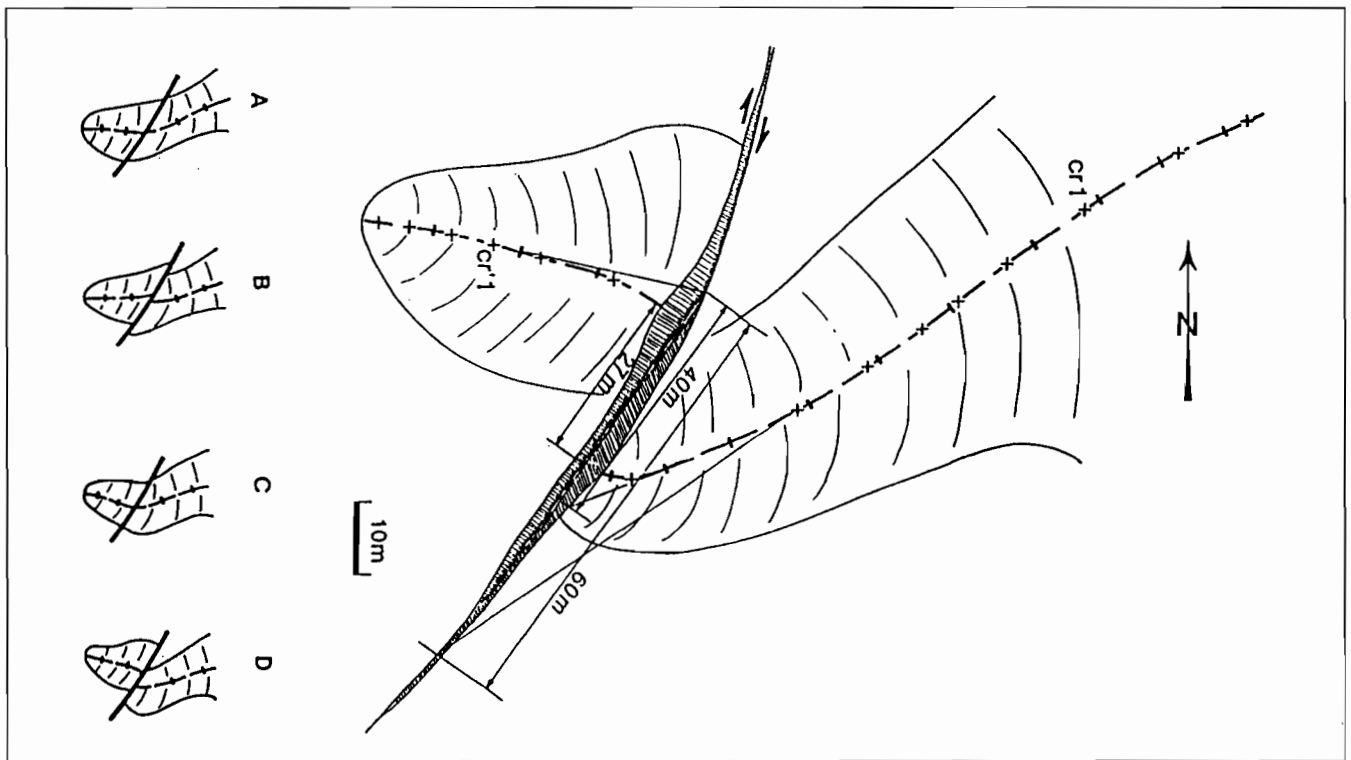


Figura 8: Desplazamiento de crestas a lo largo de la falla de Pallatanga. Según Winter *et al.* (1993).



Estas correlaciones muestran que la morfología no evoluciona de manera continua a escala de algunas decenas o de algunos centenares de miles de años, pero resulta ser el resultado de la superposición de eventos morfogenéticos distintos que parecen corresponder a las terminaciones glaciares mayores.

En el campo, no hemos observado roturas frescas las cuales hubiesen podido sugerir un evento sísmico. Sin embargo, la morfología de los escarpes de falla atestiguan una actividad mantenida de la falla. Ya que el segmento de falla estudiado es rectilíneo en una distancia de 25 Km, pudo haber provocado, potencialmente, un sismo cuya magnitud es superior a $M_s=7$. Ya que en un clima húmedo de este tipo, y en una zona con vegetación, la rotura sísmica pudo ser borrada, no se excluye el hecho de que esta falla haya podido ser el lugar de un terremoto reciente. El único evento conocido en esta zona es el terremoto de Riobamba que destruyó la ciudad así como numerosas localidades del Callejón Interandino (04 de febrero de 1797, $MSK = 11$; CERESIS, 1985). Este sismo pudo haber activado la Falla de Pallatanga.

3. 2. El Callejón Interandino (o Depresión Interandina DIA)

Este párrafo fue realizado a partir de los trabajos de Dávila (1990), Winter (1990), Lavenu *et al.* (1990), Lavenu *et al.* (1992), Lavenu *et al.* (1994), Ego *et al.* (1993).

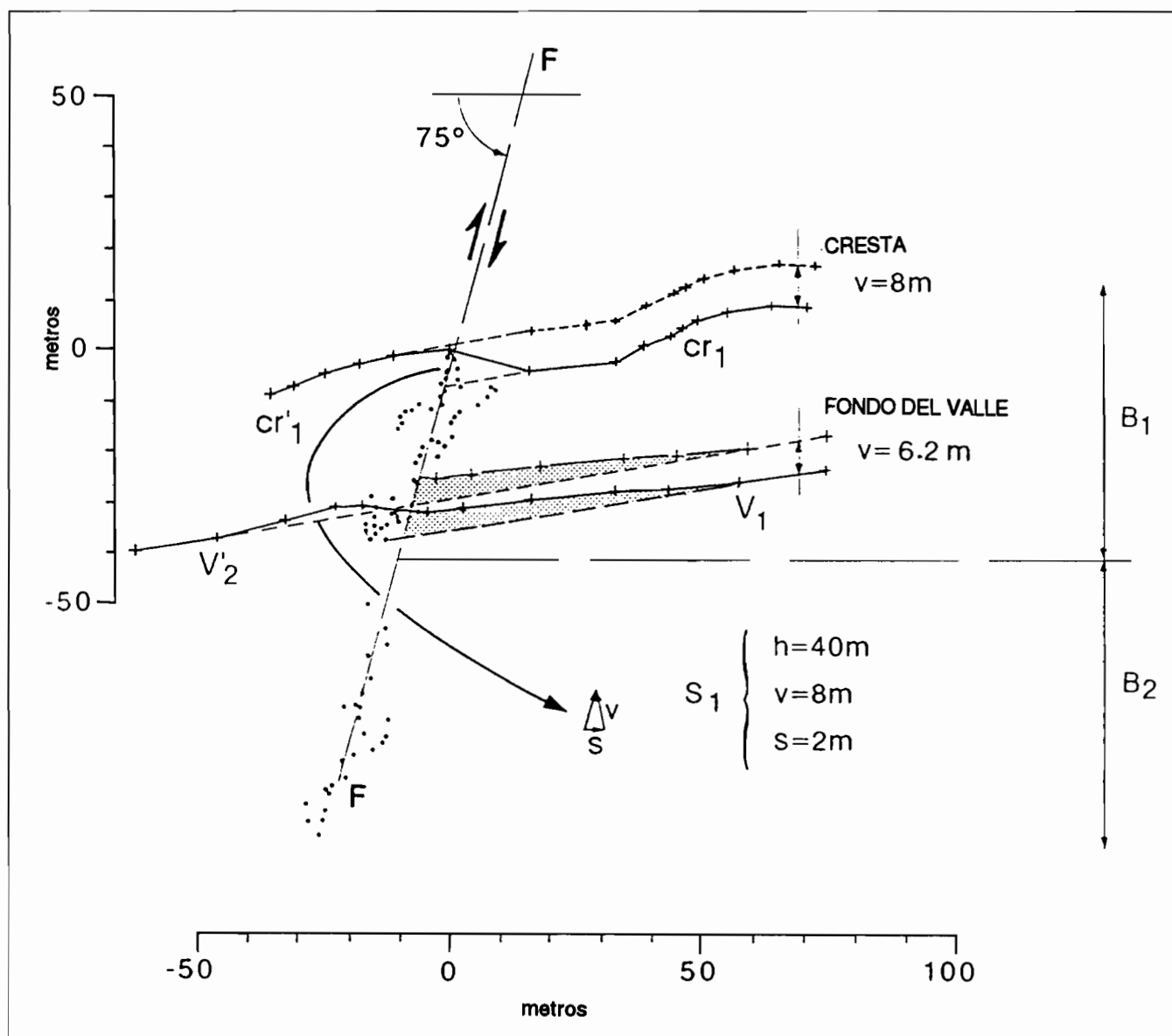
La estructura oblicua del DGM a lo largo del cual se desarrolla la falla de Pallatanga sigue hacia el norte a través de la DIA y marca su borde occidental. En esta Depresión es donde hemos buscado el prolongamiento de la falla de rumbo de Pallatanga y las deformaciones asociadas a su actividad reciente.

La parte meridional de la DIA (que se extiende en más de 350 Km hacia el norte hasta Colombia) fue la sede de numerosos sismos de fuerte intensidad desde 1687. La sismicidad instrumental permite completar esta información con los sismos del 6 de octubre de 1981 y del 22 de septiembre de 1987 (Pennington, 1981 ; USGS, 1987) que presentan mecanismos focales en compresión E-W con planos nodales N-S.

La tectónica reciente y actual de esta zona fue objeto de pocos estudios. El primer análisis de la tectónica reciente y actual de la DIA ecuatoriana fue realizado a partir de una campaña de microsismicidad y de los lineamientos reconocidos en foto aérea (Hall *et al.*, 1980). La DIA es considerada como un graben limitado por fallas normales N-S y afectadas recientemente por fallas de rumbo dextrales NE-SW (Baldock, 1982; Sauer, 1965; Hall y Yepes, 1980; Hall *et al.*, 1980; Hall y Ramón, 1978; Maldonado y Astudillo, 1989).

Luego, esta región fue estudiada por los miembros del Convenio y luego por Soulas *et al.* (1991).

Figura 9: Determinación del buzamiento de la falla de Pallatanga. Según Winter et al. (1993).



3. 2. 1. La región de Latacunga

Estratigrafía

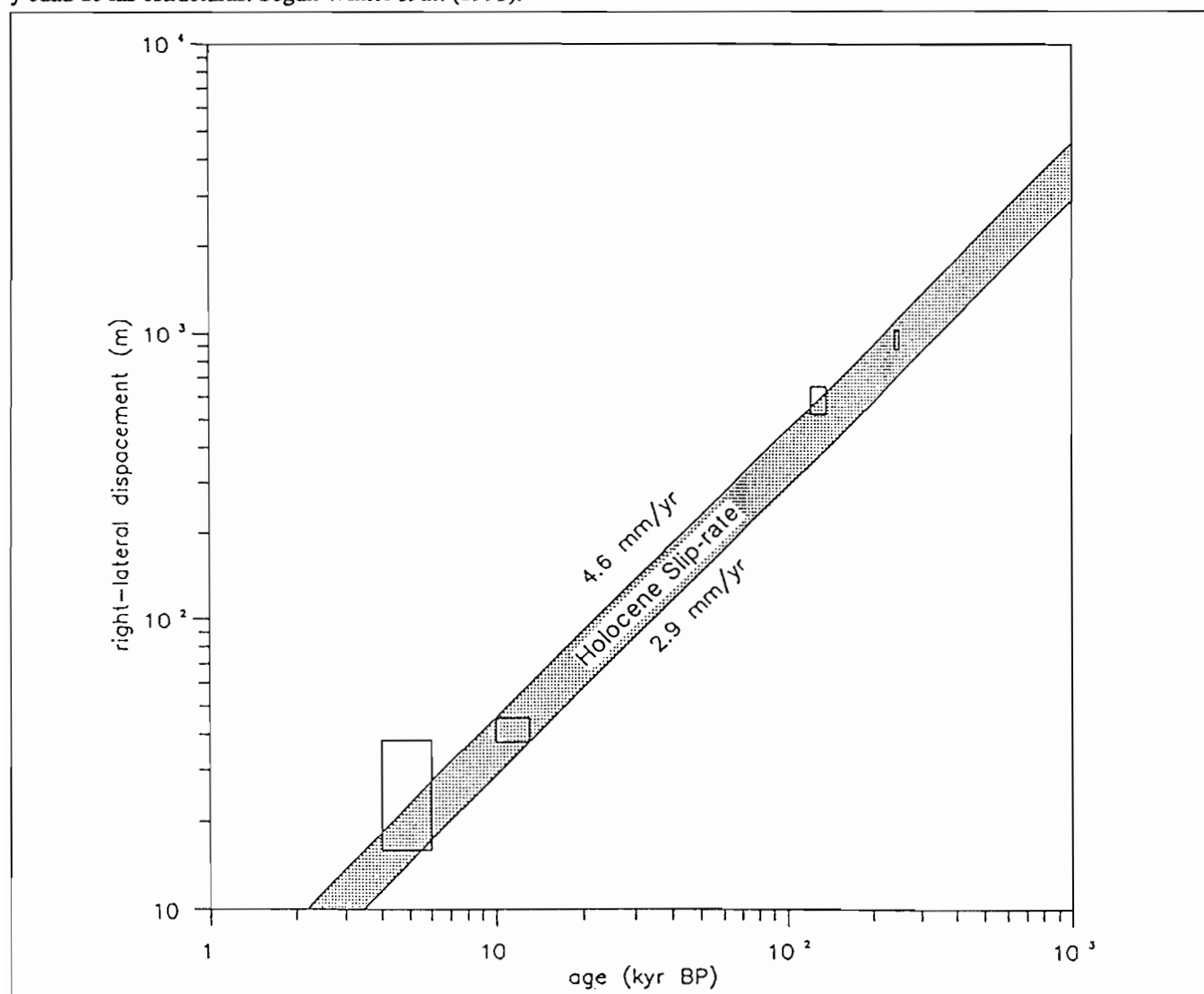
Los terrenos que constituyen los bordes de la cuenca son por una parte los de la Cordillera occidental, y por otra parte los de la Cordillera oriental.

Los terrenos de la Cordillera occidental están esencialmente constituidos por material volcánico y volcano-sedimentario del arco Macuchi (Cretáceo superior a Eoceno). Estos terrenos están cubiertos por rocas terciarias que van del Oligoceno-Mioceno inferior (?) (Fm. Moraspamba), al Mioceno mediano y superior (Fm. Pisayambo, datada de 10 a 6 Ma (Lavenu et al., 1992; Barberi et al., 1989).

La Cordillera oriental está constituida por terrenos paleozoicos sobre los cuales viene en discordancia la Fm. Pisayambo (Baldock, 1982). Por encima, también se encuentran los depósitos volcánicos del Altar datados, en la base, del Plioceno (3.5 Ma, Lavenu et al., 1992) y cuyo edificio propiamente dicho se estima del Pleistoceno. (Baldock, 1982).

Los terrenos que constituyen la parte superior del relleno de la DIA (fig. 12) en la región de Latacunga-Ambato y que están afectadas por la tectónica reciente y actual fueron datados del Plioceno superior-Pleistoceno (1.8 a 1.44 Ma por Lavenu et al. en 1992 y de 1.2 Ma por Barberi et al. en 1988). Están estratigráficamente (y seguramente en discordancia, aunque no se vea el contacto) por encima de la Fm. Sicarpa datada a 3.5 y 2.6 Ma (Lavenu et al., 1992) la cual descansa sobre la Formación Alausí del Mioceno.

Figura 11: Determinación de velocidades de desplazamiento a lo largo de la falla de Pallatanga; relación entre desplazamiento y edad de las estructuras. Según Winter *et al.* (1993).



Cuadro morfológico (fig. 13)

Los límites de la DIA están bien marcados (fig. 14). Al oeste, un escarpe N-S de más de 500 metros de altura se sigue desde el volcán Sagoatza al sur hasta el volcán Illiniza al norte sobre unos 40 Km. Aunque rectilíneo a escala regional, la huella de este escarpe es irregular en el detalle. Muchos ríos lo erosionaron. Pedimentos penetran al interior del escarpe y se enraízan hacia el oeste en la Cordillera occidental. Otros pedimentos, más jóvenes, se enraízan en el mismo escarpe. Estos argumentos de terreno, como la convexidad del perfil del escarpe, o su ausencia, o como la falta de facetas triangulares, hacen pensar de que se trata de un relieve sobre falla inversa de buzamiento oeste (Falla de La Victoria).

El borde oriental, menos nítido morfológicamente, está, sin embargo, marcado por la falla inversa de Pisayambo la cual hace aparecer el Paleozoico en contacto anormal sobre las rocas Plio-Cuaternario y/o Mioceno de la cuenca.

La red hidrográfica de la cuenca de Latacunga-Ambato está muy perturbada por un conjunto de lomas. Algunos de estos ríos están desviados o se pierden en planicies de fondo plano pantanoso. Estas lomas, cuyos relieves son estrechos y alargados, son la expresión de pliegues y de flexuras anticlinales. Anchos de 500 a 1000 metros, se alargan en una distancia de unos 30 Km en dos largas bandas la una al oeste, la otra al este del desagüe principal que constituye el Río Cutuchi el cual corre N-S. Ríos recortan estas estructuras por antecendencia.

Generalmente, el eje de los pliegues es N-S (N160 a N188°E). Son pliegues asimétricos y su vergencia es opuesta, hacia el este al oeste, hacia el oeste al este. Estas estructuras presentan deformaciones sinsedimentarias (discordancias progresivas acompañadas por *slumps*). Una primera deformación es anterior a la flexuración mientras que la segunda, la más importante, es contemporánea a ella. Estas deformaciones son la consecuencia de un acortamiento E-W.

Figura 12: Columna estratigráfica esquemática de la Cordillera occidental (A) y de la DIA (B). Según Lavenu et al. (1993).

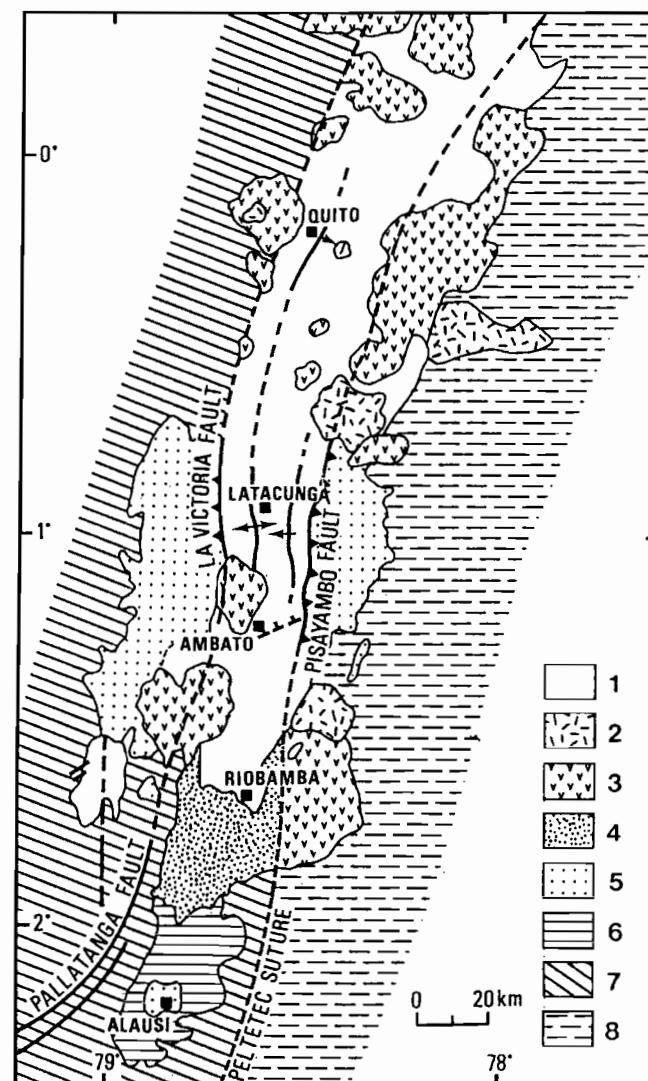
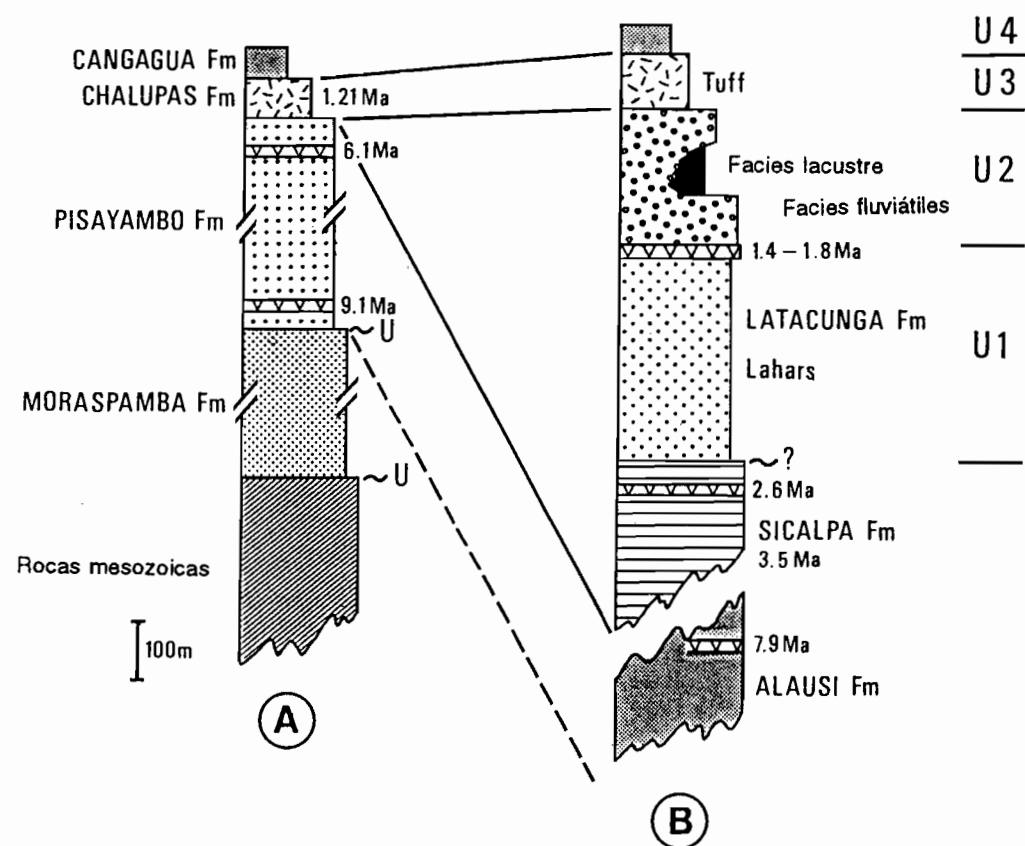


Figura 13: Esquema estructural y morfológico de la cuenca de Latacunga-Ambato (en gris, pliegues y flexuras; CC' corte de la figura 14). Según Lavenu *et al.* (1993).

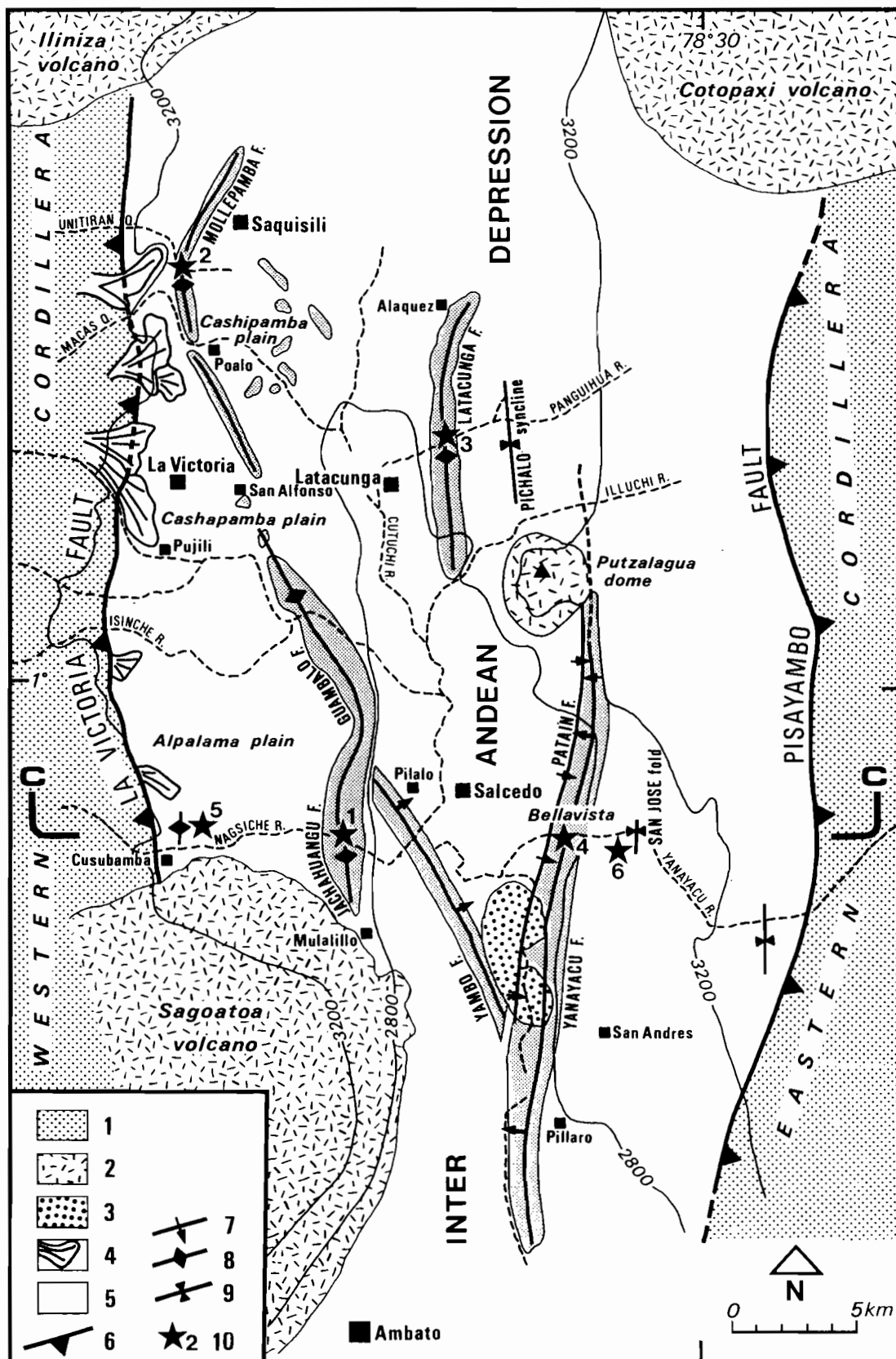
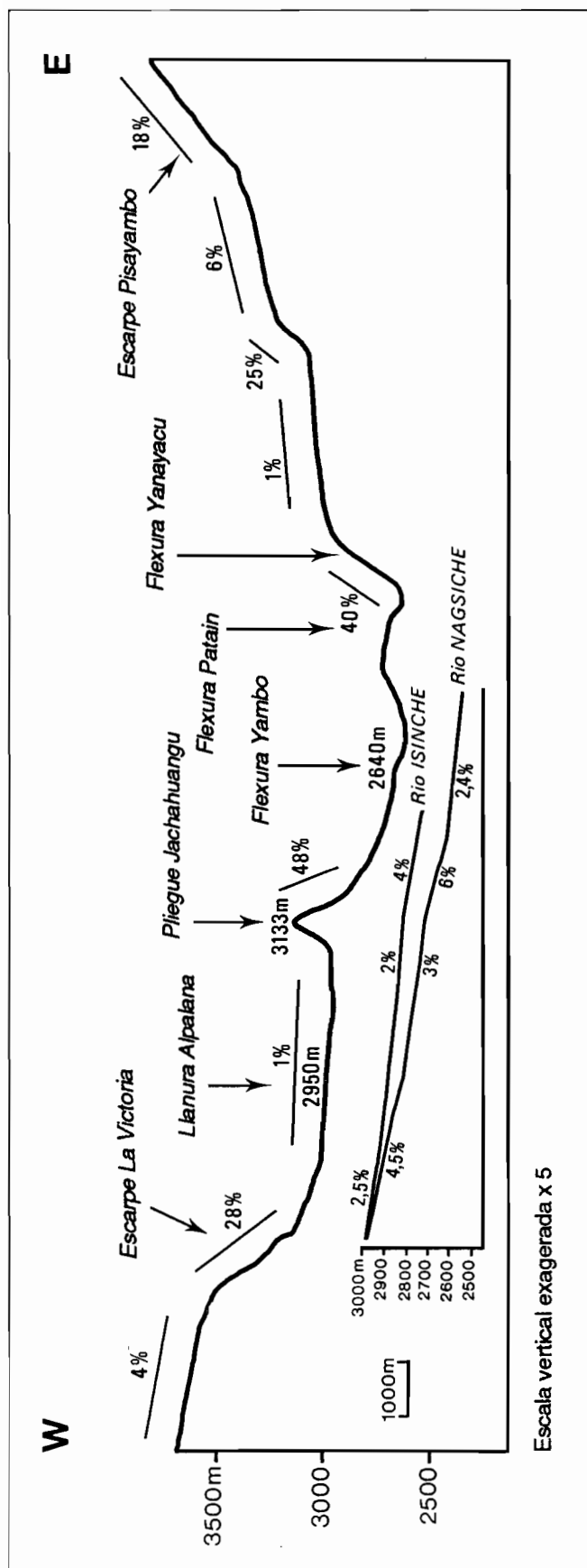


Figura 14: Corte de la DIA al nivel de Salcedo. Según Lavenu *et al.* (1993).



Estos pliegues y flexuras son jóvenes (post- 1.8 a 1.4 Ma y ante- 1.2 Ma) y son posteriores a las primeras manifestaciones de las fallas de La Victoria y de Pisayambo.

Los pliegues y las flexuras muestran una cierta simetría en su morfología. En efecto, los bordes fallados determinan escarpes cuya pendiente es de 28 % a 18 %. Los dos pliegues principales, Jachahuangu y Bellavista tienen pendientes de 40 % y 48 % cuando los pedimentos que las unen con los bordes oriental y occidental de la cuenca tienen una pendiente de 1 %.

Las estructuras están cubiertas en discordancias por la toba Chalupas (1.21 Ma ; Barberi *et al.*, 1988) después de una fase de erosión. La Cangahua cubre el conjunto del paisaje.

La región de Quito

Más al norte, a la latitud de la ciudad de Quito, el borde oriental de la DIA está bien marcado en el paisaje (por ejemplo falla del Tablón al pie del Antisana). En cambio, el borde occidental está cubierto en parte por depósitos volcánicos. La ciudad de Quito está construida en una meseta de origen pantanoso, ubicado entre el pie del volcán Pichincha y una línea de lomas de dirección N-S a NNE-SSW. Esta meseta domina la DIA de unos 400 metros (fig. 16). Esta estructura morfológica fue interpretada por Soulas (1988) como un escarpe vinculado con una falla inversa de buzamiento oeste.

Un cierto número de cortes (Quebrada Zumbiza, Carcelén, Comité del Pueblo, San Antonio de Pichincha, Guayllabamba) permiten constatar que el escarpe está constituido por pliegues y flexuras que afectan los depósitos piroclásticos procedentes de los volcanes de la Cordillera occidental. La morfología de la estructura de Quito, entre Amañagua y San Antonio de Pichincha, es idéntica a la del Río Yanayacu en Bellavista (Salcedo). Corresponde a una estructura plegada sobre falla inversa de buzamiento oeste. La cronología entre la formación de la DIA, la actividad del volcán Pichincha (desde al menos 1.3 Ma; Barberi *et al.*, 1988) y la formación de la flexura de Quito resulta idéntica a la formación evidenciada en la región de Latacunga.

Entre Ambato al sur y San Antonio de Pichincha al norte la DIA se caracteriza por una cuenca de edad pliocena terminal a cuaternaria ubicada entre fallas de zócalo inversas. Los depósitos de esta cuenca plio-cuaternaria descansan sobre los depósitos de una proto-cuenca de edad Mioceno superior a Plioceno cuyos sedimentos afloran en el sur de la DIA. Así, la formación de la DIA hubiese empezado en el Mioceno superior (posteriormente a la Formación Pisayambo). El acortamiento E-W que hace funcionar las fallas inversas está bien evidenciado en el transcurso del Plioceno superior. El acortamiento es importante entre 2.6 y 1.4 Ma. La morfología (desviación de los ríos, derrumbes, control de las estructuras) es reveladora de la continuidad de este acortamiento durante el Cuaternario reciente; se lo estima en 1.4 mm/año. La sismi-

Figura 15: Diagramas de pliegues y flexuras sinsedimentarias en la región de Latacunga. Todos los pliegues caracterizan el acortamiento plio-cuaternario E-W. Según Lavenu et al. (1993).

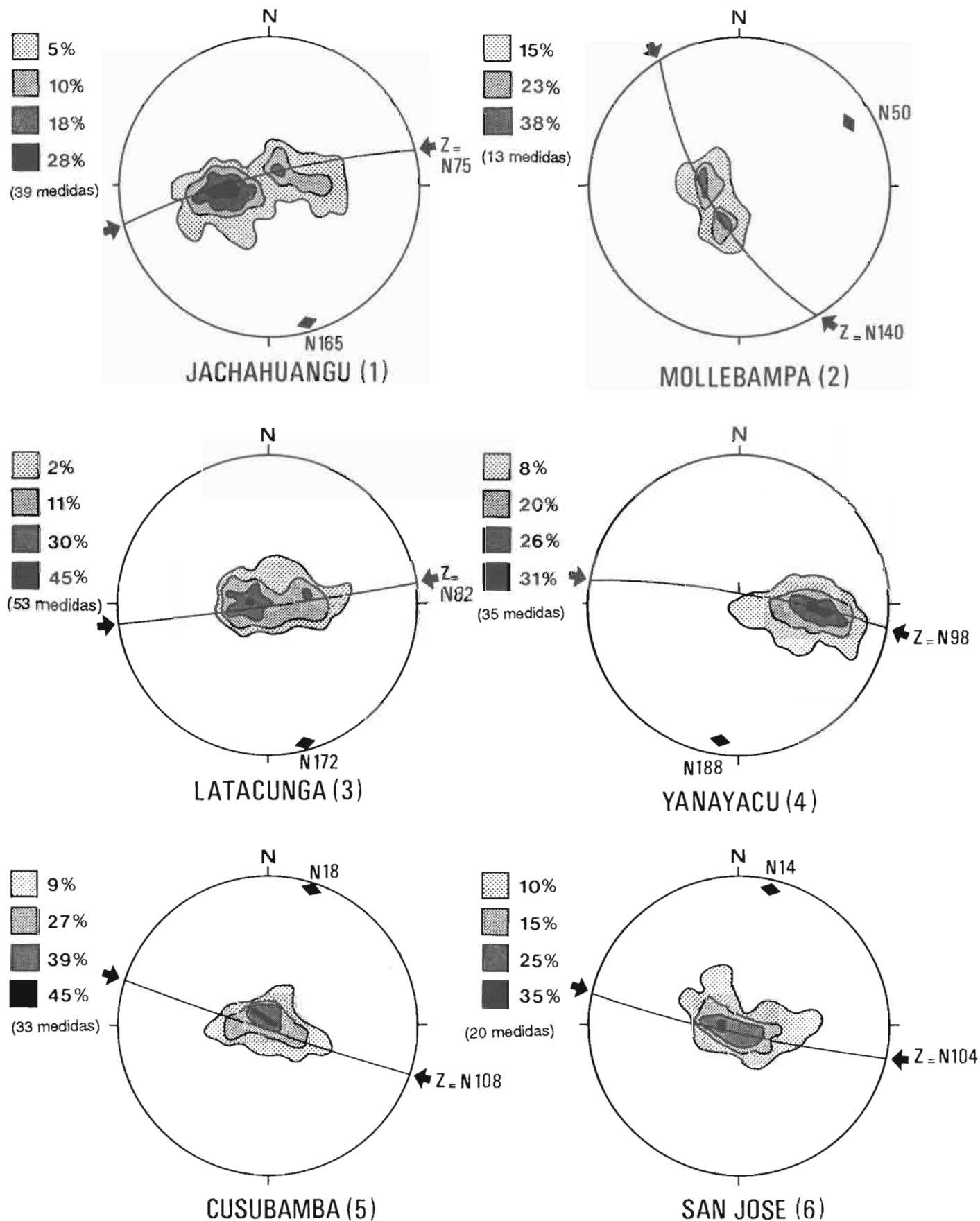
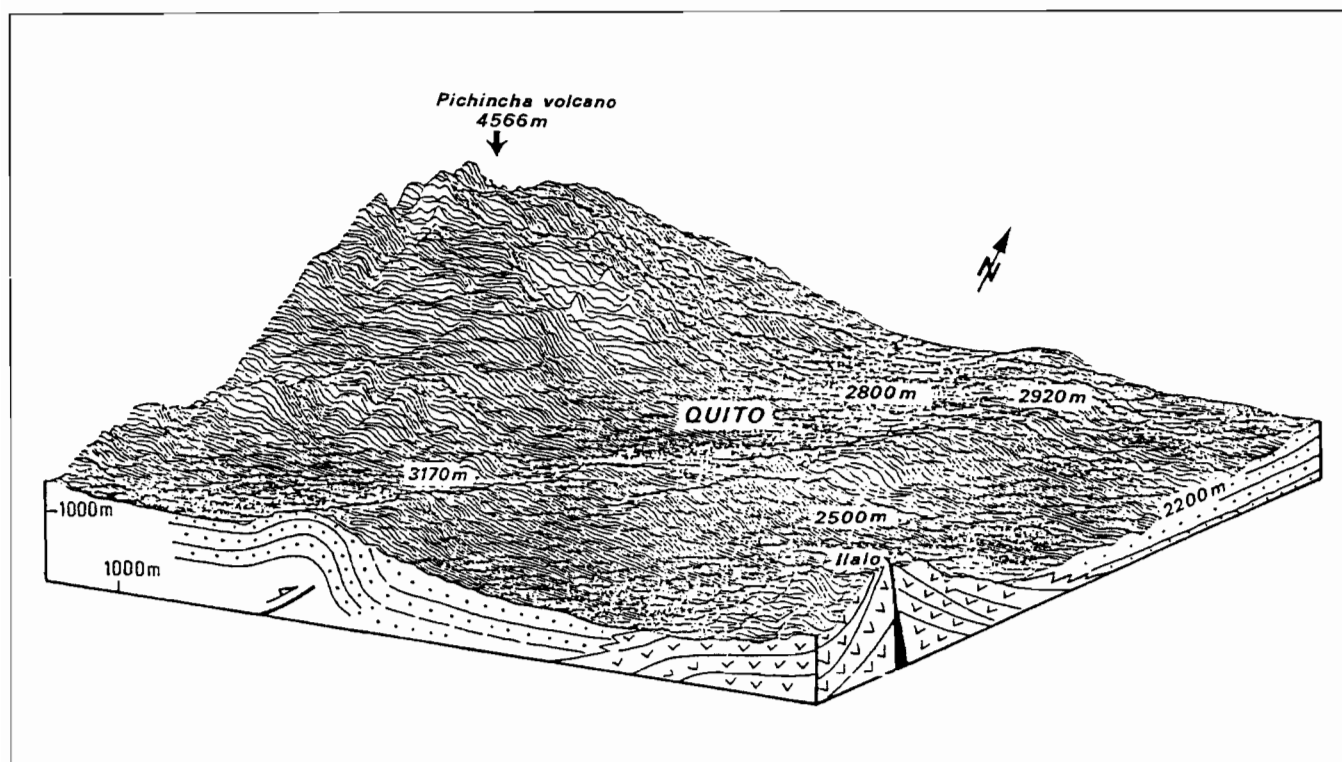


Figura 16: Morfología de la región de Quito. Según Winter (1990).



ciudad y los mecanismos focales evidencian actualmente la perennidad del acortamiento E-W.

Cuando el Valle Interandino era considerado hasta entonces como un graben limitado por fallas normales N-S, todos los argumentos de campo que hemos observado están a favor de una interpretación en cuenca compresiva de tipo *push-down*, controlado en estos bordes por fallas inversas y deformadas en su centro por pliegues y flexuras compresivas. Así, la zona Ambato-Quito puede ser interpretada como una transición compresiva N-S en un sistema de grandes estructuras de rumbo dextrales NE-SW a NNE-SSW (Falla de Pallatanga al sur y Falla de La Bonita-Garzón al norte) (fig. 17).

3. 3. La Falla Activa de la cuenca de Girón-Santa Isabel

Este capítulo está redactado a partir de los trabajos de campo del equipo del convenio y de las publicaciones de Winter (1990) y Winter *et al.* (1990).

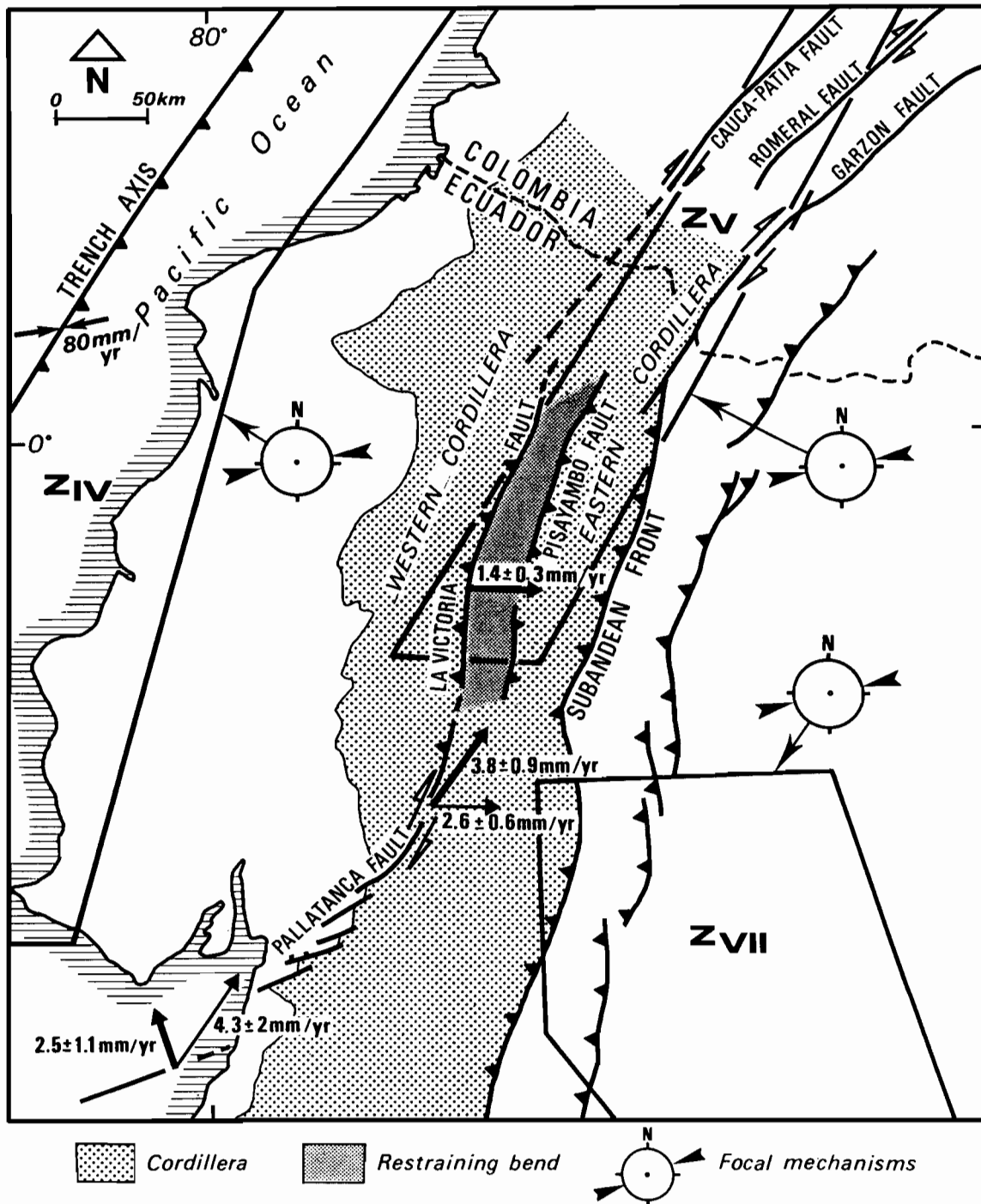
En los Andes sur-ecuatorianos, más anchos y menos elevados que en el norte del país, la sismicidad intracontinental está concentrada en la zona subandina. Los mecanismos focales calculados (Stauder, 1975; Pennington, 1981; Chinn e Isacks, 1983; USGS, 1986 a 1989) están en falla inversa y son el resultado de una compresión aproximadamente E-W. Los estudios de sismicidad histórica sólo señalan la existencia de

un fuerte sismo que destruyó en parte la ciudad de Girón el 28 de febrero de 1913 (Observatorio Astronómico de Quito, 1959). Este sismo no se hubiera sentido en Cuenca, ubicado a 40 Km al norte de Girón. Esta ciudad está localizada en una gran falla regional de dirección NE-SW que bordea al NE la cuenca de Cuenca y sigue hacia el SW más allá de Santa Isabel. Cuando la parte septentrional de esta falla no desplaza la topografía, a partir de El Portete, su parte meridional está marcada por un frente montañoso de dirección oeste, abrupto (pendiente en promedio de 25°), de unos 1000 metros de altura y visible en un largo de 50 Km. Este frente montañoso determina el valle asimétrico de Girón-Santa Isabel drenado por el río Girón-Rircay-Jubones.

3. 3. 1. Evidencias tectónicas y morfológicas de la actividad reciente de la falla de Girón

La falla de Girón (fig. 18) está ubicada al este de la cuenca, al pie del escarpe. Está constituida por varios segmentos de falla de 5 a 10 Km de largo, separados por 0.5 a 5 Km y de orientación promedia N35°E. Separa los terrenos volcano-sedimentarios de la Formación Saraguro al este que constituyen el frente montañoso de los terrenos del grupo Ayancay del Mio-Plioceno (Mapa Girón DGGM 1974 ; Baldock, 1982; Mediavilla, 1991) y de los depósitos cuaternarios, los cuales constituyen la cuenca. Estos depósitos Mio-Plioceno están deformados en compresión y plegados según ejes más o me-

Figura 17: La transición compresiva del sur de la DIA. A- Detalle, B- Al nivel del Ecuador. Según Lavenu *et al.* (1993).



nos N-S. Las deformaciones de las capas miocénicas contra la falla de Girón pueden ser atribuidas a este plegamiento; en cambio, las deformaciones de los terrenos cuaternarios discordantes muestran una deformación en extensión. Una terraza aluvial reciente y el suelo que la cubre son interrumpidos y localmente plegados por una falla secundaria de buzamiento oeste y paralela a la falla principal. La forma del gancho de falla de tamaño métrico, está a favor de un movimiento normal reciente a lo largo de la falla. Otro ejem-

plo de la extensión está dado por la deformación de un abanico aluvial cuaternario cuyos sedimentos están volcados hacia el este, a contrapendiente del flujo normal del río (*tilting*) (fig. 19). Se puede constatar que cuanto más antiguos son los sedimentos de este abanico aluvial, más fuerte es su buzamiento para volverse paralelo a las capas subyacentes miocénicas. Además, esta estructura hectométrica sugiere un volcamiento progresivo hacia el este de los terrenos a la vez miocénicos como cuaternarios durante el depósito de estos

Figura 18: Representación en bloc diagrama de la región de Girón y de la falla Girón-Santa Isabel. Según Winter (1990).

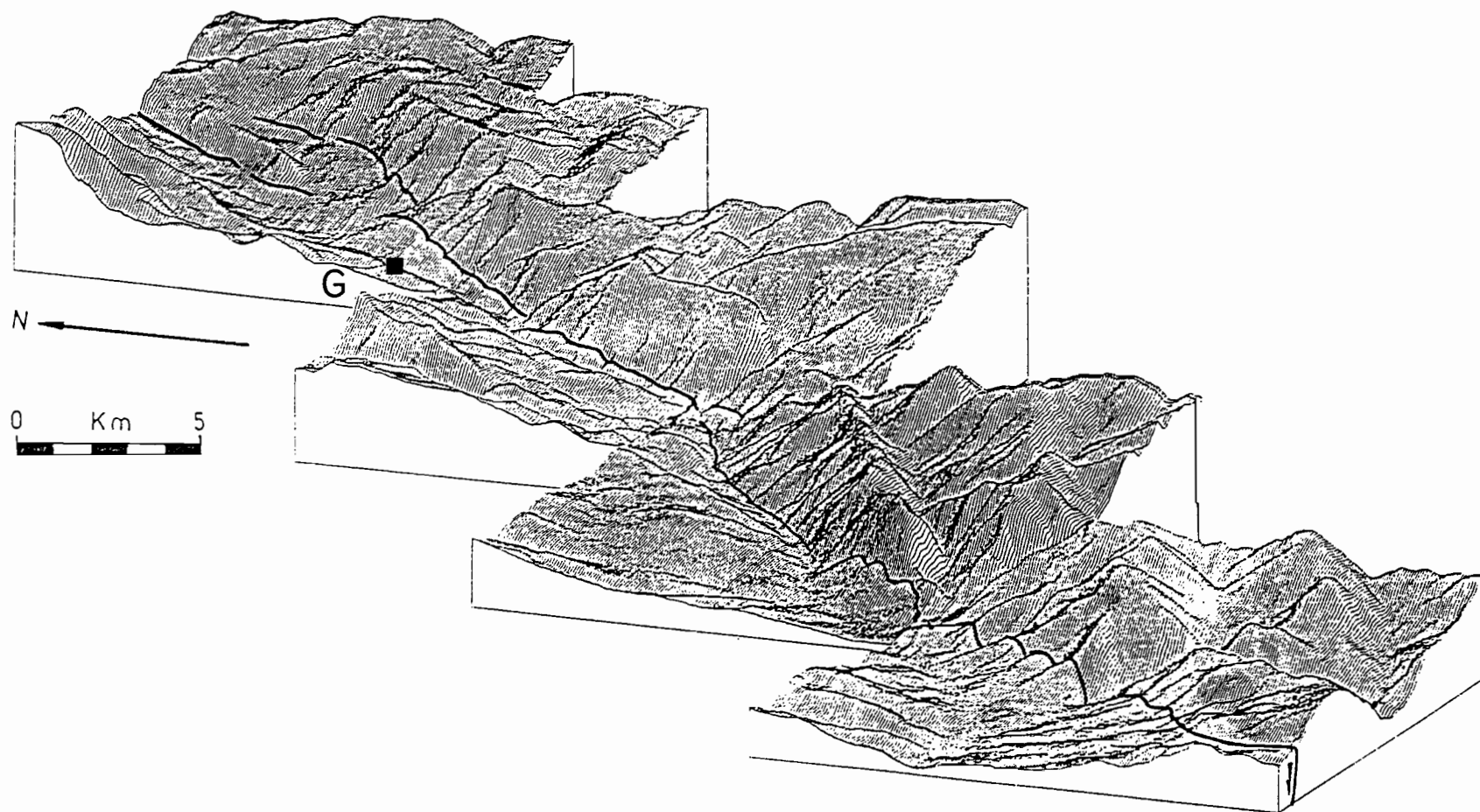
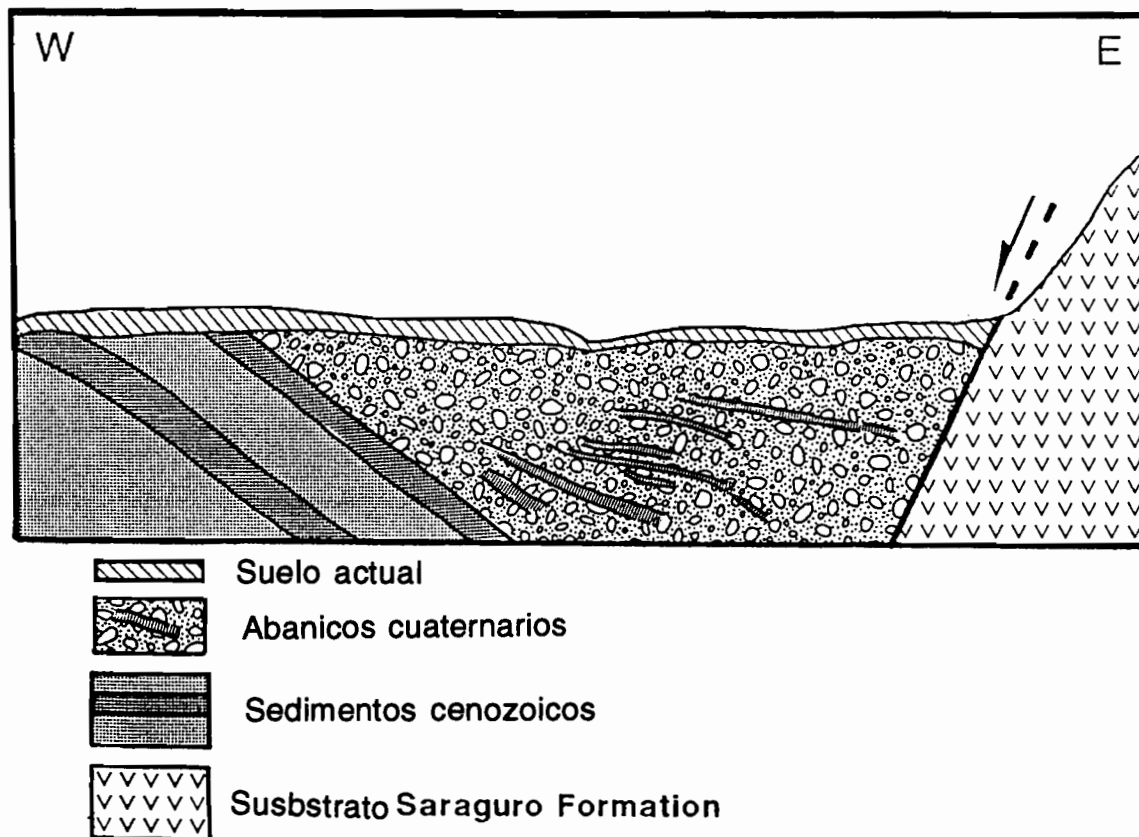


Figura 19: Abanico aluvial cuaternario basculado progresivamente durante su sedimentación por una falla normal. Según Winter (1990).



últimos.

La comparación de esta falla con otras fallas estudiadas en un medio similar (Hamblin, 1976 ; Wallace, 1977, 1978 ; Armijo *et al.*, 1986) permite mostrar que la morfología del escarpe así como el control del drenaje también son las expresiones de una actividad actual en falla normal. El drenaje regular que diseña el escarpe determina facetas triangulares que resultan de procesos sea solamente erosivos sea erosivos y tectónicos.

Según las observaciones de campo y con la ayuda de los mapas IGM al 1/50 000, se puede constatar que existen tres generaciones de facetas :

- las más antiguas tienen una altura de 600 a 1000 metros con pendientes de 8 a 15°,
- las intermedias tienen una altura de 400 a 650 metros con una pendiente de 12 a 22°,
- las más jóvenes y las más pequeñas tienen una altura de 150 a 360 metros con pendientes de 20 a 35°.

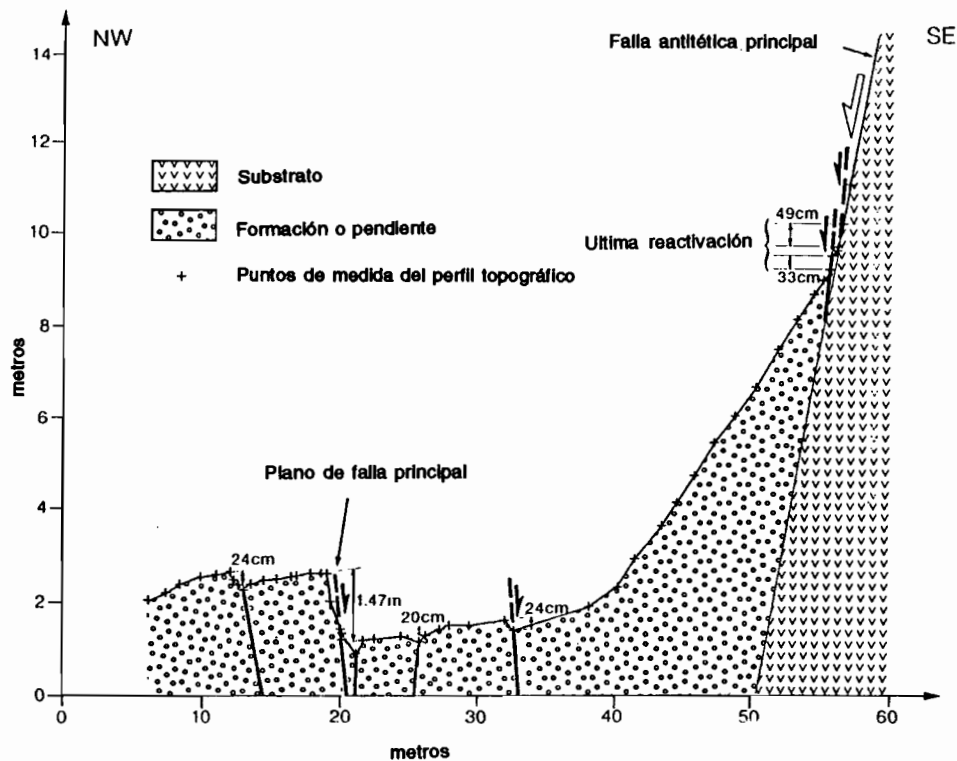
Según Winter (1990) las facetas triangulares resultarían del desarrollo de ríos perpendiculares a la dirección del escarpe. Por erosión regresiva estarían al origen del retroceso de las crestas y de la disminución de la pendiente de las facetas. En este caso preciso, y al contrario de a lo que describe Hamblin

(1976) no hubiera cambio en la relación entre la velocidad de erosión y la velocidad de levantamiento del escarpe. La forma convexa de la parte superior de las facetas sugiere un levantamiento del frente montañoso más rápido que su degradación por erosión. Por otra parte, la erosión regresiva de los ríos, perpendicularmente al escarpe, genera caídas de agua al nivel del escarpe. Las facetas triangulares están separadas por pequeños valles (o quebradas), estrechos río abajo y al nivel del escarpe que se ensanchan río arriba y describen una geometría en forma de "copa de vino", característica de fallas normales activas. Para Winter (1990), el desarrollo de las cuencas vertientes de estos ríos en el frente montañoso está controlado por la falla y su geometría puede ser descrita por la relación entre el promedio de las separaciones entre las desembocaduras de las quebradas y el promedio de las longitudes de las cuencas (Wallace, 1978). Los valores obtenidos en la cuenca de Girón están comprendidos entre 0.25 y 0.35, próximos de los valores obtenidos por Wallace en el Basin and Range (0.34 a 0.46).

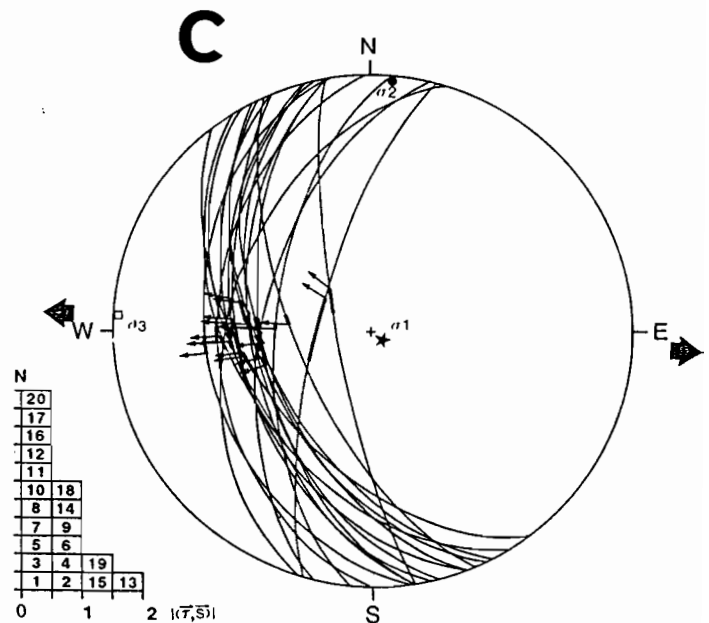
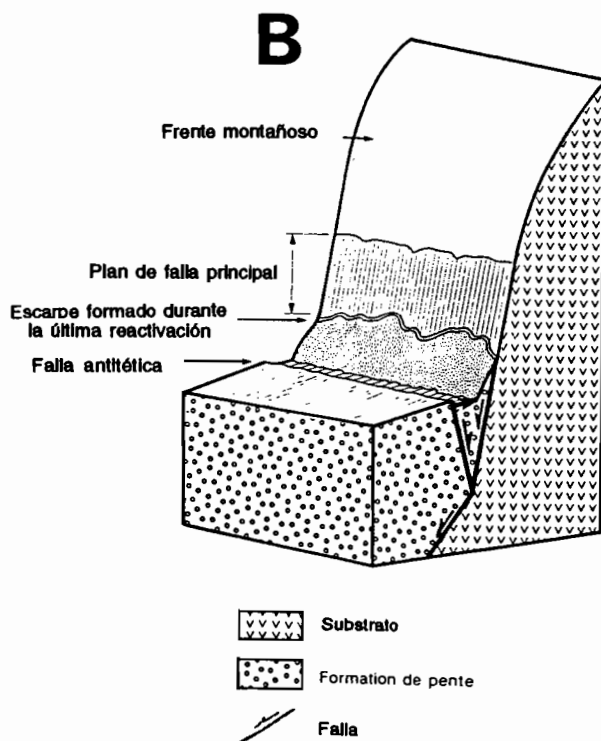
Los arroyos tributarios del río Rircay todavía no entallaron en forma profunda el piedemonte entre el escarpe y el río Rircay (sobre todo en la parte norte). Esto probaría que el río Rircay se encaja lentamente y que la morfología del frente montañoso, particularmente fresco, tendría un origen tectónico.

Pudimos evidenciar que, hasta el Mioceno superior-Plioceno,

Figura 20: Reactivación y deformación en falla normal de la falla de Girón Santa Isabel. Ejemplo de estructuras en mini-grabens. Según Winter (1990).



A



las cuencas del sur del Ecuador estaban sometidas a un régimen compresivo E-W (Noblet *et al.*, 1988 ; Lavenu *et al.*, 1993). Este régimen tectónico es incompatible con las deformaciones extensivas recientes observadas a lo largo de la falla de Girón. Si se estima que la altura topográfica actual del frente montañoso (1000 m) es equivalente al rechazo vertical mínimo a lo largo de la falla, la velocidad de levantamiento del frente montañoso sería al menos del orden de 0.2 mm/año desde el principio del Plioceno.

Reactivación actual de la falla

Un estudio detallado de un segmento de falla en Sulupali Chico (este de Santa Isabel) permitió precisar la cinemática de la falla de Girón (fig. 20). En su parte inferior, el frente montañoso está caracterizado por un escarpe reciente marcado en el paisaje por una huella blanca continua en una distancia de unos 3.5 Km. Este escarpe es un espejo de falla de dirección promedio N 35°E. Buza de 80° hacia el oeste y tiene estrías extensivas que generalmente tienen un pitch fuerte. (> 70°). Este espejo de falla, cuya altura varía de 8 a 12 metros está ubicado entre las rocas volcánicas de la Formación Saraguro del frente montañoso y los sedimentos neógenos de la cuenca que están cubiertos por depósitos de pendiente recientes.

Existe un cierto número de estructuras superficiales en forma de graben, limitadas por fallas antitéticas de la falla principal. Tales graben a la base de fallas normales fueron a menudo descritos (Wallace, 1977). El origen de este graben podría estar ligado con una disminución del buzamiento de la falla principal en profundidad.

A partir de perfiles topográficos realizados a través del conjunto de las roturas (mismo material de topografía que el que fue utilizado para la falla de Pallatanga), los vectores deslizamiento que corresponden a uno o varios eventos pudieron ser determinados.

A la escala del segmento de falla de Sulupali Chico, la ausencia de diferencia horizontal lateral de marcadores morfológicos (arroyos, etc....) sugiere que la cinemática de esta falla es esencialmente normal y que los desplazamientos horizontales menores paralelos a la falla son probablemente

locales. Esto sugiere que la gravedad es al menos parcialmente responsable de las roturas de superficie. A escala del segmento de falla de Sulupali, las roturas de superficies podrían corresponder a un hundimiento del relleno sedimentario de la cuenca. Estas roturas también podrían tener un origen tectónico (sismos poco profundos). La ausencia de sismos históricos destructores sugiere que un mecanismo de tipo "deslizamiento" podría estar al origen de una parte de los movimientos a lo largo del segmento de falla de Sulupali.

4. CONCLUSIÓN

Mientras que durante mucho tiempo sólo se consideró la tectónica bajo el ángulo de los movimientos epirogenéticos (o sea de componente vertical), de hecho, la neotectónica es el estudio de todas las roturas de equilibrio entre compartimentos de la corteza terrestre que generan desplazamientos tanto verticales como horizontales.

Según Mercier (1977), los estudios de neotectónica permiten un análisis preciso de las deformaciones y de su cronología que tienen como resultado la caracterización de los regímenes de esfuerzo. Estos estudios permiten además establecer una relación entre el estudio de las deformaciones instantáneas y actuales (sismicidad) y el estudio de los movimientos orogénicos más antiguos (neotectónica y tectónica). También permiten individualizar simples deformaciones producidas en un lapso corto (ejemplo de las deformaciones quebradizas en medio discontinuo). Son el complemento a todo estudio de sismicidad regional y permiten la comprensión de los vínculos que existen entre sismogénesis y tectónica.

La previsión de los riesgos naturales (en el caso que nos atañe, riesgos sísmicos), la evaluación de su gravedad y la fecha en la cual tendrán lugar, constituyen un campo de acción importante de la geología. La evolución del riesgo sísmico es delicada (magnitud del sismo, intensidad, calidad de los terrenos superficiales, etc....) pero la neotectónica y la sismotectónica pueden aportar comienzos de soluciones.

BIBLIOGRAFÍA

- ADAMS J., 1980, *Active tilting of the United States midcontinent: geodetic and geomorphic evidence*. *Geology*, 8, pp. 442-446.
- ARMÍJO R., TAPPONNIER P., MERCIER J. L., HAN T. L., 1986: *Quaternary extension in southern Tibet: field observations and tectonic implications*. *J. Geophys. Res.*, 91, pp. 13803-13873.
- BALDOCK J. W., 1982, *Geología del Ecuador: Boletín explicativo del Mapa Geológico de la República del Ecuador, esc. 1/1 000 000*. DGGM, Quito, 70 p.
- BARBERI F., COLTELLI M., FERRARA G., INNOCENTI F., NAVARRO J. M., SANTACROCE R., 1988, *Plio-Quaternary volcanism in Ecuador*. *Geol. Mag.*, 125 (1), pp. 1-14.
- BUCKNAM R. C., ANDERSON R. E., 1979, *Estimation of fault-scarp ages from a scarp-height-slope-angle relationships*. *Geology*, 7, pp. 11-14.
- BULL W. D., McFADDEN L. D., 1977, *Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California*. in Doehring D. D., ed., *Geomorphology in arid regions*, George Allen and Unwin, London, pp. 115-138.
- CAMPBELL C. J., 1974, *Ecuadorian Andes*. in Spencer A. M., ed. *Mesozoic-Cenozoic orogenic belts*, Spec. Publ. Geol. Soc. London, 4, pp. 725-732.
- CAREY E., 1979, *Recherche des directions principales de contraintes associées au jeu d'une population de failles*. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, 21, (1), pp. 57-66.
- CASE J. E., BARNES J., PARIS G., GONZALES M., VINA A., 1973, *Trans Andean geophysical profile, southern Colombia*. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 84, pp. 2895-2905.
- CASE J. E., DURAN L. G., LOPEZ A., MOORE W. R., 1971, *Tectonic investigations in western Colombia and eastern Panama*. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 84, pp. 2685-2712.
- CERESIS, 1985, *Catálogo de terremotos para América del Sur*. vol. 6.
- CHINN D. S., ISACKS B. L., 1983, *Accurate source depths and focal mechanisms of shallow earthquakes in western South America and in the New Hebrides Island Arc*. *Tectonics*, 2, 6, pp. 529-563.
- CLAPPERTON C. M., 1987, *Glacial geomorphology, Quaternary glacial sequence and paleoclimatic inferences in the Ecuadorian Andes*. in V. Gardiner ed. *International geomorphology*, 1986, Part II, J. W. Ley and sons Ltd., pp. 843-870.
- CLARK M. M., GRANTZ A., RUBIN M., 1972, *Holocene activity on the Coyote Creek fault as recorded in sediments of Lake Cahilla*. *US Geol. Survey, Prof. Paper*, 787, pp. 112-130.
- DAVILA F., 1990, *Geodinámica Plio-Cuaternaria de la cuenca de Latacunga-Ambato. Callejón Interandino. Sector entre Salcedo y Pillaro*. tesis de grado, EPN, Quito, 192 p.
- DGGM, 1974, *Hoja geológica Girón, 1/100 000*. n° 54, Minist. Rec. Nat. y Energ., Quito.
- EASTERBOOK D., 1988. *Dating Quaternary sediments*. *Geol. Soc. Amer., Spec. Paper*, 227, 165 p.
- EGO F., SEBRIER M., LAVENU A., EGÜEZ A., YEPES H., 1993, *A new geodynamic model for the Northern Ecuadorian Andes*. Abstract UEG, VII, Strasbourg.
- FEININGER T., BRISTOW C. R., 1980, *Cretaceous and Paleogene geologic history of coastal Ecuador*. *Geol. Rdsch.*, 69, 3, pp. 849-874.
- FEININGER T., SEGUIN M. K., 1983, *Simple Bouguer gravity anomaly field and the inferred crustal structure of continental Ecuador*. *Geology*, 11, pp. 40-44.
- HALL M. L., BASABE P., YEPES H., 1980, *Estudio de las fallas tectónicas y la actividad microsísmica del Valle Interandino, entre Pastocalle y Ambato*. *Politécnica, Monogr. Geol.*, V, 2, pp. 57-78.
- HALL M. L., RAMON P., 1978, *Las fallas activas del Valle Interandino entre Latacunga y Quito*. *Mem. I Congr. Ecuat. Geol. Min. y Petrol.*, pp. 60-72, Quito.
- HALL M. L., YEPES H., 1980, *Fallamiento y actividad microsísmica en el Valle Interandino, Ecuador*. *Revista Geofísica, IPGH*, 13, pp. 36-44.
- HAMBLIN W. K., 1976, *Patterns of displacement along the Wasatch fault*. *Geology*, 4, pp. 619-622.
- HANCOCK P. L., WILLIAMS G. D., 1986, *Neotectonics*. *J. Geol. Soc. London*, 143, pp. 325-326.

- IMBRIES J., HAYS J. D., MARTINSON D. G., McINTYRE A., MIX A. C., MORLEY J. J., PISIAS N. G., PRELLAND W. L., SHACKELTON N. J., 1984, *The orbital theory of the Pleistocene climate: support from a revised chronology of marine $\delta^{18}O$ record*. in A. L. Berger et al. eds. *Milankovitch and climate*, Part I, D. Reidel Publ. Co., pp. 269-305.
- LAMBECK K., NAKADA M., 1992, *Constraints on the age and duration of the last interglacial period and on sea level variations*. *Nature*, 357, pp. 125-128.
- LAVENU A., NOBLET C., BONHOMME M. G., EGÜEZ A., DUGAS F., VIVIER G., 1992, *New K/Ar age dates of Neogene and Quaternary volcanic rocks from the Ecuadorian Andes: Implications for the relationships between sedimentation, volcanism and tectonics*. *J. S. Amer. Earth. Sc.*, 5, 3/4, pp. 309-320.
- LAVENU A., WINTER T., AVOUAC J. P., 1990, *Premiers résultats des études de failles actives dans les Andes d'Équateur*. *Int. Symp. Andean Geodyn.*, Grenoble, pp. 115-118.
- LAVENU A., WINTER T., DAVILA F., 1993, *Recent to present tectonic evolution of the Ecuadorian Andes: A Pliocene-Quaternary push-down basin in the Interandean Valley*, sometido a *Geophys. J. Intern.*
- McCOURT W. J., ASPDEN J. A., BROOK M., 1984, *New geological and geochronological data from Colombian Andes: continental growth by multiple accretion*. *J. of Geol. Soc. London*, 141, pp. 831-841.
- MALDONADO S., ASTUDILLO L., 1989, *Formation and evolution of intermontane basins of central northern zone from Ecuador*. *Intern. Symp. Intermontane Basins: Geology and Resources*, pp. 318-325, Chiang Mai, Thailand.
- MARTINSON D. G., et al., 1987, *Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high resolution 0 to 30 000 yr chronostratigraphy*. *Quaternary Res.*, 27, pp. 1-29.
- MEDIAVILLA J., 1991, *Evolución geodinámica de la cuenca terciaria de Girón-Santa Isabel, Sur del Ecuador*. Tesis de Grado, EPN, Quito, 200 p.
- MERCER J. H., PALACIOS O., 1977, *Radiocarbon dating of the last glaciation in Peru*. *Geology*, 5, pp. 600-604.
- MERCIER J. L., 1976, *La néotectonique, ses méthodes et ses buts. Un exemple: l'arc égéen (Méditerranée orientale)*. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, XVIII, 4, pp. 323-345.
- NOBLET C., LAVENU A., SCHNEIDER F., 1988, *Étude géodynamique d'un bassin intramontagneux tertiaire sur décrochement dans les Andes du sud de l'Équateur: l'exemple du bassin de Cuenca*. *Géodynamique*, 3 (1-2), pp. 117-138.
- OBSERVATORIO ASTRONÓMICO DE QUITO, 1959, *Breve historia de los principales terremotos en la República del Ecuador*. *Minist. Educ. Públ.*, 37 p.
- PELTZER G., TAPPONNIER P., GAUDEMER Y., MEYER B., SHUMIN G., KELUN Y., ZHITAI C., HUAGUNG D., 1988, *Offsets of late Quaternary morphology, rate of slip, and recurrence of large earthquakes on the Ghang Ma fault (Gansu, China)*. *J. of Geophys. Res.*, 93, 87, pp. 7793-7812.
- PENNINGTON W. D., 1981, *Subduction of the Eastern Panama basin and seismotectonics of northwestern south America*. *J. of geophys. Res.*, 86, B11, pp. 10753-10770.
- SAUER W., 1965, *Geología del Ecuador*. *Minist. Educ. Públ.*, Quito, 383 p.
- SEBRIER M., MERCIER J. L., MEGARD F., LAUBACHER G., CAREY-GAILHARDIS E., 1985, *Quaternary normal and reverse faulting and the state of stress in the central Perú*. *Tectonics*, IV, 7, pp. 739-780.
- SIEH K. E., JAHNS R. H., 1984, *Holocene activity of the San Andreas fault at Wallace Creek, California*. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 95, pp. 883-896.
- SOULAS J. P., 1988, *Tectónica activa y riesgos sísmico. Programa de prevención y de planificación para desastres en el Ecuador y países vecinos*. Proyecto UNDRO-EPN. Informe inédito.
- SOULAS J. P., EGÜEZ A., YEPES H., PEREZ V. H., 1991, *Tectónica activa y riesgo sísmico en los Andes ecuatorianos y el extremo sur de Colombia*. *Bol. Geol. Ecuat.*, 2, 1, pp. 3-11.
- STAUDER W., 1975, *Subduction of the Nazca Plate under Peru and evidence by focal mechanisms and by seismicity*. *J. of Geophys. Res.*, 80, 8, pp. 1053-1064.
- THOURET J. C., 1989, *La Cordillère centrale des Andes de Colombie et ses bordures. Morphogénèse liée au Plio-Quaternaire et dynamique actuelle et récente d'une cordillère volcanique englacée*. Tesis de Doctorado, Grenoble I.

- VAN DER HAMMEN T., 1981, *The Pleistocene changes of vegetation and climate in the northern Andes*. in *The glaciation of the Ecuadorian Andes*, S. Hastenrath & A. A. Balkema eds., Rotterdam, pp. 125-145.
- VEDDER J. C., WALLACE R. E., 1970, *Map showing recently active breaks along the San Andreas and related faults between Cholame Valley and Tejon Pass, California*. USGS, Miscel. Geol. Inv., Map I-574, escala 1/24 000.
- WALLACE R. E., 1975, *The San Andreas fault in the Carrizo Plain-Temblor Range region, California*. in J. C. Crowell ed. *San Andreas fault in southern California: a guide to San Andreas fault from Mexico to Carrizo Plain*. California Div. Min. Geol., Special report, 118, pp. 637-650.
- WALLACE R. E., 1977, *Profiles and ages of a young fault scarp (North-central Nevada)*. Geol. Soc. Amer. Bull, 88, pp. 1267-1281.
- WALLACE R. E., 1978, *Geometry and rates of change of fault generated range fronts (North-central Nevada)*. J. Res. US Geol. Surv., 6, 5, pp.637-650.
- WELDON R. J., SIEH K. E., 1985, *Holocene rate of slip and tentative recurrence interval for large earthquake on the San Andreas fault, Calton Pass, Southern California*. Geol. Soc. Amer. Bull., 96, pp. 793-812.
- WINTER T., 1990, *Mécanismes des déformations récentes dans les Andes équatoriennes*. Thèse Univ. Paris-Sud, 167 p.
- WINTER T., AVOUAC J. P., LAVENU A., 1993, *Holocene kinematics of Pallatanga strike-slip fault (central Ecuador) from topographic measurement of displaced morphological features*. Sometido a Geophys. Journ. Intern.
- WINTER T., IGLESIAS R., LAVENU A., 1990, *Presencia de un sistema de fallas activas en el sur del Ecuador*. Bol. Geol. Ecuat., 1, 1, pp. 53-67.
- WINTER T., LAVENU A., 1988, *Evidencias morfológicas y microtectónicas de una falla de rumbo activa en la parte central del Ecuador*. V Congreso Ecuat. Geol. Min. Petrol y Ciencias Afines, Loja.
- WINTER T., LAVENU A., 1989a, *Morphological and microtectonic evidence for a major active right lateral strike-slip fault across central Ecuador (South America)*, Annales Tectonicae, III, 2, pp. 123-139.
- WINTER T., LAVENU A., 1989b, *Tectonique active en Équateur: ébauche d'une nouvelle interprétation géodynamique*. Bull. Inst. Fr. Et. And., XVIII, 1, pp. 95-115.
- WRIGHT H. E., 1984, *Late glacial and late Holocene maraines in the Cerro Cuchpanga, central Peru*. Quater. Res., 21, pp. 275-285.

PALEOSISMICIDAD DE LA CIUDAD DE QUITO (ECUADOR) A TRAVES DEL ANALISIS DE LA PALEOLICUACION CUATERNARIA

V. Hugo Pérez † *; Christian S. Hibschr**;
Alexandra P. Alvarado*,**; Hugo A. Yepes*

Resumen

A lo largo de los 460 años de historia escrita que tiene el país, se han registrado varios eventos sísmicos cuyas algunas intensidades han alcanzado hasta el grado IX (MSK) en la ciudad de Quito. Antes de la segunda mitad del siglo XVI, solo se puede analizar la sismicidad de la ciudad a través de su registro geológico, mediante las evidencias de paleolicuación producidas por terremotos. En Quito, se encontraron figuras de paleolicuación típicas, llamadas sismitas, caracterizadas por capas contorneadas o invaginaciones, figuras de carga, diques y sills sedimentarios. Un registro relativamente completo se encontró en la cuenca cuaternaria del Norte de la ciudad, especialmente en un afloramiento en la Calle Pinzón, donde se reconocieron unos veinte niveles de sismitas. Comparando estas sismitas con ejemplos de la literatura y con la cronología de la sismicidad histórica existente, se trató de proponer una escala de intensidades sísmicas deducidas de la intensidad de la deformación por licuación. Se consideró un espesor de deformación de hasta dos centímetros para un sismo de intensidad VI y luego, un ratio de progresión de la deformación por cada nivel de intensidad sísmica que va entre $\sqrt{4}$ y $\sqrt{5}$, el cual también está de acuerdo con el ratio de progresión de la aceleración horizontal en función de la intensidad ($\log a_h = 0.014 + 0.30I_{MM}$). La escala así definida permitió proponer la ocurrencia de por lo menos 8 sismos de intensidad VIII, 4 de intensidad IX y uno de intensidad X durante un lapso de más o menos 1000 años, valores que no contradicen la frecuencia de estas intensidades durante el período histórico.

1. INTRODUCCION

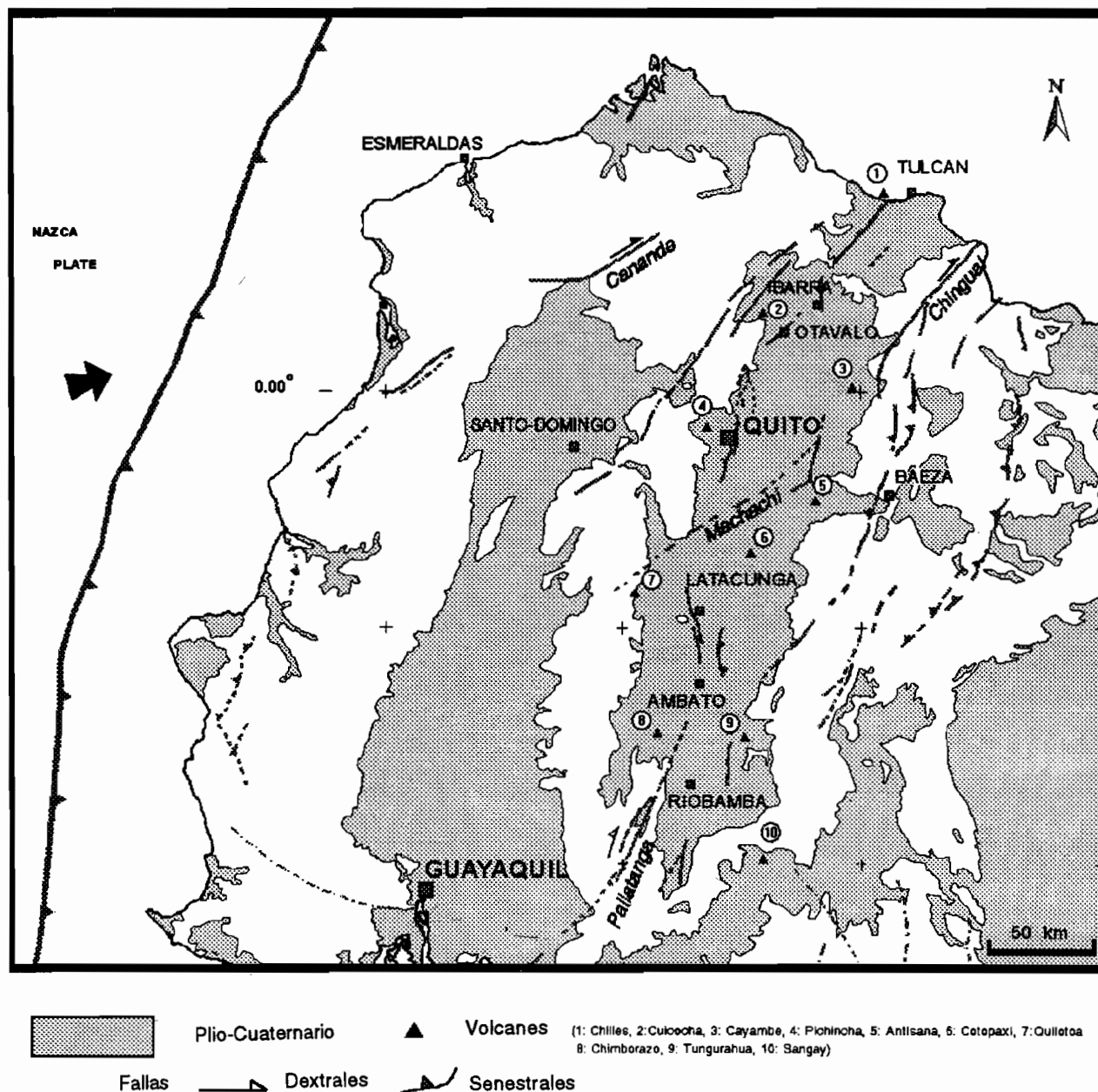
El Ecuador está situado dentro de un contexto de tectónica activa debido a la subducción de la placa Nazca bajo la placa continental Sudamericana (Fig. 1). En el país, se nota una recurrencia de terremotos con magnitudes superiores a 7 grados en la escala de Richter, por lo que ha sido clasificado como una de las zonas de alto peligro sísmico en el mundo. Desde hace algunos años se ha venido llevando a cabo el estudio neotectónico de los principales rasgos que atraviesan los Andes ecuatorianos, siendo menos conocidos por el momento los rasgos tectónicos del extremo sur del país, de la zona subandina y de la costa. Además se ha visto la necesidad de estudiar no solamente la dinámica, la cinemática y el potencial sismogénico de las diferentes fallas sino también la recurrencia de los terremotos. Pero el problema encontrado en todo el continente americano para tener un registro de la sismicidad histórica suficientemente extenso, a comparación de Europa por ejemplo, es que las descripciones se remontan únicamente a la llegada de los españoles, es decir a un

* Instituto Geofísico y Departamento de Geología. Escuela Politécnica Nacional. Quito, Ecuador.

** Instituto Francés de Estudios Andinos. Casilla 17-11-06596, Quito, Ecuador.

† Mientras realizábamos la presente investigación, nuestro compañero Víctor Hugo Pérez falleció en una explosión del volcán Guagua Pichincha. Este artículo lo hemos concluido en memoria suya.

Fig. 1: Mapa neotectónico del Centro y Noroeste del Ecuador (compilación en proceso en el Instituto Geofísico de la E.P.N.)



máximo de 500 años, además que la repartición geográfica de la población fue siempre muy irregular.

La ciudad de Quito, capital del Ecuador, con más de 1 millón de habitantes, con una importante tasa de crecimiento e inversiones y con una larga historia sísmica, constituye una zona prioritaria para el estudio de los peligros sísmicos. Recientemente se desarrolló un programa para establecer un escenario de daños por terremotos en Quito, el cual entre otros objetivos consideró las diferentes fuentes sísmicas, las intensidades y la recurrencia de los eventos que pueden ocurrir en la ciudad. Como parte de este proyecto se estudiaron los paleoeventos sísmicos registrados como niveles de paleolicuación en los depósitos cuaternarios de las secuencias lacustres y fluviales de la ciudad, lo cual se describe a continuación.

2. LA PALEOLICUACIÓN COMO TESTIMONIO DE TERREMOTOS ANTIGUOS

Cuando sobre un terreno no cohesivo actúa una fuerza cíclica, por ejemplo, sismos, mareas, etc., se puede producir el fenómeno de licuación. Este fenómeno ocurre por una desestabilización de materiales no consolidados que se traduce en una reducción del esfuerzo efectivo (pérdida de contacto entre los granos que componen el suelo) debido al aumento en la presión de poros haciendo que el suelo se comporte como fluido (Darve y Flavigny, 1979; Geotécnia y

Cimentos III, 1980; Pecker, 1985; Ishihara y Hsu, 1986). Como resultado de la licuación, las capas se deforman. A las figuras de licuación producidas por un terremoto se les denomina **sismitas**.

La licuación puede ocurrir en ambientes acuosos y, más raramente, en ambientes secos, en ambos casos debido a agentes naturales o artificiales:

- . Agentes naturales: oleaje, movimientos en masa y la acción sísmica en ambientes acuosos. El viento y movimientos en masa en condiciones muy especiales como en ambiente eólico, en donde la licuación tiene como fluido el aire.

- . Agentes artificiales: explosiones, cabotaje, vibradores, etc. para todo tipo de ambiente.

Se encuentran sismitas en diferentes depósitos como arenas, limos, arcillas pero también en areniscas y rocas calcáreas. Para que rocas sedimentarias como las dos últimas se deformen, la licuación debe ocurrir únicamente durante los primeros tiempos de la diagénesis, antes de la litificación. Los depósitos con una buena porosidad como las arenas, (especialmente arenas bien sorteadas) son los más susceptibles de ser afectados por la licuación. Cuando ocurre a poca profundidad es especialmente peligrosa en el caso de la presencia de un alto nivel freático por la predominante acción del agua en la presión de poros. Durante el enterramiento de las capas, se puede notar un incremento de la presión de poros si existe un confinamiento impermeable que impide la compactación y la liberación del agua contenida en el sedimento (alternancias de niveles arenosos y arcillosos por ejemplo). En este caso, las aguas represadas pueden expulsarse violentamente cuando se producen por ejemplo fracturas o fallas que ponen en contacto capas de diferente compactación y porosidad, provocando una licuación del sedimento. Esta expulsión, cuando el enterramiento es importante (decenas a centenas de metros) tiene la tendencia a manifestarse en las zonas de debilidad, es decir en sitios localizados ya que la presión litostática impide la deformación de toda la capa. Tal característica puede permitir diferenciar esta deformación de la causada por la licuación superficial debido a un terremoto que suele ser mucho más generalizada. Con la expulsión de agua puede ocurrir una reducción de la porosidad y así una evolución más rápida de la diagénesis, por lo que después de la licuación, ciertos sedimentos como limos, arenas y lodos calcáreos pueden cambiar de reología y ser mucho menos licuables al momento de un segundo evento (Ishihara, 1985). Esta característica se debe tomar en cuenta durante el análisis de la paleosismicidad.

A continuación se describen las principales figuras de deformación relacionadas con este fenómeno, insistiendo particularmente sobre las que fueron encontradas en Quito y describiendo además los fenómenos parecidos que no son sismitas. Se verán también los problemas ligados al análisis de la paleosismicidad en general y en Quito mismo.

2.1 Las figuras de sismitas.

Llamamos sismitas a todas las perturbaciones de la geometría inicial del depósito por un fenómeno de licuación debido a un terremoto, por lo que es necesario diferenciarlas de:

- . Deformaciones de origen sísmico pero en donde no se produce licuación, sino que son causadas por fallas tectónicas y ondas sísmicas que generan cambios sobre los terrenos, como desplazamientos morfológicos, ondulaciones, deslizamientos, hundimientos, etc.

- . Figuras de deformación hidroplástica, que muestran una similitud con una sismita pero de origen no sísmico, identificándose fenómenos de desestabilización de origen sedimentológico como "slumps" o cualquier tipo de deslizamiento en condiciones de alta humedad, figuras de carga y/o inyecciones debidas al contraste de densidad cuando ocurre un cambio drástico del equilibrio sedimentario como por ejemplo durante la depositación de una megaturbidita.

Todas estas figuras se pueden diferenciar en base a la experiencia, siendo muy importante tomar en cuenta su distribución espacial, ya que una distribución más o menos amplia nos indica que la deformación de un nivel por licuación no es debido a un fenómeno local sino más bien a un efecto general en la zona como el que podría producir un sismo.

Se pueden diferenciar tres figuras típicas de sismitas: **capas contorneadas o invaginaciones, figuras de carga e inyecciones de material.**

- . **Capas contorneadas o invaginaciones** (Fig.2 A-F). Se caracterizan porque la deformación afecta un nivel reológicamente homogéneo, es decir que no existe la influencia de los contrastes de densidad (caso de las figuras de carga) o del efecto de la presión de poros o de la presión de confinamiento que puede desplazar un material a través de capas de diferente competencia (caso de los diques y sills sedimentarios). Estas deformaciones se notan muy bien en depósitos bien laminados, como varvas fluvioglaciares (Momer, 1985) o sedimentos lacustres (Sims, 1975; Davenport et al., 1989). Son estructuras similares a pliegues. En algunos casos estas invaginaciones llegan a cortarse formando pseudo nódulos, los cuales se encuentran también en el caso de fenómenos de carga. Es necesario saber que pueden ser confundidas con un "slump", en donde se producen figuras muy similares, pero se diferencian porque la deformación debida a este último está asociada a un desplazamiento direccionado del material mostrando una vergencia de los pliegues e invaginaciones, mientras que en el caso de las sismitas se observa un desplazamiento local del sedimento y las figuras son mucho más aleatorias. Además, el análisis sedimentológico de la cuenca debería permitir definir la presencia de paleopendientes y deslizamientos asociados que excluyan una o otra posibilidad.

Muchas veces, estas deformaciones se encuentran cerca de la interfase agua/sedimento con una presión de confinamiento mínima que no impide la formación de tales estructuras. Figuras muy similares se obtuvieron en laboratorio (Kuenen, 1958).

Figura 2: Ejemplos de *sismitas*. (A): (a): invaginaciones descritas por Sims (1973) en sedimentos lacustres en California; la deformación afecta 4-5 cm de sedimentos por una intensidad (MM) de VIII-IX / (B): (a): invaginaciones encontradas en sedimentos lacustres (laminitas y limos arcillosos) en una excavación en la Calle Amazonas, al lado del Banco del Pichincha (Quito) / (C): invaginaciones en arenas infra-litorales cerca de Manta (Ecuador). (D): (a): invaginaciones en arenas supratidales del Stampiano del Sur de París (Cojan y Thiry, 1992) / (E): invaginaciones y pseudo-nódulos en los depósitos lacustres de la Calle Pinzón (Quito); (cf. Fig. 3) / (F): invaginaciones (a) e inyecciones de tipo diapir (b) en arenas del stampiano al sur de París (Plaziat y Poisson, 1992) / (G): dique de arena (a) en el stampiano del sur de París (Cojan y Thiry, 1992) / (H): diques (a) y sills (b) sedimentarios en los sedimentos lacustres de Quito (excavación del edificio Pucará en la Calle República); inyecciones de limos arcillosos con pómez a través de laminitas lacustres. Las laminitas del nivel (c) fosilizan la deformación / (I): inyección tipo sill (a) de cenizas volcánicas (1) a dentro de sedimentos lacustres (2) en la excavación del centro comercial "el Jardín" en la Calle Amazonas (Quito) / (J): figuras de carga redondeadas (a) descritas por Sims (1973) en depósitos lacustres / (K): en la excavación del centro comercial "el Jardín" en la Calle Amazonas (Quito) (a): diques sedimentarios "per descensum"; (b): figuras de carga alargadas y orientadas (N 30-40°E); (c): desplazamiento inverso capa a capa de los filones sedimentarios (a); (1): cenizas volcánicas, (2): laminitas lacustres, (3): arenas medianas, (4): ceniza retrabajada / (L): figuras de carga (b) descritas por Sims (1973) en depósitos lacustres (a) / (M): en la excavación del centro comercial "el Jardín" en la Calle Amazonas (Quito) (a): figuras de carga; (1): cenizas volcánicas, (2): laminitas lacustres, (3): arenas medianas.

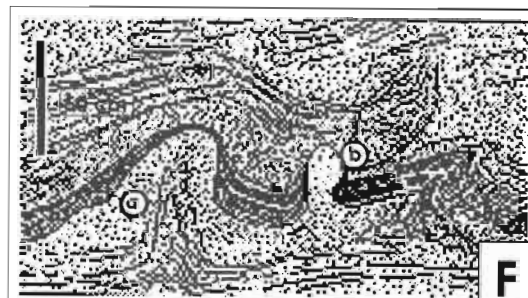
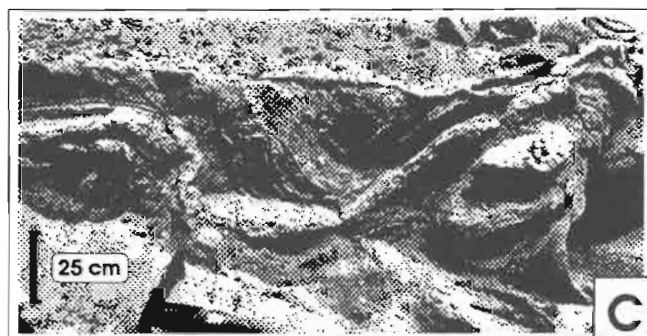
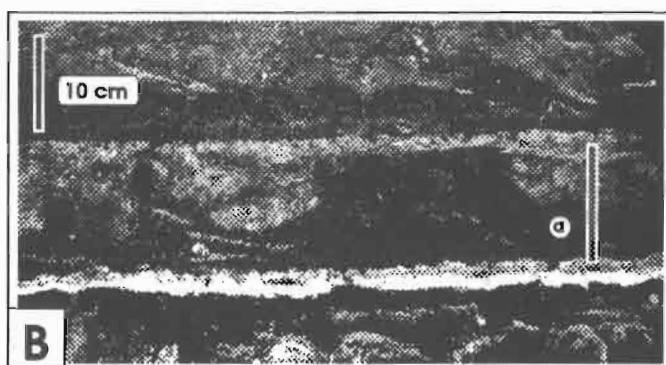
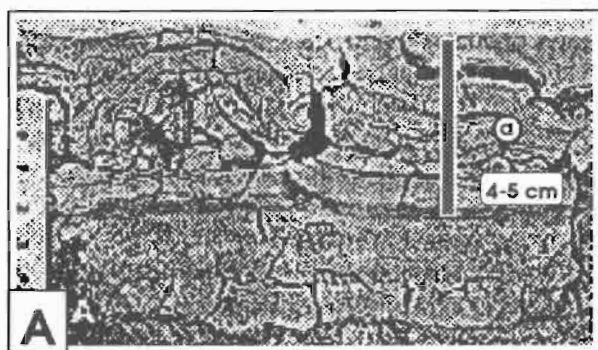
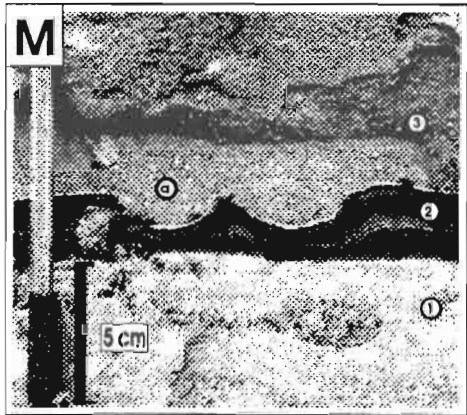
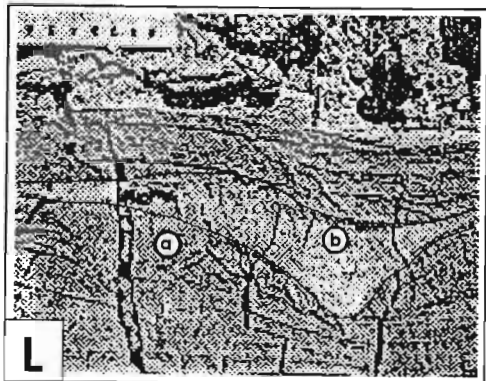
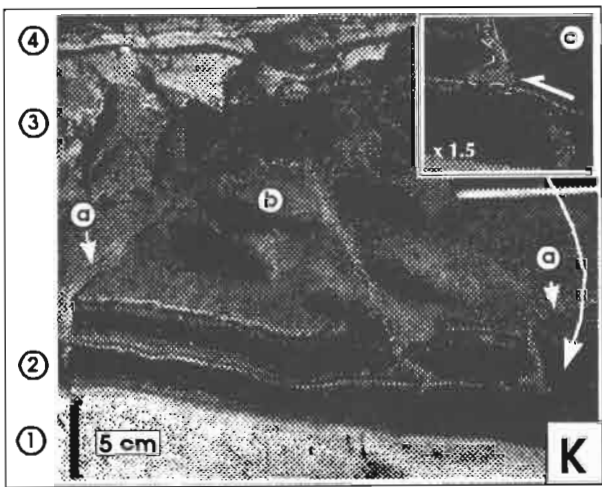
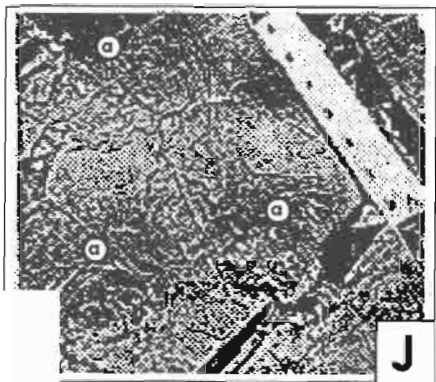
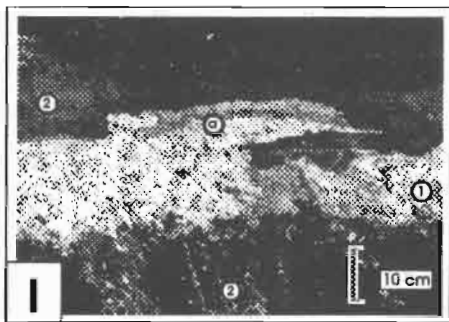
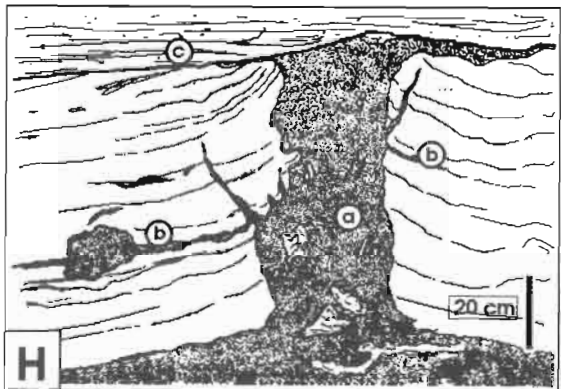
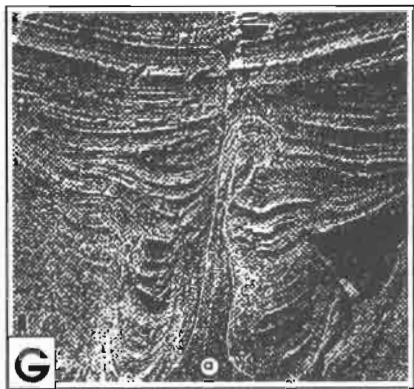


Figura 2



. **Las figuras de carga** (Fig.2 [J-M]) ocurren por un reordenamiento de los granos debido a una diferencia de densidad existente, que se manifiesta por la introducción del material más denso de la capa superior hacia la inferior (figuras en bolso); en respuesta al cambio de volumen, el material liviano puede ser empujado hacia arriba. La perturbación puede ser de origen sedimentológico como durante la llegada rápida de un cuerpo denso no consolidado, a una zona de depósitos finos o, puede suceder por la ocurrencia de un evento que genere un desequilibrio en los sedimentos de diferente densidad como es el caso de un sismo. Para diferenciar estos dos mecanismos en el afloramiento hay que identificar la presencia de una sedimentación tipo catastrófica de una sedimentación tranquila que depositó más lentamente los elementos densos encima de los depósitos mas livianos. Estas figuras de sismitas son muy comunes (Sims, 1973; 1975; Ringrose, 1989). Ejemplos de Sims (1973) se presentan en la Figura 2 ([J y L]).

. **Las inyecciones de material** (Fig.2 [F-I]) se empujan con los volcanes de arena y lodo, que han sido muy bien descritos en el caso de terremotos actuales como en el sismo de Imperial Valley en 1979 (Youd, 1984) y sobre todo en Niigata, donde aparecieron cráteres de sifonamiento hasta media hora después del sismo principal, lo que produjo inundaciones, hundimientos, desenterramientos de depósitos enterrados, rotura de vías de comunicación, volcamiento de edificios, etc. (Seed y Idriss, 1967; Geotécnia y cimientos III, 1980).

El solo incremento de la presión de los fluidos puede producir una fracturación de origen hidráulica que puede afectar hasta sedimentos consolidados (Montenat et al., 1991). Esta presión provoca también una inyección de material licuado dentro de otro generando estructuras tipo sills o diques sedimentarios, los cuales se pueden encontrar fosilizados en los sedimentos. Si el material que recibe la inyección no es muy competente no se produce realmente una fracturación y el material se empuja como una cuña.

Es importante indicar que durante un evento sísmico se pueden encontrar varios tipos de deformación combinados.

2.2 Problemática del análisis de las sismitas.

Se encuentran sobre todo dos tipos de problemas durante el análisis: el principal consiste en reconocer las sismitas y correlacionarlas de un afloramiento a otro; el segundo es poder atribuir una intensidad sísmica a cada nivel de sismita y utilizar esta información con una finalidad paleosismológica.

. Sobre el análisis de la paleolicuación.

Se han visto cuales son las características de una sismita y como diferenciarlas de deformaciones de origen no sísmico. Después de haber reconocido una sismita, hay que definir la superposición de los eventos. Para ello es necesario identi-

car la zona de la interfase agua/sedimento, es decir el nivel que corresponde a erosión o a discordancias sobre el nivel perturbado. Si la deformación es profunda se nota un amortiguamiento de la deformación hacia arriba o a veces una concentración espacial de ésta porque la capa enterrada empezó parcialmente a compactarse. Esto es importante ya que se debe diferenciar una superposición de sismos y varios niveles afectados por un mismo sismo; en este caso se nota generalmente la presencia de una litología contrastada que puede indicar que existió una compartición del acuífero.

Otro problema surge en la correlación de los eventos. En el caso de depósitos lacustres homogéneos resulta fácil realizarla, además que en un depósito de este tipo existe una cierta homogeneidad reológica dando una regularidad en la deformación, facilitando sus correlaciones. Pero, en el caso de una sedimentación muy variada, con muchos cambios laterales de facies, se hace difícil correlacionar capas y además, la licuación puede estar ausente lateralmente según la litología del depósito o mostrarse muy diferentemente según la reología de los sedimentos.

. Sobre la interpretación paleosísmica.

Cuando se estudian las descripciones históricas de la sismicidad de una región, la validez de las conclusiones a las que un investigador puede llegar, depende mucho de la objetividad con que se realizaron las descripciones por parte de los antiguos cronistas; sin embargo, se puede considerar que los eventos sísmicos de importancia mediana o mayor difícilmente pasaron desapercibidos. En cambio, el análisis de las sismitas parece más objetivo que el de la sismicidad histórica, pero el registro paleosísmico es mucho más incompleto por varias razones:

.. Reología no favorable. Aquí hay que considerar que no todos los sedimentos son licuables al momento del sismo, por lo que en algunos casos éste no se registra.

.. Períodos de no depositación y/o erosión. Es cierto que existen lagunas de depositación. Durante ese tiempo, la diagénesis continúa, haciendo que las capas pierdan su capacidad de ser licuadas y además pueden estar sometidas a erosión, lo que puede borrar registros anteriores.

.. Tasa de sedimentación, recurrencia e influencia de un sismo. Anteriormente se ha dicho que la pérdida de agua durante la licuación favorece la compactación y además puede cambiar la reología del material, lo que podría impedir una nueva deformación por licuación. Este fenómeno tiene su importancia en el caso de una baja tasa o ausencia de sedimentación y/o cuando la recurrencia de los eventos es de pocos años, porque no se puede renovar la banda registradora sedimentaria en un lapso corto. A propósito de la relación tasa de sedimentación / recurrencia / intensidad de los terremotos, hay que recordar que si los sismos de menor intensidad tienen una recurrencia continua, el espesor de sedimentos afectados no es tan importante como en el caso de un sis-

mo muy fuerte, lo cual puede llegar a borrar una gran cantidad de sismitas anteriores cuando éste sucede. Así, cualquiera que sea la intensidad del evento, se necesita una alta tasa de sedimentación (intensidades bajas -> alta recurrencia -> pocas espesores de sedimentos entre dos eventos pero poco espesor de sedimentos deformados / intensidades altas -> baja recurrencia -> espesor más grande de sedimentos depositados entre dos eventos pero también espesor más grande de sedimentos deformados).

Aparte de las lagunas en el registro sedimentario de los sismos, se encuentra el problema de las correlaciones de la cantidad de deformación con las escalas de intensidad. Se podría esperar calibrar tales correlaciones viendo la paleolicuación de los depósitos que ha podido ser producida por sismos históricos bien conocidos. A pesar de eso, esta calibración solo sería válida en el caso de una sedimentación homogénea, pero tampoco se conocería con precisión la reología del material al momento del paleosismo, que es lo que permitiría definir una intensidad (o una aceleración).

3. ANÁLISIS DE LA PALEOSISMICIDAD DE QUITO

3.1. Contexto geotectónico y geológico.

Una de las aplicaciones de un estudio paleosismológico sería el de establecer la recurrencia del sacudimiento en un determinado lugar y las fuentes generadoras de este sacudimiento. Sin extender ese tipo de estudios a todo el país, es muy poco probable reconocer la fuente de un sismo según las sismitas encontradas en un solo sitio como la ciudad de Quito por ejemplo. Tal vez se podría esperar encontrar una diferencia entre el efecto de un sismo de origen continental y uno debido a la subducción, por el tipo de ondas sísmicas y la duración del sacudimiento. Aunque se podría definir artificialmente en laboratorio esa diferencia, hay tantas variaciones litológicas en Quito y también tantas incertidumbres sobre las condiciones reológicas de la roca durante el sismo que esto es casi imposible; sin embargo, el si se podría obtener una recurrencia mínima de paleosismos en la ciudad..

3.1.1. Contexto geotectónico

Los estudios neotectónicos consideran diferentes fuentes sismogénicas que pueden ocasionar destrucción en Quito, que se halla dentro de un contexto general de compresión N80°E (Fig. 1). Se han identificado como posibles fuentes las siguientes zonas:

- Falla de San Isidro. La ciudad de Ibarra fue destruida el 16 de Agosto de 1868 por un sismo cuya intensidad estimada fue de X grados MSK, y que en Quito se sintió con una intensidad de IX en la misma escala (Del Pino y Yepes,

1990). Las fallas de esa región que han podido producir ese sismo son todavía poco conocidas. Los rasgos antes definidos como los de San-Isidro (Soulas et al., 1991) no son comprobables según Ego (1992).

- Falla Chingual. Con un trazo de por lo menos 130 kilómetros, esta larga falla dextral, prolongación hacia el sur del sistema de fallamiento Algeciras-Servita-Sibundoy en Colombia, podría generar sismos de magnitud superior a 7 grados (Soulas et al., 1991).

En Quito, se utilizó la siguiente ley de atenuación (Grupo Local de Trabajo, 1993) para determinar la intensidad.

$$I = 1.55M - 3.724 \log \Delta + 1.792 + 0.6$$

en donde:

M= magnitud.

Δ = distancia epicentral .

Se asumió de 92 y 127 Km con magnitudes, estimadas según la clasificación estadística de Bonilla et al. (1984), de 7.25 grados para el segmento más al sur (Cayambe) y 7.2 grados para el segmento central (La Bonita) (Soulas et al., 1991), la intensidad obtenida fue de VI+ para ambos casos. La sismicidad histórica de la región atravesada por esta falla esta mal conocida debido a la falta de población.

- El sistema transpresivo de la zona de Baeza, es la desviación hacia el sur de la falla Chingual donde se encuentra todo un sistema de fallas N-S a NNE-SSW con una cinemática inversa-dextral (Soulas et al., 1991). A este rasgo fue atribuido el sismo del 5 de Marzo de 1987 que produjo una Intensidad de VII en ciertos lugares de Quito (Del Pino y Yepes, 1990).

- Sistema transpresivo del Callejón Interandino. Quito esta ubicada sobre una estructura tectónica activa formada por una falla inversa que pertenece a este sistema. A él pertenecen también los rasgos que se encuentran hacia el sur en la zona de Latacunga y Ambato (fallas de Poaló-Squisilí y del río Cutuchi definidas por Soulas et al. (1991)). La estructura de Quito podría generar sismos con una Magnitud máxima de 6.9 a 7.1 grados y con intensidades por lo menos de VIII en Quito como la del sismo de 1755 (Del Pino y Yepes, 1990) o intensidades menores como la del sismo de Pomasqui en 1990, cuyo epicentro estuvo ubicado al norte de la ciudad (intensidad V grados MSK en Quito según Del Pino y Yepes, (1990)).

- Falla Pallatanga. La ciudad de Riobamba fue destruida el 4 de Febrero de 1797 por un sismo de intensidad XI que produjo daños equivalentes a una intensidad VIII en Quito (Del Pino y Yepes, 1990). Este terremoto esta relacionado al funcionamiento de la falla dextral de Pallatanga de rumbo NNE-SSW (Winter, 1990; Soulas et al., 1991).

- La zona de Machachi. Intensidades de VI a VII se re-

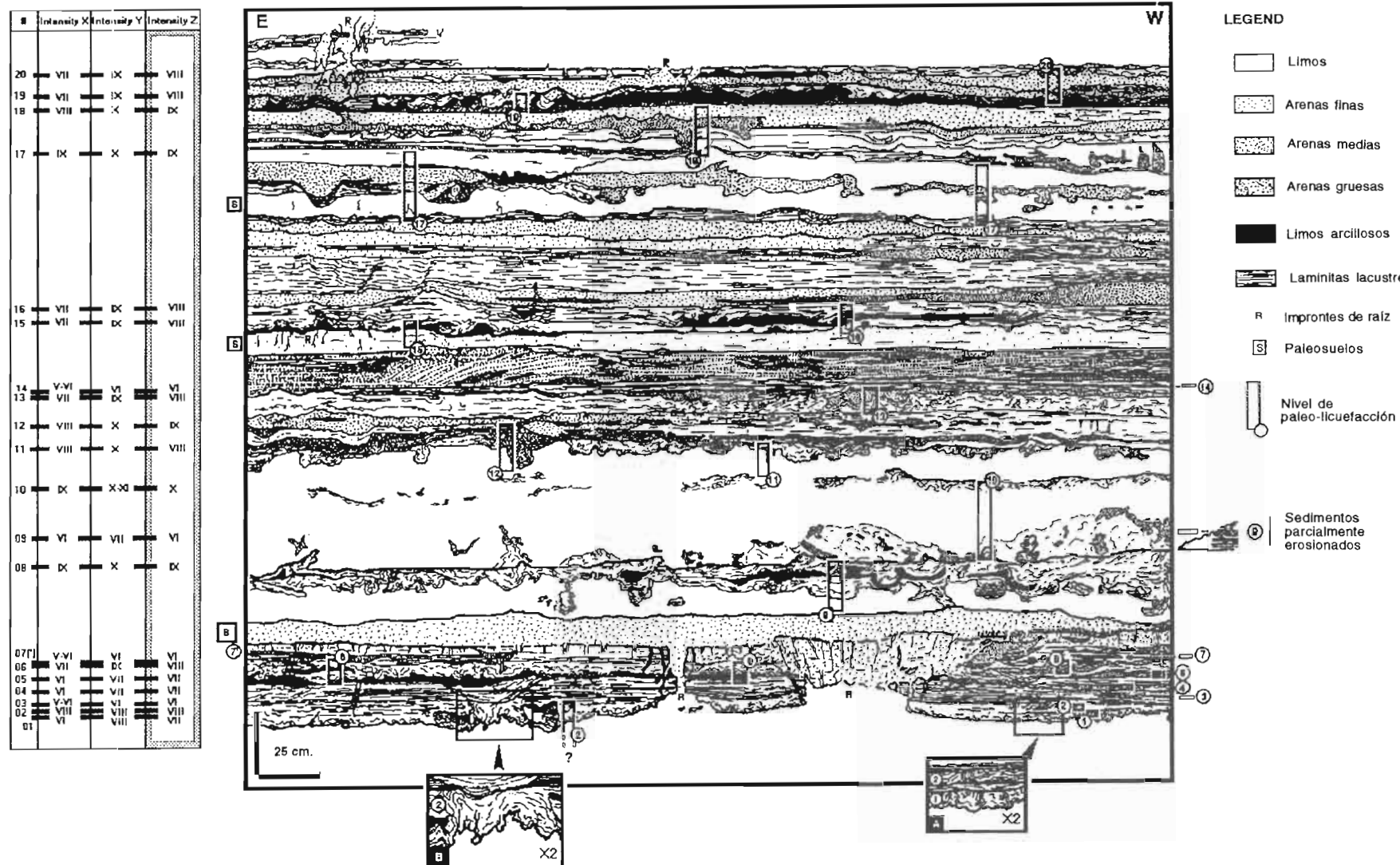


Figura 3: Niveles de paleolicuación en el afloramiento de la Calle Pinzón. A y B: alargamiento de zonas mostrando las diferentes respuestas de los suelos al sismo #2, debido a la presencia de un espeso nivel limo-arcilloso por debajo de las laminitas lacustres.

gistraron en Quito en el año de 1923 por un sismo que afectó fuertemente la población de Machachi, pudiendo haberse originado en un ramal del sistema de fallamiento dextral que cruza la zona (Yepes et al., 1990).

. **La Cordillera Occidental.** Esta zona es aún todavía mal conocida. Al centro de la cordillera se identificó el trazo morfológico de Apuela-Nanegalito-Mindo, de rumbo NNE-SSW y de cinemática aparentemente dextral (Ego, 1992). No se sabe todavía la importancia de la actividad de este rasgo que en su parte conocida, alcanza más de treinta kilómetros de largo. Más al oeste, recientemente hemos identificado dos rasgos activos de rumbo ENE-WSW con evidencias morfológicas que muestran claramente un movimiento dextral. Se trata primeramente de la falla denominada Santo Domingo de los Colorados, que alcanza a unos cuarenta y cinco kilómetros de largo con un salto lateral cuyo extremo Este se halla en dirección hacia la estructura de Mindo. El segundo rasgo que se identificó corresponde a la llamada falla del Río Canande, al Sureste de la provincia de Esmeraldas que se la puede seguir sobre una distancia de casi setenta kilómetros. Una primera estimación en base del trabajo de Bonilla et al. (1984) en relación a los segmentos de esta falla permite obtener una magnitud de 7.1 grados y con una distancia epicentral a partir del rasgo principal de 95 Km, se obtuvo, aplicando la ley de atenuación anterior, una intensidad de VI+ grados en Quito. Estos últimos rasgos no han sido estudiados en detalle así que no se conocen claramente sus potenciales sismogénicos.

. **Los sismos de subducción.** Tales sismos en la zona costera, como el de 1906 de la zona de Esmeraldas pueden llegar a una Magnitud de 8.9 y ocasionaron intensidades de grado VI en la zona de Quito (Del Pino y Yepes, 1990). Sin embargo, ahora se podría temer daños que representen intensidades superiores en la capital para los edificios altos, que son particularmente vulnerables a la duración y la frecuencia de ondas generadas por tales sismos.

En 1859 un terremoto produjo intensidades de grado IX en Quito y Otavalo, siendo su área macrosista muy extendida en la parte central del Valle Interandino. Este comportamiento peculiar de las intensidades del sismo de 1859 sugiere una magnitud grande y una localización profunda, tal vez en la placa subducida, bajo la parte centro-norte del Valle Interandino.

. **El volcanismo.** Para terminar, hay que mencionar que la actividad volcánica del Guagua Pichincha produjo en Quito vibraciones que causaron efectos de intensidad VI en 1660 (Del Pino y Yepes, 1990). Ese fenómeno es raro, local, y no se esperarían intensidades mayores.

3.1.2 Contexto geológico de la zona de Quito.

Durante el Cenozoico tardío, principalmente a partir del Plioceno, se identificó el Callejón Interandino norte como una cuenca sedimentaria limitada por las cordilleras Real y

Occidental. Dentro de esa cuenca se identificaron varias estructuras tectónicas en compresión. Algunas de ellas están activas desde el Pleistoceno (Dávila, 1990; Winter, 1990; Soulas et al., 1991; Ego 1992). Entre estas es de interés especialmente la de Quito por ser una peligrosa fuente sismogénica para la ciudad, que se halla construida sobre una estructura tipo "piggy back basin" generada por la falla inversa. En este contexto activo, se determinaron una serie de rasgos morfológicos, principalmente lomas de rumbo N-S que se ubican al este de Quito y que están levantadas unos 400-500 m sobre el Valle de Los Chillos. Este levantamiento se debe al flexuramiento ocasionado en el frente de la falla, la misma que buza hacia al oeste por debajo de la ciudad (Soulas et al., 1991; Ego, 1992). El borde oeste de la cuenca esta limitado por el volcán Rucú Pichincha. La cuenca colgada así creada no ha sido realmente una trampa para los sedimentos debido a que la erosión probablemente es superior a la tasa de levantamiento tectónico de las lomas orientales. En el registro sedimentario se ha encontrado en la parte baja de la ciudad algunas evidencias de un fallamiento normal sinsedimentario de edad cuaternaria. Eso se podría interpretar como un efecto de compensación volumétrica atrás de la deformación frontal en las lomas orientales, la cual es debida a la falla inversa y también como la influencia de la compactación de los sedimentos fluvio-lacustres anteriores. Sin embargo, tales fallamientos han podido favorecer la subsidencia de la cuenca.

A pesar de estas evidencias tectónicas, parece que el drenaje de la zona se detuvo bruscamente cuando ocurrió la sedimentación "catastrófica" de la cangahua (decenas a centenas de metros de depósitos de tipo loess de origen volcánico) que colmató la mayoría de las quebradas. Después de este período se instalaron zonas de aguas represadas en la parte baja de la ciudad: las paleolagunas de Quito. Si la sedimentación se realizó en condiciones naturales al principio, poco a poco se encuentra la influencia del ser humano. El mejor ejemplo es un nivel enterrado de campos elevados (paleocamellones) utilizados para la agricultura, que han sido encontrados en casi toda la zona. Estos camellones están cubiertos por algunos decímetros de ceniza volcánica. Según las primeras dataciones radiométricas con Carbono 14, este nivel tendría una edad incluida entre 220 ± 110 y 410 ± 60 después de Cristo. Estos camellones indican que hubo períodos durante los cuales las paleolagunas fueron casi totalmente desecadas y se las cultivaron. Posteriormente se instalaron nuevas condiciones sedimentológicas fluviales, lacustres o palustres. En la literatura se encuentra también que hubo períodos durante los cuales fue artificialmente bloqueado el drenaje de la cubeta a fin de crear zonas de esparcimiento. Esto ocurrió durante el período de dominación incaica, (Rodríguez de Aguayo, 1897). A la llegada de los españoles se sugirió la preservación de la laguna como fuente de agua, pero no se tienen datos acerca de si este hecho se llegó a concretar (Libro Primero de Cabildos de Quito, 1934). Además de las actividades humanas, muchos fenómenos dinámicos intervinieron sobre el relleno de la cuenca como son el

volcanismo, los sismos y las lluvias e incluso fenómenos de remoción en masa particularmente comunes en la zona andina. Como consecuencia directa de todos estos fenómenos hubo grandes variaciones en las tasas de sedimentación. Como se dijo antes, parece que hubo también una influencia tectónica cuaternaria reciente sobre el relleno de la cuenca que indicaría la permanencia de la actividad de la falla de Quito, aunque eso no se puede identificar claramente en la morfología actual del escarpe de falla.

Estas variaciones sedimentológicas han creado muchos cambios laterales de facies. Se encuentran depósitos fluviales de arenas y arenas volcánicas, conglomerados y arcillas, depósitos lacustres y palustres con laminillas arcillosas y limosas, niveles arenosos finos y turbas, depósitos volcánicos como caídas de pómez y cenizas, sedimentos dinámicos como flujos de lodo y niveles de paleosuelos.

3.2 Análisis de la paleosismicidad de Quito.

3.2.1 Las figuras de paleolicuación encontradas.

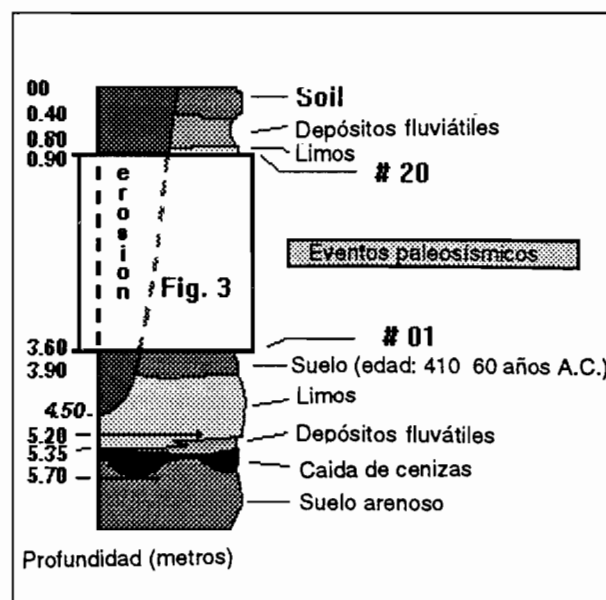
Todo el presente estudio fue realizado por medio de investigaciones en excavaciones de edificios, habiéndose encontrado varias figuras de sismitas en Quito. La mayoría son de tipo invaginaciones o capas contorneadas como se ve en las Figuras 2 [B y E] y 3. Se nota muy bien la similitud de las sismitas de Quito con las figuras descritas en la literatura (Fig. 2 [A] de Sims (1973)). Figuras muy similares se encontraron en la zona costera del país (cerca de Manta) (Fig. 2 [C]), las cuales se encuentran muy similares también a sismitas descritas en arenas terciarias cerca de París (Cojan y Thiry, 1992; Fig. 2 [D]). Los otros tipos de sismitas que se encontraron son las figuras de carga (Figs. 2 [K y M] y 3) cuando el sismo afecta a la vez capas limo-arcillosas y arenas medianas a gruesas. En un caso específico, es el de las figuras del afloramiento de las calles Amazonas y República (centro comercial "el Jardín"), se puede notar que las figuras de carga tienen una orientación preferida (N 30-40°E) (Fig. 2 [K (b)]), lo que les diferencia de las descritas por Sims (1973) (Fig. 2 [J y L]) que son más redondeadas. Notándose además, la presencia de grietas de tensión rellenadas por la misma arena [K (a)], las cuales fueron afectadas por desplazamientos cortantes longitudinales (movimiento capa a capa) del norte hacia el sur [K (c)] sin que se tenga una explicación para este fenómeno. El tercer tipo de sismitas es mucho más raro de encontrar en Quito. Se identificaron algunas inyecciones de sedimentos como las descritas en las Figuras 2 [I] y 3 (nivel deformado #17) pero son escasos o de poca amplitud (inyecciones tipo cuñas). Localmente, en la excavación del edificio Pucará en la calle República, se encontraron diques y sills sedimentarios similares a los comúnmente descritos en varias publicaciones. Se trata aquí de la inyección sobre más de un metro de un material limo-arcilloso con pómez a través de una serie de depósitos lacustres laminados (Fig. 2 [H]). Tal deformación sugiere la influencia de un sismo de intensidad mayor, pero no se encontraron deformaciones similares en otras partes de la

ciudad. Eso deja pensar que esta sismita tipo volcán de lodo se debió a condiciones reológicas especialmente favorables y que en realidad este evento se podría correlacionar con otros tipos de sismitas de misma edad. En términos generales, la ausencia de estructuras tipo volcanes de arena o de lodo sugiere que casi nunca el material fue favorable a tales deformaciones o que no hubo sismos suficientes fuertes para ocasionar una licuación tan fuerte. Este resultado da cierta confianza en cuanto a la seguridad de la ciudad a propósito del riesgo de licuación de gran volumen, además que las condiciones ambientales actuales de la parte baja al norte de la ciudad son mucho más favorables (desaparición de las lagunas y un bajo nivel freático).

3.2.2 Caso particular del registro de la Calle Pinzón.

3.2.2.1 Estratigrafía (Fig. 4)

Figura 4: Columna estratigráfica del afloramiento de la Calle Pinzón.



El afloramiento de la calle Pinzón está ubicado cerca de las avenidas 6 de Diciembre y Colón, en el borde oriental del Norte de la ciudad y cuya estratigrafía se esquematiza en la Figura 4. En esta excavación se encuentran los camellones a una profundidad de 5.80 metros. Encima aparecen 1.30 metros de depósitos limo-arcillosos con pómez (flujos de lodo, donde se desarrolló un suelo) seguidos por 30 centímetros de paleosuelo fechado con C^{14} en 410 ± 60 años después de Cristo. Después de este suelo, se encuentran los depósitos lacustres, fluviales y paleosuelos que se observan en la Figura 3. Se encuentran algunos contrastes de litología (alternancias de sedimentos finos laminados y de niveles más arenosos) que favorecieron el registro de unos veinte niveles de paleolicuación (Fig. 3). Estos niveles son de importancia muy variable, con deformaciones que los han afectado desde menos de un centímetro hasta más de treinta centímetros. No se pudo tener todavía dataciones de los

últimos depósitos de tal manera que ningún nivel de paleolicuación pudo ser correlacionado con sismos históricos. Lo que se puede mencionar es que las capas están recortadas por más de 4 metros por una paleoquebrada ahora rellenada, lo que demuestra que los depósitos no son tan recientes o que hubo una actividad erosiva por parte de los riachuelos bastante más activa que la actual. Si tomamos en cuenta la descripciones encontradas en la literatura, parece que esta zona se secó definitivamente a partir del siglo XVII (Libro de Cabildos de Quito, 1934). No se sabe cuantos centímetros de sedimentos fueron erosionados durante el funcionamiento de la paleoquebrada. Tampoco se conocen precisamente las diferentes tasas de sedimentación ni la duración de los periodos de no depositación (niveles de paleosuelos). A fin de aproximar la edad del ultimo nivel deformado, se consideró una tasa de sedimentación promedio de 0.6 cm./año. Esta tasa se inspira de los valores mencionados por Sims (1973) en su estudio sobre los depósitos lacustres de la presa Van Norman en California. En este caso no se encontraba grandes lagunas de depositación como en Quito, pero se podría esperar aquí una recuperación de esta perdida gracias al volcanismo activo y varios fenómenos dinámicos que pudieron haber incrementado la tasa de sedimentación obtenida por la sola relación pluviosidad/erosión/sedimentación. Según la edad supuesta de los últimos depósitos en la laguna (Libro de Cabildos de Quito, 1934), se tuvo que estimar la edad del último nivel fluvial encontrado, tomando en cuenta que se erosionaron algunos decímetros de depósitos después de este siglo. Se ha considerado una edad de 1600 después de Cristo para el último nivel fluvial. Con estas dos estimaciones, obtenemos una edad aproximada de 1410 después de Cristo para el último nivel deformado (nivel 20, Fig. 3). Sin embargo, los márgenes de error son tan grandes que no se puede tratar de comparar ningún nivel con la sismicidad histórica.

3.2.2.2 Interpretación de los niveles de paleolicuación.

Sin comparación directa con la sismicidad histórica, es difícil atribuir una intensidad a un nivel deformado. Según algunos autores, se indica que la licuación se encuentra a partir de una intensidad de VI grados en depósitos lacustres o glacio-lacustres (Sims, 1973; Ringrose, 1989); sin embargo, no se conocen precisamente las aceleraciones que produjeron tales deformaciones y tampoco las condiciones reológicas del sedimento al momento del sismo. En el caso de la calle Pinzón, se trata en parte de ambientes lacustres (niveles de laminillas) donde se encuentra también niveles de limos, de paleosuelos, de arenas fluviales y de arenas volcánicas.

Las principales figuras de paleolicuación encontradas son capas contorneadas o invaginaciones y pseudo-nódulos y/o figuras de carga (Fig. 3 y Tabla 2). No estamos en presencia de niveles arenosos o arcillosos que fueron capaces de producir volcanes sedimentarios. Aquí, la sedimentación está muy variada y además existe influencia del volcanismo. Se podría también esperar una intensidad mínima de VI para

que se produzca licuación, pero hay que mencionar que existen niveles con una deformación del orden del milímetro como los niveles 3, 7, y 14 (Fig. 3) los cuales podrían corresponder a sacudimientos más pequeños, pero todavía capaces de producir deformaciones milimétricas. Como esto no se puede verificar, fueron considerados como debidos a sismos de intensidad VI, según lo descrito en la literatura. De no poder comparar sismos y sismos históricos, se ha definido una escala comparativa, desde los más pequeños niveles deformados a lo que se atribuyó una intensidad de VI, hasta los más grandes a los cuales fue dado una intensidad de IX por lo menos (grado máximo de intensidad presente en la sismicidad histórica). Esta escala comparativa se puede definir de la manera siguiente: se atribuye subjetivamente una intensidad según el espesor de sedimentos afectados por la licuación, como se presenta en la Tabla 1. El escogitamiento de los rangos de la escala se complementa con algunas precisiones presentadas en la Tabla 2. Se considera para un mismo espesor de depósitos afectados que la intensidad es superior en el caso que: -se produce inyecciones hacia arriba, tipo cuñas; -si la deformación es muy fuerte, es decir que las estructuras sedimentarias originales casi desaparecieron luego de la licuación y/o si la deformación es general en toda la capa (al contrario de una licuación muy localizada). Al contrario, se puede considerar que para un mismo espesor de sedimentos afectados, la intensidad es menor en el caso que se identifica paleocondiciones reológicas naturales particularmente favorables, es decir por ejemplo capas con una gran diferencia de densidad en el caso de figuras de carga o un confinamiento por baja compactación que incrementa naturalmente la presión de poros en el caso de inyecciones tipo diques sedimentarios; si la deformación está localizada, eso se podría considerar también como la indicación de la ocurrencia de un sismo de menor intensidad. Los espesores considerados aquí solamente se podrían atribuir a este caso particular de la Calle Pinzón.

Tabla.1: Escala comparativa entre las espesores de sedimentos afectados por licuación y las intensidades sísmicas

Intensidad	Espesor (cm)					
	1	5	10	15	20	25 30 & +
V (f)						
VI						
VII						
VIII						
IX						
X & up						

A continuación, se comparan estos resultados con la sismicidad histórica.

3.2.3. Sismos y sismicidad histórica.

En la Tabla 3, están resumidos los sismos principales que han afectado Quito desde el siglo XVI, según la publicación de Del Pino y Yepes (1990) con algunas modificaciones hechas por H. Yepes para el presente estudio. La calidad de las descripciones antiguas y además la veracidad de éstas

pueden ser muy variables. Muchas veces se exageraron los daños a fin de justificar gastos. Al final, se puede decir que algunas intensidades fueron sobrestimadas, o subestimadas por lo que luego de un análisis crítico hecho por H. Yepes, algunos eventos cambiaron de intensidad. Al contrario, los datos de paleolicuación son susceptibles de observaciones directas pero también las intensidades deducidas son asumidas debido a la ignorancia de las condiciones reológicas originales y por lagunas en el conocimiento sobre el fenómeno mismo. Del mismo modo, a propósito de las recurrencias que se dedujeron hay que tomar en cuenta la posible ausencia de varios eventos por las razones antes mencionadas, por lo que las recurrencias son máximas.

Al final, se pueden comparar dos histogramas (Tabla.3), uno obtenido con los datos históricos y el otro con la utilización de la escala comparativa de paleolicuación antes mencionada. El histograma de los datos históricos muestra un problema en el número de sismos de intensidad >VI-VII, el cual presenta una deficiencia respecto a los de intensidades mayores. Este aspecto se podría deber al hecho que los documentos revisados sobre los efectos de los sismos anteriores a 1850 son difíciles de localizar y, los que hay, se concentran en describir los efectos a unas pocas edificaciones, las cuales no necesariamente representan la intensidad en toda la ciudad, subestimando los efectos de ciertos terremotos en Quito. Con este factor en mente, se puede decir que los dos histogramas son comparables en las intensidades más altas. Por otro lado, existe una incompatibilidad al nivel del tiempo ya que para los datos históricos se considera un registro de ± 450 años mientras que para el registro de la paleolicuación se estimó a ± 1000

años. Si normalizamos los histogramas en el tiempo, el número de sismos históricos debería poco más que duplicarse. Las diferencias existentes entre las dos informaciones podrían tener varias explicaciones:

- Dados los problemas e incertidumbres presentes en las dos estimaciones, no podemos esperar correlaciones más exactas, más aún si el mismo proceso de generación de terremotos no es regular. De todas maneras, si se verifica la premisa anteriormente expuesta que el registro histórico debería tener más sismos que el paleosísmico.

- Las intensidades obtenidas con un análisis comparativo no son válidas. Según los ejemplos de Sims (1973) se considera que aparece licuación a partir de sismos de intensidad VI. Sims describe deformaciones del orden de un centímetro en depósitos lacustres para una intensidad de VI y atribuye una intensidad de VIII-IX para su último nivel deformado que alcanza un espesor de 4-5 cm. En nuestro tipo de análisis, se atribuye una intensidad de no más que VI para tales espesores de deformación. Si tomamos en cuenta los datos de Sims, considerando que los depósitos fluvio-lacustres encontrados en Quito presentaran reologías similares a los depósitos lacustres de la presa Van Norman en California, podríamos proponer otra escala de intensidad según las deformaciones encontradas en el afloramiento de la Calle Pinzón.

Sims indica un espesor de deformación de 1 cm. para un sismo de intensidad VI y un de 4-5 cm. por una intensidad de VIII. Eso nos da una progresión de espesor por nivel de intensidad del orden de $\sqrt{4}$ o $\sqrt{5}$ (2 o 2.24). Si consideramos la fórmula de relación entre la aceleración (a) y la intensidad

Tabla 2: Descripciones sintéticas de las figuras de paleolicuación de la Calle Pinzón, (Fig. 3).

NIVEL	invaginaciones	figuras de carga	inyecciones	Intensidad de la licuación	espesores	notas
1	si	no	no	mediana	5 cm.	
2	si	no	no	importante	5-13 cm.	(1)
3	si	no	no	ligera	0.2 cm.	
4	si	no	no	mediana	3 cm.	
5	si	no	no	ligera	3 cm.	
6	si	no	no	mediana	6-11 cm.	(2)
7	si	no	no	ligera	0.4 cm.	
8	si	no	no	importante	22 cm.	
9	si	no	no	mediana	2 cm.	(3)
10	si	no	no	importante	31 cm.	(4)
11	si	no	no	mediana	15 cm.	
12	si	si	no	importante	20 cm.	
13	si	si	no	mediana	12 cm.	
14	si	no	no	mediana	0.8 cm.	
15	si	no	no	mediana	12 cm.	
16	si	no	no	mediana	13 cm.	
17	si	si	si	mediana	28 cm.	(5)
18	si	si	no	mediana	21 cm.	
19	si	no	no	mediana	8 cm.	
20	si	no	si	ligera	14 cm.	

Notas: (1): el espesor de la deformación es muy variable debido a la presencia de un nivel limo-arcilloso a la base aparentemente más licuable que las laminas lacustres, cf. A y B en la Figura 3; (2): este nivel muestra también algunas variaciones de espesores debidas a la cantidad de arcillas a dentro de la secuencia lacustres (Fig. 3); (3): este nivel fue erosionado antes de la depositación del limo del nivel 10; (4): Este importante nivel de deformación afecta una arena volcánica que pudo ser correlacionada en muchos lugares de la ciudad; (5): en este nivel se encuentra a la vez figuras de carga e inyecciones de la misma arena; se nota inyecciones oblicuas orientadas hacia el oeste (centro del nivel en la Figura 3).

I: $\log(a_H) = 0.014 + 0.30.I_{MM}$ definida por Trifunac y Brady (1975) se puede notar que la progresión de la aceleración por nivel de intensidad es de 1.995 (consideramos 2), casi en el mismo rango que para la progresión de los espesores en el ejemplo de Sims (1973). Así, si consideramos un ratio de progresión de la deformación incluido entre $\sqrt{4}$ o $\sqrt{5}$, se puede proponer otra tabla de relaciones espesores/intensidades (Tabla 4). Si aplicamos esta tabla al afloramiento de la Calle Pinzón, aparecen numerosas intensidades de X y XI incompatibles con la sismicidad histórica (Tabla 3). Tampoco este modelo parece ser aplicable al caso particular de Quito, aunque no se debe descartar la posibilidad de intensidades de este rango si consideramos que el sismo máximo probable para la falla inversa de Quito ha sido estimado de una Magnitud alrededor de Ms: 7 y que su periodo de retorno estaría entre los 1500 a 4000 años (Soulas et al., 1991), que se acerca al tiempo de registro que estamos analizando con estos métodos paleosismológicos; sin embargo, seis sismos de intensidad superior o igual a XI parece demasiados para un lapso de tiempo del orden de 1000 años.

Si mantenemos los ratios de progresión de espesores $\sqrt{4}$ o $\sqrt{5}$ o el ratio de progresión de las aceleraciones 2, podemos proponer otra tabla de relaciones intensidades/espesores, que sería intermedia entre los valores definidos por el solo análisis comparativo (Tabla 1) y la definida con los datos de deformación provenientes de la presa Van Norman (Tabla 4). Consideramos por ejemplo, en base de la Tabla, intensidades de VI para todas las deformaciones que no sobrepasan los dos centímetros de espesor. De esta nueva base resultan los valores de la Tabla 5. Según estos nuevos valores se obtiene el histograma D de la Tabla 3 que muestra una sorprendente compatibilidad con la sismicidad histórica. La deficiencia de los sismos de intensidad VI (se esperaba unos treinta eventos por esta duración de 1000 años) se debe a lo que los pequeños sismos no se registran tan fácilmente como los mayores y porque además, seguramente algunos fueron borrados por los sismos de intensidad superior o igual a VIII, los cuales afectan espesores más grandes de sedimentos. Se puede notar a la base de la Figura 3 una gran cantidad de sismos de intensidad VI-VII gracias a la presencia de algunos decímetros de laminillas lacustres no afectadas por un sismo fuerte; es decir que estas sismitas centimétricas se preservaron y además, se observan mejor gracias a la buena referencia geométrica que ellas constituyen. Con este histograma, se puede notar también la presencia de un nivel al cual fue atribuida una intensidad X, superior a las que se encuentran en la sismicidad histórica. Hay que mencionar también que este nivel de paleolicuación se encuentra en varios lugares de la ciudad (arena volcánica como capa guía) lo que también está en favor de un sismo de intensidad mayor. Esto era de esperarse, según se discutió en el párrafo anterior.

De todas maneras, cualquier que sea la tabla considerada, hay que recordar que la edad está groseramente estimada. Se

asumió que el último nivel afectado tenía una edad de 1410 años después de Cristo, pero se podría considerar la erosión de algunos metros de depósitos desde el siglo XVII o cambiar el valor promedio de la tasa de sedimentación que se ha considerado. La paleosismicidad propuesta en el histograma (D) muestra una buena compatibilidad con la sismicidad histórica si se mantiene una edad estimada de 1000 años para los veinte niveles de paleolicuación.

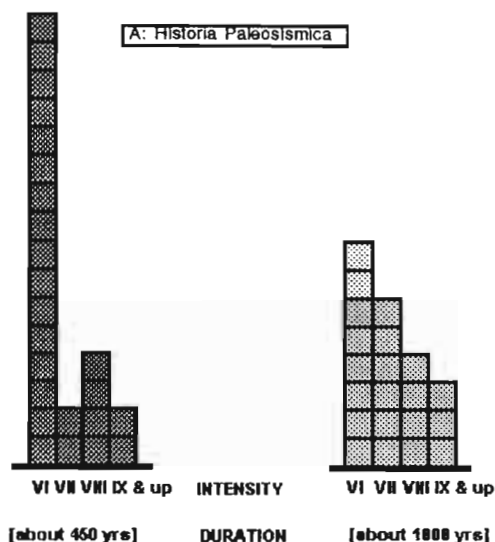
4. CONCLUSIONES

A pesar de todas las limitaciones del análisis de la paleolicuación con fines de reconstrucción paleosísmica, este método se constituye por el momento en la única manera de estudiar la sismicidad que sobrepasa los 500 años de edad o de tiempo de recurrencia. A fin de comparar los datos de la sismicidad histórica y los que provienen del análisis de la paleolicuación registrada en los depósitos cuaternarios de las paleolagunas de Quito, este trabajo se ha enfocado en el afloramiento de la calle Pinzón en el que se identificaron unos veinte niveles de sismitas. Con un análisis comparativo de las diferentes intensidades de deformación, se ha tratado de asignar intensidades sísmicas a cada evento, asumiendo que la licuación se produce con una intensidad mínima de VI. El histograma de distribución de intensidades para sismitas encontradas no difiere mucho con el de sismicidad histórica aunque éste último tiene un mayor número de eventos, como era de esperarse. Se consideraron datos de paleolicuación cuaternaria provenientes de California con los cuales se estimó una progresión de los espesores de deformación por nivel de intensidad con un ratio de $\sqrt{4}$ o $\sqrt{5}$, progresión que se encuentra en el mismo rango que la de las aceleraciones según la fórmula de Trifunac y Brady (1975) de relación entre aceleración e intensidad, $\log(a_H) = 0.014 + 0.30.I_{MM}$, es decir con un ratio de 2. Para el caso de Quito, se tomó una base de 2 cm de deformación para un sismo de intensidad VI y se generó una escala de deformaciones con la intensidad tomando en cuenta la progresión definida. De la escala así establecida se encuentra una buena compatibilidad entre la información histórica y la paleosísmica para los sismos de intensidades iguales a superiores a VII, proyectándose además que ocurrió un sismo de intensidad X, el que no aparece en el registro de 450 años de la sismicidad histórica, pero que es esperable de acuerdo con la recurrencia establecida para el sismo máximo probable de la falla de Quito.

Durante el estudio, no se han encontrado otros afloramientos tan completos como el de la calle Pinzón, pero las deformaciones de los sismos mayores se encontraron también en otras excavaciones de la ciudad. En el futuro, con más dataciones, se podrían afinar las correlaciones y así, se podría tener un calendario paleosísmico más amplio donde solo se tomarían en cuenta estos sismos mayores, los cuales son menos afectados por las limitaciones del método. De

Tabla 3: Sismicidad histórica y histogramas de repartición de las intensidades.

AÑOS	INTENSIDAD (MSK)			
	>V to VI	>VI to VII	>VII to VIII	>VIII
2000		1987		
1950	1938 1942	1923		
1900	1906			
1850	1870			1868 1859
1800	1787 1764 1759 1757		1797	
1750	1754 1736		1755	
1700	1698			
1650	1662 1660			
1600	1645 1627			
1550			1587	
1500			1541	
Total	16	2	4	2



B: Sismicidad deducida del análisis comparativo de las estructuras de licuefacción (calle Pinzón)

C: Sismicidad deducida del afloramiento de la calle Pinzón, basad sobre las relaciones entre paleolicuefacción e intensidad, a partir de ejemplos descritos por Sims (1973) en California



D: Sismicidad deducida de los datos de licuefacción de Quito (calle Pinzón).

Una deformación básica de 2cm de espesor ha sido considerada correspondiendo a una intensidad de VI. Un coeficiente multiplicativo de $\sqrt{4}$ a $\sqrt{5}$ ha sido considerado para cada nivel de intensidad.

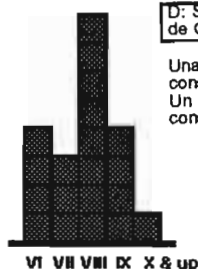


Tabla 4: Escala de espesores de sedimentos afectados por licuación y las intensidades sísmicas, deducidos de los datos

Intensity	THICKNESS (cm)										
	1	5	10	15	20	25	30	35	40	45	50 55 & +
VI											
VII											
VIII											
IX											
X											
XI											

Tabla 5: Escala de espesores de sedimentos afectados por licuación y las intensidades sísmicas, considerado por el caso de Quito.

Intensity	THICKNESS (cm)										
	1	5	10	15	20	25	30	35	40	45	50 55 & +
VI											
VII											
VIII											
IX											
X											

todos modos, viendo la descripción de la sismicidad histórica, la larga lista de fuentes sismogénicas peligrosas para la ciudad y, tomando en cuenta el mecanismo de

generación de terremotos, no se podría esperar tener una recurrencia regular de los eventos sísmicos que afectaron Quito. La paleosismicidad de la ciudad corresponde a una

mezcla de las recurrencias de cada rasgo tectónico superficial y de los sismos de subducción. Obviamente, los terremotos de cada rasgo muestran recurrencias que pueden pasar los cinco siglos. Estos extensos periodos de retorno se podrían determinar gracias al análisis de la paleolicuación como la presente, trabajando no en la cubeta de Quito únicamente, sino en paleoambientes favorables más cercanos a cada una de las fallas sismogénicas. Se necesita todavía una buena calibración de la escala de intensidades con algunos sismos históricos bien conocidos. Un largo estudio en todo el país podría permitir establecer esta calibración y además conocer con más precisión la repartición

geográfica de los sismos mayores.

Finalmente, vale la pena enfatizar en la gran necesidad de conocer mejor los depósitos holocénicos y cuaternarios no solo andinos sino en todo el país, así como también la necesidad de dataciones que permitan realizar y afinar estudios de detalle como el presente.

Agradecimientos: Agradecemos a los ingenieros, arquitectos y dueños de los terrenos donde se realizaban las excavaciones por permitirnos el libre ingreso para realizar la presente investigación.

BIBLIOGRAFÍA

- BONILLA M., MARK R., LIENKAMPER J. (1984).- Statistical relations among earthquake magnitude, surface rupture length and surface fault displacement.- *Bull. Seism. Soc. Am.*, 74, (6), pp. 2379-2411.
- COJAN I., THIRY M. (1992).- Seismically induced deformation structures in Oligocene shallow-marine and aeolian coastal sands (Paris Basin).- *Tectonophysics*, 206, pp. 79-89.
- DARVE F, FLAVIGNY E (1978).- Simulation de la liquéfaction des sols avec une loi incrémentale.- *Matériaux et structures sous chargement cyclique*, Palaiseau, Assoc. Amic. Ing. Anc. Elevees de l'E.N.P.C., pp. 101-105.
- DAVENPORT C., RINGROSE P., BECKER A., HANCOCK P., FENTON C. (1989).- Geological investigations of late and post-glacial earthquake activity in Scotland.- *SGREGEREN and P. W. BASHAN (eds.)*, *Earthquakes at North-Atlantic Passive Margins: Neotectonics and Post-glacial Rebound*, pp. 175-194.
- DAVILA F. (1990).- Geodinámica plio-cuaternaria de la cuenca de Latacunga - Ambato, Callejon interandino entre Salcedo y Pillaro.- *Tesis Politécnica Nacional, Quito*, 192 p.
- DEL PINO I., YEPES H. (1990).- Apuntes para una historia sísmica de Quito.- *Centro Histórico de Quito. Problemática y perspectivas. Dirección de Planificación. I. Municipio de Quito, Ecuador*.
- EGO F. (1992).- La tectónica activa en el Norte de los Andes Ecuatorianos.- *Inf. Cient. IFEA, Quito*, 9 p.
- Grupo Local de Trabajo (1993).- Proyecto escenario de daños por terremotos en Quito.- *Informe técnico preliminar, Compilado por OYO Corporation, Japan*.
- ISHIHARA K. (1985).- Stability of natural deposits during earthquakes.- *Proc. 11th International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, San Francisco*, Vol. 2, pp. 321-376.
- ISHIHARA K., HSU H. L. (1986).- Considerations for landslides in natural slopes triggered by earthquakes.- *Proc. of JSCE*, N° 376/III-6, 16 p.
- GEOTÉCNIA Y CIMENTOS III (Jimenez Salas coord. (1980).- Tomo III.- *Editorial Rueda, Madrid*, pp. 751-998.
- KUENEN P. H. (1958).- Experiments in Geology.- *Geol. Mag.*, 23, pp. 1-28.
- LIBRO PRIMERO DE CABILDOS DE QUITO (1934).- Tomo I de 1534 a 1539, Tomo II de 1539 a 1543. *Archivo Municipal de Quito*.
- MONTENAT C., BARRIER P., OTT D'ESTEVOU P. (1991).- Some aspects of the recent tectonics in the Strait of Messina, Italy.- *Tectonophysics*, 194, pp. 203-215.

- MORNER N. A. (1985).- Paleoseismicity and geodynamics in Sweden.- *Tectonophysics*, 117, pp. 139-153.
- PECKER A. (1985).- Comportement des sols sous chargement cyclique.- *Génie Parasismique*, Paris, 1105 p.
- PLAZIAT J. C., POISSON A. M. (1992).- mise en évidence de plusieurs séismes majeurs dans le Stampien supérieur continental au sud de Paris: enregistrements sédimentaires de la tectonique oligocène.- *Bull. Soc. géol. France*, t, 163, n°5, pp. 541-551.
- RINGROSE P. S. (1989).- Palaeoseismic liquefaction event in late Quaternary lake sediments at Glen Roy, Scotland.- *Terra Nova*, Vol. 1, pp. 57-62.
- RODRIGUEZ DE AGUAYO P. (1965).- Descripción de la ciudad de Quito y vecindad de ella. Por el arcediano de su iglesia.- En: JIMENEZ DE LA ESPADA M., *Relaciones Geográficas de Indias-Perú, Biblioteca de Autores Españoles. Tomo II, Madrid*.
- SIMS J. D. (1973).- Earthquake-induced structures in sediments of Van Norman Lake, San Fernando, California.- *Science*, Vol. 182, pp. 161-163.
- SIMS J. D. (1975).-Determining earthquake recurrence intervals from deformational structures in young lacustrine sediments.- *tectonophysics*, 29, pp. 141-152.
- SOULAS J. P., EGUEZ A., YEPES H., PEREZ H. (1991).- Tectónica activa y riesgo sísmico en los Andes Ecuatorianos y el extremo Sur de Colombia.- *Bol. Geol. Ecuat.*, Vol. 2, N° 1, pp. 3-11.
- TRIFUNAC M. D., BRADY A. G. (1975).- On the correlation of seismic intensity scales with the peaks of recorded strong ground motion. *Bull. of Seism. Soc. of America*, Vol. 65, N° 1, pp. 139-162.
- VITTORI E., SYLOS S., SERVAI I. (1991).- Paleoseismology: review of the state-of-the-art.- *Tectonophysics*, 193, pp. 9-32.
- WINTER T. (1990).- Mécanismes des déformations récentes dans les Andes équatoriennes.- *Thèse Univ. Paris-Sud, Orsay*, 205 p.
- YEPES H., RAMON P., EGUEZ A., FERNANDEZ J. (1990).- Estudios de riesgo sísmico para las obras complementarias del proyecto Papallacta.- *Inf. Ined. EMAP-Quito*.
- YOUD T. L. (1984).- Recurrence of liquefaction at the same site.- *8th World Conference on Earthquake Engineering*, Vol. 3, pp. 231-238.
-

TEFROESTRATIGRAFIA HOLOCÉNICA DE LOS VOLCANES PRINCIPALES DEL VALLE INTERANDINO, ECUADOR

Minard L. Hall* y Patricia A. Mothes**

Resumen

Varias unidades de cenizas volcánicas producidas por erupciones durante el Holoceno sirven como importantes capas guías estratigráficas en el Valle Interandino. Aquí se presentan columnas estratigráficas generales para 9 volcanes con el control radiométrico correspondiente. Dado a que los minerales y sus abundancias, así como otras características de los componentes de estas capas son distintos y únicos para cada volcán, es posible identificar en general cada ceniza y así su fuente. También se incluye un gráfico cronológico de las principales erupciones del Holoceno que generaron capas guías y un mapa de las distribuciones máximas de ceniza por cada centro eruptivo. La información presentada será de utilidad para los arqueólogos, geólogos, pedólogos y volcanólogos.

INTRODUCCIÓN

En el Valle Interandino se observan muchas capas de ceniza volcánica originadas como depósitos de caída. Ellas también denominadas “tefras”, son los productos eruptivos que luego de haber llegado a gran altura en la columna eruptiva, son transportadas a grandes distancias por los vientos dominantes. Muchas cenizas tienen rasgos mineralógicos distintos que favorecen su identificación en el campo. Debido a su amplia distribución algunas capas de cenizas son sumamente útiles como capas guías, representando un instante en tiempo geológico para llevar a cabo estudios volcanológicos, arqueológicos, limnológicos, así como investigaciones de geomorfología, historia glacial, paleosismología, paleontología y de suelos, entre otros. La importancia de una capa guía aumenta enormemente si ha sido fechada por el método de Carbono 14, proveyendo así entonces, un control de tiempo absoluto en cada corte estudiado, a veces aplicable sobre grandes regiones.

Los volcanes con composiciones magmáticas que tienen un alto contenido de sílice ($\geq 62\% \text{ SiO}_2$)—tipo dacita a riolita, generalmente producen erupciones plinianas cuya nube eruptiva podría llegar a 50+ km de altura sobre el cono e inyectar enormes cantidades de ceniza fina en la estratósfera (Sparks y Walker, 1977). Al llegar a estas alturas se ve el desplazamiento sotovento de la ceniza por los vientos y luego su debida depositación. Se observa que el espesor del depósito y el tamaño de las partículas de la ceniza serán más grandes en las cercanías del volcán, mientras que al alejarse de éste se nota una disminución progresiva de estos parámetros.

Una de las erupciones plinianas más destacadas en tiempos recientes era la del volcán Pinatubo (Filipinas), el cual en 1991 erupió 5 km³ de magma y cuya ceniza fue transportada a todas partes del mundo por los vientos globales de la estratósfera (AGU, 1992).

Ejemplos de grandes erupciones cuyas cenizas fueron dispersadas sobre amplias extensiones de la Sierra incluyen las erupciones del volcán Quilotoa hace 800 años y dos del Cotopaxi hace 4500 y 6300 años. En los tres casos los volúmenes de magma expulsado excedieron los 5 km³ y la correspondiente

* Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional, Quito

** Miembro del Colegio de Geógrafos del Ecuador

dispersión de las cenizas cubrió más que 15.000 km² en el Valle Interandino y los flancos exteriores de los Andes. Sus depósitos de pómez y líticos son capas guías por excelencia en la región enmarcada entre Quevedo al O, Píllaro al S, Chiriboga al NO y Olmedo al N y Cosanga al E, todo esto para dar al lector una idea de la importancia de la distribución de estas cenizas.

En contraste, las erupciones de volcanes como el Antisana y Tungurahua cuyos magmas son de carácter andesítico (~55-60% SiO₂), producen en general columnas de ceniza que no llegan a gran altura, más bien quedan sometidas a la influencia de los vientos superficiales, lo que da una distribución limitada de ceniza.

También hay que destacar que los volúmenes de magma expulsados por estas erupciones generalmente de estilo Estromboliano, están medidos en menos de 0.5 km³, otro aspecto que resulta en una dispersión limitada. En el Valle Interandino los vientos superficiales predominantes provienen del S-SE-E y llevan las tefras al N-NO-O del cono, respectivamente. Sin embargo las cenizas finas que llegan a la estratósfera, más allá del efecto de los vientos locales, se dispersarán ampliamente, como vimos en los casos del Quilotoa y Cotopaxi.

Aquí presentamos los resultados de muchos estudios sobre las tefras, su mineralogía y las secuencias de caídas generadas en erupciones de 10 volcanes desde la terminación del último máximo glacial, hace aproximadamente 11,000 años antes del presente (aAP). Incluyen los volcanes Antisana, Cotopaxi, Quilotoa, Guagua Pichincha, Ninahuilca, Pululahua, Cuicocha, Tungurahua, Chimborazo y Cayambe, los cuales produjeron las erupciones más importantes durante esta época. Varias emisiones de cenizas de estas erupciones sirven en forma efectiva como capas guías, debido a su amplia distribución y rasgos mineralógicos fácilmente identificables.

En la identificación de las unidades, se ha encontrado que los siguientes aspectos son muy importantes: la secuencia de unidades; el color de la unidad; contenido relativo de pómez y fragmentos líticos; el color, vesicularidad y mineralogía de la pómez; y el color y carácter de los líticos. En las descripciones que se presentan a continuación se ha dado mucho énfasis a la composición mineralógica de la pómez (CMP), que se obtiene al moler la pómez, lavar y batear el polvo resultante con agua, así eliminando el flotante (vidrio volcánico) y salvando los minerales pesados. Se aprendió que los minerales y su abundancia relativa son características únicas y distintas para cada volcán, y varían muy poco entre una erupción y otra.

El control cronológico empleado aquí se basa principalmente en el método de datación por radiocarbon (C14), el cual tiene ciertos problemas que el lector debe tomar en

cuenta. En primer lugar dataciones de los últimos 500 años llevan un error inherente grande, debido a problemas analíticos. Segundo, en la datación de suelos también existe un margen de error medido en cientos de años, mientras que en la datación de leña carbonizada o turba, en general se obtienen valores más precisos. Por último, se sabe que dataciones de C14 medidas en decenas de miles de años son típicamente subestimadas por varios miles de años; existe un factor de corrección pero no está empleado aquí. Los autores estarían muy agradecidos por el suministro de información adicional que mejoraría el enfoque del estudio y corregiría cualquier error que se encuentre.

VOLCÁN CUICOCHA

Generalidades:

El volcán Cuicocha forma parte del complejo volcánico Cuicocha-Cotacachi, el mismo que cuenta con una larga historia eruptiva, siendo solamente el Cuicocha que registra erupciones en tiempos recientes (Hillebrandt, 1989). Se lo ubica a pocos kilómetros al NO de las poblaciones de Otavalo y Cotacachi. Comprende una caldera de 2.5 km de diámetro y cinco domos lávicos distribuidos en el borde de esta caldera y en las dos islas en la laguna que actualmente ocupa la caldera. Enormes depósitos de flujos piroclásticos generados durante las últimas erupciones comprenden las grandes planicies que encierran a la caldera y se extienden hasta Otavalo y Cotacachi. Depósitos masivos de brecha lávica, resultantes del colapso de los domos, se encuentran a lo largo del filo oriental de la caldera.

Historia Eruptiva Reciente:

El complejo volcánico de Cotacachi ha tenido una larga historia que vio numerosos centros de actividad distribuidos sobre todo el edificio. La actividad eruptiva de estos centros parece ser más antigua que los 40.000 aAP, siendo solamente el volcán Cuicocha que ha sido activo en épocas recientes (Hillebrandt, 1989). Se han identificado por lo menos 3 períodos de actividad del Cuicocha, los cuales se describen en la columna presentada en la Fig. No. 1. Cada evento está caracterizado por una roca similar, o sea una dacita de color gris claro, con fenocristales de hornblenda, hipersteno, plagioclasa y cuarzo.

El período más antiguo, Fase D, corresponde a las erupciones que terminaron con la formación del Domo Cuicocha y flujos de colapso del domo, cuyos depósitos se observan en varios lugares cerca a la laguna. Hasta ahora no se ha identificado aún una caída de piroclastos que correspondería a este evento. Aunque se desconoce su edad absoluta, nos parece

Figura 1 : Volcán Cuicocha
Columna Estratigráfica Condensada

cm	unidad	Descripción del depósito	edad aAP
50		Suelo actual: arenoso, color café	
	CUI B	Oleadas, flujos piroclásticos y caídas. Caída: lapilli fino y ceniza gruesa gris de pómez y líticos. Pómez blanca amarillenta. CMP: plag. 70%; hbd. 25%; hip. 1%; mgt 5%; czo 1%. Formación de domos de Isla Wolf.	2990 ± 300
15		Paleosuelo negro, arenoso	
	CUI C	Flujos piroclásticos masivos y oleadas. Caídas de lapilli de pómez en la región. Pómez gris clara. CMP: similar a la unidad B. Formación de domos de la Isla Yeroví.	3100 ± 150
25		Paleosuelo orgánico, negro, arcilloso	
	CUI D	Formación del domo Cuicocha y su colapso-evento local; no generó mucha ceniza aérea.	
75		Paleosuelo orgánico, negro, arcilloso.	

Tomado de Hillebrandt (1989)

Abreviaciones usadas en las columnas estratigráficas:

aAp	años ante del presente
cm	centímetro
fxles	fenocristales
CMP	composición mineralógica de la Pómez
hbd	hornblenda
fs	feldespato
plag	plagioclasa
mgt	magnetita
czo	cuarzo
hip	hipersteno
biot	biotita
aug	augita
oliv	olivino
xls	cristales
tr	traza
mat	material
fp	flujo piroclástico
sf	sin fecha

CAY	Cayambe	QUIL	Quilotoa	COTO	Cotopaxi
CUI	Cuicocha	NIN	Ninahuilca	GPHL	G. Pichincha
CHAC	Chacana	PUL	Pululagua	ANT	Antisana

que precedió a la erupción subsecuente por pocos cientos de años.

La Fase C fue caracterizada por erupciones poderosas que dieron lugar a grandes flujos piroclásticos y oleadas que descendieron por todos los flancos llegando hasta Otavalo y Cotacachi; esto a la vez resultó en la formación de la caldera actual por colapso. Las caídas de lapilli y ceniza fueron depositadas principalmente al O del centro, sin embargo, parece que existen cenizas de este evento intercaladas en los sedimentos de las lagunas Cunro y San Pablo (Athens 1990; Steinitz-Kannan y otros, 1988). En adición se han visto en Mojanda y en el valle de Cayambe, donde subyacen a un

horizonte cultural.

El depósito de caída consiste en lapilli y ceniza con mucha pómez y pocos líticos. La pómez es de color gris claro, liviana, bien vesiculada y contiene abundantes fenocristales de plagioclasa, cuarzo y hornblenda y pequeños cristales de hipersteno y magnetita. Otra característica de esta unidad son los fragmentos de roca hidrotermalmente alteradas y basaltos antiguos. Las oleadas que finalizan esta actividad han sido datadas en 3100 ± 150 aAP. La erupción concluyó con la formación de los domos de la Isla Yerovi.

Unos cientos de años más tarde, las erupciones de la Fase B

Figura 2: Volcán Cayambe
Columna Estratigráfica Cendensada

cm	unidad	Descripción del depósito	edad aAP
30		Suelo actual, arenoso, café	
19	CAY 1	Flujos piroclásticos y colapso de domo. Caída: lapilli arenoso de líticos afíricos grises y ceniza mediana kaki. Pómez gris a kaki, densa, poca vesiculada. CMP: hbd 8%; plag 60%; mgt 7%; czo 4%; hip tr.	≈ 600 est
9		Paleosuelo negro con raíces y carbón. Ceniza de líticos grises en la base.	
19	QUIL 1	Caída: ceniza fina, crema-kaki, con lentes de máficos. Abundante biot pequeña dorada 8%; mgt 2%; plag 58%; hbd 2%; 30% pómez.	810
21		Paleosuelo negro, orgánico	
1	?	Caída: ceniza fina, kaki, anaranjada	1500
3		Paleosuelo kaki	
4	CAY 2	Caída: ceniza arenosa de líticos grises. Abundante hbd 7%; plag 79%; hip 8%; czo 3%.	1700
13		Paleosuelo chocolate; abundante mat orgánico	
24	CAY 3	Caída: ceniza fina kaki. Fina al tope, gruesa a la base con lapilli de líticos porfiríticos grises. Fxles: hbd, mgt, plag.	2000
5		Paleosuelo negro formado de ceniza abajo.	
8	PUL 1	Caída: ceniza mediana, kaki. No xls visibles.	2300
10		Paleosuelo con restos de plantas.	
6	CUI B	Caída: ceniza gruesa de líticos porfiríticos grises. Buen sorteo. Fxles: hbd 7%; plag 63%; hip 3%; mgt 4%; czo 3%.	2990
14	CUI C	Caída: ceniza fina kaki. Al tope es un suelo incipiente	3100
25		Paleosuelo chocolate, orgánico	
6	CAY 4	Caída: ceniza arenosa gris de líticos y pómez	3600
16	?	Caída: ceniza mediana, kaki. Biot? Paleosuelo incipiente al tope.	
12	?	Caída: ceniza fina, kaki amarillento	
10	CAY 5	Caída: ceniza de arena gruesa de líticos. Fxles: hbd 5%; plag 64%; mgt 4%; hip 2%; czo 5%.	
10		Paleosuelo negro con mucho material negro	
85	CAY 6	Caída: ceniza fina crema rosada con laminaciones delgadas y lentes de pómez grueso. Fxles: plag 72%; hbd 5%; mgt 5%; czo 3%; hip tr.	4200 est
130		Paleosuelo negro con alto contenido orgánico	
13	?	Caída: ceniza arenosa gruesa de líticos y pómez amarillento. Fxles: hbd 15%; mgt 5%; hip 3%; czo 3%; plag 73%; biot 1%.	9500 est
	MOR	Morrena glacial con 2 capas de ceniza al tope	?

Basada en apuntes de Mothes y Hall (1994) y de Oliviera (1985)

generaron otros flujos piroclásticos y oleadas menos voluminosos los cuales viajaron también pendiente abajo y cubrieron el abánico piroclástico ya existente. La formación de los domos de la Isla Wolf de la Laguna Cuicocha finalizó la actividad de esta fase.

La caída de piroclastos también se detecta dispersada sobre la

región, pero su presencia no es tan obvia como la de la Fase C. Petrográficamente la caída es idéntica a la del evento C en cuanto a su color, los minerales y sus porcentajes y los fragmentos líticos. La datación del flujo piroclástico da una edad de 2990 ± 300 aAP (M. Rubin, com pers., 1987). No se ha reconocido actividad adicional en el Volcán Cuicocha desde esa edad.

VOLCAN CAYAMBE

Generalidades:

El volcán Cayambe es un gran estratocono de la Cordillera Real, ubicado 15 km al E de la ciudad de Cayambe. La estructura, cuyo diámetro basal mide 16 km, a partir de los 3800 m, está conformada por tres edificios volcánicos y parece que la parte más antigua pertenece a una caldera cuyas rocas están fechadas en aproximadamente 250.000 aAP (Barberi et al., 1988). Se observa que había una migración del punto de emisión desde al O hacia el NE donde actualmente está ubicado el domo más joven. La cumbre del cono antiguo mide 5790 m, mientras el domo joven, ubicado 1.5 km al NE, mide 5490 m. Los flancos superiores del Cayambe están cubiertos por un casquete glacial, que baja hasta 4500 m en su lado oriental. Valles glaciales profundos en forma de "U" radian por todos lados del volcán.

Historia Eruptiva Reciente:

A pesar que no se sabe todavía cuando inició la actividad eruptiva en el domo nuevo, parece que ha tenido épocas eruptivas de por lo menos cada mil años aproximadamente desde hace ~4000 años. La actividad eruptiva Holocénica ha sido caracterizada por la generación de flujos piroclásticos, colapsos de domos, caídas de piroclastos, flujos de lava y lahares. La roca eruptiva típica es una dacita gris con fenocristales grandes de hornblenda, plagioclasa, magnetita, hipersteno y una traza de biotita. La pómez es gris a kaki, densa, poca vesiculada y contiene las mismas fenocristales descritas arriba. También se observa pómez de color claro con bandas gris oscuras, sugiriendo que se trata de una mezcla de magmas antes de erupcionarse.

Parece que todos los flujos han sido restringidos y canalizados por las quebradas que drenan los flancos N-NE del volcán y entran eventualmente en el río Coca. Al bloquear el drenaje del río Azuela, se formó la laguna de San Marcos. En los alrededores del edificio se observa una serie de tefras que sobreyace las morrenas glaciales que probablemente datan a ~13.000-11.000 aAP, pero posiblemente tiene una edad mucha más reciente. La mayoría de las caídas de piroclastos no ha sido del tipo pliniano en el senso estricto, o sea no ha depositado capas gruesas ni ha producido mucha pómez. Más bien parece que la mayoría de las caídas está relacionada con nubes de ceniza fina generadas por flujos piroclásticos y colapso de domos. Por esto las erupciones recientes de Cayambe generalmente no han formado capas guías de distribución amplia. Sin embargo, vale indicar que las caídas más notables, denominadas (CAY2, CAY3, CAY4 y CAY6) aparecen en la Laguna de Cunro, 15 km al NO de Cayambe, de donde sedimentos y cenizas fueron muestreados y estudiados por Steinitz-Kannan y otros (1988) y De Oliveira (1985).

Además se ve la presencia de la capa gruesa de CAY6 en el valle de Cayambe en una excavación arqueológica así como de la ceniza más reciente, CAY1, en la zona de Borja, donde tiene un espesor de casi 10 cm. En base de dataciones y tazas de sedimentación, De Oliveira (1985) asignó edades aproximadas a las cenizas, las mismas que se reportan aquí.

Presentes en la columna están caídas de erupciones plinianas de origen lejano. Incluyen las cenizas de Quilotoa (QUIL1) que han sido trazadas desde Quilotoa hasta los alrededores de Guagua Pichincha y Quito y hasta la planicie de Cayambe y la laguna Cunro donde la base de la ceniza está fechada en ~900 aAP (Steinitz-Kannan y otros, 1988).

Además, las erupciones importantes de Pululahua y Cuicocha han dejado sus capas de ceniza (PUL1, CUIB y CUIC) en la zona del volcán Cayambe. Adicionalmente, tres o cuatro otras capas de cenizas, cuyas fuentes no se han establecidos aún, están consideradas a no pertenecer al Cayambe debido a su buen sorteo y textura fina.

La mayor parte del paquete de cenizas sobreyace un suelo negro grueso que contiene un alto contenido orgánico. Dado el espesor (1.3m) de este suelo y la ausencia de distintas capas de cenizas intercaladas, parece que Cayambe y los otros volcanes cercanos no produjeron erupciones significativas en un intervalo estimado de 3.000 a 4.000 años. Toda la secuencia de cenizas y el suelo grueso sobreyace una morrena glacial cuya edad aún no es conocida, sin embargo es probable que está relacionada con el último máximo glacial, cuya edad es de 13.200 aAP en el área de Papallacta.

Pero, observando que todas las capas de ceniza son aparentemente más jóvenes, se propongo que la morrena glacial podría tener un edad de aproximadamente 9.000 a 10.000 aAP.

VOLCÁN PULULAHUA

Generalidades:

El complejo volcánico del Pululahua ha tenido una larga historia eruptiva destacada por la generación de muchos flujos piroclásticos, el crecimiento de domos y su subsiguiente colapso, la formación de su caldera y más otros eventos interesantes. El complejo se ubica a pocos kilómetros al O de San Antonio de Pichincha, en las afueras al N de Quito. Está formado por una caldera de unos 3 km de diámetro abierta al O, la cual está encerrada por al menos 10 domos volcánicos localizados sobre los flancos circundantes o dentro de ella. Grandes abanicos formados por los depósitos de flujos piroclásticos, lahares, colapsos de domos y productos detríticos llenan todos los valles adyacentes y se inclinan radialmente hacia afuera.

Figura 3: Volcán Pululahua
Columna Estratigráfica Condensada

cm	unidad	Descripción del depósito	edad aAP
50		Suelo actual arenoso con fragmentos pumíticos	
	PUL 1	Serie de depósito de flujos piroclásticos y oleadas blancas grisáceas en las faldas del volcán. Flujo piroclástico gris claro en el fondo del valle con madera carbonizada	2285 2305 ±65
40	PUL 1	Caída: lapilli de pómez y líticos. Pómez blanca grisácea, densa, poco vesiculada. CMP: hbd acicular 20%; hip 3%; mgt 5%; plag transparente 70%; czo 3%	
500		Suelo incipiente con suelo retrabajado en las faldas; turba en el fondo del valle del río Monjas con capas delgadas de ceniza.	2650 6750
≥ 800	PUL 2	Discordancia erosional al tope. Colapso de domo: depósito monolítico de grandes bloques y ceniza café rojizo; más rojizo al tope. Contiene 25% de matriz y 70% de clastos angulares, a veces grandes. Dacita porfírica gris.	
3		Paleosuelo incipiente formado de ceniza fina	
≥ 2000	PUL 3	Colapso de domo: depósito de bloques y ceniza, más rojizo arriba y gris abajo, con clastos (50%) monolíticos angulares de dacita gris y matriz (50%). Pómez vuelve a ser más abundante en los extremos distales de la unidad. Piupas de desgasificación al tope.	10800 ± 800 11940 ± 300
20	PUL 3	Caída: lapilli de pómez gris y líticos	
25		Paleosuelo	
≥ 1000	PUL 4	Colapso de domo: depósito de bloques y ceniza. Principalmente clastos angulares de dacitas y pocos basaltos alterados de color verde. dacita porfírica gris oscura.	
		Discordancia erosional al tope. Formación San Miguel.	

Basada en apuntes de M. L. Hall

Historia Eruptiva Reciente:

Es bien conocido que el complejo Pululahua ha experimentado una historia complicada que aún nos falta aclarar. Se han identificado 4 eventos eruptivos principales en el sector de San Antonio, los cuales han sucedido durante el Holoceno. Vale indicar que típicamente se distingue la pómez de estas erupciones por su color blanco a gris claro, la presencia notable de fragmentos líticos alterados, y una composición mineralógica que consiste en 70% de plagioclasa, 20% de hornblenda, 1-3% de hipersteno, 5% de cuarzo y 3% de magnetita, aproximadamente; no se observa biotita ni clinoproxeno. A continuación se describen estos eventos y se presenta su columna estratigráfica en la Fig. No. 3.

El evento más antiguo (PUL4) está representado por un depósito de bloques dacíticos y ceniza, originado por el colapso de un domo del complejo; también, se incorporan muchos clastos de basalto alterado de color verde. Esta unidad se asienta sobre la superficie erosionada de la Fm. San Miguel. No se ha reconocido en la zona una caída importante de piroclastos que hubiera acompañado el evento. Un delga-

do paleosuelo se formó encima del depósito.

Sobreyacente a este suelo está el depósito del siguiente evento eruptivo, que consiste en una capa espesa y monolítica de bloques y ceniza (PUL3), producto del colapso de otro domo. Se caracteriza por el color rosado en su parte superior y el color gris en la parte inferior. El depósito contiene hasta 50% de material fino, lo demás son clastos de dacita gris. A veces se reconoce una caída de lapilli de pómez gris y líticos, la cual indica el inicio de la erupción. Existen dos dataciones de esta unidad, tomadas de leña carbonizada; son 11.940 ± 300 aAP (M. Rubin, com. pers., 1987) y 10.800 ± 800 aAP (OLADE, 1980). La unidad está cubierta por un suelo delgado o ceniza fina, lo que implica que probablemente no pasó mucho tiempo entre los dos eventos.

El penúltimo evento (PUL2) también corresponde al colapso de un domo, ubicado cerca del límite de la caldera. El dejó un enorme depósito monolítico de bloques dacíticos y ceniza café rojizo con clastos angulares que a menudo exceden el metro de diámetro y comprenden el 70% del total del depósito. Igual a los otros depósitos subyacentes la roca

dominante es de dacita porfírica gris con notables cristales de hornblenda, cuarzo y plagioclasa. No se ha reconocido una caída de piroclastos que hubiera acompañado a este evento. Posteriormente este depósito sufrió erosión y fue cubierto por 1-1.5 m de cangahua en las laderas del complejo, o por hasta 10 m de turba, esta última refleja condiciones pantanosas en el antiguo valle de San Antonio. Vale indicar que esta turba tiene una edad de 6750 aAP. (DGGM, 1980) en su parte inferior, mientras que su tope da la edad de 2650 aAP (Geotérmica Italiana, 1989).

El evento más reciente del Pululahua (PUL1) corresponde a una serie de flujos piroclásticos y oleadas, que fueron generados por erupciones en el centro de la caldera y que fluyeron pendiente abajo al E, S, N y probablemente al O. Los depósitos principales contienen pómez blanca grisácea con 5% de fragmentos de dacita porfírica gris o líticos alterados de color anaranjado. Se trata de oleadas con estratificación cruzada en las laderas superiores las cuales se convierten en flujos piroclásticos sin estratificación pendiente abajo.

Lo más interesante es una caída de lapilli y ceniza de pómez blanca que inició la erupción, la misma que se distribuyó sobre miles de kilómetros cuadrados en la región. Se la reconoce por su posición estratigráfica, la presencia de pómez blanca, los fragmentos líticos alterados de basalto y argilitas negras, y por su mineralogía característica. Esta caída ha sido reconocida en cortes hasta Cayambe al NE, al O hasta Tulipe y al S hasta San Juan entre Guagua Pichincha y Atacazo.

La datación de arbustos carbonizados en las oleadas ha reportado las edades de 2305 ± 65 aAP (Hall, 1977) y 2285 aAP (Isaacson, 1987). En el sitio arqueológico de Cotocollao (Villalba, 1988) el horizonte cultural cubierto por esta caída tiene una edad de 2485 ± 130 aAP (Peterson, com. pers., 1974).

VOLCÁN GUAGUA PICHINCHA

Generalidades:

El volcán Guagua Pichincha, ubicado a unos 9 km al O de Quito, es el centro de emisión joven, localizado al extremo occidental del complejo volcánico Pichincha, que comprende dos antiguos centros ya apagados, Rucu-Pichincha y Condor-Huarchana. Representa un estratovolcán activo cuya cumbre forma parte de una serie de picos que dan la forma de herradura que se abre hacia el Occidente, definiendo así un anfiteatro o caldera joven que mide 1.6 km de diámetro con una profundidad de casi 700 m. Su piso está ocupado por un pequeño domo volcánico, que da origen a mucha actividad fumarólica y a explosiones freáticas.

Dicha herradura representa el remanente de los flancos de un estratovolcán más antiguo, cuya cumbre se derrumbó y des-

lizó al O hace muchos milenios (Hall, 1977; Geotérmica Italiana, 1989). Los flancos y laderas del Guagua Pichincha están cubiertos por apreciables depósitos de tefra, flujos piroclásticos, lavas y flujos de escombros.

Historia Eruptiva Reciente:

La historia del volcán Pichincha ha sido estudiada en detalle por Geotérmica Italiana (1989), cuyo informe constituye la base de esta sección. Es claro que este centro volcánico cuenta con una historia mucho más activa que los otros volcanes de la Cordillera Occidental, lo que se puede apreciar en la Fig. No. 4. En la siguiente discusión se enfocarán aquellos eventos eruptivos que probablemente generaron caídas de piroclastos con amplia distribución.

Sin duda alguna la erupción de 1660 DC (290 aAP) es la que ha tenido el mayor impacto por el efecto de las cenizas en tiempos históricos en la Provincia de Pichincha, pues cenizas de este evento se encuentran dispersas sobre gran parte de la provincia: al E hasta Cumbayá, al S en Atacazo y Chillogallo, y al O hasta Mindo. La caída de cenizas provocó varios problemas en Quito (Egred, 1992). Se caracteriza la ceniza como de color gris amarillento con pómez microvesicular con pequeños (1mm) fenocristales de plagioclasa, hornblenda e hipersteno.

Se reporta también una serie de erupciones en los años 1566 a 1582 DC, las cuales no han dejado un buen registro en la tefro-estratigrafía local (Geotérmica Italiana, 1989), y por lo tanto se duda que generaron capas guías útiles.

La erupción de 970 DC (980 aAP), una de las más importantes en tiempos recientes, dió lugar a la formación de flujos piroclásticos y oleadas. Tuvo importantes caídas de lapilli y ceniza de pómez y líticos cuyo carácter es muy similar a los de la erupción de 1660 DC. En cuanto a su distribución se la ve al NO en la zona de Mindo y Tulipe donde figura en los sitios arqueológicos de Lippi (1988) y Isaacson (1987). Sin embargo parece que la caída se extendió también al O y posiblemente al SO, aspecto no apreciado en el estudio de Geotérmica Italiana (1989). La distribución de esta caída fue significativamente mayor y más amplia que la de 1660.

La caída asociada con la erupción de 550 DC (1400 aAP) tiene muchas de las mismas características de los depósitos de las erupciones posteriores, salvo que es más arenosa y la pómez es más vesicular y contiene fenocristales poco más grandes de plagioclasa, hornblenda e hipersteno. Su distribución está parecida a la de la erupción de 970 DC.

Varios estratos piroclásticos que se encuentran intercalados entre los eventos GPHI-3 y GPHI-5 de la Geotérmica Italiana (1989), nos parecen correlacionar mejor con erupciones sucesivas del volcán Ninahuilca (Vea unidades NIN A, B, C y D en la Fig. No. 4), evidencias de las cuales aflora claramente

Figura 4: Volcanes Guagua Pichincha & Ninahuilca
Columna Estratigráfica Condensada

cm	unidad	Descripción del depósito	edad aAP
20		Suelo actual, arenoso, color café	
15	GPH L1	Caída: lapilli de pómez y líticos. Flujos piroclásticos en las cercanías del cono. Pómez gris amarillenta, microvesiculada. CMP: pequeños fxles (≈ 1 mm), plag 67%; hbd 15%; hip 5%; mgt 3%.	290
30		Paleosuelo limoso de color negro	
40	GPH L2	Caída: lapilli de pómez y líticos oxidados. Flujos piroclásticos y oleadas. Pomez gris amarillenta, microvesicular. CMP: pequeños fxles (≈ 1 mm), plag 60%; hbd 30%; hip 5%; mgt 5%.	980 $\pm$ 80
40		Paleosuelo negro o localmente material detrítico	
30	GPH L3	Flujos piroclásticos y oleadas. Caída: arena y lapilli de pómez y líticos rojos. Pómez gris kaki; más vesicular que GPH L1 & 2. Fxles poco más grandes de plag (2-3 mm); hbd (≈ 2 mm); hip.	1400 $\pm$ 80
40		Paleosuelo orgánico, negro	
4	PUL 1	Caída: ceniza y lapilli de pómez y líticos. Vea erupción pliniana del volcán Pululagua.	2305 $\pm$ 65
15		Paleosuelo negro	
60	NIN A	Caída: lapilli de pómez y líticos. Pómez crema, microvesicular. CMP: plag 64%, hbd 12%; biot 2%; hip 6%; mgt 10%; czo 6%; aug tr.	2370 $\pm$ 70 2350
95	GP	Paleosuelo arenoso, kaki rosado, 7 erupciones de GP de baja intensidad entre 2500-8100 aAP	
35	NIN B	Caída: de lapilli de pómez crema y muchos líticos anaranjados. Bien vesiculada. CMP: similar a NIN A.	$\approx$ 5500 (est)
80		Paleosuelo arenoso, café a negro	
30	GPH L4	Caída: lapilli de pómez vesicular y muchos líticos oxidados. CMP: plag 65%; hbd 15%; hip 10%; aug $\leq 5\%$; mgt $\leq 5\%$; fxles oxidados $\leq 2\%$.	8210 $\pm$ 310
55	NIN C	Caída: lapilli de pómez gris, vesicular, alterada. Líticos grises y anaranjados. CMP: plag 65%; hbd 15%; hip 5%; biot 2%; aug 4%; mgt 4%; czo 5%.	8500 (est)
75		Paleosuelo arcilloso, café rosado	
15	NIN D	Caída: lapilli arenoso de pómez crema y líticos. CMP: plag 66%; hbd 15%; hip 6%; biot 2%; aug 2%; mgt 7% czo 2%.	11500 (est)
90	GPH L5	Dos caídas de lapilli de pómez amarillenta muy vesicular y líticos, separadas por una capita de ceniza fina. CMP: plag 75%; hbd 15%; hip $\leq 5\%$; aug $< 5\%$; mgt $\leq 5\%$ (muy porfirítica).	11800 $\pm$ 750
20		Paleosuelo limoso, amarillento	
	MOR II	Morrena glaciaria en Atacazo y Pichincha $\approx$ 3800 m	$\leq$ 12000

Basada en: Geotérmica italiana (1989), Maruri (1993) y Hall (sf)

en la zona de San Juan y Victoria en el límite entre los dos volcanes.

Se destacan otros dos eventos eruptivos notables que sucedieron en el intervalo comprendido entre 12.000 y 8.000 aAP. Se trata a los representados por las unidades GPHI-4 y GPHI-5, de carácter petrográfico similar a los depósitos

jóvenes, salvo quizás una mayor cantidad de líticos andesíticos oxidados. Se sabe muy poco sobre la distribución aérea de las dos caídas, pero se supone que fueron principalmente al O. También es probable que las dos correspondan a erupciones poderosas, y por lo tanto es factible que sus depósitos sean potentes y bien reconocibles en la región.

VOLCÁN NINAHUILCA

Generalidades:

El volcán Ninahuilca, localizado en la Cordillera Occidental, a 22 km al SO de la ciudad de Quito, es un volcán con actividad durante los últimos milenios. Se desarrolló en el lado suroccidental del volcán Atacazo, un centro pleistocénico que está bastante erosionado, especialmente en su parte superior por la acción de glaciares pasados. (Maruri, 1993).

Existe en el macizo del Atacazo una serie de calderas. La caldera más grande está definida por su pared oriental con dirección norte-sur, en la cual afloran en la parte sur los domos La Viudita Chica, La Viudita y el Omoturco, todos cubiertos con material piroclástico. Otra pared de la caldera va al O-NO desde la cumbre del Atacazo. En el rincón norte de la caldera yace otro domo, El Arenal.

El volcán Ninahuilca, muy joven y sin erosión glacial, está constituido por un domo (3834 msnm) con un eje basal de 2 km, que se ubica en la parte central de la caldera joven de 3 km de diámetro, la que tiene la forma de herradura abierta hacia el Suroccidente. Sus últimas erupciones han sido acompañadas por grandes flujos piroclásticos, oleadas, caídas de ceniza con una amplia distribución, la formación de una serie de domos lávicos y lahares. Su impacto ha llegado tanto al Valle Interandino como al pie occidental de los Andes.

Historia Eruptiva Reciente:

Al igual que en otros volcanes vecinos se ha determinado que el Ninahuilca ha tenido al menos 4 erupciones importantes durante los últimos milenios. A continuación se describen brevemente los 4 eventos, haciendo referencia a la columna estratigráfica condensada presentada en la Fig. No 4.

Evento NIN A: Corresponde a los depósitos más jóvenes del volcán y consiste en una caída pliniana de piroclastos, seguido por flujos piroclásticos y oleadas, el re-crecimiento del domo Ninahuilca y localmente lahares. La unidad de la caída de color gris crema está compuesta de lapilli con fragmentos líticos de dacita gris clara. Cubre tanto los flancos orientales del cono como la región al O que se extiende hasta La Maná, y casi Sto. Domingo. Los flujos piroclásticos descendieron tanto en el lado oriental que llegaron hasta Tambillo, como en los valles al O, hasta Tandapi y posiblemente Alluriquín y Chiriboga.

Parecida a la de los otros eventos recientes la mineralogía de su pómez consiste en mucha plagioclasa y hornblenda, hiperstenos, cuarzo, magnetita y trazas de biotita y augita.

La datación de la unidad ha dado edades similares: 2350-

2400 aAP (Isaacson, 1987) y 2370 ± 70 aAP (OLADE, 1980).

Evento NIN B: Parecido al evento NIN A, este consiste en una caída pliniana de pómez, seguida por flujos piroclásticos y oleadas, y la construcción del domo Ninahuilca. Se caracteriza la caída por un lapilli mediano de pómez y líticos cuyo color es crema amarillento. Su pómez es de color crema, bien vesiculada y contiene cristales grandes de hornblenda. Andesitas anaranjadas y dacitas gris rosadas son los fragmentos líticos principales.

La distribución de la caída se extiende principalmente al O y alrededor del edificio del Atacazo. Evidencias de flujos piroclásticos se ve en las cercanías de Tambillo, así como aguas abajo de Tandapi. Falta todavía la datación de este evento, sin embargo, en base al espesor del suelo desarrollado encima, se estima que su edad es unos 3000 años antes del evento A; así tendría una edad de unos 5500 ± 1000 a AP.

Evento NIN C: Este evento es similar a los descritos arriba y consiste en una caída pliniana seguida por flujos piroclásticos y localmente oleadas además de la formación del domo La Cocha. La capa de la caída es de color gris crema, contiene ceniza gruesa compuesta de pómez y líticos del tipo dacita gris. La pómez es de color crema, vesiculada y está más rica en hornblenda que las otras caídas.

Su distribución es principalmente hacia el O. Un flujo piroclástico de este evento se reconoce en el sector de Tandapi y posiblemente se extiende aún más río abajo. No existe datación de la unidad, pero basados en el espesor del suelo desarrollado encima, al igual que los eventos A y B, se pone su edad de unos 3000 años antes del evento B, o sea unos 8500 aAP, fecha a confirmarse.

Evento NIN D: Los remanentes de éste consiste en la caída pliniana y la formación del domo Arenal. El depósito de la caída es de color crema y es de lapilli de pómez y líticos. La pómez es de color crema amarillento y de vesicularidad normal. Los líticos son de dacitas gris. Aún no ha sido determinada su distribución exacta. Se estima que su edad debe caer en los 11500 aAP, basado en el espesor del suelo sobre yacente.

VOLCÁN ANTISANA

Generalidades:

El volcán Antisana está ubicado a unos 50 km al Sureste de Quito sobre la cresta de la Cordillera Real. Es uno de los volcanes más grandes y altos del país. Es un estratovolcán joven con forma semicónica en su lado occidental, cuya elevación máxima llega a los 5.753 m. A pesar que no se han realizado estudios detallados sobre la parte superior del nevado, debido a su casquete glacial y su inaccesibilidad, pare-

Figura 5: Volcán Antisana
Columna Estratigráfica Condensada

cm	Unidad	Descripción del depósito	edad aAP
20		Suelo actual, negro, orgánico	
15	COTO JIM	Caída : ceniza fina, crema, con biot dorada o negra y abundante mgt	330
15		Paleosuelo negro, orgánico	
10	AN1	Caída: lapilli de escoria y líticos relacionado a flujo de lava Mauca Machay. Andesita; escoria tiene plag 75%; mgt 4%; hip 10%; aug 10%; czo tr; oliv tr.	
	ANTI MAML	Flujo de lava Mauca Machay. Andesita porfírica con matriz vítrea gris con aug=hip>>oliv>>hbd.	
4	AN 3	Caída: ceniza fina de escoria negra	
18	AN 4	Caída: ceniza arenosa, gris rosada, partículas más grandes hacia el tope.	
30		Paleosuelo negro, orgánico.	2050 (est)
5	AN 5	Caída: ceniza fina de escoria, gris oscura	
20	CHAC AND	Caída: ceniza fina con abundante hbd	
10	AN 8	Caída: arena fina, gris, abundante plag.	
3	CHAC SU 3	Caída: ceniza fina, blanca, abundante hbd.	
20	AN 9	Caída: arena parduzca con feldespato.	
8		paleosuelo con ceniza retrabajada	
18	COTO CCSS	Caída: lapilli de pómez blanca biot; líticos dacíticos grises y obsidiana.	3900
10	AN 12	Caída: ceniza fina, gris oscura	
18	COTO CCSI	Caída: ceniza fina, blanca con abundante biot	4500
10	AN 14	Caída: lapilli de pómez gris y líticos	
8	COTO F	Caída: lapilli fino de pómez blanca y líticos dacíticos bandeados y obsidiana	6070
40		Paleosuelo negro, sin ceniza	
25	AN 15	Caída: ceniza fina de escoria, gris oscura, abundante aug y plag.	
6		Paleosuelo arenoso, café	
8	COTO JOH	Caída: ceniza fina, crema, abundante biot dorada	
15	AN 16	Caída: ceniza arenosa, gris oscura.	
25	AN 17	caída: ceniza arenosa de escoria, augita	
10	COTO MAS	Dos caídas: ceniza fina, crema kaki, abundante biot dorada	
7	SUCU	Turba, con restos de plantas	13220 ± 90
	MOR	Morrena glacial	

Compilada de Hall y Mothes (1994)

ce que la estructura volcánica está compuesta de dos estructuras principales - primero, las dos terceras partes que forman los lados orientales y meridionales representan los restos de un gran estratovolcán más antiguo; y segundo, la tercera parte que forma el sector noroccidental está constituida por el cono activo que creció de las ruinas del antiguo volcán ya extinto. Los flancos inferiores del cono joven están cubiertos por enormes depósitos de material morrénico, derrames de lava y gruesas secuencias de material piroclástico.

Historia Eruptiva Reciente:

Durante los últimos 20.000 años el Antisana ha experimentado principalmente un estilo eruptivo estromboliano de carácter andesítico, lo cual está bien representado por los numerosos flujos de lava y secuencias de tefra escoria que cubren todas las laderas del volcán. Las cenizas asociadas con esta actividad son andesíticas con un contenido de sílice en el rango de 57-59%. Se trata de lapilli de pómez gris

a escoria gris oscura que contiene abundantes cristales de plagioclasa, augita, hipersteno y olivino (Hall y Beate, 1987; Hall y Mothes, 1994).

En la columna estratigráfica condensada (Fig. No. 5) se han representado las unidades de cenizas y lavas del Antisana, así como su relación con las cenizas finas pertenecientes al Cotopaxi cuya presencia en la secuencia ayuda a precisar sus edades.

Sobreyacente a un depósito morrénico, cuya edad está fechada en 13.220 ± 90 aAP se encuentran por lo menos 17 caídas de lapilli y ceniza cuyo origen es del Antisana. La mayoría de los depósitos de ceniza no han llegado más allá de 15 km de distancia desde el cráter, generalmente con una trayectoria hacia el O-NO. Parece que las cenizas del Antisana tampoco han llegado a Píntag. Hacia el N-NO se observa un buen registro de aproximadamente 25 tefras en el sector de la laguna de Sucus. Allí, el espesor máximo es de 25 cm, el mismo que rápidamente disminuye más al N y O. No se las observan en cortes en el Valle Interandino, ni en el sector de Baeza o Cosanga al E.

De igual importancia en espesor son las cenizas blancas de carácter riolítico provenientes del Cotopaxi, las mismas que se encuentran todavía más al N, constituyendo así las capas guías más útiles de la región.

El poco alcance de las cenizas del Antisana y su distribución muy restringida significa que estas unidades no son muy útiles como capas guías.

VOLCÁN COTOPAXI

Generalidades:

El volcán Cotopaxi, ubicado a 50 km al SSE de Quito, es uno de los volcanes más activos del país, especialmente durante los últimos milenios. Se trata de un estatovolcán joven con forma cónica, simétrica casi perfecta, cubierto por completo por glaciares y nieve. En su cima existe un cráter grande y profundo con notable actividad fumarólica.

La topografía circundante consiste en gran parte de grandes planicies compuestas de productos volcánicos generados por el volcán. Los ríos alimentados por los glaciares en el lado Suroriental son el Tambo y el Tamboyacu, que luego desembocan en el río Napo. Al N y E es el río Pita el que drena al cono y luego atraviesa el Valle de Los Chillos para formar el río Guayllabamba. Hacia el O, SO y S las corrientes forman el río Cutuchi, que luego pasa por las ciudades de Latacunga, Salcedo y Baños. Vale tomar en cuenta los tres drenajes, pues sus cuencas que han recibido la mayoría de los productos lanzados por el volcán tanto lahares como caídas de cenizas en el pasado.

Durante los últimos 13.000 años el Cotopaxi ha experimentado dos clases de erupciones (Hall y Mothes 1992); una de naturaleza andesítica, caracterizada por frecuentes erupciones y una distribución local de los productos emitidos. Típicamente los piroclastos y ceniza fueron llevados por el viento al O, NO y SO siendo depositados principalmente sobre las laderas del cono hasta el Valle Interandino.

La segunda, de carácter riolítico con erupciones poco frecuentes que tendieron a ser mucho más explosivas, llevando la ceniza fina a gran altura en donde se dispersó ampliamente sobre toda la Sierra. Es por esto que las caídas de ceniza riolítica representan excelentes capas guías que nos permiten realizar correlaciones estratigráficas sobre gran parte de la región andina.

Historia Eruptiva Reciente:

A continuación se describen los eventos eruptivos más importantes, los mismos que han dejado un buen registro estratigráfico sumamente útil. Ver la Columna Estratigráfica Condensada (Fig. 6).

En la Columna se han agrupado decenas de unidades con el fin de simplificarla y así destacar las unidades y eventos que en realidad son más importantes en el contexto de una correlación regional.

Las unidades N, M, MZ, X y L corresponden a depósitos de caídas de piroclastos andesíticos que pertenecen principalmente a la época

histórica y demuestran una distribución netamente local. Intercalada entre las unidades Mz y X, se encuentra la caída riolítica denominada "JIM", una ceniza fina de color kaki blanquecina con mucha biotita, cuya extensa distribución abarca desde Salcedo hasta Papallacta. Se desconoce aún su fuente o edad precisa pese a que existe una datación de 370 ± 150 aAP (Salazar, 1986) y 290 ± 80 aAP (INECEL, 1992).

La unidad PB, que consiste en depósitos de flujos piroclásticos y caídas de ceniza riolítica ha sido observada solamente a pocos kilómetros al N del Cotopaxi; no se conoce aún su distribución.

Las erupciones que dejaron los depósitos CCS fueron de gran magnitud; generaron flujos piroclásticos, colapso de domos, importantes caídas de ceniza riolítica así como un gran lahar.

La caída de ceniza principal se traza al N hasta los páramos de Papallacta y al O hasta la zona del Quilotoa, siendo una importante capa guía cuyos aspectos más identificables son: pómez blanca con mucha biotita, líticos gris bandeados y abundante obsidiana. También interesante es el lahar del Valle de Los Chillos (CVL) que inundó las partes centrales de los valles de Los Chillos, de Tumbaco y de Latacunga

Figura 6: Volcán Cotopaxi
Columna Estratigráfica Condensada

cm	Unidad	Descripción del Depósito	edad aAP
15		suelo actual arenoso, color café claro	
	N, M, Mz	Serie potente de caídas, nubes ardientes, lavas y lahares andesíticos	post-Inca
30	JIM	Caída: ceniza fina kaki/blanca riolítica. CMP: mgt 3%; biot dorada o negra 4%; czo y plag 87%; hbd 2%; xls oxidados 3%.	290 ± 80 370 ± 150
150	X, L	Caídas: lapilli de pómez kaki clara. Más gruesa hacia el ONO.	510 ± 200
25		Paleosuelo arenoso con artefactos incáicos	
	KB KA	Serie de flujos piroclásticos y caídas andesíticas	
25		Paleosuelo orgánico	
	PB	Flujos piroclásticos y caídas riolíticas de líticos obsidiana y dacita africa gris y pómez blanca sedosa. CMP: plag 93%; czo 5%; mgt 1%; biot 1%	
70		Paleosuelo arenoso pardo	2260 ± 60 2320 ± 70
	J, I	Serie de caídas y lavas andesíticas	3460
15		Paleosuelo negro, orgánico	3950 ± 70
	CCS CCM	Flujos piroclásticos, colapso de domos y caídas riolíticas. CMP: biot negra y dorada 2-3%; czo 5-10%; plag 85%; mgt 2%; hip tr; líticos 5% (obsidiana gris clara y dacitas bandeadas africanas roja y gris). Lahar "Valle de los Chillos" contiene 85% ceniza crema; 15% líticos = obsidiana, dacita africa gris, bandeada y pómez.	4500
	ULL	Flujo piroclástico riolítico. Pómez blanca. CMP: biot tr; hbd 5%; hip 2-3%; mgt 2-3 %; czo 5-10%; fs 85%. Tr obsidiana gris clara.	
40	GF	Paleosuelo y caídas de ceniza andesítica. Caída GF tiene una gruesa banda de líticos africanos gris con poca pómez.	4670 ± 70
	F	Flujo piroclástico y caída riolítica. Pómez blanca. CMP: biot dorada 1%; hbd 5%; mgt 1-2%; czo 5-10%; fls 85%; líticos 1-5% obsidiana gris negra. Turba en la base.	5830 ± 80 6310 ± 60
	AV	Avalancha del sector NE del cono	> 6600
	MOR II	Turba y depósitos glacio-lacustres. Caídas riolíticas intercaladas.	13210 ± 60
	MAS	Caída: Lapilli y bloques de pómez blanca vesicular con abundante biot negra.	> 13210

Basada en Hall y Mothes (1992), INECOL (1992), M. Smyth (com. pers. 1988), N. Banks (com. pers., 1989)

(Hall y Mothes, 1992), formando otra capa guía claramente visible y que indudablemente ha cubierto muchos sitios arqueológicos. Troncos tomados del CVL han dado 2 dataciones de 4500 aAP (N. Banks, com. pers., 1989).

Anteriormente flujos piroclásticos, representados por la unidad ULL, descendieron por el flanco norte y por el valle del río Pita. Todavía nos hace falta confirmar la existencia de la caída de ceniza correspondiente y su distribución. El suelo subyacente está fechado en 4670 ± 70 aAP (M.A. Smyth com. pers. 1987).

El otro evento transcendental en la historia reciente del Cotopaxi corresponde a los numerosos flujos piroclásticos (unidad F) que fueron depositados sobre los cuatro sectores del edificio, los mismos que fueron precedidos por una notable caída de lapilli de pómez. Cenizas finas blancas con biotita negra y obsidiana, de origen co-ignimbrítico pertenecientes a estos eventos se hallan al N hasta los páramos de Papallacta, sin embargo su distribución se extiende probablemente también al Oeste. Dos dataciones sugieren una edad cercana a 6000 aAP.

Una importante caída de bloques y lapilli de pómez fue depositada al pie meridional del Cotopaxi y subyace por poco a una turba datada en 13.210 aAP (M.A. Smyth com. pers. 1987). No se han encontrado sus remanentes en otros sitios

VOLCÁN QUILOTOA

Generalidades:

El volcán Quilotoa, ubicado en la Cordillera Occidental unos 35 km al O de Latacunga, se lo considera activo, con al menos 5 eventos eruptivos grandes durante los últimos 40.000 años. (Mothes y Hall, 1992).

El volcán consiste en una caldera, 2,5 km de diámetro, llena por un lago de agua salada, el cual ocupa la parte central del edificio volcánico que es de bajo relieve y cuyo diámetro basal es de 6 km.

Los valles circundantes están enterrados por voluminosos depósitos de material piroclástico, producto de enormes flujos piroclásticos que se originaron en la caldera y fluyeron hacia los valles adyacentes. Al menos 4 domos forman el límite de la caldera en los lados oriental y nororiental; otro domo emerge del fondo de la caldera.

Los flancos del volcán y la zona circundante están cubiertos por un manto potente de piroclastos, especialmente de pómez blanca. Cuatro flujos piroclásticos de grandes volúmenes se han distribuido sobre áreas de hasta 150 km² llenando los valles hondos con hasta 200 m de depósitos piroclásticos. Mientras tanto las caídas de ceniza generadas por estas erupciones se han dispersados sobre la región, dejando un manto de ceniza blanca que cubre más que 15.000 km². Las capas finas aún identificables encuentran en los alrededores del Quevedo al SO y más allá del Volcán Cayambe al N.

La actividad pasada del Quilotoa se ha caracterizado por erupciones explosivas que formaron columnas plinianas con la expulsión de magmas riodacíticos (SiO₂ 66-68%). Esto ha sido acompañado por flujos piroclásticos, caídas de lapilli de pómez y la formación de domos; ni derrames de lava ni lahares han jugado papeles significativos en su historia. Se reporta que en 1740 y 1797 hubo perturbaciones en la laguna, que resultaron en la cuantiosa liberación de gases desde las aguas. No existen otros reportes de actividad durante tiempos históricos.

Historia Eruptiva Reciente:

El Quilotoa ha experimentado al menos 5 erupciones de mayor escala, durante los últimos 40.000 años. Los productos de los eventos I-IV son los más reconocibles; el más viejo, evento V, se observa solamente en pocos sitios. A con-

tinuación se describen brevemente los 5 eventos; su columna estratigráfica se muestra en la Fig. No. 7.

Evento QUIL I: Los depósitos del evento más joven corresponde a una caída pliniana ampliamente distribuida, seguida por flujos piroclásticos y oleadas. Se conoce su edad gracias a las dataciones de 840 ± 50 a 785 ± 50 aAP, obtenidas de troncos carbonizados encontrados en la unidad. El producto de la caída pliniana consiste en pómez blanca con grandes fenocristales de biotita negra, anfíbol negro, abundante cuarzo y plagioclasa, además fragmentos líticos de riodacita gris y rocas hidrotermalmente alteradas.

La caída se encuentra distribuida principalmente al ONO - NON del volcán, llegando hasta más al N de Cayambe, La Maná al O, Pujilí y Toacazo al E y Angamarca al S. En la zona de Sigchos los productos eruptivos enterraron campos agrícolas y un suelo con artefactos, probablemente pertenecientes a la Cultura Yumbo (Carrera, 1981).

Evento QUIL II: Con productos similares a los del Evento I, esta erupción fue también caracterizada por una caída pliniana de piroclastos, seguida por flujos piroclásticos y oleadas. Su datación por el método C14 es 14.770 ± 100 aAP. La pómez es blanca y su mineralogía es similar pero no idéntica a la anterior. El flujo piroclástico contiene fragmentos polilíticos y alterados en una matriz pomácea de color gris rosado. El suelo que subyace este evento no muestra evidencia alguna de asentamientos humanos anteriores.

Evento QUIL III: Empezó con una doble caída de piroclastos, seguida por una secuencia de oleadas y flujos piroclásticos. La pómez es de color blanca grisácea con cristales grandes; en el caso de la biotita llegan hasta 5 mm. Su edad se estima en unos 24.000 aAP, basada en el espesor de los suelos y cangahua intercaladas y de dataciones radiométricas por arriba y por debajo de esta unidad. Aunque el alcance de los flujos piroclásticos fue restringido, la distribución de las caídas es impresionable, especialmente al O. Por ejemplo, en la zona de La Maná se reconoce fácilmente esta unidad cuyo espesor alcanza hasta 100 cm.

Evento QUIL IV: Igual a los depósitos de las erupciones anteriores, este evento consistió en una caída pliniana de piroclastos, seguida por oleadas y flujos piroclásticos. Su edad de 33.710 ± 560 aAP se obtuvo de leña incorporada en depósitos fluviales que directamente sobreyacen las últimas oleadas piroclásticas. La pómez y su mineralogía son similares a las de los eventos anteriores. El aspecto más destacado es el color cobre rosado de la biotita. La distribución de la caída de ceniza fue mayormente al O, llegando a la zona de La Maná donde fue depositado 30 a 100 cm de ceniza fina.

Evento QUIL V: Poco se conoce de este evento. Se encuentra sus remanentes en solamente dos sitios. La secuencia es distinta, pues la caída pliniana lleva muchos fragmentos líticos, en adición a pómez blanca. El flujo piroclástico que

Figura 7 : Volcán Quilotoa
Columna Estratigráfica Condensada

cm	Unidad	Descripción del Depósito	edad aAP
40		Suelo actual, arenoso, color café	
30	QUIL 1	Flujos piroclásticos y oleadas. Caída: lapilli de pómez y líticos. Pómez blanca grisácea, bien vesiculada. Fxles grandes. CMP: hbd 20%; biot negra 5%; mgt pequeña 4%; czo 10%; plag 61 %; hip tr.	785 ± 50 840 ± 50
150		Paleosuelo negro, muy meteorizado	
15	COTO CCS	Caída pliniana regional de lapilli fino de pómez blanca amarillenta con biot negra; líticos gris y rosado y obsidiana clara.	≈ 3900-4500
≤ 150		Paleosuelo café oscuro, muy meteorizado	
20	COTO SUB F	Caída pliniana regional de lapilli arenoso de pómez amarilla con biot negra o dorada. Tr líticos negros y obsidiana gris.	≥ 6300
≥ 100		Paleosuelo, arcilloso-limoso, color café oscuro. Origen = coignimbrita ?	
40	QUIL II	Inmensos flujos piroclásticos y oleadas. Caída: lapilli de pómes y líticos. Pómex blanca grisácea, semi-vesicular. Fxles grandes. CMP: plag 78%; czo 7%; hbd 9%; biot (≈5 mm) 3%; mgt 2%; hip 1%.	14700 ± 100
≈ 150		Cangahua café rosada con capa coignimbrítica al centro	
60	QUIL III	Flujos piroclásticos y oleadas. Caída: lapilli de pómez y líticos. Pómez blanca grisácea. Fxles grandes. CMP: plag 65%; czo 10%; hbd 14%; biot negra (≈5 mm) 7%; mgt 4%; hip tr.	≈ 24000 (est)
200		Cangahua con capa de ceniza gris al centro	
20	QUIL IV	Flujos piroclásticos y oleadas. Caída de lapilli de pómez y líticos. Pómez gris blanquecina, poca vesiculada. Fxles grandes. CMP: plag 65%; czo 10%; hbd 15%; biot (≈5 mm, cobriza o negra) 7%; mgt 3%; hip tr.	33710 ± 560
≈ 200		Cangahua rosada café, endurecida.	
30	QUIL V	Caída: lapilli de líticos grises y pómez riodacítica, Acompañada por oleadas.	> 40000 (est)

Basada en Mothes y Hall (1992)

sobreyace la caída es muy rico en material fino y pómez. Se cree que su edad es mayor a 40.000 aAP, basada en la estratigrafía y las dataciones absolutas. Se desconocen el alcance de la caída pliniana.

VOLCÁN TUNGURAHUA

Generalidades:

El Tungurahua, uno de los volcanes más activos del Ecuador, está ubicado a 33 km al SE de Ambato e inmediatamente al S de Baños. Se trata de un gran estratovolcán joven con una forma cónica y simétrica en cuya cima aún permanece el último vestigio de glaciares pasados. La topografía circundante es muy accidentada y varía entre 2000 y 3000 m de elevación. El cono tiene un diámetro basal de 14 km y flancos cuyas pendientes varía de 30° a 35°.

Las erupciones pasadas se caracterizaron por la formación de: derrames de lava que a veces represaron el cauce de los

ríos; flujos piroclásticos que arrasaron los flancos del cono; lahares que viajaron por los ríos al Oriente; así como avalanchas (INECEL, 1989). Caídas de lapilli y ceniza andesítica han acompañado casi todas las erupciones pasadas; los depósitos correspondientes están depositados predominantemente al O del cono, en especial sobre sus propios flancos. Capas delgadas de caídas de escoria se ven ocasionalmente hasta la zona de Huambaló, Quero y Riobamba.

Sin embargo, vale destacar claramente que pocas de las caídas pertenecientes a los últimos milenios tienen una distribución regional, más bien están restringidas en general a las cercanías inmediatas del volcán.

Historia Eruptiva Reciente:

El volcán Tungurahua ha tenido una historia interesante, durante la cual formaron sucesivamente al menos dos grandes conos constituidos por lavas y materiales piroclásticos de composición que varía desde andesita basáltica hasta dacita

Figura 8: Volcán Tungurahua
Columna Estratigráfica Condensada

cm	Unidad	Descripción del Depósito	edad aAP
5		Suelo actual, arenoso	
	1916	Lavas y piroclásticos andesíticos	1916-18 DC
10		Paleosuelo, café oscuro	
40	1886	caída: lapilli de pómez blanca a gris clara, microvesicular; CMP: plag 84%; hip 5%; aug 1%; mgt 10%; oliv y hbd tr. En las cercanías del cono, flujos lávicos y piroclásticos andesíticos.	1886 DC
15		Paleosuelo arenoso	
	1773	Lavas y piroclásticos andesíticos	1773 DC
18		Paleosuelo con pómez y ceniza. Color pardo.	
	1641	Caída: lapilli de pómez blanca microvesicular.	1641 DC
14		Paleosuelo arenoso	
> 10 m		Serie potente de caídas y flujos piroclásticos andesíticos.	Pre-histórico
10		Paleosuelo negro	
25	EE	Caída: lapilli de pómez de color gris a café. vesicularidad: fina a moderada. Pocos fxles (≈ 2 mm) de plag y aug. Estrat. gradada normal. 3% líticos gris oscuro. CMP: plag 83%; hip 8%; aug 2%; mgt 5%; oliv tr.	1210 $\pm$ 200 1470 $\pm$ 85
≈ 15 m		Serie potente de lavas y productos piroclásticos andesíticos.	2215 $\pm$ 90
≈ 50	BB	Caída: lapilli de pómez de color gris a café grisáceo. vesicularidad: variable. Pocos fxles (≈ 2 mm) de plag y aug. Pómez bandeada blanca y café, 5% líticos de andesita negra y amarillo. CMP: plag 83%; hip 5%; aug 3%; mgt 8%; oliv tr.	2800 (est)
≈ 300		Serie potente de caídas y flujos piroclásticos andesíticos.	
4		Paleosuelo	
≈ 100	AD AD-AC	2 caídas de lapilli de pómez blanca intercaladas en una serie de caídas y flujos piroclásticos.	
10		Paleosuelo	
> 10 m		Depósitos lacustres	
> 100 m	AvS	Brecha de avalancha del sector NO-O del cono	
≈ 5 m		Lahar ignimbrítico enorme con troncos carbonizados	2955 $\pm$ 90
> 100 m	Avl	Brecha de avalancha del sector NO-O del cono	

Basada en INECEL (1989) y Almeida y Ramón (1991)

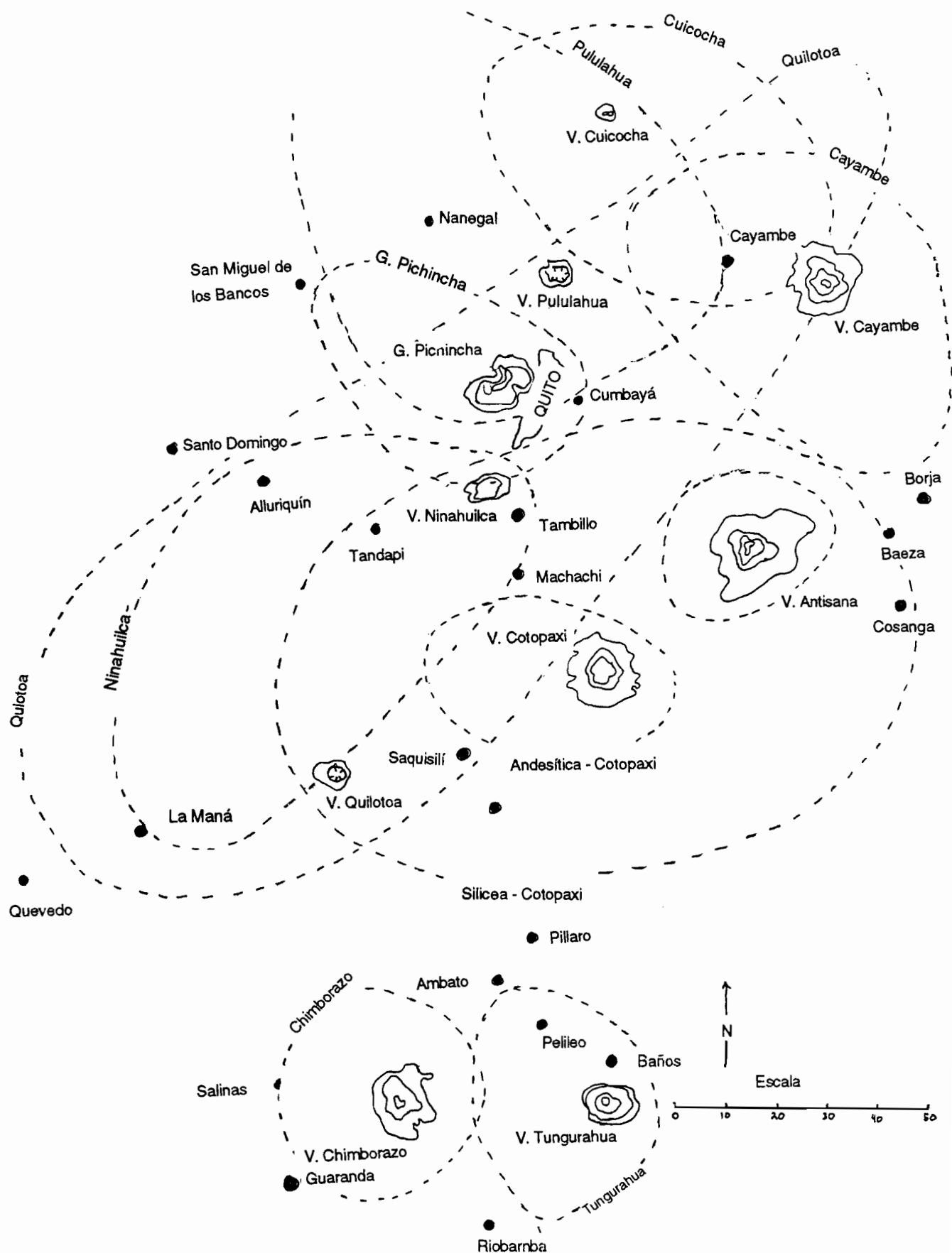
(Hall y Vera, 1980; INECEL, 1989). Ha tenido por lo menos 70 erupciones durante los últimos 3000 años. Sin embargo, pocas de ellas generaron columnas eruptivas de gran altura, así no posibilitando que sus cenizas hubieran sido dispersadas sobre una área extensa. Las caídas que tienen distribuciones regionales corresponden a las unidades AC-AD, AD, BB, EE y a la erupción histórica de 1641 (Almeida y Ramón, 1991) (Fig. 8). Igualmente el lapilli de pómez que pertenece a la erupción de 1886 tiene características similares, sin embargo es claro que su distribución fue bien restringida. Todas las demás erupciones son de carácter andesítico con una distribución muy restringida de los productos aéreos.

Dado que los productos de estas caídas son casi idénticos, la siguiente descripción sirve para todos. Son lapillis de pómez

de color gris claro a café grisáceo, fina a moderadamente vesiculada y con presencia de pocos fenocristales de plagioclasa clara y augita elongada, las mismas que alcanzan hasta 2-3 mm de largo. Es común ver pómez bandeada de color blanco y café. La mineralogía de la pómez consiste en 80-90% de plagioclasa de color gris claro, 4-10% de magnetita, 5-8% de hipersteno, 2-3% de augita, y a veces una traza de olivino y fragmentos líticos. Se ve que la unidad EE tiene un poco más hipersteno y poco menos magnetita que la BB. La caída del evento de 1886 tiene pómez casi idéntica, siendo la excepción la presencia de una traza de anfíbol.

Debido a la limitada dispersión aérea de las cenizas del Tungurahua, estas unidades no ofrecen mucho control estratigráfico en la región.

Figura 9: Distribución general de las principales cenizas volcánicas -Valle interandino- Ecuador



VOLCAN CHIMBORAZO

Generalidades:

El volcán Chimborazo, ubicado al extremo sur de la Cordillera Occidental, unos 30 km al NO de Riobamba, es el volcán más alto del país. Es un gran estratovolcán elongado en la dirección E-O, cuyos flancos tienen pendientes de 30-37° y bajan desde sus cumbres hasta los ríos y planicies circundantes, demostrándose un relieve de más que 2500 m sobre su base. Su diámetro basal excede los 20 km. La cumbre occidental parece ser la más alta y joven y posiblemente cuenta con un cráter lleno de masas glaciales. Las laderas inferiores del volcán son cubiertas por potentes secuencias que incluyen derrames de lava, lahares, flujos piroclásticos y tefras, las cuales han sido erosionadas o tapadas en gran parte por depósitos glaciales.

Historia Eruptiva Reciente:

El Chimborazo no ha tenido actividad histórica. Más bien

Clapperton (1990) piensa que su actividad terminó hace más de 11,000 años atrás, pues él reporta que una capa de tefra, posiblemente la más joven del volcán, está sobreyacida por una turba post-glacial datada en $11,380 \pm 50$ aAP. Si es cierto, significa que el Chimborazo esté volviendo extinto y al mejor solamente cuenta con erupciones sumamente infrecuentes.

La historia del volcán se ha dividido en cuatro períodos (Kilian y Pichler, 1987; INECOL, 1989). Las rocas de los diferentes períodos varían desde andesitas basálticas hasta dacitas hornbléndicas, experimentando un rango de SiO₂ de 56 a 65%.

El período más reciente, coincidiendo con las últimas etapas de la glaciación pleistocénica, fue caracterizado por emisiones de lavas, una enorme avalancha de escombros, flujos piroclásticos, lahares y abundantes caídas de piroclastos. Las caídas fueron depositadas mayormente sobre las faldas occidentales del edificio, donde se identifica al menos 55 unidades de tefra caída. Dado que no hay importantes capas de suelo ni cangahua intercaladas en la secuencia sugiere que su acumulación procedió rápida y continuamente. La tefra es

Tabla 1: El carácter de las pómez

Centro Volcánico	FS	CZO	BIOT	HBD	HIP	AUG	OLV	MGT	Pómez	Líticos
Quilotoa	65	10	6	15	tr	-	-	4	Blanca-grisácea, fxls 3-5mm	Riodacita gris porfírica; alterados
Ninahuilca	65	5	2	14	5	2	-	7	Crema, pocos fxls ≈1mm	Dacita gris clara; andesita anaranjada
Guagua Pichincha	75	2	-	9	7	0-3	-	7	Gris blanca, fxls ≈ 1mm	Dacita gris oscura y rosada
Pululahua	70	5	-	20	2	-	-	3	Blanca grisácea, fxls 2-3mm	Dacita gris claro; basalto y arcillita alterados
Cuicocha	70	1	-	25	1	-	-	5	Blanco grisáceo fxls 2mm	Dacita gris clara; basalto alterado
Antisana	75	tr	-	-	10	10	tr	4	Escoria parda fxls 1mm	Andesita negra
Cotopaxi (Andesita)	48	-	-	-	24	15	3	10	Escoria parda rojiza a kaki; fxls 1-2mm	Andesita negra
Cotopaxi (Riolitas)	85	7	0-3	0-5	2	-	-	2	Blanca sedosa; fxls 1-2mm	Obsidiana gris; dacita afírica bandeada
Tungurahua	85%	-	-	tr	5-8	2-3	tr	4-10	Escoria parda negruzca. Fxls 1-2mm	Andesita negra
Chimborazo	60	-	-	-	20	10	tr	10	Escoria parda negruzca. Fxls ≈ 1mm	Andesita negra
Cayambe	65	5	tr	7	1	-	-	6	Gris claro, fxls 4-5mm	Dacita afírica y obsidiana ahumada gris

principalmente de escoria y algo de pómez; se las clasifican como andesitas de dos piroxenos con un contenido de SiO₂ de 55%. Los fenocristales incluyen: plagioclasa, hipersteno, bastante augita, olivino, magnetita y trazas de hornblenda.

Parece que el estilo eruptivo de Chimborazo ha sido predominantemente Estromboliano, lo que no ha favorecido una amplia distribución de sus cenizas. Probablemente las columnas eruptivas no llegaron a gran altura, quedando así sujeto a la influencia de los vientos superficiales que llevaron la tefra hacia el SO-O-NO. Allí se formó una gran planicie de material piroclástico, claramente visto a lo largo de la carretera Ambato-Guaranda. Debido a la carencia de actividad eruptiva durante el Holoceno, no se va a discutir aquí su tefroestratigrafía.

CONCLUSIONES

En base de numerosos estudios sobre los principales volcanes del Ecuador, sabemos que cada uno tiene su propio carácter en términos de su estilo eruptivo, su mineralogía y su química. Esto nos ha permitido diferenciar y reconocer muchas unidades de caídas piroclásticas en el campo, cuyo estudio colectivo ha facilitado conocer su distribución. Es objeto de este artículo compartir estos conocimientos con otros científicos quienes los necesiten para realizar sus investigaciones.

Después de haber analizado los depósitos de las caídas pre-

Tabla 2: Grandes erupciones recientes en orden cronológico

Años AP	Edad aAP	Volcán/Evento
	290	G. Pichincha (GPHL-1)
	330	Cotopaxi? (JIM)
	~600	Cayambe
	810	Quilotoa I
	980	G. Pichincha (GPHL-2)
--1000		
	1400	G. Pichincha (GPHL-3)
--2000		
	2260	Cotopaxi (Peñas Blancas)
	2305	Pululahua (PUL1)
	2350	Ninahuilca (A)
	2990	Cuicocha (Fase B)
--3000	3100	Cuicocha (Fase C)
--4000		
	4500	Cotopaxi (CCS)
--5000		
	5500(est)	Ninahuilca (B)
--6000	6070	Cotopaxi (F)
--7000		
--8000		
	8210	G. Pichincha (GPHL-4)
--9000	8500 (est)	Ninahuilca (C)
-10000		
>11000		
	11350	Pululahua (PU3)
	11500 (est)	Ninahuilca (D)
	11800	G. Pichincha (GPHL5)
	13200	Cotopaxi (MAS)
>13200	Glaciación ha borrado la tefroestratigrafía más antigua.	
	14770	Quilotoa II
	24000 (est)	Quilotoa III

Tabla 3: Tasa de recurrencia eruptiva

Volcán	Taza de Recurrencia	Basada en:
Quilotoa	11.000 años	4 erupciones
Ninahuilca	3000	4
G. Pichincha	variable: recientemente= 550 años; anteriormente= 4000-7000 años.	3 3
Pululahua	9000	2

sentadas aquí, se concluye que sí se puede distinguir el aporte de cada volcán, basándose en el carácter de la pómez como el fiel representante del magma; su color, vesicularidad, los minerales presentes y su abundancia relativa y los tamaños de sus fenocristales; así como en las clases de líticos encontrados en el depósito. La Tabla No. 1 representa la compilación de estos datos.

Por otro lado para que esta información sea más útil, se presenta en la Figura No. 9 la distribución más probable de las lluvias de ceniza provenientes de los volcanes estudiados aquí. Dado que las erupciones de magma andesítico producen en general solamente una limitada dispersión de ceniza, sus depósitos no sirven de mucho como capas guías de aspecto regional (caso V. Tungurahua o V. Antisana). Caso contrario, erupciones de magmas muy silíceos generan una gran cantidad de ceniza, típicamente claro en color y por esto muy reconocible, la misma que al ser transportada a gran altura consigue una distribución comúnmente medida en miles de kilómetros cuadrados (caso V. Cotopaxi). En adición, si las cenizas ascienden hasta la estratósfera, los vientos que soplan por allí pueden llevar las partículas en rumbo opuesto al normal, es decir al Este, lo que ha resultado en depósitos delgados en suelos de la Amazonía.

Por último se presenta en la Tabla No. 2 la compilación de las grandes erupciones recientes para estos centros volcánicos y sus respectivas dataciones, la misma que sirve como guía de referencia.

En base de lo anterior se puede concluir lo siguiente:

1/ Varios centros eruptivos, especialmente los de carácter andesítico básico y de la Cordillera Real, tales como Tungurahua, Cotopaxi y Antisana, tienden a experimentar muchas más erupciones más frecuentemente sobre los últimos milenios, en comparación a los de la Cordillera Occidental. Sin

embargo su impacto regional es limitado, pues los típicos productos eruptivos están más restringidos al cono y su cercanías, salvo los lahares.

2/ La cadena de centros volcánicos de la Cordillera Occidental, desde Quilotoa hasta Cuicocha, todos de carácter dacítico a riodacítico, tienden a tener erupciones mucho menos frecuentes. Por ejemplo, en base de la limitada información actualmente disponible podemos listar la tasa de recurrencia eruptiva (tabla 3)

Por otro lado en el caso bimodal del Cotopaxi, se ve que su actividad riolítica tiende a repetirse cada 2000 años basándose en 4 erupciones durante los últimos 6000 años. En el caso de Cayambe la tasa es de 840 años, basada en 5 erupciones.

Las erupciones de estos centros, tanto de la Cordillera Occidental como del Cotopaxi tienden a ser grandes y muy explosivas, las cuales han sido acompañadas por extensos flujos piroclásticos, caídas de ceniza de amplia distribución, la formación de domos, y lahares.

Será difícil conocer mejor la historia pre-Holocénica de muchos volcanes, pues es cada vez más claro que la glaciación pleistocénica ha erosionado casi por completo toda traza de la tefroestratigrafía más vieja que aproximadamente los 13.000 aAP, especialmente en la Cordillera Real.

Agradecimientos: Los autores están agradecidos a Meyer Rubin, Mary Ann Smyth, Miriam Steinitz-Kannan, Norm Banks, Robert Tilling, Chalmers Clapperton y Dennis Geist por apoyo brindado especialmente en cuanto a dataciones y análisis químicos.

BIBLIOGRAFÍA

- AGU (American Geophysical Union) 1992. **Volcanism and Climate Change** Special Report, Washington, DC 27 p.
- Almeida, E. y P. Ramón 1991. Las erupciones históricas del Volcán Tungurahua. **Boletín Geológico Ecuatoriano**, Vol 2, N. 1, p89-138.
- Almeida, E. y otros 1991. **Peligros Volcánicos a lo Largo del Oleoducto Trans-Ecuatoriana Entre Lago Agrio y Papallacta**. Informe Técnico Inédito para Petrotransporte, Quito, 87 p.
- Athens, J.S. 1990. **Prehistoric Agricultural Expansion and Population Growth in Northern Ecuador: Interim Report for 1989 Fieldwork**. Informe preparado para el Instituto Nacional de Patrimonio Cultural, Quito, 96 p.
- Barberi, F. y otros 1988. Plio-Quaternary volcanism in Ecuador. **Geology Magazine** 125 (1), p 1-14.
- Carrera C, J. 1981. Apuntes para una investigación etnohistórica de los cacicazgos del corregimiento de Latacunga-SS. XVI-XVII. **Cultura**, Vol IV, N. 11, Sept-Dic, Quito, p 129-179.
- Clapperton, C.M. 1986. Glacial Geomorphology, Quaternary glacial sequences and palaeoclimatic inferences in the Ecuadorian Andes. In: Gardiner V. (ed) **International Geomorphology 1986**, Part II, p. 843-870, John Wiley, London.
- Clapperton, C. 1990. Glacial and volcanic geomorphology of the Chimborazo-Carihuairazo Massif, Ecuadorian Andes. **Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences**, 81, p 91-116.
- De Oliveira, Paulo E 1985. **The Paleoecology of lake Cunro, Ecuador, with evidence from diatoms, sedimentary pigments and inorganic cations**. M. Sc. Thesis. University of Cincinnati, Cincinnati, OH.
- DGGM (Dirección General de Geología y Minas) 1980 **Mapa Geológico -El Quinche**, 1:50.000. Quito
- Egred, J. 1992. Recopilación histórica sobre las erupciones del Guagua Pichincha. **Revista Geográfica**, N. 30, p. 105-133
- Geotérmica Italiana 1989. **Mitigación del Riesgo Volcánico en el Area Metropolitana de Quito**, Informe Final. 2 Vol. Quito
- Hall, M.L. 1977. **El Volcanismo en el Ecuador**. Instituto Panamericano de Geografía e Historia, Quito, 120 p.
- Hall, M.L. y B. Beate 1987. **Evaluación de los Peligros Potenciales de Erupciones Futuras en la Zona del Volcán Antisana, Ecuador**. Informe Inédito para Proyecto Micacocha-EMAP-Quito, 81 p.
- Hall, M.L. y P. Mothes 1992. El carácter bimodal de la historia eruptiva del volcán Cotopaxi. **Resúmenes-Segundas Jornadas en Ciencias de la Tierra**. EPN-Quito, p 27-28.
- Hall, M.L., P. Mothes y R. Janda 1992. El gigantesco lahar del Valle de los Chillos procedente del volcán Cotopaxi. **Resúmenes-Segundas Jornadas en Ciencias de la Tierra**. EPN-Quito, p 29-30
- Hall, M.L. y P. Mothes 1994. **Evaluación de los Peligros Volcánicos Potenciales Asociados con el Proyecto Quijos**. Informe Final Inédito, Convenio EPN-EMELEC-Quito, 73 p.
- Hall M.L. y R. Vera 1980. **La Actividad Volcánica del Volcán Tungurahua y los Problemas que Presenta al Proyecto Hidroeléctrico Agoyan**. Informe Inédito para INECCEL-Quito, 67 p.
- Publicada en 1985 en: **Politécnica, Monografía de Geología**, Vol 10, No. 1, p. 91-144, EPN-Quito.
- Hillebrandt C. 1989. **Estudio Geovulcanológico del Complejo Volcánico Cuicocha-Cotacachi y sus Aplicaciones**, Provincia de Imbabura. Tesis de Magister en Geología, EPN-Quito. 167 p.
- Hillebrandt, C. y M. L. Hall 1986. Flujo Piroclástico de Cuicocha. **Memoria del Cuarto Congreso Ecuatoriano de Geología, Minas y Petróleos**, Tomo 1, Quito, p. 241-247.
- INECEL 1992. **Estudio Complementario de Vulcanología**, Proyecto Hidroeléctrico San Francisco. Informe Inédito, 160 p.

- INECEL 1989. **Informe Final de Volcanología**, Vol. 1 & 2, Proyecto Hidroeléctrico San Francisco, Estudio de Factibilidad-Quito.
- Isaacson J.S. 1987. **Volcanic Activity and Human Occupation of The Northern Andes: the application of tephrostratigraphic techniques to the problem of human settlement in the Western Montana during the Ecuadorian Formative**. PhD. thesis, Univ. of Illinois.
- Kilian, R. 1987. The development of the Chimborazo (6310m) Carihuairazo (5102m) and other volcanoes en Ecuador. **Zentralbl Geol Palaeontol** 1, H 7/8 p 955-65.
- Kilian R. y H. Pichler 1989. The Northandean Volcanic Zone. **Zbl. Geol. Palaont. Teil I**, H. 5/6 p 1075-85.
- Lippi, R. 1988. Paleotopography and phosphate analysis of a buried jungle site in Ecuador. **Journal of Field Archaeology** 15, 85-97.
- Maruri C., R. 1993. **Estudio Volcanológico del Volcán Ninahuilca, Provincia de Pichincha**. Tesis Inédito, Fac. de Geología, EPN, p 126.
- Moths, P. y M.L. Hall 1992. Historia Eruptiva del Volcán Quilotoa. **Resumenes-Segundas Jornadas en Ciencias de la Tierra**. EPN, p 52-53.
- OLADE 1980. **Informe Geovulcanológico: Proyecto de Investigación Geotérmica de la República del Ecuador**. OLADE, Quito.
- Salazar, E 1986. Investigaciones arqueológicas en Mullumica, Prov. de Pichincha. **Miscelanea Antropológica Ecuatoriana**, No. 6, Quito.
- Sparks RSJ and GPL Walker 1977. The significance of vitric-enriched air-fall ashes associated with crystal-enriched ignimbrites. **J Volcanol Geotherm Res** 2, 329-341.
- Steinitz-Kannan, M. y otros 1988. Las diatomeas del Ecuador. **Revista Geográfica**, No. 26 p. 7-12.
- Villalba O, M. 1988. Cotocollao: una aldea formativa del valle de Quito. **Miscelánea Antropológica Ecuatoriana**, Serie Monográfica 2, Quito, 571 p.
-

LOS CONGLOMERADOS EL MORRO: HACIA SU REDEFINICION

Jorge Toro Alava* y René Marocco**

Resumen

Debido a la limitada disposición de información bibliográfica editada acerca de los Conglomerados El Morro, en cuanto a sus características litofaciales, estratigráficas, sedimentológicas, ambientales, paleogeográficas, etc. y, habiendo varios pronunciamientos sobre su correlación, se estudió a esta enigmática unidad estratigráfica en su localidad tipo, es decir en los Cerros El Morro, aspirando poder aportar con nuevos datos para su cabal conocimiento y correlación.

En el análisis de los Conglomerados El Morro primeramente se cita la información a la que se ha tenido acceso y luego, en cada punto tratado, se describen los resultados de las investigaciones de campo y de laboratorio realizadas. El ambiente sedimentario en que se habrían generados estas facies gruesas sería de abanico aluvial en medio de un clima árido a semi-árido. Las correlaciones realizadas por varios autores entre los Conglomerados El Morro (del Alto de Santa Elena) y las unidades Tobas Posorja y Fm. Villingota (de la Cuenca Progreso) en áreas de los Cerros El Morro, Falla la Cruz y Daular, son problemáticas.

En base a consideraciones de los procesos sedimentarios que habrían generados a estos conglomerados y, en base a la composición oligomíctica silícea de sus clastos, se infiere que su edad sería no más vieja que Paleoceno y no más joven que Eoceno.

1. INTRODUCCIÓN

Dada la limitada ó la falta total ó parcial de información bibliográfica editada acerca de los Conglomerados El Morro, en cuanto a litología, facies, depósitos, relaciones estratigráficas, origen, edad, geoquímica, paleocorrientes, criterio ambiental, paleogeografía, etc. y, a las diversas correlaciones adjudicadas a dichos conglomerados; se realizó el presente estudio geológico en esta enigmática unidad estratigráfica en su *locus typicus*.

Para ello, con el objetivo de aportar con nuevos datos para su real conocimiento y correlación, se realizaron los correspondientes estudios bibliográfico, de campo y de laboratorio, cuyos resultados se los presenta en este artículo.

* Ingeniero Geólogo, Convenio EPN-ORSTOM.

** Geólogo ORSTOM, Convenio EPN-ORSTOM.

2. PRIMERAS INVESTIGACIONES

Los primeros en estudiar los Conglomerados El Morro fueron MARKS (1956) y McLAUGHLIN (1956).

McLAUGHLIN (1956) se refirió a estas rocas como Fm. El Morro con sus Miembros Conglomerado Morro ó El Morro y, Areniscas ó Tobas Posorja.

3. OCURRENCIA

La Fm. El Morro incluye todos los afloramientos de la Península Data-Posorja.

El Miembro Conglomerado Morro aflora en la población El Morro y más ó menos continuamente al SW de la población a una distancia de 2.5Km. El afloramiento forma los Cerros El Morro. Esta misma litología conglomerática general aflora a 6Km al S de los Cerros Del Morro, al N de la población de Data. (McLAUGHLIN 1956, p.07).

Las Tobas Posorja afloran en Posorja, Isla Farallones y Punta Gruesa (I. Puná) (BENITEZ *et al* 1986, pp.15-16).

Las rocas expuestas en las Islas Farallones, entre Posorja y Puná en el Canal Del Morro y, los sedimentos de Punta Trinchera, al S de Puná, son considerados pertenecientes a la Fm. Morro (McLAUGHLIN 1956, p.07).

4. LOCALIDAD TIPO

La localidad tipo de los Conglomerados El Morro está en los Cerros El Morro, 7Km al E de Playas, en la parte S de la Provincia del Guayas, Ecuador.

El corte estudiado a detalle se ubica en los Cerros El Morro, aproximadamente en el UTM (5744;97088).

5. LITOLOGÍA.

El Miembro Conglomerado Morro de la Fm. Morro está compuesto enteramente de clastos de chert bien redondeados, de color crema a gris brillante, de diámetro mayor a 2.5cm. Asociados a estos cherts están principalmente lentes de arenisca grisácea con granos muy gruesos mayormente angulares, también compuesta de granos de chert. Adicionalmente a los clastos de chert están los clastos de cuarzo de veta. La característica del Conglomerado Morro en la población El Morro es lo silíceamente cementado y altamente resistente.

La estratificación cruzada es prevaleciente. En el afloramiento, las juntas son comunes y localmente los estratos adyacentes son más duros y mejor cementados que en aquellas partes no juntadas. (McLAUGHLIN 1956, p.07).

En el pozo Data, el intervalo 482-792m contiene una litología de conglomerado de chert inter-estratificado con arcillolita limosa, algunas de las cuales son levemente fosilíferas (foraminíferos). Allí, previa a una corrección regional de 20° de buzamiento, estos conglomerados presentan un poco más que 274 m de potencia. (McLAUGHLIN 1956, p.07).

Los Conglomerados El Morro se componen de:

- guijarros de pedernal: subredondeados, orientados, con ligeras imbricaciones;
- areniscas grises micro-conglomeráticas; - areniscas cremas: friables, localmente micáceas;
- areniscas arcillosas ó tobáceas. Las Tobas Posorja, que alcanzan un espesor de 10m, se componen de:
- toba arenosa gris clara; - areniscas tobáceas con estratificación cruzada. (BENITEZ *et al* 1986, pp.16-17).

El corte estudiado a detalle en los Cerros El Morro tiene un espesor de 40 m, espesor que se logró levantar en el afloramiento ubicado al frente del Santuario Virgen de la Roca, quedando otro tanto que no se lo pudo levantar por lo difícil de la topografía y por que los afloramientos tienen paredes casi verticales.

Estos conglomerados son altamente resistentes, al extremo que es muy difícil obtener una muestra de mano.

En conjunto, el afloramiento tiene un color caqui-amarillento a amarillento-rojizo debido a que tiene una pátina de óxidos de hierro, pero en muestra fresca de mano es de color amarillento a crema plomizo.

Allí, los Conglomerados El Morro se componen de conglomerados pobremente sorteados, con líticos desde subredondeados a bien redondeados y de baja esfericidad.

En muestra de mano se reconocen un 70% de componentes, un 25% de matriz y un 5% de cemento. El tamaño promedio de grano es de 10-15mm y el rango en todo el afloramiento es de 1-70mm. Se observan 2 a 3 poblaciones marcadas de clastos, constituyéndose en 2 a 3 modas granulométricas. Granulométricamente los Conglomerados El Morro están formados por conglomerados medios y micro-conglomerados y prácticamente no ocurren láminas ó bancos de areniscas gruesas.

Según estudio en lámina delgada, los líticos que conforman los conglomerados son:

- sílice amorfo: 27%, color marrón oscuro con incipiente cristalización a cuarzo;

- chert: 24%, autigénico, proveniente de la cristalización del sílice amorfo;
- cuarzo policristalino: 15%; - cuarzo monocristalino: 10%; - cuarcitas: 11%;
- areniscas: 8%, muy silíceas; - calcedonia: 5%.

La matriz está formada por arcilla y por líticos fracturados de tamaño de arena. El cemento es de sílice amorfo. La porosidad es baja, del orden del 2%. (ALVARADO & SANCHEZ 1992, Anexo.IV).

La fábrica de estos conglomerados muestra:

- granos flotantes: de un diámetro mayor promedio de aproximadamente 4mm, mayormente; contactos cóncavo-convexos: generalmente entre los clastos de mayor diámetro;
- contactos longitudinales: pocos, entre los granos de la segunda e intermedia moda de granos;
- granos suturados: escasos, presentes entre clastos mayores;
- contactos puntuales: generalmente entre los granos medios y pequeños.

La estratificación original es de aproximadamente N50°, 25°S.

Todo el afloramiento está afectado por grandes fallas, aparentemente sin desplazamiento vertical, de rumbo N125° y buzamiento 78°N, cuyos planos de falla, revestidos de sílice, son más resistentes que el resto del afloramiento, por lo que notoriamente sobresalen en el paisaje.

El afloramiento en conjunto, presenta grandes cuevas ó estructuras de erosión:

- tafonís: de origen eólico, al tope del afloramiento, son grandes, de forma circular, tapizados por un cemento silíceo y;
- estructuras tipo huellas de gigantes ó sumideros ó recodos: probablemente afectadas por la circulación de corrientes turbulentas, que en sus paredes generaron una cobertura silícea resistente; en uno de ellos está ubicado el Santuario Virgen de la Roca.

6. CONTACTOS

Las discontinuidades sedimentarias en el afloramiento de los Conglomerados El Morro son concordantes y perfectas, bien delimitadas (ver Fig.2).

7. RELACIONES ESTRATIGRAFICAS

En el afloramiento de los Conglomerados El Morro no se ven contactos con otras unidades subyacentes ni sobreyacentes. Lateralmente está cubierto por tablazos y/ó aluvial cuaterna-

rio circundante, tal que el afloramiento claramente sobresale en forma aislada en el paisaje.

8. ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS Y PALEOCORRIENTES

En los Conglomerados El Morro no se observan ningún tipo de estructuras sedimentarias, pues son conglomerados masivos, donde ni siquiera es muy notoria una gradación.

Según BENITEZ *et al* (1986, p.17) una ligera imbricación en los conglomerados de El Morro dio un sentido de corriente al NW.

En el afloramiento donde se ubica el Santuario de la Virgen de la Roca, tanto a la base como al tope, se tomaron datos de paleocorrientes en clastos aproximadamente imbricados. En la base el sentido de aporte "a" se orienta hacia el S, SE y ESE; en el tope el sentido de aporte se orienta variablemente hacia el SE y SW. Pero, integrando los datos direccionales, estos dan como sentido de aporte al SE principalmente y, al SSW y ESE (ver Fig.1).

9. CORRELACIÓN

Muchas han sido las correlaciones e interpretaciones realizadas con las unidades de la Cuenca Progreso, atribuidas por varios autores a los Conglomerados El Morro. Así:

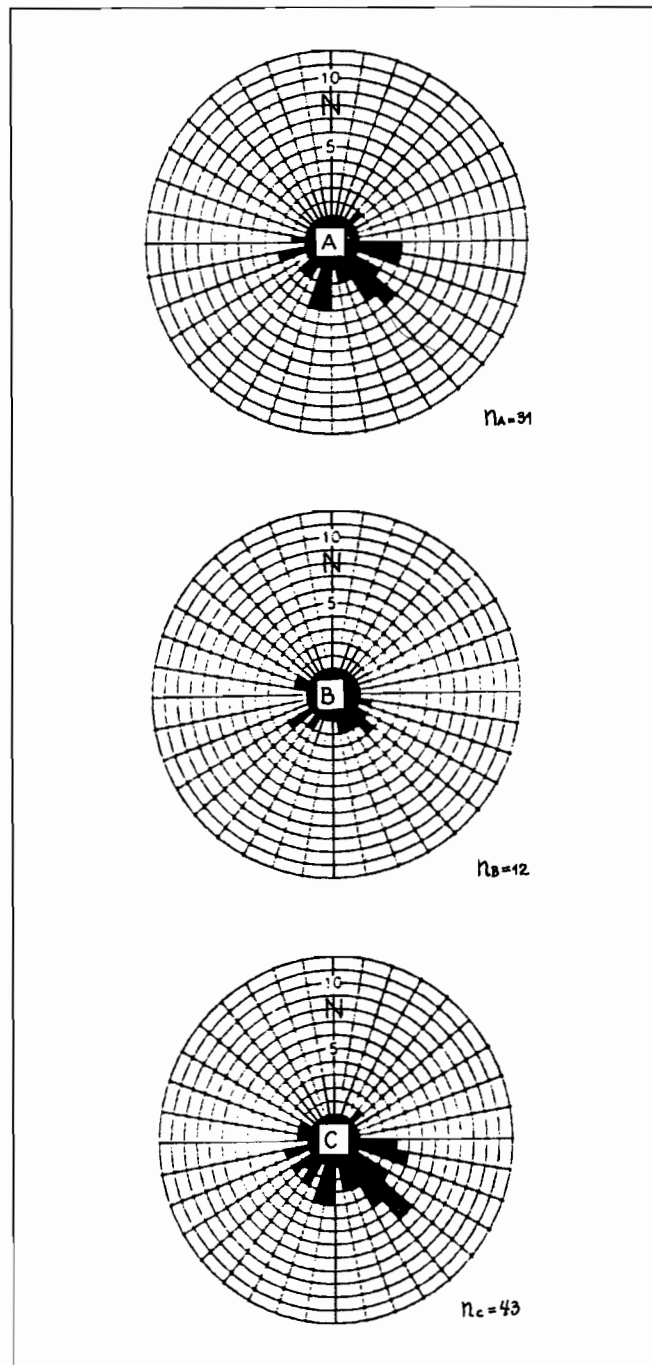
- McLAUGHLIN (1956, p.23), afirma que los estratos Morro en la Falla La Cruz contienen considerable material tufáceo, por lo que considera los equivalentes a los estratos diatomáceos Villingota.

- GARNER (1956_a & 1956_b), en la zona de Daular incluye una unidad estratigráfica denominada Fm. Morro entre las Lutitas Dos Bocas y la Fm. Aguada (hoy Fm. Subibaja) que hoy se conoce pertenecen al Mioceno Inferior temprano al Mioceno Medio temprano de la Cuenca Progreso.

Posteriormente SCHWEINFURTH (1957) establece que las facies clásticas tipo "El Morro-Posorja" que aparecen en medio del Ciclo Dos Bocas - de CEPE.SRG (1986) -, representan facies costeras (y posiblemente continentales) que tienen equivalencia lateral con las facies diatomáceas Villingota (BENITEZ *et al* 1986, p.16).

Según TORO (1994), estas facies clásticas conglomeráticas gruesas corresponden en realidad a la denominada por él como unidad fluvial Zapotal Superior y no tienen ninguna correlación con la Fm. Villingota, modificando también la interpretación de GARNER (1956_a & 1956_b) en el área de Daular de que estos conglomerados corresponden al Miembro Conglomerado Morro y no como hoy es adjudicado a la citada unidad Zapotal Superior identificada en la parte orien-

Figura 1. Paleocorrientes graficadas en diagramas de rosa correspondientes a sentidos de transportes medidos en clastos imbricados en los Conglomerados El Morro, en el afloramiento del Santuario de la Virgen de la Roca, en el Cerro El Morro de UTM(5744; 97088), 7km al este de Playa.



A: Sentido de transporte de los clastos a la base del afloramiento.

B: Sentido de transporte de los clastos en el tope del afloramiento.

C: Sentido de transporte integrados (base y tope) de los clastos imbricados.

n_A : Número de medidas de los entidos de transporte en clastos imbricados medidos en la estación A.

tal de la Cuenca Progreso.

• BRISTOW (1975) incluyó la Fm. Morro -con sus miembros Conglomerados El Morro y Tobas Posorja- de McLAUGHLIN (1956) dentro del Miembro Zapotal (BRISTOW & HOFFSTETTER 1977, p.138) de la Fm. Tosagua en el sentido de BRISTOW (1975) -que tiene como miembros a las unidades Zapotal, Dos Bocas y Villingota-. Al respecto, TORO (1994, p.271) correlaciona las Tobas Posorja con un banco de tobas retrabajadas de 16m de espesor que aflora aproximadamente al tope de la unidad Zapotal Inferior, reconocida en la parte oriental de la Cuenca Progreso. Respecto a los Conglomerados el Morro, ya se citó que en la zona de Daular corresponden en realidad a la unidad Zapotal Superior definida por TORO (1994) en la parte oriental de la Cuenca Progreso.

• Según BENITEZ *et al* (1986, p.I-11) debido a que el nombre Zapotal ha estado asociado a todos los sedimentos areno-conglomeráticos de la Cuenca Progreso, han sido mapeadas con este criterio estas facies groseras y constan en los mapas geológicos de la DGGM (Manglaralto, Santa Elena, Chongón y Estero Salado) como Fm. Zapotal varios sedimentos conglomeráticos.

Por esta razón, en la Hoja Geológica Estero Salado (DGGM 1975) aparecen como Fm. Zapotal las rocas de la zona El Morro-Posorja-Punta Gruesa, que McLAUGHLIN (1956) denominó Conglomerado El Morro y Tobas Posorja (BENITEZ *et al* 1986, p.11).

• BENITEZ *et al* (1986, p.I-12) afirman que como resultado del trabajo se campo de CEPE.SRG, se han definido importantes datos que corroboran las correlaciones realizadas por McLAUGHLIN (1956) y por SCHWEINFURTH (1957) en las áreas de El Morro y Daular, respectivamente, correlación que, en el estado actual de conocimientos, TORO (1994) ha visto que no corresponde a lo que hoy puede verse en el campo gracias a que hay nuevos y amplios afloramientos artificiales; aunque BENITEZ *et al* (1986, p.I-29) reconocieron que para la redefinición de la Fm. Villingota, se requieren de estudios adicionales.

Sin embargo, debido a que según BENITEZ *et al* (1986, p.16) en el NW de la Cuenca Progreso (corte Río Hondo, Barbasco, Aromal) se encuentra una sección de la Fm. Villingota que presenta bien desarrollada las facies tobáceas similar a la del Río Camarona en el borde N de la Cuenca Progreso y, debido a que BENITEZ *et al* (1986, p.16) afirmaron que las facies clásticas tipo "El Morro-Posorja" aparecen en medio del Ciclo Dos Bocas de CEPE.SRG (1986), por estas razones, BENITEZ *et al* (1986, p.16) propusieron el establecimiento de la Fm. Villingota representada por sus facies Miembro Villingota ss y Miembro El Morro-Posorja.

• BENITEZ *et al* (1986, pp.16-17) proponen y hablan del

Miembro El Morro-Posorja pero no aclaran debidamente ni sus relaciones estratigráficas ni su localidad tipo.

Por lo manifestado, se cree que no hay razón estratigráfica para correlacionar los Conglomerados El Morro con la Fm. Villingota ó con las Tobas Posorja ó, para ubicarlos entre las Lutitas Dos Bocas y la Fm. Subibaja; ya que debido a la falta de contenido fosilífero y carencia de restos orgánicos en los Conglomerados El Morro, a sus distintiva litología y granulometría conglomerática y, por ser derivada de procesos deposicionales de alta energía, esta enigmática unidad no parece tener correlación con las citadas unidades.

Es más, en la zona de Daular y en lo que hoy es el Canal Chongón-Playas, según el registro del Pozo Daular-2 perforado en 1945 por la compañía IEPC, GARNER (1956,) identifica como Fm. Morro (entre las Lutitas Dos Bocas subyacentes y la Fm. Aguada (Subibaja) sobreyacente, con un espesor de 292.6m, entre las cotas 347.5m y 640.1m del Pozo Daular-2) a lo que TORO (1994) ha reconocido y definido como unidad Zapotal Superior, que forma la parte somital de la columna de más de 2415m de espesor levantada en las unidades Zapotal y Dos Bocas a lo largo de parte del Canal Chongón-Playas en la parte oriental de la Cuenca Progreso.

Las diferencias son obvias, ya que el conglomerado El Morro tiene una composición silíceo oligomítica, una granulometría uniforme, sin coquinas, sin concreciones carbonatadas, sin restos de plantas, sin restos de carbón, con clastos de diámetro menor a 8cm y completamente cementados. Son fundamentalmente diferentes de los conglomerados de las tres unidades Zapotal definidas y estudiada por TORO (1994).

10. PROCESOS Y DEPÓSITOS SEDIMENTARIOS

Los estratos que conforman la unidad Conglomerados El Morro son uniformes y solo hay variaciones de color y de diámetro. Representan un mismo proceso deposicional, el cual debe corresponder a flujos limpios de corrientes altamente energéticas, generando flujos clasto-portantes bimodales, con clastos bien redondeados a sub-redondeados, que por la alta energía de transporte generaron una fracción de moda granulométrica de menor tamaño producto del fracturamiento por choque y fricción interna entre las otras dos modas.

Luego del depósito, los espacios entre los clastos y los granos fueron rellenados por una matriz arenosa, para posteriormente todo el depósito ser cementado con sílice amorfo y arcillas, producto de la disolución de los clastos silíceos y de la precipitación directa de sílice de aguas ricas en sílice y, de la decantación del agua circundante luego de la congelación del flujo.

Estos depósitos no poseen un rango granulométrico amplio, poseen pobre imbricación, base planar, textura bi y/o trimodal.

Son parecidos a los depósitos de tamiz que comunmente ocurren bajo el punto de intersección de los abanicos aluviales de regiones áridas, pero se diferencian por ser oligomíticos en sentido composicional químico, de granulometría aproximadamente uniforme y limpios.

11. SECUENCIAS Y EVOLUCIÓN SECUENCIAL VERTICAL

La columna analizada está conformada por varias secuencias elementales, generalmente grano decrecientes hasta el tercio de la columna y grano crecientes desde allí hasta el tope. Ellas forman 4 secuencias de mayor orden, granodecrecientes hasta cerca del tercio de la columna y granocrecientes del tercio hacia el tope y. El conjunto se organiza en dos grandes secuencias, una grano-estrato decreciente hasta los dos quintos de la columna y una granocreciente hasta el tope (ver Fig.2).

12. CRITERIO AMBIENTAL

SCHWEINFURTH (1957) establece que las facies clásticas tipo "El Morro-Posorja" que aparecen en medio del Ciclo Dos Bocas, representan facies costeras (y posiblemente continentales) que tienen equivalencia lateral con las facies diatomáceas Villingota (BENITEZ *et al* 1986, p.16); pero en realidad, según TORO (1994), estas facies clásticas conglomeráticas gruesas corresponden a la denominada por él como unidad Zapotal Superior, de ambiente de abanico aluvial, que conforma un fan-delta de HOLMES (1965) y, no tienen ninguna correlación con la Fm. Villingota.

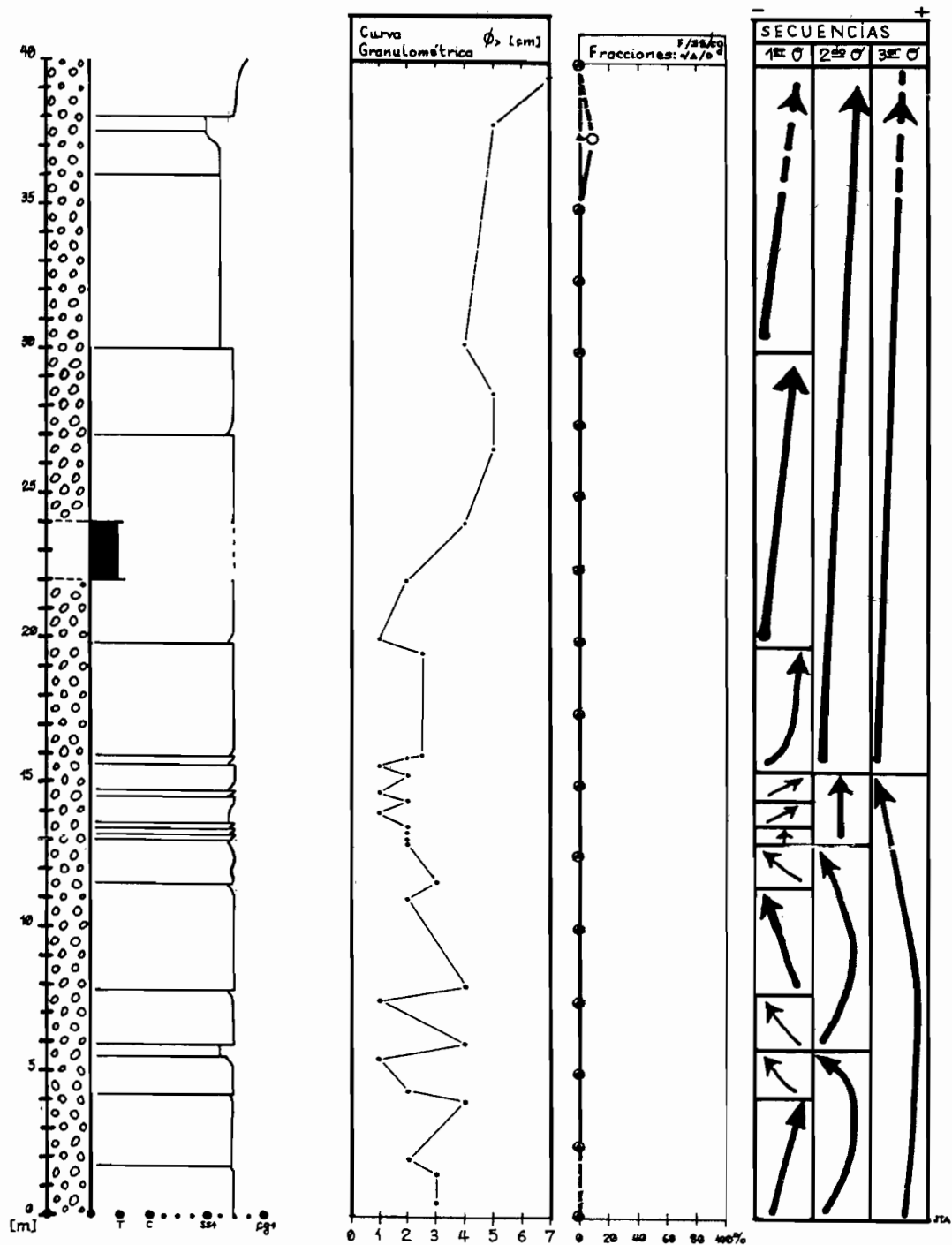
Según BENITEZ *et al* (1986, p.16) el Miembro El Morro-Posorja, propuesto por CEPE.SRG, por ser una facies transicional entre marino y continental representa en realidad una gran variedad de subfacies.

Debido a la falta de estructuras sedimentarias, a la falta de fósiles guía, a la falta de una adecuada correlación, a la falta de relaciones estratigráficas con otras unidades en el sitio de afloramiento y, a la falta de datos geoquímicos, su ambiente deposicional parece incierto.

No obstante, se podría inferir ó dar una aproximación a su origen y ambiente deposicional, en base a que:

- los clastos son en promedio redondeados y de baja esfericidad;

Fig. 2. Columna lito-estratigráfica levantada en el Centro El Morro de UTM (5744; 97088), 7 km al este de Playa, en la unidad Conglomerados El Morro, con su curva de variación granulométrica y con el análisis secuencial respectivo.



- los conglomerados son bien cementados por sílice y resistentes y, a que son maduros composicionalmente hablando;
- los conglomerados muestran contactos planares y bien definidos;
- muestran un sentido de aporte básicamente orientado hacia el SE y, también al SSW y al ESE;
- su afloramiento global tiene una morfología alargada y de poco ancho.

Siendo así, el ambiente sedimentario que calzaría adecuadamente para los Conglomerados El Morro sería el de abanico aluvial medio a superior en medio de un clima árido a semi-árido.

Comparativamente hablando respecto a los Conglomerados El Morro, la Fm. Azúcar en Playas contiene un mayor porcentaje de cuarzo lechoso, un mayor diámetro mayor, menor porcentaje de chert, menor redondeamiento y esfericidad y, clastos y matriz de arenisca. Por tanto, se cree que probablemente no tienen relación genética ni ambiental.

13. PALEOGEOGRAFÍA/GÉNESIS

Dichos conglomerados podrían corresponder a facies canalizadas tipo hojas saliendo bruscamente de sus torrenteras, en un ambiente tipo abanico aluvial, en medio de un clima árido

a semi-árido, desembocando en un medio marino ó; pudieran ser facies canalizadas de un ambiente de abanico superior, con alimentaciones detríticas muy espaciadas en el tiempo provenientes principalmente del NW y, del NNE y WNW en menor porcentaje, procedentes de un arco volcánico ácido ó de una cadena siánica, tal que ocurre la cementación silícea de los bancos depositados y que los posteriores bancos depositados hacia el tope tienen una limitada acción erosiva sobre los bancos suprayacentes.

Esta es una aproximación genética y ambiental y, por tanto, puede estar sujeta a modificaciones.

14. EDAD

Estos conglomerados no muestran ningún tipo de fósiles, ni en lámina delgada ni en muestra de mano.

Las correlaciones estratigráficas realizadas por TORO (1994) indican que probablemente, estos depósitos, tendrían una edad no más vieja que el Paleoceno y no más joven que el Eoceno.

Agradecimientos

Los autores expresan su agradecimiento al Ing. Roberto BARRAGAN, por su cooperación en el trabajo de campo.

REFERENCIAS

- ALVARADO A., SANCHEZ A., 1991. *Informe del Curso de Campo II*, Escuela Politécnica Nacional, Facultad de Geología, Minas y Petróleos, Informe Inédito de la Materia "Curso de Geología de Campo II" realizado en la Provincia del Guayas, sector de Playas, Quito, 16p, 4 Anexos.
- BENITEZ S., MONTENEGRO G., GARCIA M., COTRINA J., ORDOÑEZ M., JIMENEZ N., BERRONES G., ZAMBRANO I., TOALA G., FIALLOS M., ZUMBA W., 1986, *Síntesis Geológica de la Cuenca Progreso-Ecuador*,. Memorias del Segundo Congreso Colombiano de Petróleo y Segundo Congreso Andino de Petróleo, Tomo 2, 28-31/X/86, Bogotá, pp.01-47.
- BENITEZ S., RONQUILLO M., ORDOÑEZ M., MONTENEGRO G., TOALA G., ZUMBA W., 1986, *Síntesis Geológica de la Cuenca Progreso. Sección Estratigrafía*, Memorias del Cuarto Congreso Ecuatoriano de Geología, Minas y Petróleos, Tomo I: Geología, 20-26/X/86, Quito, pp.01-24.

- BRISTOW C.R., 1975. *On the age of the Zapotal Sands of Southwest Ecuador*, Newsl. Stratigraphic, Vol.4, #2, Berlín, pp.119-134.
- BRISTOW C.R., HOFFSTETTER R., 1977. *Léxique Stratigraphique International, Amérique Latine*, Fas. 5 a 2 Ecuador, 2^e édition, CNRS, Paris, 410p.
- CEPE-SRG, 1986. *Evaluación de la Cuenca Progreso, Geología y Potencial Hidrocarburífero: (III.1. Geología de Campo, IV. Geología del Subsuelo, V.1. Paleontología, VI. Petrografía, VII. Geofísica: Interpretación Sísmica, IX. Geología del Petróleo y Yacimientos, X. Resúmenes y Conclusiones)*, Corporación Estatal Petrolera Ecuatoriana-Subdirección Regional Guayaquil, Guayaquil, Informes Internos.
- DGGM (LOACHAMIN R., AGUILERA E., LOPEZ G., UNDA G., CARRE D., NUÑEZ R., ARROYO H.), 1975. *Estero Salado: Hoja Geológica #17, E: 1:100.000, Mapa Geológico del Ecuador*, Dirección General de Geología y Minas, Quito.
- GARNER J. A., 1956. *Well Daular #2: Zapotal Formation, Daular Area, Guayas Province, Ecuador*, California Ecuadorian Company CALEC, Informe Interno Inédito, Guayaquil.
- GARNER J. A., 1956. *Well Daular #2: Morro Formation, Daular Area, Guayas Province, Ecuador*, California Ecuadorian Company CALEC, Informe Interno Inédito, Guayaquil.
- HOLMES A., 1965. *Principles of Physical Geology*, Thomas Nelson and Sons Ltd., London, 1288p.
- MARKS J. W., 1956. *Pacific coast geologic province (of Ecuador)*, Geological Society of America Memory, In: Handbook of South American Geology, Vol.65, pp.277-288.
- McLAUGHLIN D. H., 1956. *Outline of the Geologic History of Southwestern Progreso Basin*, California Ecuadorian Company CALEC, Reporte Técnico Interno inédito, 24p.
- SCHWEINFURTH, 1957. *Geology of the Daular Area, Progreso Basin, Guayas Province, Ecuador*, California Ecuadorian Company CALEC, Cautivo MEC, Informe Inédito Interno G-81, Guayaquil, 18p.
- TORO ALAVA J., (1994). *Geodinámica de la Cuenca Sedimentaria Progreso, Provincia del Guayas*, Escuela Politécnica Nacional, Facultad de Geología, Minas y Petróleos, Tesis de Grado de Ingeniero Geólogo, inédita, Quito, 428p., 94 figuras, 39 tablas, 6 anexos.

LAS CUENCAS SEDIMENTARIAS, UN APORTE AL CONOCIMIENTO DE UNA CADENA MONTAÑOSA

René Marocco *

Resumen

El análisis litológico, sedimentológico, lito-estratigráfico y estructural de las cuencas sedimentarias sirve a la reconstrucción de la historia geológica de las mismas cuencas y de sus zonas de aportes. Es una herramienta indispensable al estudio de una cadena montañosa ya que la sedimentación lleva el registro de todos los eventos geodinámicos (eustatismo, clima, magmatismo, tectónica, etc.) experimentados por la región.

El tipo de información que traen estos estudios varía en función de la posición, en la cadena, de la cuenca considerada. En lo que sigue veremos como: 1) el Cretáceo del Ecuador y NW da información sobre la dinámica de las acreciones al continente de bloques exóticos; 2) las cuencas intramontañosas ecuatorianas del Neógeno traducen, en su evolución, la rotación de los esfuerzos tectónicos; 3) la cuenca subandina neógena del NE del Perú muestra el progresivo avance de los Andes sobre su antepaís oriental a partir del Oligoceno superior.

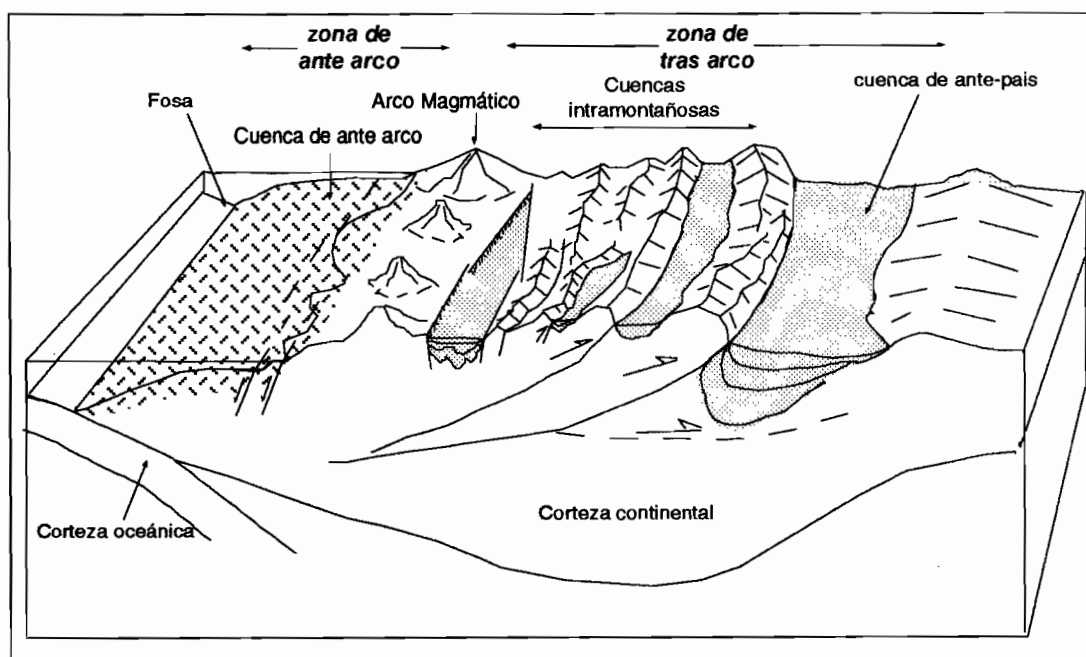
1. INTRODUCCIÓN

Las cuencas sedimentarias, marinas o continentales, llevan, a través de su relleno, el registro de los fenómenos ocurridos en las mismas cuencas y en las regiones que las alimentan en sedimentos. Así, la actividad tectónica, el magmatismo, los cambios climáticos, los eventos eustáticos, se inscriben en la sedimentación. Esta inscripción se traduce sea por una modificación de la naturaleza de los productos que llegan a la cuenca o sea por una modificación de la arquitectura de los conjuntos de estratos sedimentarios. El estudio de las cuencas sedimentarias permite, pues, reconstruir la continuidad de la evolución geodinámica de la amplia región correspondiente a la cuenca y a sus zonas de alimentación. Analizando las cuencas sedimentarias de una zona orogénica en su aspecto espacio-temporal, se llega a una visión en forma de "dibujo animado" de los acontecimientos paleogeográficos, tectónicos, magmáticos que originaron una cadena montañosa como por ejemplo la Cordillera de los Andes.

El *Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération* (ORSTOM) emprendió las investigaciones sobre las cuencas sedimentarias ecuatorianas en 1986 según un convenio multi-organismos CLIRSEN-IPGH-EPN-ORSTOM. En un primer tiempo (1986-1991), los estudios portaron sobre las cuencas intramontañosas neógenas del Callejón Interandino y dieron lugar a varias publicaciones, tesis e informes, siendo las principales : Barragán (1992), Dávila (1990), Egüez y Noblet (1988), Fierro (1991), Izquierdo (1991), Lavenu *et al.* (1990), Lavenu *et al.* (1992), Mediavilla (1991), Marocco *et al.* (1990), Marocco *et al.* (1994), Noblet *et al.* (1988), Noblet y Marocco (1989), Robalino (1988). Posteriormente, en 1991, se firmó un convenio entre PETROPRODUCCION y el ORSTOM para realizar el estudio de las cuencas sedimentarias mesozoicas-paleógenas de interés petrolero; dentro de los trabajos ya publicados del convenio cabe mencionar (Jaillard, 1993, Benitez *et al.*, 1993, Berrones *et al.*, 1993).

* ORSTOM, Rusia 220 y Los Shyris, Quito (Ecuador).

Figura 1. Contexto geodinámico de las cuencas sedimentarias en una cadena montañosa (según Marocco *et al*, 1994)



En el presente trabajo se analizarán los principales factores que controlan la dinámica de las cuencas sedimentarias y, después, a través de dos ejemplos ecuatorianos y uno peruano veremos los tipos de informaciones que aportan su estudio al conocimiento de la evolución de los Andes.

En una cadena montañosa, los Andes por ejemplo, los procesos originando su deformación y su levantamiento son también responsables de la formación de cuencas sedimentarias. La figura 1 muestra, en forma muy teórica, la disposición de los principales tipos de cuencas en una cadena montañosa en curso de formación. Nos referimos al caso simple de una cadena de tipo andino mostrando la subducción de una placa oceánica por debajo de una margen continental; es el caso de la cadena andina al nivel del Perú o de Chile, o de la cadena andina ecuatoriana hace más de 65 millones de años¹. El arco magmático limita dos regiones donde los esfuerzos originados por el proceso de subducción se manifiestan en forma diferente. Entre la fosa de subducción y el arco magmático (la zona de ante-arco) el régimen tectónico es esencialmente distensivo mientras que entre el arco magmático y el antepaís de la cadena (la zona de tras-arco), la deformación es de tipo compresivo. Según su posición geodinámica, las cuencas sedimentarias. Las cuencas de la zona de ante-arco, por lo general marinas pero no siempre, traen informaciones sobre los fenómenos de escala regional o global tales como el eustatismo y sobre la evolución geodinámica de la subducción. En la zona de tras-arco, los movimientos tectónicos provocando la surrección de la cadena y su cabalgamiento sobre el antepaís dan origen a dos tipos de cuencas: las cuencas intramontañosas en el

medio de los relieves en curso de formación, que dan informaciones sobre el régimen tectónico de sus alrededores; las cuencas de antepaís que registran en su relleno la progresión del frente tectónico.

2. LOS FACTORES QUE CONTROLAN EL RELLENO DE LAS CUENCAS SEDIMENTARIAS

Una multitud de factores influyen sobre la naturaleza y la organización de los sedimentos que se depositan en una cuenca. Pero muchos de ellos se deben a disposiciones locales del fondo del mar, de la fauna y de la flora local (terrestre o subacuática), de una anomalía de disposición de un meandro o de una barra arenosa en un río, etc., y no dejan huellas en la totalidad de la cuenca sino en áreas muy reducidas. Nos interesaremos aquí solo a los fenómenos de importancia regional y/o global cuya traducción en la sedimentación concierne el conjunto de la cuenca: la tectónica, el magmatismo, el eustatismo, el clima. Cada uno de estos factores actúan en forma diferente sobre la sedimentación; unos influirán sobre la litología de los sedimentos, otros sobre la organización de los estratos y otros sobre el volumen de productos que llegan a la cuenca.

Todo lo expuesto en este capítulo viene en parte de observaciones personales pero sobre todo de obras que mencionamos a continuación en un deseo de simplificación del texto, para evitar hacerles referencia a cada rato. Estos

¹ En adelante, usaremos la notación internacional "Ma" en vez de "millones de años".

trabajos consultados y en los cuales se encontrará una bibliografía exhaustiva son²:

- Sedimentary Basins, Evolution, Facies and Sediment Budget, de G. Einsele
- Basin Analysis, Principles and Applications, de P. A. Allen and J. R. Allen
- Sedimentary Environments and Facies, editado por H. G. Reading

1. 1. La Tectónica

En una cadena montañosa en curso de formación, la tectónica - distensiva o compresiva - es un factor siempre presente que marca profundamente la organización de los sedimentos. Veremos la forma en la cual la tectónica influye en la sedimentación, a través de dos ejemplos (figuras 1 y 2) muy teóricos y, por ende, algo caricaturales respecto a las cuencas reales. Consideraremos el caso de cuencas continentales con relleno detrítico, mucho más didáctico que el de las cuencas marinas.

La figura 2 presenta la evolución de una cuenca generada por esfuerzos distensivos. En un primer tiempo (fig. 2-A) la extensión provoca la creación de fallas normales, las cuales determinan una depresión que colecta los sedimentos procedentes de las regiones vecinas de la depresión. En la

segunda etapa (fig. 2-B) la deformación afecta una región más amplia; las zonas de aportes sedimentarios se alejan del centro de la cuenca que recibe sedimentos detríticos más finos (pues vienen de más lejos) que anteriormente. La fig. 2-C representa una etapa posterior en la cual la superficie de la cuenca creció, siendo la sedimentación todavía más fina en el centro de la cuenca. El resultado final es una depresión rellena por sedimentos cuya granulometría evoluciona hacia arriba de lo grueso hacia lo fino: la serie de una cuenca controlada por una tectónica distensiva es granodecreciente o sea, dicho en otras palabras, la sedimentación es más y más distal. Por otra parte, se nota que progresivamente la superficie interesada por la cuenca es más y más amplia. En el ejemplo presentado, los sedimentos de la etapa considerada sellan las fallas de la etapa anterior; en realidad, mientras ciertas fallas son selladas otras siguen activas. El caso de la figura 2 corresponde a una cuenca de tipo "graben", con fallas normales simétricas limitando los dos bordes de la cuenca, pero existen cuencas, llamadas "medio-graben", con un solo borde activo.

La figura 3 ilustra el relleno de una cuenca en ambiente tectónico compresivo. La compresión provoca, en el mismo tiempo, la actividad de la falla inversa de cabalgamiento dando un crecimiento progresivo de los relieves dominando la cuenca y el plegamiento de dicha cuenca cuyo ancho disminuye conforme avanza el tiempo. La primera etapa (fig. 3-A) muestra el comienzo de la compresión con el inicio de los relieves y el inicio, al pie de la falla, de una depresión debida a un pliegue sinclinal. Cabe mencionar que en el caso de cabalgamientos involucrando un gran volumen de rocas (por ejemplo el gran cabalgamiento del frente andino que determina la cuenca subandina de antepaís [fig. 1]), el

Figura 2. El factor Tectónica Extensiva.

Sedimentación bajo influencia de fallas normales

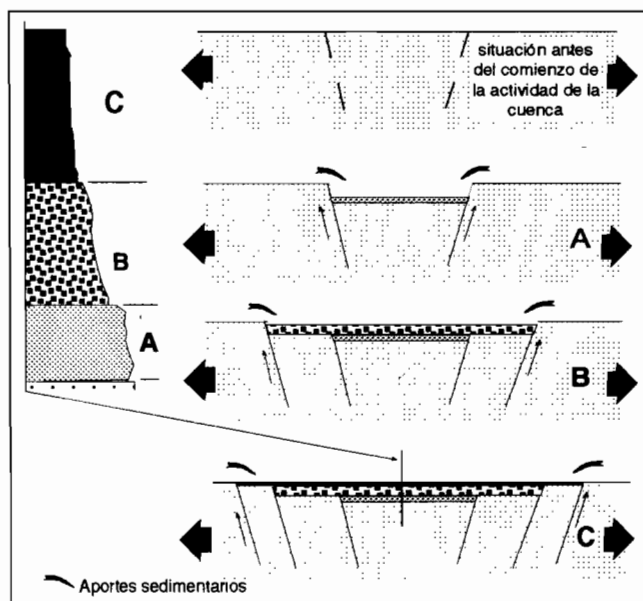
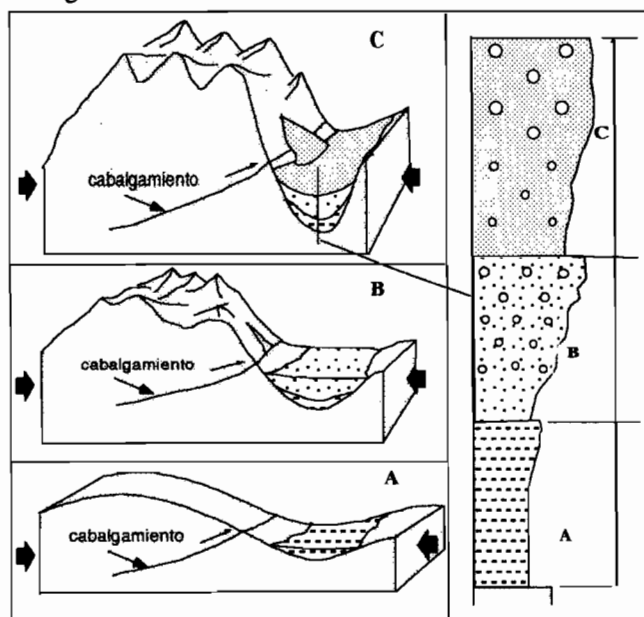


Figura 3. El factor Tectónica Compresiva; sedimentación bajo influencia de la actividad de una falla inversa de cabalgamiento



² Véase las referencias completas de estas obras en "BIBLIOGRAFIA" al final del texto.

sobrepeso de la masa cabalgante provoca la flexión de la litosfera, dando inicio a la cuenca de antepaís. Las etapas B y C de la figura 3 dan cuenta de evoluciones sucesivas de la cuenca en la cual se depositan sedimentos más y más gruesos conforme van creciendo los relieves que alimentan la sedimentación. En el mismo tiempo, la compresión afecta a la cuenca y cada capa (o grupo de capas) está deformado y los sedimentos posteriores vienen a cubrirlos en discordancia angular. Estas discordancias angulares serán menos y menos acentuadas de abajo hacia arriba del relleno de la cuenca. La columna estratigráfica de una cuenca relacionada con esfuerzos tectónicos compresivos es granocreciente y, debido al cierre progresivo de la cuenca, la superficie ocupada por los sedimentos es cada vez más reducida.

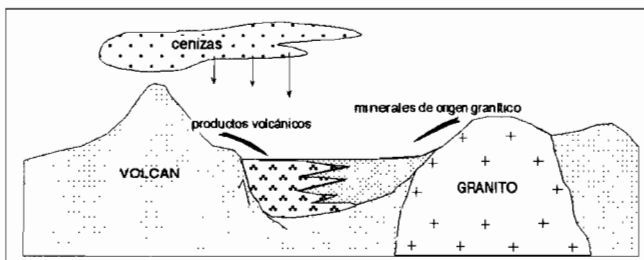
Las cuencas de ante-arco y las de antepaís conservan un régimen respectivamente distensivo y compresivo. Sin embargo, debido a la rotación de la dirección de los esfuerzos, las cuencas intramontañosas andinas pasan, durante su evolución, por un primer período distensivo o transtensivo (que da una serie granodecreciente) y después por una etapa compresiva o transpresiva fabricando una serie granocreciente.

De todas maneras, cualquier que sea el origen (distensivo o compresivo) de la deformación, un evento tectónico creador de relieves se traduce en término de sedimentación por una reactivación de la sedimentación y la acumulación en las zonas deprimidas (las cuencas) de los productos de la erosión de los relieves nuevamente creados.

1. 2. El Magmatismo (fig. 4)

En las cadenas montañosas activas, las cuencas ubicadas en las cercanías del arco magmático siempre presentan huellas de la actividad magmática contemporánea de la sedimentación. Otra forma, ella indirecta o pasiva, de influencia del magmatismo en la sedimentación es el caso de una cuenca cuyas zonas de aportes sedimentarios están constituidas por antiguas rocas magmáticas (intrusivas, volcánicas).

Figura 4. El factor Magmatismo. Dos tipos de influencia del magmatismo sobre la sedimentación. Derecha, erosión de un antiguo cuerpo intrusivo; izquierda, llegada a la cuenca de productos de un volcanismo activo



En la figura 4 se han resumido las dos formas en las cuales el magmatismo influye sobre la sedimentación. El volcán ubicado en la izquierda del dibujo tiene una actividad contemporánea de la de la cuenca en la cual se van a acumular, según el tipo de actividad del volcán: derrames de lava, flujos piroclásticos, lapilis, cenizas, lahares, etc., intercalados por estratos sedimentarios. Una sedimentación contemporánea de un volcanismo se caracteriza por la alternancia de niveles volcánicos y sedimentarios. Las cuencas intramontañosas neógenas del Ecuador muestran excelentes ejemplos de volcanismo contemporáneo de la sedimentación (Fierro, 1991, Noblet *et al.*, 1988).

La parte derecha de la figura 4 muestra la misma cuenca alimentada por los productos de la abrasión (arenas, clastos) y de la alteración (arcillas) del macizo granítico antiguo puesto a descubierto por la erosión. En este caso, la influencia del magmatismo sobre la sedimentación se hará sentir en la mineralogía de los sedimentos de la cuenca.

Las regiones con magmatismo activo presentan frecuentemente anomalías positivas del flujo de calor, es el tercer tipo de influencia del magmatismo sobre la sedimentación. Este exceso de calor puede provocar una diagénesis precoz de los sedimentos y adelantar la maduración de la materia orgánica.

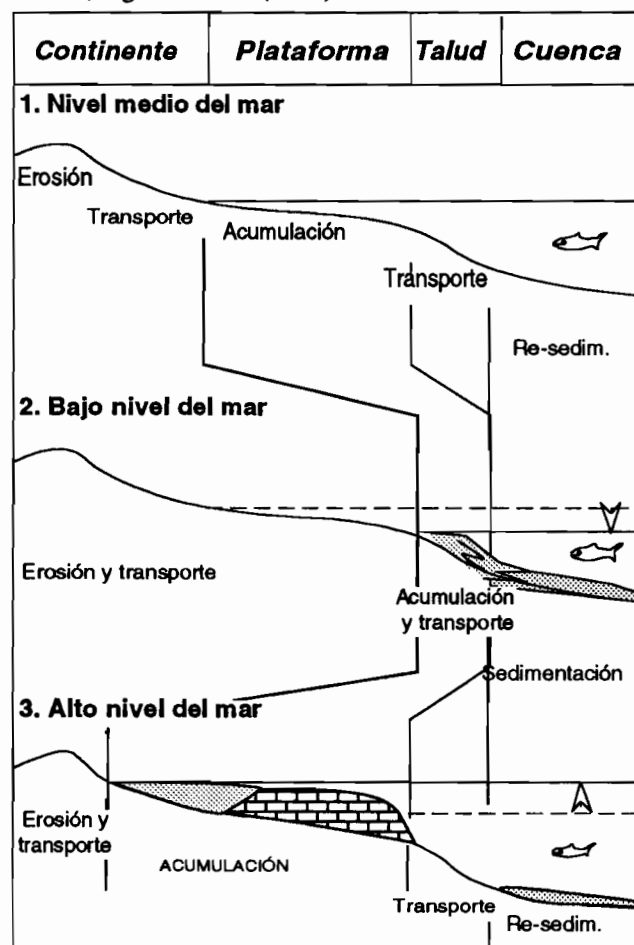
1. 3. El Eustatismo³ (fig. 5)

El Eustatismo es el fenómeno que determina los cambios verticales del nivel del mar a escala de la planeta. La subida del mar se llama **transgresión** y la baja del mar **regresión**. La influencia del eustatismo es evidente en las cuencas marinas pero tiene también, en forma indirecta, en la sedimentación continental. El origen de los cambios eustáticos tienen que ser buscados en tres principales causas:

- la variación del volumen del agua de los océanos: si se derritiera el casquete glaciar antártico, subiría el mar de 60 a 75 metros. Al revés, las grandes glaciaciones que fijan las aguas en los continentes pueden provocar regresiones, haciendo bajar el nivel del mar de 250 metros, provocando la emersión de casi 30 millones de Km²,
- la variación del volumen de las cuencas oceánicas debidas a las orogénesis continentales que reducen la superficie de los continentes (aumentando la superficie de los océanos) y a la formación de cordilleras volcánicas oceánicas que reducen el volumen de las cuencas oceánicas,

3 Para redactar esta parte utilicé el texto de capacitación preparado por Etienne Jaillarg en 1992: "Introducción al Eustatismo, orígenes, consecuencias, aplicaciones" (Convenio Petroproducción-ORSTOM).

Figura 5. Efecto del eustatismo sobre la sedimentación marina, según Laillard (1992)



• la deformación del geóide.

Además de su influencia sobre la dinámica sedimentaria que veremos más abajo comentando la figura 5, el eustatismo tiene una gran influencia sobre la sedimentación a través de las modificaciones climáticas que provoca. En período de **transgresión** (alza del nivel del mar), la superficie de los océanos aumenta, aumenta también la evaporación, lo que da un clima húmedo. El papel de regulador térmico de los océanos aumenta, induciendo un clima con débiles variaciones térmicas diarias y estacionales. Estas condiciones favorecen el desarrollo de una abundante vegetación que absorbe los rayos solares provocando el aumento de la temperatura; el detritismo es en gran parte bloqueado, poco material grueso llega a la cuenca. En período de **regresión**, aumenta la superficie de los continentes, disminuye la evaporación, lo que favorece los climas de tipo continental con fuertes contrastes térmicos. La disminución de la vegetación hace que los rayos solares son menos absorbidos, induciendo un clima más frío. El detritismo es importante y llegan a las cuencas grandes cantidades de material.

La figura 5 presenta tres casos diferentes: 1) el nivel medio del mar con la repartición de las zonas de erosión, transporte,

acumulación sedimentaria y re-sedimentación⁴; 2) el estado de bajo nivel del mar; 3) el estado de alto nivel del mar.

- En período de bajo nivel del mar (fig. 5. 2) se extiende el área sometida a la erosión, lo que proporciona más partículas detríticas. La plataforma anteriormente emergida se encuentra completa o parcialmente emergida y expuesta a la erosión y/o meteorización. Los sedimentos se depositan en un ambiente muy inestable de talud y parte de ellos se re-sedimentan más abajo en la cuenca. *"En resumen, en período de bajo nivel del mar, la erosión domina y los sedimentos, mayormente detríticos, se depositan en el borde externo de la plataforma o en la cuenca"* (Jaillard, 1992).
- En período de alto nivel del mar (fig. 5. 3) el área sometida a la erosión disminuye así como la cantidad de partículas detríticas, lo que favorece la sedimentación de origen biológico en la plataforma. Siendo los sedimentos entrampados en la plataforma, los fenómenos de re-sedimentación son menos abundantes; en la cuenca predomina una sedimentación de partículas finas (arcillas esencialmente) procedente de la superficie. *"En resumen, en período de alto nivel del mar, la plataforma es el sitio mayor de acumulación de sedimentos finos, a veces carbonatados"* (Jaillard, 1992).

En ambiente continental el eustatismo puede tener una influencia, aunque menos marcada que en el ambiente marino. En período de bajo nivel del mar el nivel de base de los ríos baja, acompañando a la línea de costa; esto provoca la reactivación de la erosión fluvial que va afectar también la parte de la plataforma recientemente emergida. La consecuencia es que se acumula material detrítico, más grueso que anteriormente, en las cuencas continentales. Una baja del nivel del mar produce, en ambiente continental un efecto parecido a un evento tectónico. En período de alto nivel del mar, sube el nivel de base de los ríos, lo que induce un bloqueo de la erosión fluvial. En las cuencas continentales solo llegan partículas finas.

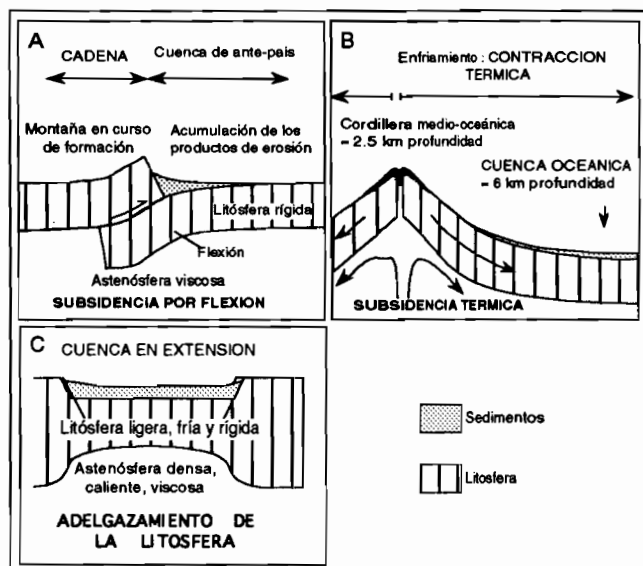
1. 4. La Subsistencia⁵ (fig. 6)

La subsistencia es el fenómeno tectónico por el cual la superficie de una placa litosférica sube (subsistencia

4 La "re-sedimentación" es el fenómeno que corresponde a la desestabilización de los sedimentos ya depositados para transportarlos y depositarlos en forma catastrófica en regiones más distales de la cuenca. Es el fenómeno que, particularmente, da origen a las turbiditas.

5 Para redactar esta parte se utilizó el texto de capacitación preparado por E. Jaillard en 1992: "La Subsistencia. Nociones físicas, modelos y tipología" (Convenio Petroroducción-ORSTOM).

Figura 6. Tres ejemplos de subsidencia, según Jaillard (1992)



negativa) o baja (subsidencia positiva) respecto a su posición anterior. El fenómeno de la subsidencia es uno de los factores primordiales del funcionamiento de una cuenca ya que controla tanto la acumulación sedimentaria cuanto las lagunas sedimentarias y las erosiones.

La subsidencia depende de tres principales causas que son:

- los esfuerzos tectónicos que engrosan o adelgazan la litosfera y provocan sus variaciones de peso, volumen, temperatura y también flexión,
- la temperatura, que induce un cambio de volumen y de densidad de las rocas,
- la isostasia, que se debe a las características viscosas de la astenósfera.

La figura 6 muestra tres ejemplos muy teóricos y esquemáticos de subsidencia:

- **La subsidencia por flexión** de la litosfera (fig. 6-A) se da en las cuencas de antepaís donde, bajo el efecto de la tectónica compresiva un frente tectónico cabalga su antepaís. El sobrepeso de la masa cabalgante provoca la deformación de la litosfera subyacente y la constitución de una cuenca donde se acumulan los productos de la erosión de los relieves en curso de formación. En este modelo el eje de mayor subsidencia migra hacia el antepaís. Otras zonas donde se produce la flexión de la litosfera son las márgenes activas; la litosfera fría que se hunde en la astenósfera caliente provoca el enfriamiento de esta, lo que se traduce en superficie por un descenso del flujo térmico. El contraste de temperatura produciría, en la astenósfera subyacente al continente, una convección simétrica a la subducción y por consiguiente la flexión de la parte más distal (próxima a la zona de subducción) del continente.

• **La subsidencia térmica** (fig. 6-B) es la que se produce en las cuencas oceánicas. Se debe al hecho de que el volumen de un cuerpo disminuye enfriándose (contracción térmica). La litosfera oceánica originada al nivel de las cordilleras medio-oceánicas se encuentra a 1 300°C y 2 500 metros de profundidad. Pasando el tiempo se aleja de la cordillera (expansión oceánica), se enfría y se contrae para llegar finalmente hasta 6 Km de profundidad en las cuencas oceánicas. Los cálculos teóricos muestran que al cabo de 180-200 Ma, la litosfera oceánica es tan fría y densa que se hunde en la astenósfera bajo su propio peso formando una nueva zona de subducción. Esto explicaría el porque de la ausencia de pisos oceánicos de más de 160 Ma.

• **La subsidencia por adelgazamiento de la litosfera** (fig. 6-C) se produce cuando la litosfera (continental por ejemplo) ligera, rígida y fría, se encuentra sometida a esfuerzos extensionales que la adelgazan provocando así una depresión o cuenca; es la primera etapa, rápida, de subsidencia de origen tectónico. Según el principio de Arquímedes, la astenósfera más densa y caliente tiende a subir oponiéndose, después de un cierto tiempo, a la subsidencia tectónica inicial; en el mismo tiempo se calienta la litosfera. Pasando el tiempo, la litosfera tiende a enfriarse y retractarse, provocando una segunda etapa (térmica), más lenta, de subsidencia.

3 - LA INFORMACIÓN QUE APORTAN LAS CUENCAS SEDIMENTARIAS AL CONOCIMIENTO DE UNA CADENA DE MONTAÑAS

A partir de tres ejemplos intentaremos mostrar en que el estudio de las cuencas sedimentarias puede ayudar a una mejor comprensión de la evolución de las cadenas montañosas. El primer ejemplo, la supuesta "cuenca" Celica-Lancones del SW del Ecuador-NW del Perú, trae información sobre la geodinámica de la margen activa andina durante el Mesozoico y el Terciario inferior. El segundo ejemplo, las cuencas intramontañosas neógenas del Ecuador, aporta informaciones sobre el comportamiento de la región andina durante el proceso tectónico andino que provocó la surrección de la Cordillera de los Andes. El último ejemplo, el de la cuenca subandina neógena del nororiente peruano muestra en cual forma la organización a gran escala de la sedimentación se puede relacionar con la progresión hacia el este del cabalgamiento de los Andes sobre su antepaís oriental.

2. 1. La "cuenca" Celica-Lancones (fig. 7 y 8)

El Cretácico de las regiones de Celica (SW del Ecuador) y de Lancones (NW del Perú) ha sido interpretado como el relleno

de una cuenca de tras-arco localizada en la sutura entre el Bloque Amotapes-Tahuín (BAT) y la margen andina (fig. 7); la acreción se habría producido hacia el límite Jurásico-Cretácico (Mourier, 1988). En esta interpretación, las facies occidentales que descansan discordantemente sobre el Paleozoico del BAT, pasan progresivamente a las facies volcánicas y volcanoclásticas de la parte oriental; siendo las dos zonas de facies separadas por una importante zona de fallas (Kennerley, 1973; Bristow y Hoffstetter, 1977; Reyes y Caldas, 1987; Mourier, 1988). Por otra parte, estudios paleomagnéticos indican que el BAT sufrió, desde el Paleozoico, una translación hacia el norte de varios centenares de kilómetros así como una rotación horaria de $\approx 110^\circ$. Por su parte, las rocas cretácicas de la "cuenca" Celica-Lancones han registrado una rotación horaria de $\approx 60^\circ$ sin mayor translación (Mourier *et al.*, 1988).

Nuevos estudios estratigráficos, sedimentológicos y estructurales, particularmente los de Berrones *et al.* (1993) muestran que se puede distinguir en la "cuenca" Celica-Lancones dos unidades tectónicas (el BAT y la Placa Sur Americana, fig. 7) separadas por una sutura tectónica mayor y cubiertas, cada una, por una serie estratigráfica diferente.

La figura 8 presenta un resumen de las dos series. Sin entrar en el detalle de las descripciones litoestratigráficas que se encontrarán en Berrones *et al.* (1993), cabe señalar que la serie oriental difiere de la que cubre el BAT por:

- la presencia de un substrato volcánico cretácico, la Fm. Celica,
- un detritismo de naturaleza esencialmente volcánica, durante el Cretácico superior y el Paleoceno(?),
- la existencia, en el Senoniano, de una plataforma mixta carbonatada/silico-clástica.

Estas diferencias indican que las dos series se han depositado en contextos paleogeográficos diferentes y no en una misma "cuenca" Celica-Lancones. Además, las dos series están separadas por una gran zona de falla en la cual se encuentran atrapadas escamas discontinuas de cherts y de finas turbiditas oscuras cuya edad ha sido, en ciertos lugares, determinada del Maastrichtiano (Bristow y Hoffstetter, 1977).

Los terrenos del Cretácico inferior del BAT son comparables a los de la margen andina, pero es a partir del Albiano que las condiciones cambian en forma drástica; por ejemplo, la sedimentación turbidítica, desde el Cenomaniano, es muy diferente en uno y otro dominio. Estos cambios pueden ser interpretados como el comienzo de la migración del BAT hacia el norte. Recordamos que el Cretácico superior es un período en el cual la corteza oceánica converge hacia la corteza continental en forma muy oblicua y en sentido de sur hacia norte; esto indujo movimientos dextrales a lo largo de la margen andina.

Figura 7. Esquema de ubicación del Bloque Amotape Tahuín, de la "cuenca" Celica-Lancones y de la Placa América del Sur. Según Berrones *et al.* (1993)

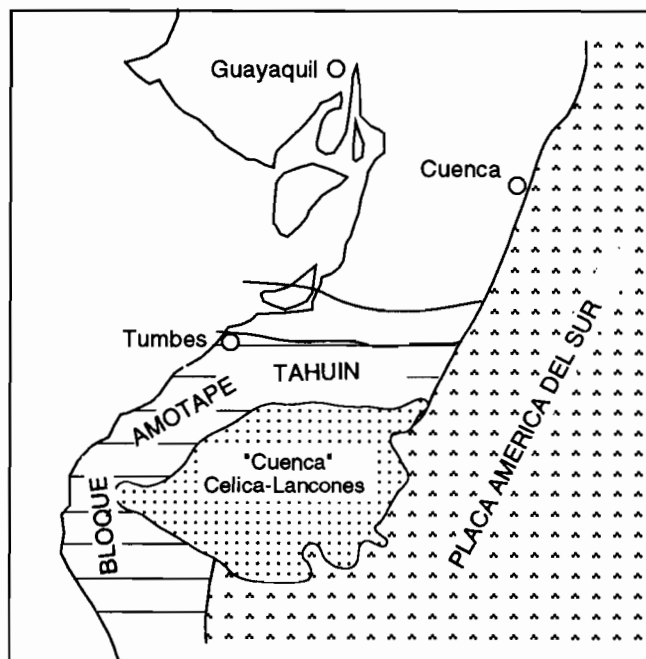
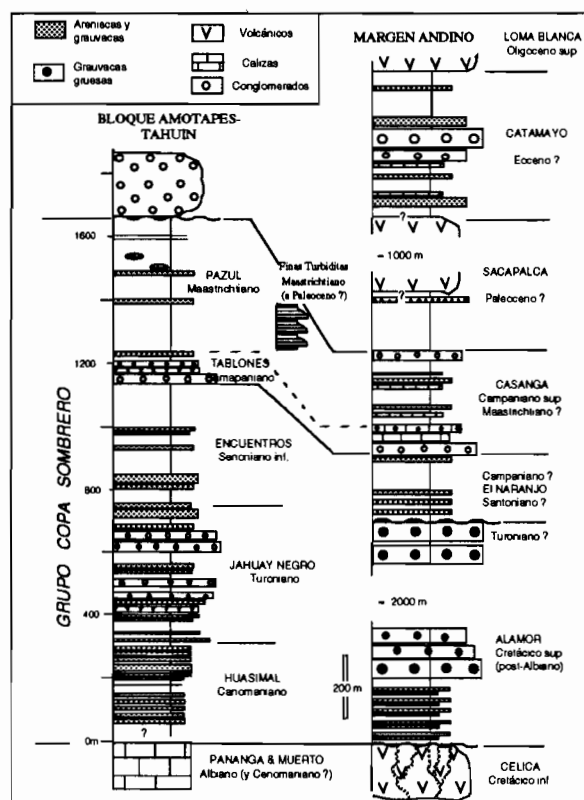


Figura 8. Columnas estratigráficas de las coberturas del Bloque Amotapes-Tahuín y de la margen andina (según Berrones *et al.*, 1993)



Las turbiditas finas y los cherts atrapados en la zona de falla constituyen la sutura entre las dos unidades, son los testigos de los sedimentos depositados, en el Maastrichtiano, entre el

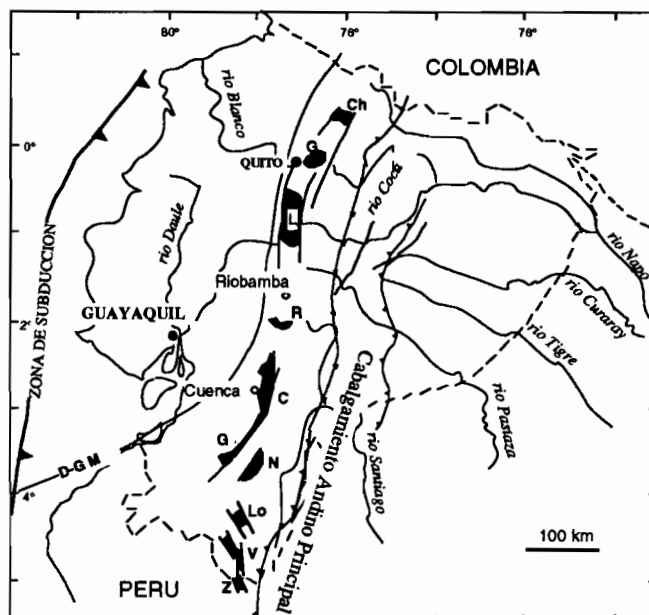
BAT y la margen andina, no todavía en contacto. La acreción de los dos dominios paleogeográficos es, pues, post-Maastrichtiano; se produce tal vez hacia el límite Paleoceno-Eoceno (Berrones *et al.*, 1988). Los sedimentos detríticos gruesos de la Fm. Mogollón (Eoceno de la cuenca de Talara, en el borde occidental del BAT), representan probablemente los depósitos correlativos de la acreción.

2. 2. Las Cuenas Intramontañosas Neógenas del Ecuador

A lo largo de la Sierra ecuatoriana, en el Valle Interandino, existe una sucesión de afloramientos de sedimentos continentales neógenos, más precisamente de edad Oligoceno superior-Plioceno; son potentes y limitados por sistemas de fallas de direcciones NS, NW-SE y NNE-SSW (fig. 9). La cuenca de Cuenca, la mejor estudiada (Noblet *et al.*, 1988), es también la de mayor extensión⁶. El carácter intramontañoso (fig. 1) de dichas cuencas está atestiguado por la procedencia de los aportes fluviales que indican la existencia de relieves en todos los alrededores de las depresiones constituyendo las cuencas.

A pesar de las particularidades locales que pueden ser importantes, todas estas cuencas muestran características idénticas

Figura 9. Localización de las cuencas intramontañosas neógenas del Ecuador.



Ch: Chota, G: Guayllabamba, L: Latacunga, R: Riobamba, C: Cuenca, G: Girón-Santa Isabel, N: Nabeon, Lo: Loja, V: Vilcabamba, Z: Zumba, D-G m: Zona de falla Dolores-Guayaquil

⁶ La cuenca de Latacunga (fig. 9) también es muy extensa, pero se trata de una cuenca mucho menos subsidente que las otras y cuya evolución se produjo durante el Cuaternario (Dávila, 1990).

en cuanto a su edad (Oligoceno superior-Plioceno), a la sucesión de los ambientes sedimentarios (de abajo hacia arriba: fluvial, lacustre, abanicos aluviales), al contexto tectónico de su evolución (han experimentado durante su relleno un régimen transtensivo y después transpresivo). Estas características comunes indican que la geodinámica de las cuencas intramontañosas neógenas ha sido controlada por los mismos procesos a todo lo largo de la cadena andina. El estudio de las cuencas será pues un medio de conocer mejor los fenómenos geodinámicos globales que actuaron durante el Neógeno.

2. 2. 1. El relleno sedimentario de las cuencas

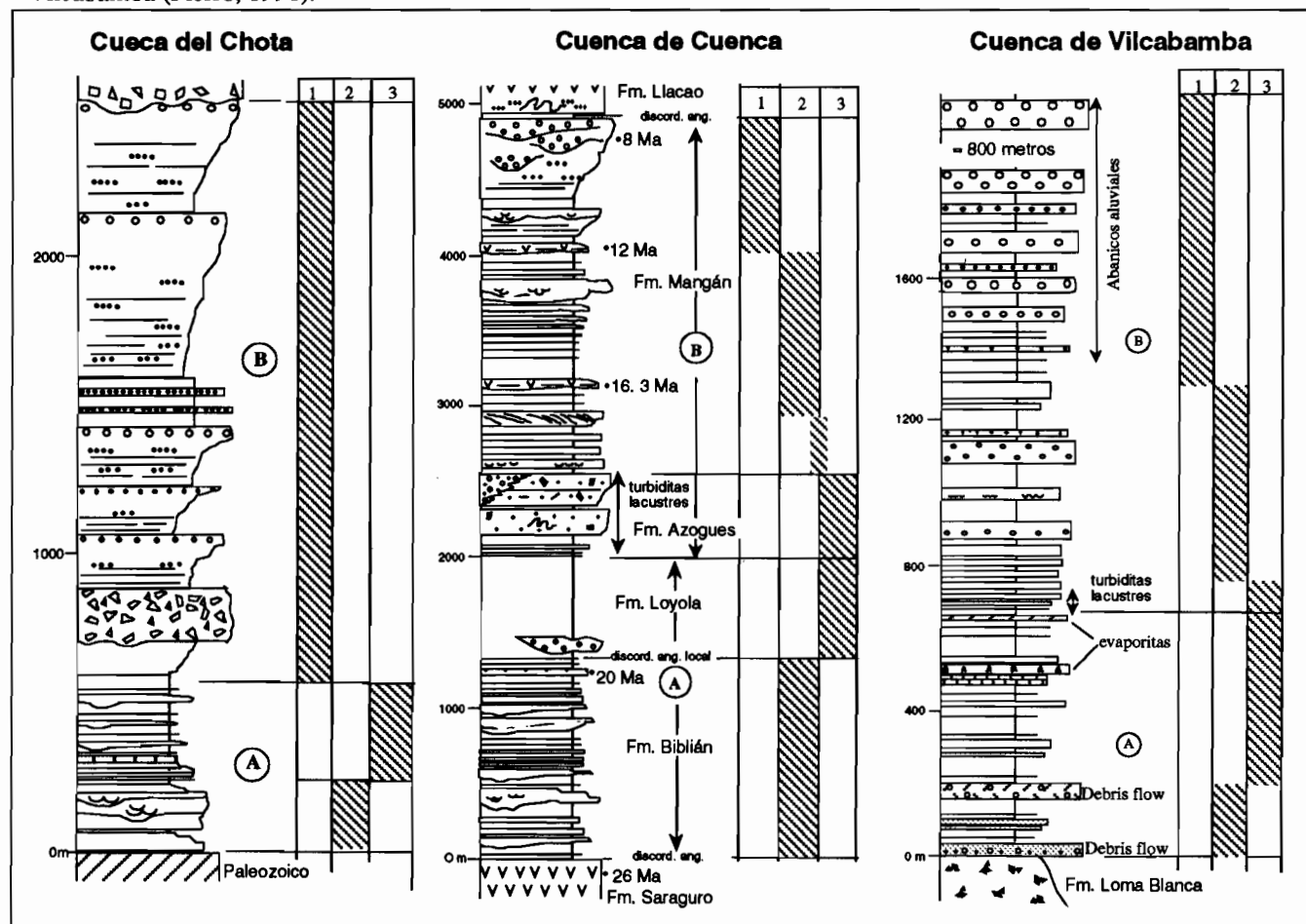
La figura 10 presenta el relleno sedimentario de tres cuencas neógenas, la del Chota (Barragán, 1992), de Cuenca (Noblet *et al.*, 1988), de Vilcabamba (Fierro, 1991). En estas tres cuencas así como en las otras, tales la de Loja (Izquierdo, 1991) y de Girón-Santa Isabel (Mediavilla, 1991), o en las cuencas peruanas de misma edad y de misma posición en la cadena (Marocco *et al.*, 1994), el relleno sedimentario se divide en dos grandes secuencias A y B. Cada secuencia representa una fase y un tipo de evolución de la cuenca. Los fósiles encontrados en los sedimentos lacustres de Cuenca, Loja y Vilcabamba, aunque no muy diagnósticos, indican el Mioceno medio a superior (Berry, 1929; Kennerley y Almeida, 1975; Putzer, 1985).

La secuencia A

La secuencia A es grano decreciente; descansa sobre un substrato constituido por terrenos de edades diferentes según los lugares. En la cuenca del Chota (Barragán, 1992) la secuencia A yace en nítida discordancia angular sobre los sedimentos epimetamórficos de la Formación Ambuquí de supuesta edad paleozoica. En la cuenca de Cuenca (Noblet *et al.*, 1988) la parte inferior de la serie sedimentaria neógena (Fm. Biblián), descansa en discordancia angular sobre el Grupo volcánico Saraguro cuya edad va del Oligoceno inferior (35.3 Ma, Lavenu *et al.*, 1992) al Mioceno inferior y medio (19.5 a 14.2 Ma, Kennerley, 1980); seguía la actividad volcánica mientras que en la cuenca se acumulaban sedimentos con litología fuertemente influenciada por dicho volcanismo. En Vilcabamba (Fierro, 1991) es la Formación volcánica Loma Blanca, que descansa en discordancia angular sea sobre el Grupo Zamora (Paleozoico), sea sobre la Formación volcano-sedimentaria Gonzanamá atribuida al Paleoceno (hoja de Gonzanamá, Kennerley y Almeida, 1975), que conforma el substrato concordante de los sedimentos de la cuenca.

La parte inferior del relleno está constituida, en todas las cuencas, por sedimentos fluviales relativamente proximales que representan los sistemas de drenaje de la primera depresión formada a fines del Oligoceno o a principios del Mioceno. Las facies fluviales pasan, hacia arriba, a facies

Figura 10. Relleno sedimentario de las cuencas neógenas de Chota (Barragán, 1992) de Cuenca (Noblet *et al.*, 1988) y de Vilcabamba (Fierro, 1991).



1 = Abanicos aluviales; 2 = Ambiente fluvial; 3 = Ambiente lacustre

lacustres; la transición es brutal indicando una instalación muy rápida de los lagos, debida sea a una subsidencia muy rápida que bloquea, o por lo menos dificulta, el drenaje de la depresión o sea a una subida eustática del nivel del mar que induce una subida de las napas freáticas, tanto cuanto que a principios del Mioceno las cuencas se encontraban a más de algunos centenares de metros por encima del nivel del mar (Marocco *et al.*, 1993, 1994). Los sedimentos lacustres, potentes de varios centenares a más de mil metros según las cuencas, son arcillas, limos y areniscas finas con escasos lentes de areniscas gruesas y de conglomerados, de color siempre claro (blanco, amarillento); se organizan en secuencia grano crecientes de emersión lacustre cuyo espesor puede pasar los cien metros en ciertos casos como en la cuenca de Vilcabamba (Fierro, 1991; Marocco *et al.*, 1993). Cada una de las secuencias muestra:

- una parte inferior compuesta por facies lacustres profundas como arcillas, arenas finas, pequeñas turbiditas centimétricas a decimétricas de baja densidad (términos [a, b, c, e] o [b, c, e] de Bouma, 1962);
- una parte superior ocupada por facies someras y hasta palustres: limos con bioturbación, arenas gruesas y conglomerados representando desembocaduras de ríos en el lago,

calizas lacustres con fuerte olor a hidrocarburos y abundantes laminaciones de algas, capas de carbón, evaporitas.

Las series lacustres de las diferentes cuencas muestran una evolución regresiva tanto a nivel de cada secuencia que al del conjunto de la serie.

La secuencia B

Las facies lacustres finas se interrumpen bruscamente para pasar a turbiditas de alta densidad (las megaturbiditas de Noblet *et al.*, 1988 y de Noblet y Marocco, 1989) que indican un cambio drástico en la dinámica de la cuenca. Mientras que la secuencia A mostraba un régimen lacustre tranquilo y una dinámica de cuenca solamente controlados por la acumulación sedimentaria y la subsidencia, las facies de la secuencia B traducen una gran inestabilidad de las zonas de aportes. Cualquiera que sea el fenómeno responsable de dicha inestabilidad (reactivación de la tectónica o de la actividad volcánica), el cambio geodinámico es nítido, y la discontinuidad entre los sedimentos lacustres tranquilos y las facies turbidíticas es una discontinuidad mayor entre dos regímenes dinámicos de la cuenca.

Las turbiditas de alta densidad son más o menos desarrolladas según las cuencas. Las más espectaculares se encuentran en la cuenca de Cuenca, tanto en potencia de serie como en secuencias individuales que alcanzan a menudo los diez metros. Aquí Noblet *et al.*, (1988) y Noblet y Marocco (1989) describieron, probablemente por primera vez en la literatura sedimentológica, megaturbiditas lacustres. En Girón-Santa Isabel, Mediavilla (1991) mostró la existencia de megaturbiditas comparables a las de Cuenca. En Vilcabamba estas turbiditas existen pero son de densidad menor y, por lo tanto, conforman bancos más pequeños que no pasan un metro de potencia. La sedimentación turbidítica de alta densidad debe relacionarse con la inestabilidad que crea relieves en las zonas de aportes y, por consiguiente, induce una proximalización y un aumento del volumen de los aportes. Los ríos desembocando al lago fabrican deltas cuyas partes infra-lacustres, bajo el efecto de la sobre carga y/o de sismos, se desprenden hacia las zonas profundas del lago bajo forma de corrientes de turbidez de alta densidad.

En estas condiciones de abundancia de aportes sedimentarios el lago tiende a colmatarse rápidamente. Por esta razón, encima de las turbiditas de alta densidad vienen sedimentos fluviales proximales probablemente relacionados con abanicos aluviales instalados sobre los relieves recientemente formados en las zonas de aportes. Pasando el tiempo, los abanicos aluviales progradan e invaden las cuencas pudiendo constituir grandes acumulaciones conglomeráticas como en la cuenca de Vilcabamba donde Fierro (1991) describe hasta doce secuencias superpuestas de abanico aluvial. Dichos abanicos se instalan sobre las fallas que controlan la actividad de la cuenca; cada secuencia de abanico corresponde a una etapa de la actividad de las fallas.

El relleno de las cuencas intramontañosas neógenas se realiza, pues, en dos etapas. La primera etapa (secuencia A) se produce durante el Oligoceno terminal-Mioceno inferior a medio; la distalización progresiva de las facies indica una tendencia al ensanchamiento de las cuencas, o sea a una **apertura** de las mismas. La segunda etapa (secuencia B) ve la proximalización de los aportes, es decir un estrechamiento de las cuencas; es el **cierre** de las cuencas. Veremos más abajo cuales son los regímenes tectónicos contemporáneos de las dos etapas.

2. 2. 2. Contexto tectónico de la sedimentación neógena intramontañosa

Los estudios de Lavenu y Noblet (1989), Lavenu *et al.* (1990), Noblet *et al.* (1988), basándose en el análisis de las deformaciones dúctiles y frágiles afectando a las series sedimentarias de las cuencas neógenas y a los terrenos formando su entorno, han mostrado claramente que la sedimentación se realizó, desde su principio, en ambiente de tectónica activa.

El inicio de las depresiones que conforman las cuencas comenzó al Oligoceno terminal, hacia 26 Ma, consecutivamente al último evento geodinámico global que ocurrió en el Pacífico entre 27 y 25 Ma. Este evento provoca la separación de la Placa Farallón en dos nuevas placas: la Placa Cocos y la Placa Nazca (Handshumacher, 1976; Pilger, 1984). La nueva organización se acompaña de una reordenación de la dirección de convergencia - que pasa a N80° - entre la nueva Placa de Nazca y la Placa América del Sur, así como de una aceleración de dicha convergencia (Minster y Jordan, 1978; Pilger, 1983; Duncan y Hargraves, 1984). Las acreciones de bloques continentales (Bloque Amotapes-Tahuin) y oceánicos (Bloque de la Costa, desde la Península de Santa Elena hasta Colombia) ocurrieron antes de la reorganización del Pacífico oriental (Berrones *et al.*, 1993; Campbell, 1974; Feininger y Bristow, 1980; Lebrat *et al.*, 1985; Mégard *et al.*, 1987; Mourier, 1988; Roperch *et al.*, 1987).

Las huellas más espectaculares de la actividad tectónica contemporánea de la sedimentación son las discordancias progresivas, tales las que se pueden observar en la cuenca de Cuenca (Noblet *et al.*, 1988), en la cuenca del Chota (Barragán, 1991) y, en menor proporción, en la cuenca de Vilcabamba (Fierro, 1991). Se ven capas o conjunto de capas descansando en discordancia angular sobre terrenos de la misma unidad y cubiertas, también discordantemente, por capas más jóvenes siempre de la misma unidad. Por lo general, estas discordancias progresivas afectan a las unidades litoestratigráficas de la secuencia B del relleno. En la secuencia A, las únicas huellas de deformación dúctil sinsedimentaria corresponden a pliegues aislados, probablemente ligados a juegos horizontales de fallas. Parece ser el caso, por ejemplo, en la parte baja de la Quebrada Santo Domingo, donde un pliegue afecta solo la parte inferior de los sedimentos lacustres.

La deformación se traduce también por estructuras frágiles (fallas), su análisis estadístico permite reconstituir las direcciones de los esfuerzos a diferentes momentos de la vida de la cuenca. Del Oligoceno superior al Mioceno terminal-(Plioceno?) que es aproximadamente el lapso de tiempo durante el cual funcionaron las cuencas, los esfuerzos tectónicos sufrieron una rotación en sentido horario. Como se lo puede apreciar en la figura 11, la dirección principal de acortamiento (σ_1) pasa progresivamente de NNE-SSW (Oligoceno sup.-Mioceno inf.) a NE-SW (Mioceno medio) y finalmente casi E-W (Mioceno superior).

A pesar de las diferencias locales debidas a que la deformación se expresa más o menos satisfactoriamente según los tipos litológicos, en todas las cuencas estudiadas (fig. 9), el análisis estructural ha dado los mismos resultados, indicando que el régimen de esfuerzos ha sido lo mismo durante el Oligoceno superior-Mioceno (y Plioceno?) a todo lo largo de la cadena andina en proceso de edificación. La figura 12 sintetiza el efecto de la deformación neógena sobre

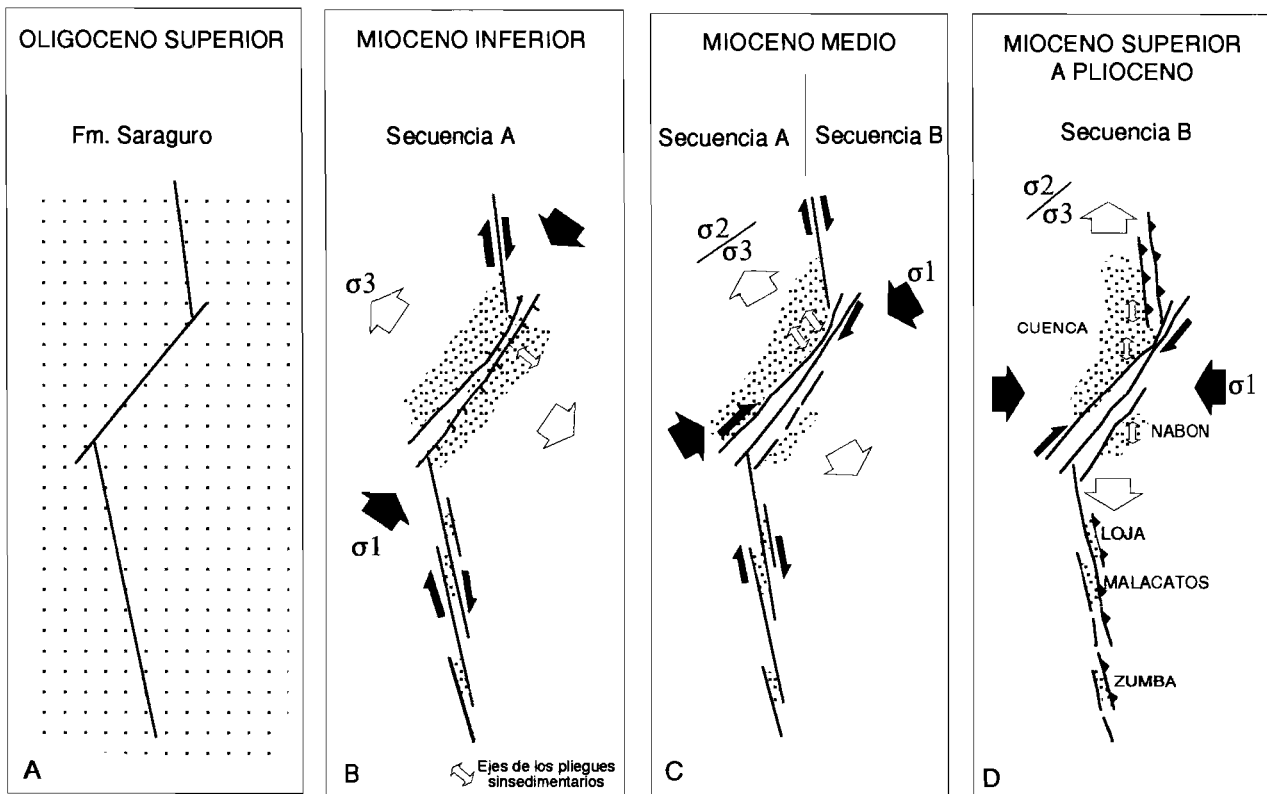
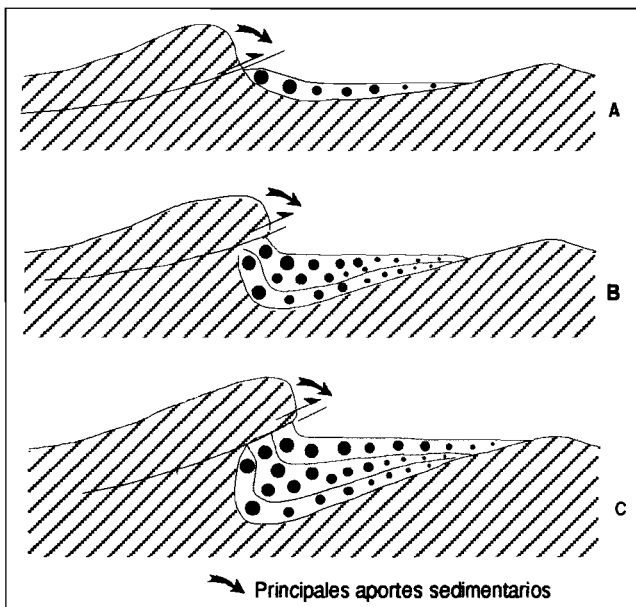
Figura 11. Resumen de la evolución geodinámica de la Sierra Sur del Ecuador durante el Neógeno, según Noblet *et al.* (1988)

Figura 12. Génesis de secuencias granocrecientes en una cuenca de antepaís



las cuencas del Sur del Ecuador que se han formado sobre sistema de fallas orientados NNW-SSE y NE-SW (Noblet *et al.*, 1988). La oblicuidad de la convergencia (50°) entre la nueva Placa Nazca y la margen activa provoca un desplazamiento hacia el norte de los bloques anteriormente acrecionados. Este movimiento induce un juego dextral a lo largo de las fallas NNW-SSE, determinando la apertura de

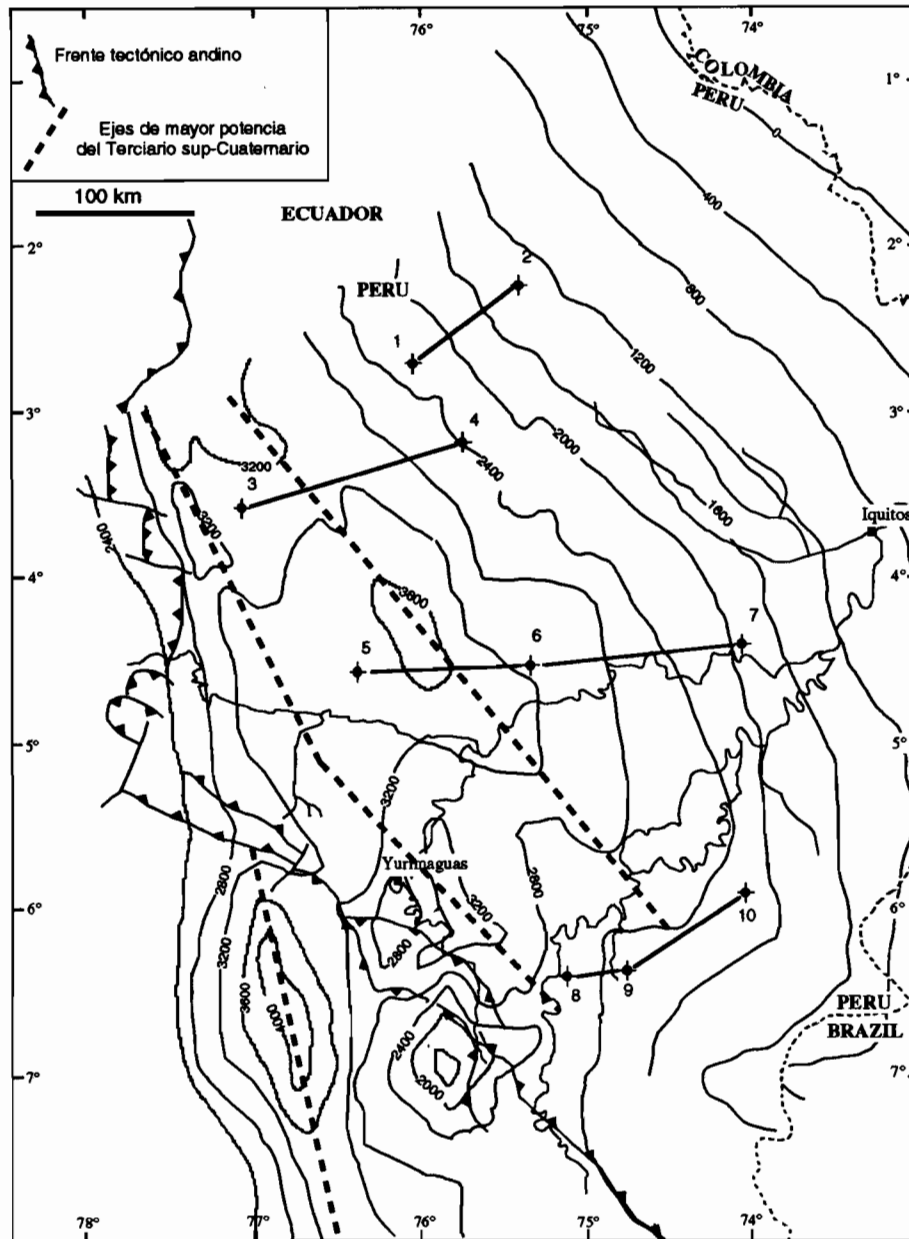
las cuencas. El bloqueo progresivo del desplazamiento provoca la rotación en sentido horario de los esfuerzos, hasta llegar a un acortamiento E-W, aproximadamente paralelo a la dirección de convergencia con juegos inversos de las fallas NNW-SSE que determinan el cierre de las cuencas (Lavenu y Noblet, 1989).

El estudio de las cuencas intramontañosas neógenas del Ecuador trae informaciones sobre la dinámica general de la cadena de los Andes sobre el período Oligoceno superior-Plioceno, durante el cual se estructura la cadena para llegar a su estado actual. La conjunción de los análisis litoestratigráficos y estructurales permite dar una visión en forma de dibujo animado de la evolución geodinámica; este tipo de estudio estableció, no solamente la rotación de los esfuerzos pero también la existencia de un *continuum* de la deformación (discordancias progresivas) que comenzó hace 26 Ma y que sigue hasta la época actual (Lavenu y Noblet, 1989; Noblet *et al.*, 1988).

2. 3. La cuenca neógena de antepaís del Oriente peruano (según Marocco, 1993)

El mapa de la figura 13 muestra la región nororiente del Perú y la localización de los diez pozos que sirvieron para determinar la litoestratigrafía del relleno neógeno de la cuenca de antepaís. Las curvas isópacas del Terciario

Figura 13. Mapa isópaco (curvas en metros) del Terciario superior -Cuaternario y localización de los pozos estudiados. Según Marocco (1993) y documentos PETROPERU



Superior - Cuaternario muestran la forma disimétrica de la cuenca con una mayor potencia de sedimentos terciarios al oeste que al este. La casi totalidad de los sedimentos son de origen fluvial; las facies representadas van de las más proximales (conglomerados y arenas gruesas angulosas, conformando secuencias métricas granodecipientes de ríos entrenzados proximales) a los más distales (arcillas rojas intercaladas por escasos bancos de arenas finas y limos, característicos de llanuras de inundación de ríos distales). El principal problema del estudio del Neógeno subandino es la falta de elementos de datación; los fósiles encontrados (oogonios de carófitas, gasterópodos, ostrácodos, polenes, restos de peces y, en ciertos lugares de mamíferos) son

relativamente abundantes pero poco diagnósticos. Las carófitas por ejemplo, frecuentes en la parte inferior de la serie, no indican más que el Neógeno. En las regiones orientales, algunos bancos de calizas marinas y de areniscas glauconíticas (Formación Pebas) indican una entrada transgresiva muy tímida de un mar procedente del este y del norte. La fauna (microgasterópodos) y la microfauna (ostrácodos, foraminíferos) encontrados en dichas calizas indican un ambiente somero (llanura tidal).

La granocrecencia de las tres secuencias N1, N2 y N3 y la granocrecencia del conjunto de la columna estratigráfica indican claramente que las zonas de aportes migraron hacia el

este en tres principales etapas. Pero la falta de elementos de datación dificulta la atribución de edades a las secuencias y a las discontinuidades. Marocco (1993) basándose en los pocos elementos de datación disponibles y sobre correlaciones litoestratigráficas con la cuenca de Bagua (Naeser *et al.*, 1991) ubicada al oeste del Frente tectónico andino, dio un cuadro tentativo de atribución de edades a las discontinuidades y a las secuencias (fig. 15). En este cuadro notamos que la base de la serie "neógena" descansa sobre las lutitas marinas de la Formación Pozo datada del Eoceno superior (É. Jaillard, com. verbal) y no del Oligoceno como se lo pensaba antes (Gutierrez, 1975). Ya que los sedimentos fluviátiles de la secuencia N1 muestran una alimentación procedente del oeste, parece evidente considerarlos como los sedimentos correlativos de la reactivación tectónica andina que crea relieves y que comienza alrededor de 26-28 Ma, o sea al Oligoceno Superior (Marocco, 1991; Marocco *et al.*, 1994; Sébrier *et al.*, 1988; Sempere *et al.*, 1990). Así, la serie dicha "neógena" comienza a depositarse durante el Oligoceno Superior. En esta interpretación, la discontinuidad basal de N1 corresponde a la laguna estratigráfica del Oligoceno inferior y los sedimentos de la secuencia N1 a un período de avance tectónico de los Andes hacia el Este. Siguiendo este razonamiento, las secuencias N2 y N3 son también indicadoras de etapas en el avance de los Andes; las edades atribuidas a las discontinuidades N2/N1 y N3/N2, Cuaternario/N3, son las que, por el momento, cuadran mejor con los escasos datos cronológicos que tenemos sobre el Terciario del Oriente peruano. Estas edades (10 Ma, 7 Ma, 2.7 Ma) corresponden a lo que en la Sierra de Bolivia y Perú, Sébrier *et al.* (1988) entre otros autores llaman *fases* tectónicas Quechua 2, 3 y 4. Aparentemente, la *fase* Quechua 1 (15-17 Ma) no habría dejado huellas sedimentarias en la cuenca subandina de antepaís. Vimos más arriba (2. 2. Las Cuencas Intramontañosas...) que en la zona andina, durante el Oligoceno superior-Neógeno, más que un modelo en fases tectónicas intermitentes más valía adoptar un tipo de evolución tectónica compresiva continua. En la cuenca de antepaís, la respuesta sedimentaria a esta evolución tectónica son las tres secuencias grano crecientes cuyas discontinuidades se pueden interpretar como detenciones en el proceso tectónico.

La organización sedimentaria es la que aparece en la figura 14 donde hemos presentado correlaciones en el sentido Oeste-Este, entre los pozos 1-2, 3-4, 5-6-7, 8-9-10. Aunque las secuencias estrato y granocrecientes son más evidentes en la parte occidental de la cuenca, y sobre todo en la parte sur de la zona estudiada (pozos 5-6 y 8-9), se puede reconocer en toda la cuenca una misma polaridad litoestratigráficas. En el sentido vertical, las columnas se ordenan en tres secuencias N1, N2, N3, cada una granocrecientes; pero cada columna es también globalmente granocreciente, siendo cada secuencia más gruesa que la anterior. El grano disminuye progresivamente en sentido horizontal del Oeste hacia el Este, lo que indica que los aportes detríticos proceden del oeste, es

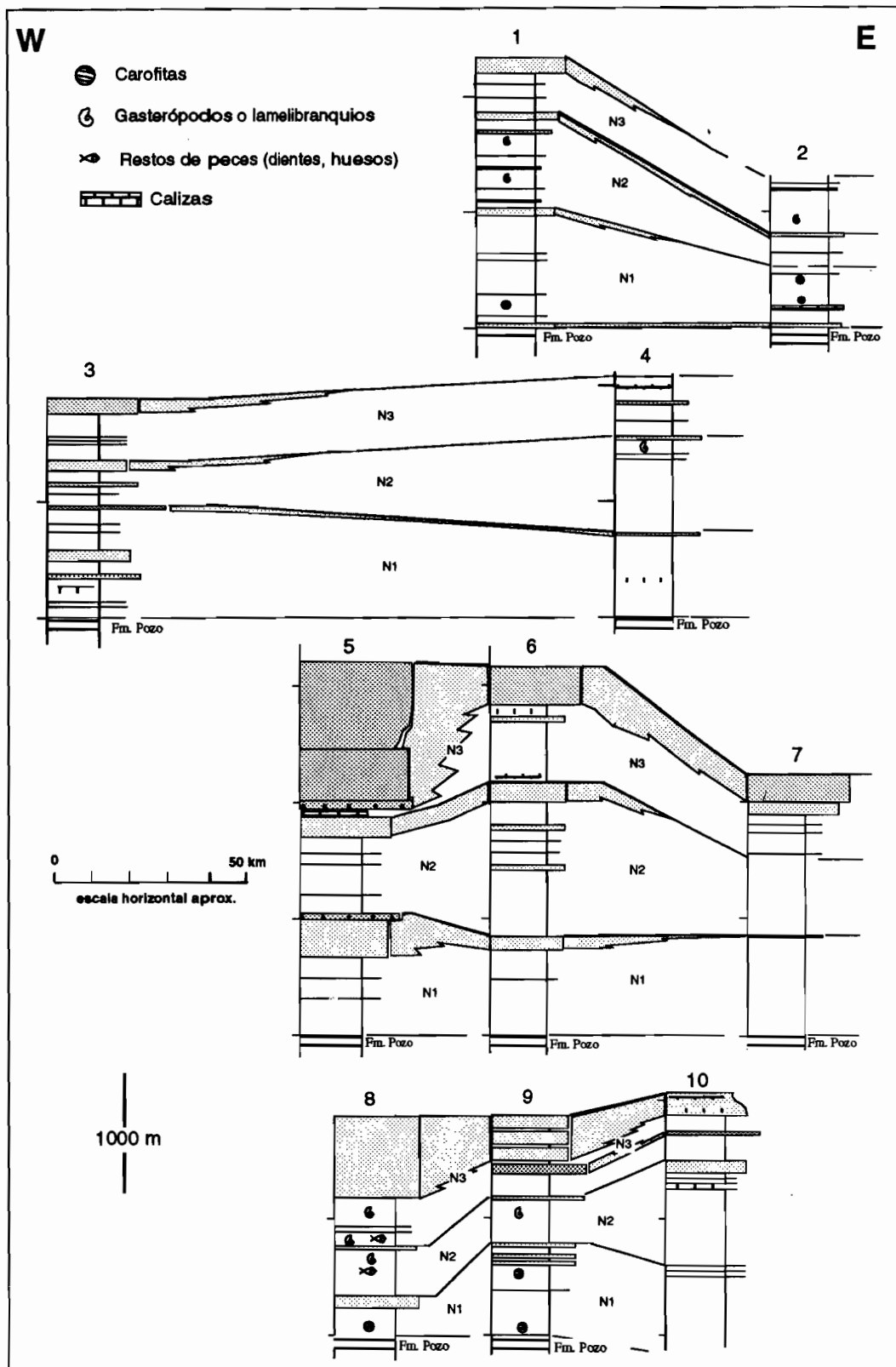
decir de los Andes en proceso de cabalgamiento y de levantamiento.

La sedimentación en la cuenca de antepaís es gruesa en las zonas proximales y se torna más y más finas hacia las partes distales. El efecto progradante de la sedimentación, inducido por el avance de las zonas de aportes hacia la cuenca, genera secuencias sedimentarias estrato y granocrecientes a la escala hecto o kilométrica (fig. 12). Las relaciones exactas existentes entre secuencia estrato y granocreciente de antepaís y tectónica plantean algunos problemas (véase más abajo y fig. 16)); sin embargo, en primera aproximación, podemos admitir que cada gran secuencia grano y estratocreciente corresponde a una fase de avance de los Andes sobre su antepaís.

Los ríos que desaguan hacia la cuenca atlántica depositan la mayor parte de su carga sólida, procedente de la erosión de los relieves andinos, en una depresión ubicada al pie de los Andes : la cuenca subandina. Esta cuenca continental, alimentada exclusivamente la erosión de los Andes, es una cuenca de antepaís (fig. 1). Este tipo de cuenca se constituye cuando una unidad estructural de gran volumen (como la Cordillera de los Andes) cabalga su antepaís (el Escudo Brasileño por ejemplo). El sobrepeso de la masa cabalgante provoca una flexión de la litosfera y, por ende, una depresión alargada paralelamente a la falla de cabalgamiento. Dicha depresión constituye una cuenca cuya subsidencia será acentuada por la acumulación de los sedimentos procedentes de la erosión de los relieves de la masa cabalgante. La progresión horizontal del cabalgamiento hace que su depresión frontal migre en el mismo tiempo y en el mismo sentido.

El modelo presentado de secuencias estrato y granocrecientes correlativas de fases de avance del cabalgamiento andino sobre su antepaís, no es completamente satisfactorio como se lo puede ver en la figura 16. La tectónica provoca el avance hacia el este del frente de cabalgamiento y la creación de relieves; estos dos fenómenos ligados genéticamente muestran un comienzo y un fin sincrónicos que constituyen una discontinuidad basal y otra terminal del fenómeno. Los procesos de erosión y de sedimentación detrítica no son forzosamente sincrónicos de los fenómenos tectónicos que los provocan. Efectivamente debe existir un cierto lapso de tiempo entre el comienzo de la tectónica y la respuesta erosiva y sedimentaria, la discontinuidad basal de los fenómenos de erosión y de sedimentación puede ser más joven que la de la tectónica y de la creación de relieves. Por otra parte, después del fin del proceso tectónico y de creación de relieves, la erosión debe continuar hasta arrasarse suficientemente a los relieves para, después, proporcionar a la cuenca solo sedimentos finos; por tal razón, la discontinuidad terminal de los procesos erosivos y sedimentarios puede ser más joven que la de los procesos tectónicos. Si vale esta hipótesis, las secuencias

Figura 14. Correlaciones litoestratigráficas entre 10 pozos (ver fig. 13) de la cuenca subandina del noreste del Perú. Según Marocco (1993)



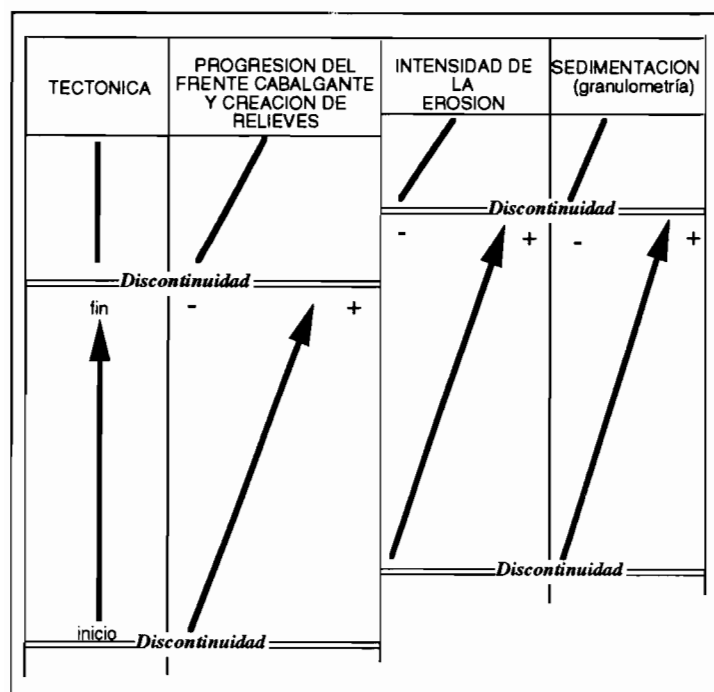
sedimentarias observadas y sus discontinuidades no son de misma edad que las discontinuidades limitando los períodos tectónicos. Otros aspectos que se deberían tomar en cuenta

son los fenómenos eustáticos que pueden provocar detenciones de la sedimentación detrítica gruesa (alza del nivel del mar) o reactivación de dicha sedimentación

Figura 15. Organización secuencial del Neógeno del Nororiente peruano y comparación con la serie terciaria de Bagua (Naeser *et al.*, 1991). Según Marocco (1993)

BAGUA		CUENCA MARAÑON
	CUATERN.	depósitos fluviátiles recientes
		1.65 Ma ————— 2.7 Ma
Fm. Tamborapa	MIOCENO - PIOCENO	N 3
		7 Ma
Fm. San Antonio		N 2 ————— transgresión marina "Pebas"
		10 Ma
Fm. Sambimera miembro superior	MIOCENO - PIOCENO	N 1
		23.5 Ma
	OLIGOCENO SUPERIOR	26 - 28 Ma
		Laguna del Oligoceno inferior
Fm. Sambimera inf.	EOCENO	Formación Pozo

Figura 16. Eventuales diacronismos entre las discontinuidades que limitan los diferentes procesos generadores de secuencias sedimentarias en las cuencas de antepaís



(descenso del nivel del mar). Lamentablemente, los datos cronológicos son demasiado escasos para verificar la hipótesis aquí presentada y evaluar las influencias relativas de la tectónica y del eustatismo sobre la organización litoestratigráfica de la cuenca de antepaís del nororiente peruano.

4. CONCLUSIONES

A través de los tres ejemplos de análisis de cuencas presentados, vimos la importancia que tiene este tipo de investigación en la comprensión de la dinámica de una cadena montañosa. Estudiando las cuencas sedimentarias en sus aspectos estratigráfico, sedimentológico, magmático, estructurales se logra reconstituir, como en un dibujo animado, la evolución dinámica de la cuenca y de sus zonas de aportes sedimentarios. Vimos también las limitaciones del método cuando los conocimientos estratigráficos son demasiado fragmentarios, es decir cuando los elementos de datación de una serie son escasos.

Estas limitaciones nos dan orientaciones para futuras

investigaciones. Una de las condiciones para reconstituir con más precisión la geodinámica de la Cordillera de los Andes es conseguir más datos paleontológicos de las series sedimentarias terciarias, más dataciones radiométricas de las series volcánicas y un mejor conocimiento de los cambios eustáticos y climáticos de la margen andina durante los

últimos 65 millones de años. Con la obtención de tales documentos estratigráficos se llegará a precisar la edad de las grandes secuencias terciarias y, por consiguiente la edad y la importancia relativa de los grandes eventos tectónicos, magmáticos, eustáticos, climáticos, todos ellos factores que controlan la sedimentación.

BIBLIOGRAFÍA

- ALLEN P. A., ALLEN J. R., 1990. *Basin Analysis. Principles and Applications*. Blackwell Sci. Publ., 451 p.
- BALDOCK J. M., 1982. *Geología del Ecuador. Boletín explicativo del mapa geológico del Ecuador, escala 1/1 000 000*. Dir. Gen. Geol. Min., Ministerio Recursos de Naturales y Energéticos. Quito.
- BARBERI F., COLTELLI M., FERRARA G., NAVARRO J. M., SANTACROCCE R., 1988. *Plio-Quaternary volcanism in Ecuador*. Geological Magazine, 125 (1), p. 1-14.
- BARRAGAN R., 1992. *Evolución geodinámica de la cuenca terciaria del Río Chota, provincia de Imbabura*. Tesis Ing. Geol., EPN, 149 p., Quito.
- BAUDINO R., BARRAGAN R., MAROCCO R., 1991. *Nuevos datos sobre la estratigrafía de la cuenca del Río Chota*. 6º Congreso Ecuat. Ing. Geol. Minas y Petr., resumen, Guayaquil.
- BENITEZ S., JAILLARD E., ORDOÑEZ M., JIMENEZ N., BERRONES G., 1993. *Late Cretaceous to Eocene tectonic-sedimentary evolution of southern coastal Ecuador. Geodynamic implications*. Second ISAG, Oxford, 21-23/9/93, p. 279-282.
- BERRONES G., JAILLARD E., ORDOÑEZ M., BENGSTON P., BENITEZ S., JIMENEZ N., ZAMBRANO I., 1993. *Stratigraphy of the "Celica-Lancones Basin" (southwestern Ecuador-Northwestern Peru), Tectonic implications*. Second ISAG, Oxford, 21-23/9/93, p. 283-286.
- BERRY E. W., 1929. *The fossil flora of the Loja basin in southern Ecuador*. John Hopkin's Stud. Geology, 10, p. 79-125, Baltimore.
- BOUMA A. H., 1962. *Sedimentology of some Flysch Deposits, a graphic approach to facies interpretation*. Elsevier, Amsterdam, 168 p.
- BRISTOW C. R., HOFFSTETTER R., 1977. *Lexique stratigraphique international, Amérique Latine*. 2º ed., CNRS, 410p., Paris.
- BRISTOW C.R. 1973. *Guide to the geology of the Cuenca Basin, southern Ecuador*. Ecuadorian Geological and Geophysical Society, 54 p.
- CAMPBELL C. J., 1974. *Ecuadorian Andes*. in: *Mesozoic-Cenozoic Orogenic Belts, Data for Orogenic Studies*. ed. A. Spencer, London Geol. Soc., p. 725-732.
- DAVILA F., 1990. *Geodinámica plio-cuaternaria de la cuenca de Latacunga-Ambato. Callejón Interandino. Sector entre Salcedo y Píllaro*. Tesis Ing. Geol., EPN, 192p., Quito.
- DUNCAN R. A., HARGRAVES R. B., 1984. *Plate tectonic evolution of the Caribbean region in the mantle reference frame*. in *The Caribbean-South American Plate Boundary and Regional Tectonics* (ed. W.E. Bonini, R. B. Hargraves and R. Shagam). Geological Society of America, Memoir 162, p. 81-93.

- EGÜEZ A., MAROCCO R., PEREZ V. H., 1991. *Memoria técnica del mapa tectónico del Ecuador*. Informe inédito, Convenio EPN, IPGH, CLIRSEN, ORSTOM, 44 p., Quito.
- EGÜEZ A., NOBLET C., 1988. *Nuevos datos estratigráficos de la cuenca de Cuenca (Sur del Ecuador) : implicaciones geológicas y geodinámicas*. Politécnica (Quito), Monografías de Geología, 13 (3), p. 33-47.
- EINSELE G., 1992. *Sedimentary Basins, Evolution, Facies and Sediment Budget*. Springer -Verlag, Berlin., 628 p.
- FEININGER T., BRISTOW C. R., 1980. *Cretaceous and Paleogene geologic history of coastal Ecuador*. Geol. Rdsch., 69, p. 849-874.
- FIERRO J., 1991. *Evolución geodinámica neógena de la cuenca intramontañosa de Malacatos-Vilcabamba*. Tesis Ing. Geol., EPN, 113p., Quito.
- GUTIERREZ M., 1975. *Contribución al conocimiento micropaleontológico del Oriente peruano*. Bol. Soc. Geol. Perú, 49, pp. 25-52.
- HANDSHUMACHER D. W., 1976. *Post-Eocene plate tectonics of the eastern Pacific : in The Geophysics of the Pacific Ocean Basin and Its Margin*. Sutton et al.ed. . American Geophysical Union, Geophysical Monograph 19, p.177-202.
- IZQUIERDO O., 1991. *Estudio geodinámico de la cuenca intramontañosa cenozoica de Loja (Sur del Ecuador)*. Tesis Ing. Geol. EPN, 139p., Quito.
- JAILLARD E., 1992. *Introducción al Eustatismo. Orígenes, consecuencias, aplicaciones*. Curso de capacitación, convenio Petroproducción-ORSTOM, Guayaquil, 32 p.
- JAILLARD E., 1992. *1- La Subsistencia, nociones físicas, modelos y tipología; 2- La Subsistencia, métodos de estudio cantitativo*. Curso de capacitación, convenio Petroproducción-ORSTOM, Guayaquil, 40 p.
- JAILLARD E., 1993. *The Cretaceous to Early Paleogene tectonic evolution of the Central Andes and its relations to geodynamics*. Second ISAG, Oxford, 21-23/9/93, p. 195-198.
- KENNERLEY J. B., 1980. *Outline of the Geology of Ecuador*. Inst. Geol. Sci. (Londres), Overseas Geol. Miner. Res., 55, 17p.
- KENNERLEY J. B., ALMEIDA L., 1975. *Hojas geológicas al 1/100 000 de Loja y Gonzanama*. Serv. Nac. Geol. Min., Quito.
- KENNERLEY, J. B., 1973. *Geology of the Loja province, Southern Ecuador*. Inst. Geol. Sci. (Londres), Overseas Geol. Miner. Res., 23, 20 p.
- LAVENU A. y NOBLET C. 1989. *Synsedimentary tectonic control of Andean Intermontane strike-slip basins of South Ecuador (South America)*. International Symposium on Intermontane Basins: Geology and Resources: 306-317, Chiang Mai, Thailand.
- LAVENU A., NOBLET C., BONHOMME M. G., EGÜEZ A., DUGAS F., VIVIER G., 1992. *New K-Ar dates of Neogene and Quaternary volcanic rocks from the Ecuadorian Andes : Implications for the relationship between sedimentation, volcanism, and tectonics*. Journ. South Amer. Earth Sci., 5 (3/4), p. 309-320.
- LAVENU A., NOBLET C., WINTER T., 1990. *Neogene stress pattern in Southern Ecuador*. Int. Symp., Andean Geodyn., (ISAG), Grenoble, resum., p. 208-211.
- LEBRAT M., MÉGARD F., DUPUY C., 1985. *Pre-orogenic volcanic assemblages and positions of the suture between oceanic terranes and the south american continent in Ecuador*. Zbl. Geol. Paläont., I, 9-10, p. 1207-1214.
- LOWE D. R., 1982. *Sediment gravity flows : II, Depositional models with special reference to the deposits of High-Density Turbidity Currents*. Journ. Sedim. Petrology, 52 (1), p. 279-297.
- MAROCCO R., 1991. *Sedimentación neógena continental en los Andes Centrales, implicaciones geodinámicas*: Sexto Congreso Geológico Chileno, resúmenes.
- MAROCCO R., 1993. *Sedimentación neógena en el nororiente peruano, implicancias geodinámicas*. 1st. International Seminar : Improvements in Practices of Oil and Gas Exploration, November 1993, Lima, v. 2, 060, p. 1-24.
- MAROCCO R., LAVENU A., BAUDINO R., 1994. *The Intermontane late Paleogene/Neogene basins of the Andes of Ecuador and Peru : sedimentologic and tectonic implications*. in "Petroleum basins of South America", A. Tankard editor científico, "special Paper" de AAPG, (en prensa).

- MAROCCO R., LAVENU A., NOBLET C., 1990. *La cuenca intramontana en compresión de Vilcabamba (Sur del Ecuador). Análisis tecto-sedimentario*. Int. Symp. Andean Geodyn. (ISAG), Grenoble, resum., p. 285-288.
- MEDIAVILLA J., 1991. *Evolución geodinámica de la cuenca terciaria de Girón-Santa Isabel, Sur del Ecuador*. Tesis Ing. Geol., EPN, 210p., Quito.
- MÉGARD F., ROPERCH P., LEBRAT M., LAJ C., MOURIER T., NOBLET C., 1987. *L'occident équatorien : un terrain océanique pacifique accolé au continent sud-américain*. Bull. Inst. Fr. Et. And., XVI, 1-2, p. 39-54.
- MINSTER J. B., JORDAN T. H., 1978. *Present-day plate motion*. Journal of Geophysical Research, v. 83 (B11), p. 5331-5354.
- MOURIER T., 1988. *La transition entre Andes marginales et Andes cordilléraires à ophiolites. Évolution sédimentaire, magmatique et structurale du relai de Huancabamba (3°-8°S, Nord Pérou Sud Équateur)*. Tesis Doc. Ciencias, Univ. Paris XI, Orsay, 275 p.
- NAESER C. W., CROCHET J. Y., JAILLARD E., LAUBACHER G., MOURIER T., SIGÉ B., 1991. *Tertiary fission-track ages from the Bagua syncline (northern Peru) : Stratigraphic and tectonic implications*. Journ. South Amer. Earth Sci., vol. 4, 1-2, pp. 61-71.
- NOBLET C., LAVENU A., SCHNEIDER F., 1988. *Étude géodynamique d'un bassin intramontagneux tertiaire sur décrochements dans les Andes du Sud de l'Équateur : l'exemple du bassin de Cuenca*. Géodynamique, 3 (1-2), p. 117-138, Paris.
- NOBLET C., MAROCCO R., 1989. *Lacustrine megaturbidites in an intermontane strike-slip basin : the Miocene Cuenca Basin of South Ecuador*. Inter. Symp. Intermontane Basins : Geology and Ressources. Chiang Mai, Thailand, p. 282-293.
- PILGER R. H., 1983. *Kinematics of the South American subduction zone from global plate reconstructions*. Geodynamics Series, v. 9, p. 113-125.
- PILGER R. H., 1984. *Cenozoic plate kinematics, subduction and magmatism*. South American Andes: Journal of the Geologic Society of London, v. 141, p. 793-802.
- PUTZER H. (von), 1975. *Lignitis terciarios en el Graben Interandino del Ecuador como ejemplo de la formación sinorogénica de carbón en cuencas intramontañosas*. Politécnica (Quito), Monografías de Geología, 10 (1), p. 145-182.
- READING H. G., 1986. *Sedimentary Environments and Facies*. H. G. Reading ed. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 615 p.
- REYES L., CALDAS J., 1987. *Geología de los cuadrángulos de Las Playas, La Tina, Las Lomas, Ayabaca, San Antonio, Chulucanas, Morropón, Huancabamba, Olmos y Pomahuaca*. Bol. Inst. Geol. Min. Metal., 39 (A), Lima.
- ROBALINO S., 1988. *Sedimentación continental sin-tectónica de la cuenca miocénica de cuenca*. Tesis Ing. Geol., EPN, 112 p., Quito.
- ROPERCH P., MÉGARD F., LAJ C., MOURIER T., CLUBE T., NOBLET C., 1987. *Rotated oceanic blocks in Western Ecuador*. Geophys. Res. Lett., 14, p. 558-561.
- SÉBRIER M., LAVENU A., FORNARI M., SOULAS J. P., 1988. *Tectonics and uplift in Central Andes (Peru, Bolivia and Northern Chile) from Eocene to present*. Géodynamique, v. 3, p. 139-161, Paris.
- SEMPERE T., HÉRAIL G., OLLER J., BONHOMME M. G., 1990. *Late Oligocene-Early Miocene major tectonic crisis and related basins in Bolivia*. Geology, v. 18, p. 946-949.

EL USO DE LA TELEDETECCIÓN EN GEOLOGÍA: ALCANCES Y LIMITES

Gérard Laubacher*

Resumen

La teledetección permite detectar a distancia, bajo forma de fotografías, de perfiles o de registros de datos transformables en imágenes, las variaciones de la absorción, de la reflexión y de la emisión de las ondas electro-magnéticas de los objetos y/o elementos que se encuentran en la superficie terrestre.

Las Ciencias de la Tierra, especialmente la geología, fueron unas de las primeras disciplinas científicas en aprovechar los datos espaciales para sus necesidades. Para el geólogo la teledetección espacial es una nueva herramienta permitiendo un enfoque diferente y complementario de los métodos clásicos. En el dominio de las Ciencias de la Tierra, la teledetección interviene para el mapeo estructural y litológico, en los estudios geomorfológicos y de riesgos naturales (erosión, inestabilidad de terrenos, actividad volcánica, fallas activas, ...) en la prospección minera y petrolífera, etc ...

Durante los primeros vuelos espaciales solo se tomaban fotos desde las plataformas (Gemini), lo que era muy similar a las aerofotos. A partir de los años 70 con el satélite Landsat, los datos se adquieren en una forma digitalizada o mejor dicho en forma cuantificada. El producto básico que se obtiene en teledetección espacial es una imagen o un juego de imágenes cuyas características dependen de la calidad de la plataforma y de sus sensores.

1. VENTAJAS Y LIMITACIONES DE LA TELEDETECCIÓN

En comparación con la clásica observación a nivel del suelo o por aerofotografías, la teledetección espacial presenta ventajas específicas:

- **una visión panorámica (y estereoscópica con SPOT) amplia** : 60km x 60km con SPOT, 185 km x 185km con LANDSAT y casi la mitad de la esfera terrestre con METEOSAT.
- **informaciones radiométricas sobre objetos de la superficie terrestre, en diversos segmentos del espectro electro-magnético**, dentro y fuera del dominio del visible (Visible, Infra-Rojo, Térmico, Micro-Ondas).
- **sobre-vuelos regulares y frecuentes de una misma región de la Tierra (resolución temporal)** lo que facilita programas de vigilancia.

Cabe no olvidar que los grandes progresos de la teledetección han sido posibilitado gracias al extraordinario desarrollo de la informática, tanto para la adquisición como para el procesamiento de

*Convenio ESPOL-ORSTOM.

las enormes cantidades de datos digitalizados recogidos por los satélites.

Las principales limitaciones de las imágenes satélites se deben al costo todavía elevado de los datos, y si el usuario quiere procesar personalmente los datos a la necesidad de tener una capacitación adecuada y un equipo bastante costoso, aunque en este dominio las cosas cambian rápidamente en un sentido muy favorable.

También, en zonas cubiertas o afectadas por intensos procesos de alteración, los resultados de la interpretación de las imágenes resultan a veces decepcionantes en función de la importante inversión realizada.

En ciertos casos (zonas pequeñas, de fácil acceso,...) resulta todavía más ventajoso usar fotografías aéreas por su uso cómodo y poco costoso y su resolución espacial todavía nítidamente más alta que la de los datos satelitarios. De hecho, las fotografías aéreas son complementarias de los datos espaciales.

2. TECNOLOGÍAS BÁSICAS DE LA TELEDETECCIÓN

El espectro de radiación electro-magnética

Para detectar un objeto, los sensores remotos utilizan la radiación energética reflejada (reflectividad) o emitida (emisividad) por este objeto. El origen de esta radiación es el Espectro de Radiación Electro-Magnética (EREM) que nos viene principalmente del SOL. Los dominios del EREM utilizables en teledetección corresponden a longitudes de onda que se ubican:

- del cerca Ultra-Violáceo al cerca Infra-Rojo ($0.35 \mu\text{m}$ a $1.1 \mu\text{m}$),
- en el Infra-Rojo mediano ($1.55 \mu\text{m}$ a $4.2 \mu\text{m}$),
- en el Infra-Rojo térmico ($8 \mu\text{m}$ a $14 \mu\text{m}$),
- en las micro-ondas (0.8 mm a 1 m).

La región del EREM de mayor interés para la observación remota de la superficie terrestre se ubica entre $0.3 \mu\text{m}$ y $4 \mu\text{m}$, es decir el dominio donde la radiación solar presenta una banda de elevada emitancia.

La respuesta radiométrica

La energía reflejada o emitida por los objetos en la superficie de la tierra se conoce bajo el nombre de "res-

puesta radiométrica" o también de "signatura espectral". Para ilustrar esta noción, presentamos como ejemplos las respuestas radiométricas del agua y de rocas comunes en la superficie de la tierra medidas en las 4 bandas del sensor MSS de Landsat (Fig. 1).

Cada tipo de roca tiene una respuesta radiométrica específica en función de la longitud de onda y de su composición mineral. Sin embargo, otros factores pueden influir y por una misma roca, la granulometría, su contenido de agua (Fig. 2), la presencia de costras de líquenes, su grado de alteración hidrotermal y/o meteórico (Fig. 3), etc..., influyen sobre la respuesta radiométrica.

Por lo tanto, la respuesta radiométrica específica corresponde raras veces a lo que se obtiene sobre las imágenes y un buen conocimiento del campo (verdad campo) es básico para esperar realizar una interpretación que tenga alguna validez.

Definición de la calidad de una imagen

Los datos espaciales no son todos de igual calidad. Generalmente, los sistemas espaciales son diseñados para objetivos específicos. Para los sistemas espaciales de observación de la tierra, los principales criterios que definen sus habilidades son:

- la **resolución espacial**: es el tamaño del pixel de la imagen que determina la talla mínima de un objeto visible en una imagen (10m y 20 m para SPOT; 30 m para Landsat TM);

Fig. 1. Curvas radiativas de 4 rocas de diferente naturaleza en el dominio del visible a infra-rojo proximal

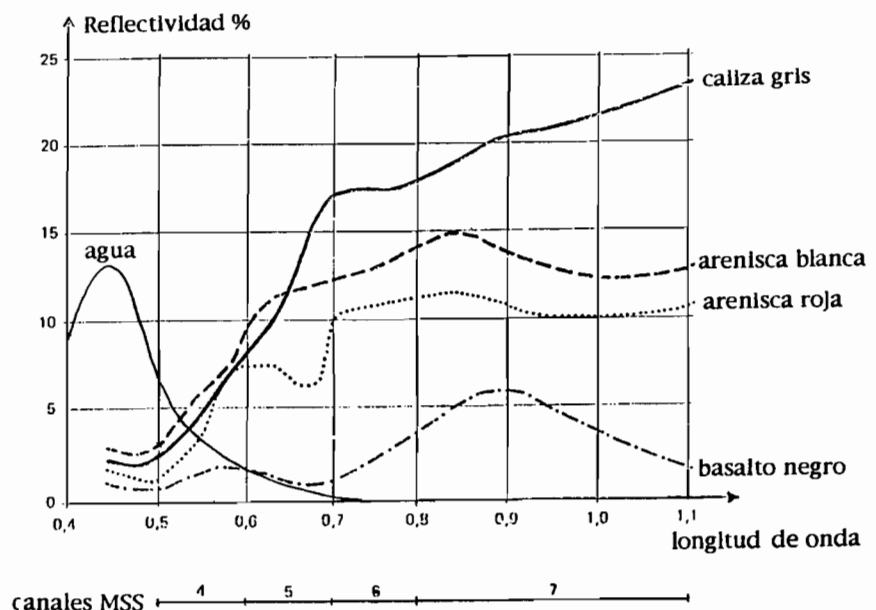


Fig. 2. Evolución de la curva radiativa de un limo arenoso en función de su grado de humedad (según Bowers y Hanks, 1965)

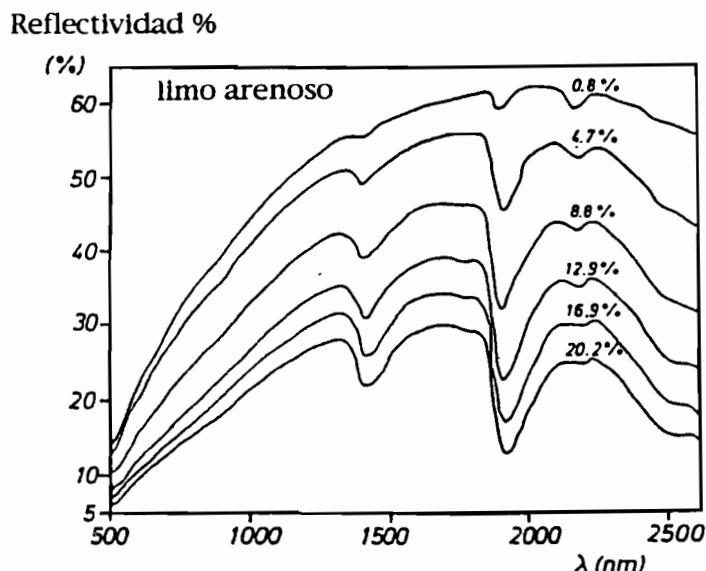
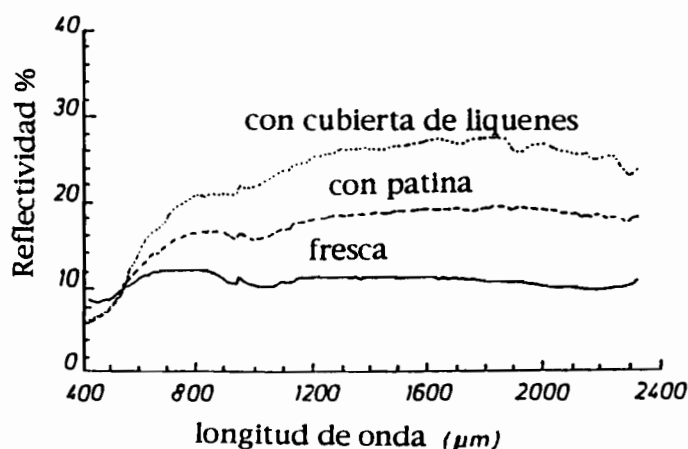


Fig. 3. Curvas radiativas de una lava basáltica fresca, con alteración metófica y con cubierta de líquenes (según Westers and Lunden, 1985)



- **la resolución espectral:** son los números y repartición en el EREM de los canales (3 canales para SPOT; 7 canales para Landsat TM),
- **la resolución radiométrica:** es el número máximo de niveles de gris posibles para un pixel; actualmente los pixels son codificado sobre 8 bits, lo que permite escoger entre 256 niveles de gris,
- **la resolución temporal:** es el tiempo necesario para poder obtener una otra imagen de la misma zona que puede variar de 3-4 días (SPOT) a 17 días (Landsat TM);

A estas habilidades se puede también añadir la posibilidad de la **estereoscopia** que por el momento está restringida a la familia SPOT.

Las técnicas de procesamiento

El satélite recoge datos que son transmitidos en forma digitalizada y almacenados sobre soportes magnéticos (diskett, cartuche, cinta). De este soporte, los datos se transfieren sobre un disco duro antes de ser visualizado en la pantalla como una matriz de puntos o pixels con valores radiométricos de la reflectancia, graduado de 0 a 255.

El procesamiento de imágenes corresponde al conjunto de las técnicas informáticas que permiten:

- **Visualizar, transformar, mejorar** (realzar) la calidad visual de las imágenes (estadísticas, ajuste del contraste, visualización en diferentes tipos de composiciones coloradas, utilización de ratios y combinaciones lineares, filtrajes),
- **Extraer informaciones temáticas** (análisis, clasificaciones supervisadas o no supervisadas),
- **Detectar contornos, texturas y formas** (morfología matemática),
- **Corregir geométricamente** las imágenes.

El procesamiento de las imágenes necesita un equipo "hardware" con alta capacidad de cálculo y de

almacenamiento y con una pantalla de alta resolución y posibilidad de visualizar un gran rango de colores. Pero el trabajo de procesamiento propiamente dicho se realiza mediante un software específico que comprende una colección de módulos y funcionalidades reunidos en menús y submenús para facilitar su utilización. Actualmente existen en el mercado una gran variedad de softwares, con un amplio rango de precio y calidad.

El procesamiento una vez realizado, es necesario poder confeccionar un documento sobre papel. Un trabajo de calidad supone una impresora de alta resolución con formatos lo más grandes posibles ($A^3 \times A^2$). Sin embargo, una regla es que el conjunto del equipo sea de un nivel similar y nada vale tener una muy buena impresora si el hardware o el software no permite sacar el debido provecho de esta impresora.

3. LO QUE SE PUEDE VER CON LAS IMÁGENES ESPACIALES

Lo que se puede ver en una imagen depende de la habilidad del usuario a sacar provecho de las funcionalidades del procesamiento de imágenes, de la calidad de la imagen, pero también de factores que dependen directamente del objeto y de su entorno tales como la litología, la cubierta vegetal, las alteraciones, etc...

El éxito de la interpretación geológica está en gran parte condicionado por la importancia de la cubierta vegetal, por los contrastes de reflectancia de las rocas que afloran y que corresponden a una diferenciación litológica que a su vez corresponderá a una diferencia en la dureza (rugosidad, estructura, textura) y se marcará por una erosión diferencial, por las alteraciones que afectan y recubren la roca sana. En zonas cubiertas, el manto vegetal puede dificultar considerablemente la interpretación geológica. Sin embargo se puede llegar a buenos resultados usando criterios indirectos tales como las asociaciones vegetales y las características morfológicas.

Los datos espaciales pueden ser de una gran ayuda para el mapeo litológico y en muchos casos, sobre todo en zonas áridas, se diferencian bien las formaciones sedimentarias, volcánicas, plutónicas y hasta metamórficas. La Fig. 4 que es un extracto de una imagen TM Landsat combinando los canales 2, 3 y 4 muestra un sector de la Cordillera de los Andes ecuatorianos entre 2°30' y 3°35' de lat. S. Aunque esta imagen es muy empobrecida por un factor de reducción de 10, se nota todavía muy bien la cobertura volcánica "tabular" de la Cordillera Occidental y la erosión que la afecta en su vertiente pacífica en el borde Oeste de la depresión de Cuenca. En las partes altas de esta misma zona, la imagen permite observar los efectos de la acción de la erosión glacial sobre la cobertura volcánica (valles glaciares, innumerables lagunas glaciares de la zona de Cajas)

La detección de lineamientos y estructuras tectónicas es el dominio donde más éxito tiene la teledetección, sobre todo cuando se trata de estructuras a escala regional o continental así como el sistema de fallamiento muy complejo de Cuenca-Girón-Nabón de la Fig. 4, formando un corredor NNE-SSW ancho de 15-20 km. Este sistema por un lado muestra una

Fig. 4. Imagen Landsat TM, canales 2, 3 y 4 (RVB), de un sector de la Cordillera de los Andes entre 2°30' y 3°35'S, 78°50' y 80° de long. W.

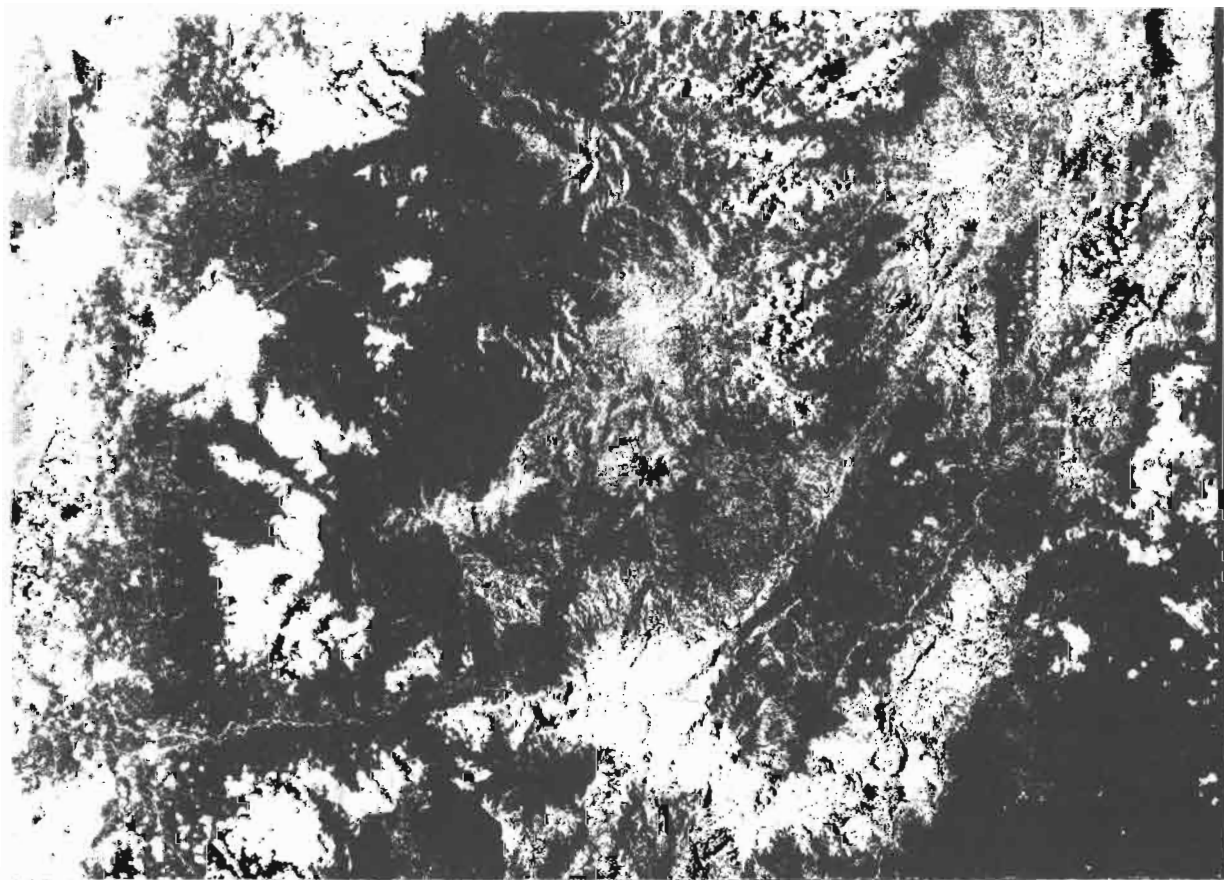


Fig. 5. Imagen Spot XS, canal 3 realzado. Neotectónica en la zona fronteriza al Oeste del río Puyango: el curso del río Angostura se moldea casi perfectamente sobre el trazado de la falla cuyo rumbo es NW-SE

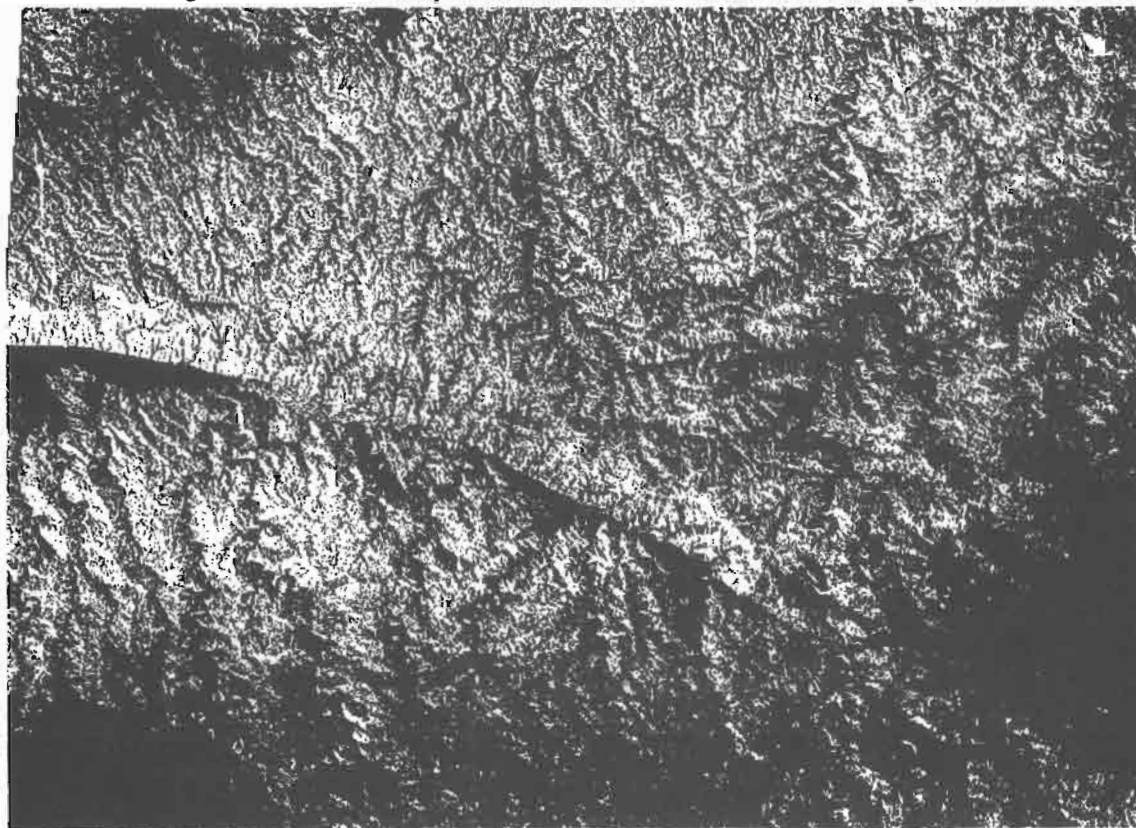


Fig. 6. Imagen Spot XS, canales 2, 3 y componente 1 (de ACP): Intrusivo de Marcabell bordeado al Oeste por una franja oscura que se interpreta como la marca del metamorfismo de contacto.



relación espacial con la falla E-W de Jubones y por otro lado se prolonga hacia el SSW en dirección del río Puyango - Alamor.

La Fig. 5 procede de una imagen Spot XS y representa el trazado NW-SE y cóncavo hacia el SE, de una falla reciente, probablemente activa que se ubica en la zona fronteriza con Perú, a unos 20 km al Oeste de la localidad de Puyango. El río Angostura corre sobre el trazo de la falla y el barranco en la ribera norte del río parece indicar que el panel sur ha bajado. En la zona de Puyango, Alamor-Zapotillo se pueden observar varias otras fallas recientes de misma dirección.

Los datos espaciales también son muy buenos para **detectar y delimitar estructuras circulares** tales como calderas, diápiros, cráteres de volcanes y meteoritas o simplemente batolitos. La Fig. 6 corresponde a un extracto de una imagen Spot XS mostrando la terminación SW del batolito de Marcabeli recortado por el río Puyango. Este batolito recorta los metasedimentos del Grupo Tahuín al Oeste y el contacto está marcado por una franja oscura afectada por fallas. Esta zona oscura podría corresponder a la parte afectada por metamorfismo de contacto que se diferencia del intrusivo y de los metasedimentos por el tipo de minerales de alteración que se forman con las comeanas.

BIBLIOGRAFÍA

CHUVIECO E., 1990 - *Fundamentos de teledetección espacial*. Ediciones RIALP SA., 453p. España.

BALDOCK J. y LONGO R., 1982 - *Mapa geológico Nacional de la Republica de Ecuador al 1:1'000.000*. D.G.G.M. , Quito.

EL PROYECTO DE REDUCCIÓN DEL RIESGO SÍSMICO EN LA CIUDAD DE QUITO

**H. Yepes¹, J. L. Chatelain^{1,2}, J. Fernandez¹, J. Valverde¹,
E. Dupérrier², R. Vallejo³, J. Vega³, G. Bustamente³, C. Villacís⁴,
T. Yamada⁴, F. Kaneko⁴, B. Tucker⁵, G. Hoefer⁵.**

INTRODUCCIÓN

A pesar de que el Ecuador cuenta con una larga historia de actividad sísmica, producto de la cual ciudades enteras como Riobamba en 1797 o Ibarra en 1868 han sido destruidas y más de 60.000 personas han muerto en los últimos 460 años por terremotos, no existe en el país una conciencia real acerca del peligro sísmico que sobre él pesa. Se pudiera decir que la memoria colectiva relativa a estos fenómenos no existe y que se prefiere ignorar la realidad geológica y sísmica o acudir a la Divinidad antes que enfrentar el peligro y tomar medidas específicas para reducirlo.

En el país se han realizado avances importantes en los conocimientos sobre el lugar y la forma de generación de los terremotos, sobre su recurrencia, y sobre el efecto que las ondas sísmicas producirían en las obras de ingeniería construidas por el hombre. Sin embargo, esos conocimientos no se han difundido de manera eficiente fuera del ámbito académico en el que fueron concebidos, por lo que su impacto en la mitigación del riesgo sísmico ha sido limitado.

En tal sentido, un grupo de especialistas del Ecuador (Escuela Politécnica Nacional -EPN- y Municipio de Quito), Francia (ORSTOM), Japón (Corporación Oyo) y los Estados Unidos (Geohazard International) han diseñado la presente investigación con el objeto de obtener, como instrumentos para mejorar la percepción que del riesgo sísmico se tiene a nivel general en la ciudad de Quito,

- (1) una descripción de los posibles daños producidos por un terremoto hipotético pero creíble que genere intensidades significativas en Quito;
- (2) una descripción de la vida diaria en la ciudad durante los días y semanas subsiguientes al terremoto; y,
- (3) una serie de recomendaciones sobre acciones inmediatas y mediatas tendientes a la reducción del riesgo establecido.

Participan en este proyecto científicos especializados en sismología, geología, ingeniería estructural, mecánica de suelos, deslizamientos y planificación de la ciudad. A continuación se describen, de manera general, los resultados obtenidos durante el Proyecto de Reducción del Riesgo Sísmico en la Ciudad de Quito.

¹ Escuela Politécnica Nacional.

² ORSTOM, Quito.

³ Ilustre Municipio de Quito, Departamento de Planificación.

⁴ Oyo Corporation.

⁵ GeoHazards International.

EMPLAZAMIENTO TECTÓNICO DEL ECUADOR

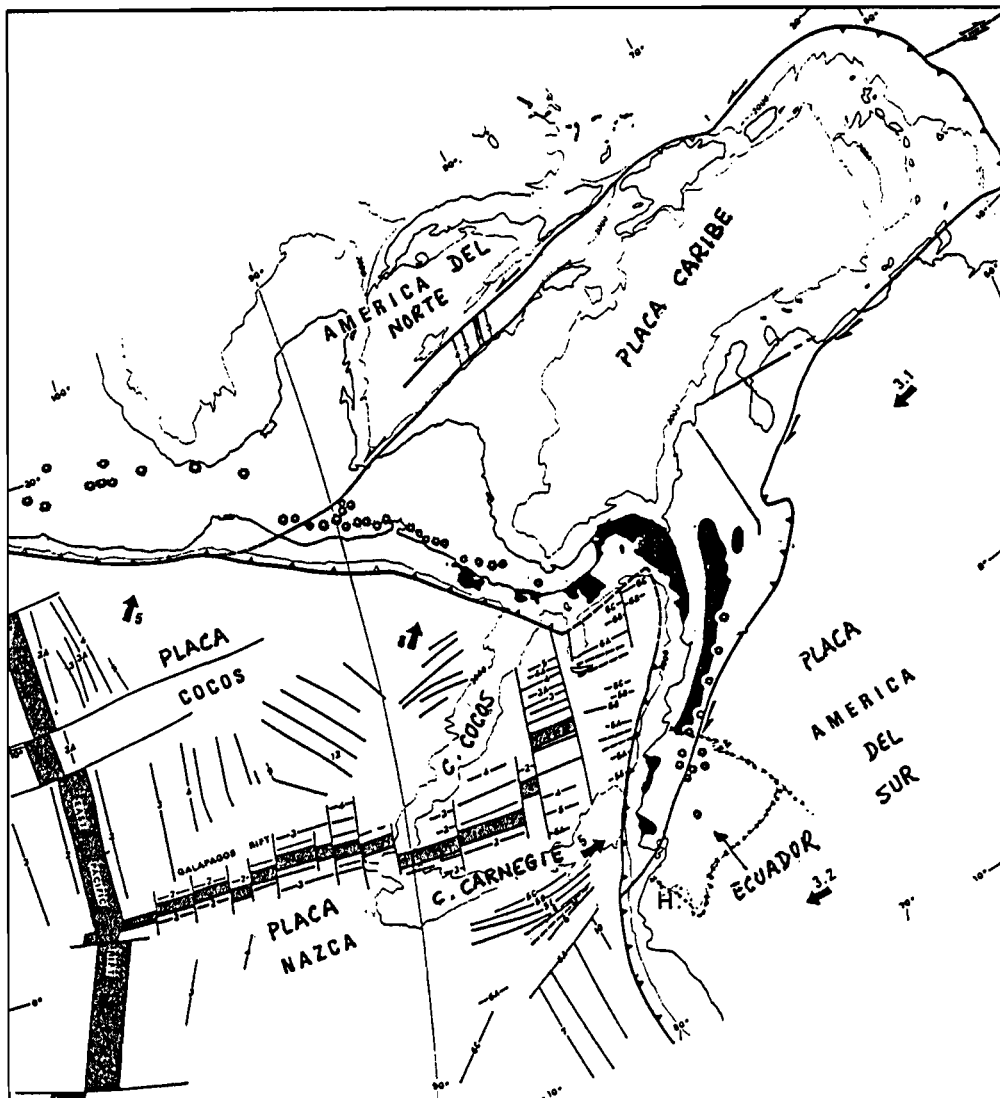
El Ecuador está localizado en la parte noroeste de la placa Sudamericana, al Este del límite entre las placas Nazca y Sudamérica, representado por la fosa Colombia-Ecuador (Figura. 1). La subducción de la placa Nazca bajo la placa Sur-Americana está relativamente bien descrita [Stauder, 1975; Barazangi y Isacks, 1976; Lonsdale, 1978; Pennington, 1981; Hanus et al., 1987]. La Placa de Nazca se introduce bajo la Placa Sudamericana, a una velocidad de aproximadamente 73 mm por año [Minster y Jordan, 1978]. La convergencia es oblicua y el ángulo de subducción de la Placa de Nazca varía de aproximadamente 25° al Norte de la latitud 2°S a 15° al Sur de esa latitud. Más aún, al Sur de los 2°S, la placa se vuelve subhorizontal a una profundidad de alrededor de 100 km. Esta latitud representa también el límite

austral de la línea de volcanes activos presentes en los Andes ecuatorianos. El proceso de subducción se complica debido a varios factores que incluyen: (1) el cambio en el rumbo de la fosa Colombia-Ecuador que concuerda con el cambio de rumbo de la cordillera de los Andes en el continente a la altura de los 0° de latitud; (2) la subducción de la dorsal de Carnegie frente a las costas de Manabí; y, (3) la posible presencia del límite austral de la placa Caribe, localizada al Norte del Ecuador, el cual no ha sido bien definido y podría atravesar los Andes ecuatorianos hasta el Golfo de Guayaquil [Winter, 1990].

SISMICIDAD DEL ECUADOR

Una vez descrito este ambiente tectónico, se observa que tres tipos de terremotos pueden afectar al país: terremotos de subducción, terremotos someros en la placa superior

Fig. 1. Marco geodinámico actual de los Andes septentrionales y América Central (Tomado de Bourgois et. al., 1987)



relacionados con el fallamiento transcurrente y con el levantamiento andino y, marginalmente, terremotos asociados a la actividad volcánica, de efectos restringidos a las cercanías del volcán que los produjere. La mayoría de estudios sismológicos se basan en la utilización de los sismos localizados por la red mundial de estaciones sismológicas [Kelleher, 1972 ; Robalino, 1975 ; Kanamori y Mc Nally, 1982 ; Mendoza y Dewey, 1984 ; Pennington, 1981 ; Suarez et al., 1983 ; Vasek y Hanus, 1988]. Se han llevado a cabo algunos estudios de microsismicidad locales utilizando pocas estaciones de registro, habiéndose obtenido por lo tanto únicamente resultados parciales [Hall y Ramon, 1978 ; Hall et al., 1980, Yepes, 1982]. Los terremotos someros

relacionados con el proceso inicial de la subducción, ocurren a lo largo de la costa (Figura 2), mientras que los más profundos (hasta 300 km bajo la superficie), se concentran fundamentalmente al Sur de $1,5^{\circ}\text{S}$, observándose una división muy marcada en esa latitud (Figura 2). Los otros terremotos someros, vinculados a la deformación continental en la placa sobreyacente, se ubican tanto bajo los Andes como en la zona subandina al Norte de los 2°S , mientras que al Sur de dicha latitud la sismicidad es más dispersa (Figura 2).

De la figura 2 se desprende que el nivel de la actividad sísmica en el Ecuador es bastante alto, siendo frecuentes los

Fig. 2. Sismicidad del Ecuador de 1968 a 1990 representada por los sismos de magnitud superior a 5. Los círculos llenos representan los focos de sismos de una profundidad superior a 70 km y los círculos vacíos representan los focos de sismos de una profundidad inferior a 70 km. El tamaño de los símbolos es proporcional a la magnitud de los sismos

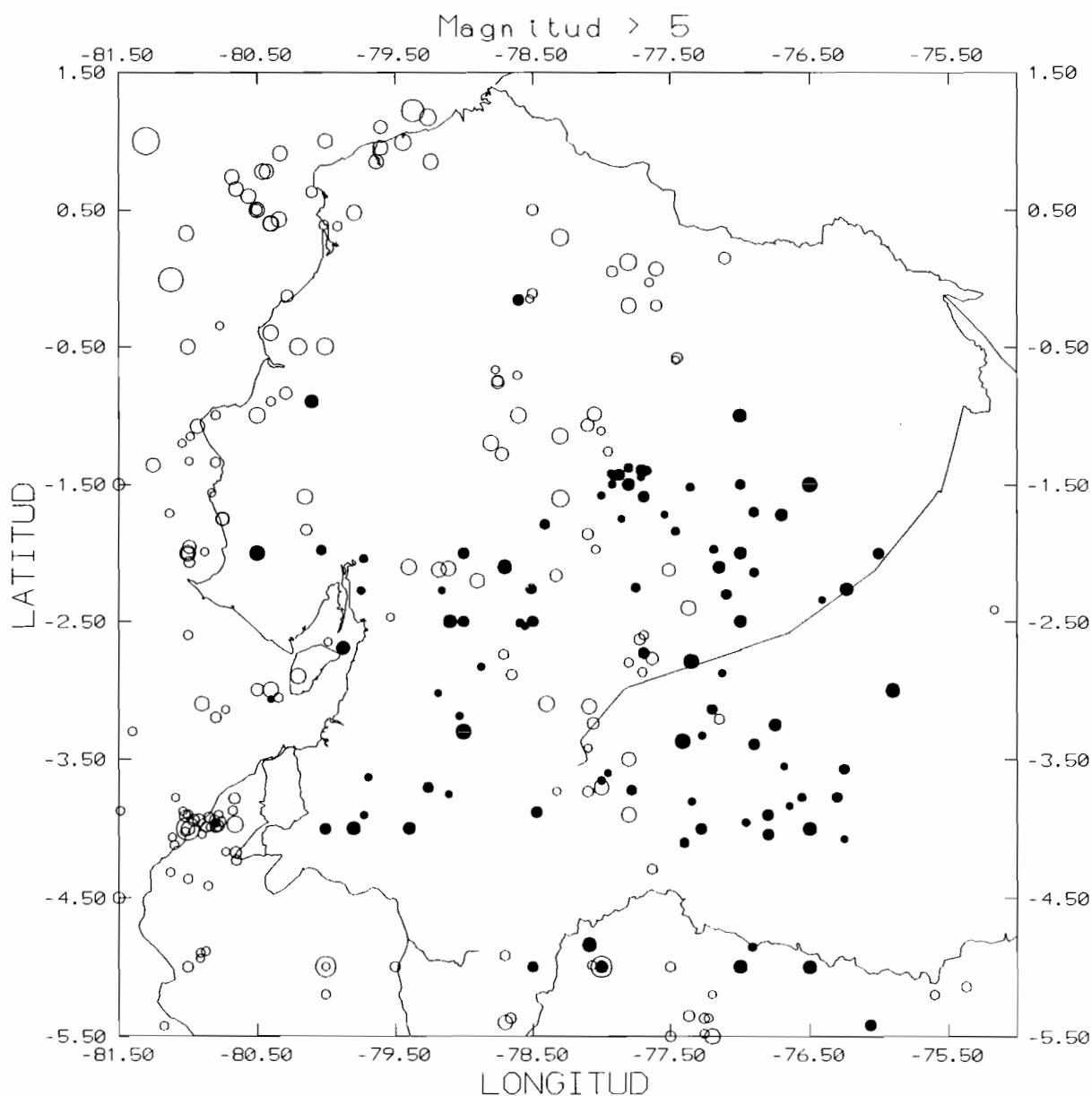


Tabla 1
Terremotos de magnitud igual o mayor a 7 desde 1900

Fecha	Latitud	Longitud	Profundidad (km)	Magnitud
07 / 01 / 1901	-2.0	-82.0	25	7.8
31 / 01 / 1906	1.0	-81.3	25	8.6
28 / 09 / 1906	-2.0	-79.0	150	7.5
24 / 07 / 1912	-5.0	-80.0	30	7.0
14 / 05 / 1928	-5.0	-78.0	0	7.3
18 / 07 / 1928	-5.0	-79.5	0	7.0
19 / 07 / 1937	-1.5	-76.5	190	7.1
14 / 05 / 1942	-0.01	-81.12	20	7.9
12 / 12 / 1953	-4.0	-81.0	0	7.8
16 / 01 / 1956	-0.5	-80.2	0	7.3
19 / 01 / 1958	1.22	-79.37	40	7.8
07 / 07 / 1959	-3.7	-81.71	0	7.4
31 / 07 / 1970	-1.46	-72.56 (?)	653 (?)	7.0
10 / 12 / 1970	-3.97	-80.66	15	7.6
11 / 07 / 1971	-4.4	-79.95	100	7.1
27 / 07 / 1971	-2.79	-77.35	88	7.5
12 / 12 / 1979	1.60	-79.36	24	7.7

terremotos de magnitudes superiores a 5.0. Solamente durante este siglo, el país ha registrado 17 terremotos de magnitud igual o mayor a 7 (Tabla 1), incluyendo uno de magnitud 8.6 — el quinto más fuerte registrado en la historia instrumental de terremotos en el mundo — que ocurrió en 1906 fuera de la costa y que estuvo directamente relacionado con el proceso de subducción. El Servicio Geológico de los Estados Unidos estima que existe una alta probabilidad de ocurrencia de un gran terremoto (de magnitud mayor a $M_s = 7.7$) antes del año 2000, en la misma zona en donde se originó el terremoto de 1906 [Nishenko, 1989].

VULNERABILIDAD SÍSMICA DE QUITO

El rasgo principal que se desprende de los estudios de sismicidad histórica es que la mayoría de los daños ocurre en la depresión interandina donde se encuentra Quito [Observatorio Astronómico de Quito, 1959 ; Abe, 1979 ; CERESIS 1985].

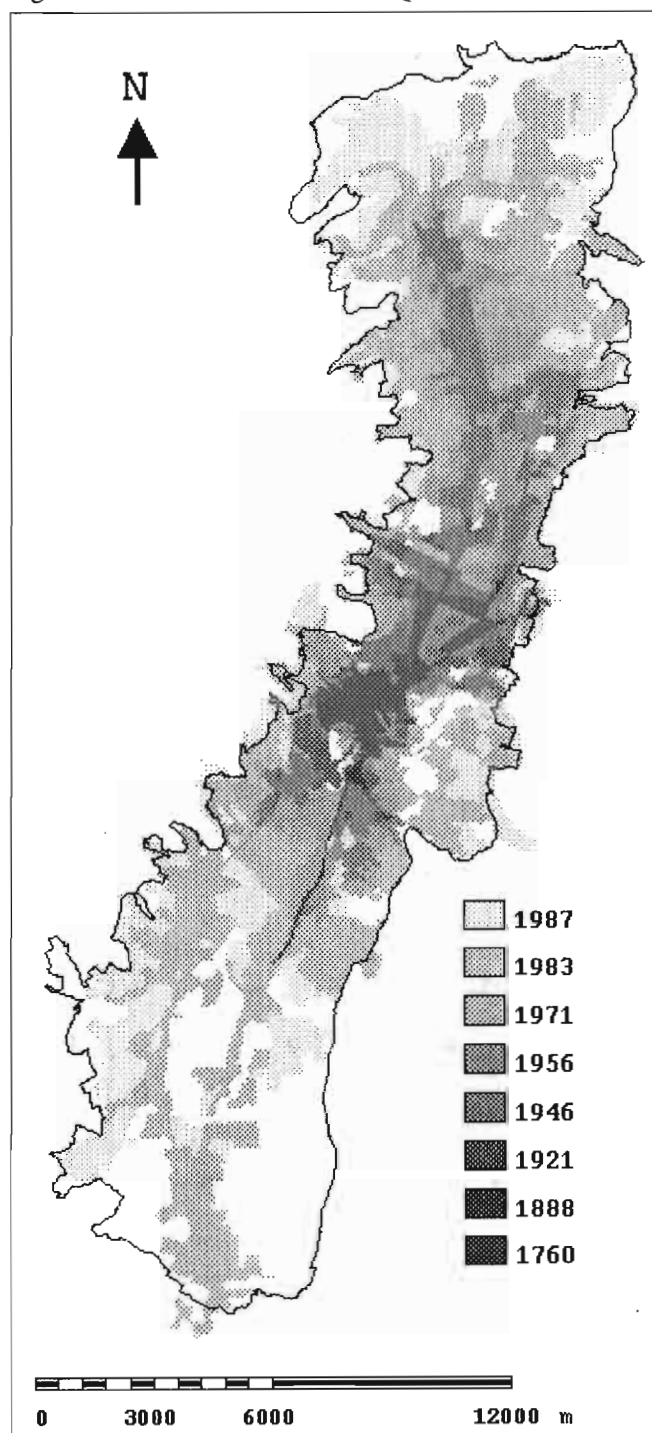
En lo que respecta específicamente a Quito, cada 50 años en promedio, la ciudad ha experimentado daños causados no solo por los terremotos que ocurrieron en su vecindad inmediata, sino también por otros más lejanos, suficientemente poderosos como para que, a distancias epicentrales superiores a 100 km, todavía hayan podido sacudirla fuertemente [Del Pino y Yepes, 1990]. Nueve han sido los terremotos que produjeron intensidades mayores a VI en la capital desde su fundación en 1534 (Tabla 2).

Tabla 2
Terremotos que han causado intensidades mayores al grado VI en Quito

VI-VII	VII-VIII	>VIII
1923	1541?	1859
1942 ?	1587	1868
1987	1755	
	1797	

Estos terremotos pasados ocurrieron cuando Quito era muy diferente de lo que es en la actualidad. La ciudad ha cambiado significativamente en los últimos 4 siglos, pero fundamentalmente durante los últimos 40 años. La población ha crecido de 80,000 a principios de siglo (1922) a 1,1 millones en 1990, causando una considerable expansión física (Figura 3), un crecimiento urbano acelerado y más o menos desordenado y un aumento de la densidad poblacional urbana. Todo ello, unido a un mayor nivel de pobreza y hasta de miseria producidos por las actuales condiciones socioeconómicas imperantes en los países del Tercer Mundo, ha significado para la ciudad el florecimiento de construcciones marginales autogestadas, de calidad deficiente, y que han ocupado principalmente áreas peligrosas, como las pendientes inestables de las montañas y colinas circundantes. Por otro lado, edificios de gran altura que no existieron hasta la década de 1960, han proliferado especialmente en las zonas bajas y planas del Norte, como resultado de la dinámica economía de esa parte de la ciudad.

Fig. 3. Crecimiento de la ciudad de Quito



Aparte de estas grandes estructuras modernas y de las viviendas de concreto armado ubicadas en barrios residenciales del Norte y Sur, gran cantidad de las construcciones en Quito se han levantado sin contar con el concurso de profesionales en ingeniería o arquitectura. Más aún, la ciudad no ha contado con políticas estandarizadas en lo que a prácticas de construcción sismo-resistente se refiere, adoptando sin mayor análisis crítico códigos extranjeros que no siempre han sido entendidos o respetados por los constructores, ni tampoco obligados a acatarse por las

autoridades correspondientes.

Tanto los grandes cambios urbanos experimentados en los últimos tiempos como las nuevas prácticas de construcción hacen que los terremotos del pasado no sirvan como referencia del impacto que un terremoto futuro tendría en el Quito de hoy, excepto en una limitada área de la ciudad que corresponde al actual centro histórico, puesto que cuando aquellos ocurrieron la ciudad era significativamente diferente a la actual.

DESCRIPCIÓN DEL PROYECTO

El proyecto se inició en 1992 y culminó a principios de 1994. La información que en los campos de la sismología, geología e ingeniería de suelos ya existía en la EPN y los levantamientos estructurales realizados en la ciudad por la EPN y la Universidad Católica de Quito, así como el Sistema Urbano de Información (SUI) desarrollado por el Municipio con el apoyo del ORSTOM a lo largo de varios años de intenso trabajo anterior, hicieron posible la realización de un proyecto de esta magnitud en un tiempo relativamente corto y con los escasísimos recursos de que se disponían.

Para asegurar la credibilidad de los resultados obtenidos, se conformó un grupo de reconocidos expertos internacionales, líderes en sus respectivos campos de investigación, como asesores del proyecto. La función de este grupo de expertos consistía en verificar el trabajo realizado por los científicos responsables de cada una de las áreas de investigación local, con el fin de asegurar tanto la utilización de una metodología apropiada como el correcto análisis de la información.

Se conformó también un grupo de los potenciales beneficiarios de la investigación con el fin encauzarla hacia resultados prácticos que puedan ser utilizados por las autoridades seccionales y nacionales, por las agencias responsables del manejo de las emergencias, por los grupos del sector privado potencialmente más afectados por un terremoto (bancos, compañías de seguros, industria, comercio) y por los encargados de los servicios básicos de la ciudad (agua potable, electricidad, alcantarillado, transporte urbano, etc.).

Las investigaciones realizadas dentro del marco del proyecto fueron las siguientes:

1. identificación de las posibles fuentes sismogénicas que podrían afectar a la ciudad (localización, magnitud probable) y selección de tres de ellas como representativas de distintos ambientes generadores y de distintas distancias epicentrales hasta Quito;
2. evaluación de la topografía, la geología superficial y las características del suelo para subdividir a Quito en microzonas sísmicas;

3. cálculo de las intensidades en la ciudad, basados tanto en las microzonas establecidas como en los tres terremotos representativos escogidos, y elaboración de los mapas de distribución de la intensidad sísmica (SID) para cada uno de ellos;
4. determinación de los diferentes tipos de construcción existentes en la ciudad y elaboración de mapas de distribución de esos tipos en el espacio quiteño;
5. evaluación de los daños esperados en cada tipo estructural y en los servicios básicos de la ciudad, con base en la distribución de intensidades establecida, en matrices de daños calibradas para el medio local y en los fenómenos inducidos sísmicamente (deslizamientos, licuefacción y respuesta de los rellenos de las quebradas);
6. elaboración de un escenario de daños por terremoto en Quito, basado en los resultados técnicos alcanzados, que describe, en un lenguaje sencillo, las posibles consecuencias del evento, minutos, horas, días y semanas después de haber ocurrido, considerando los efectos en las personas, las estructuras y la vida diaria de la ciudad.
7. planteamiento de recomendaciones a corto, mediano y largo plazo para minimizar las consecuencias del próximo terremoto en Quito.

El detalle de las investigaciones mencionadas se encuentra en *The Quito, Ecuador, Earthquake risk Management Project: A compilation of Methods, Data, and Findings*, que a continuación se resumen

SELECCIÓN DE LAS FUENTES SÍSMICAS QUE PUEDEN AFECTAR A LA CIUDAD

En base a un análisis neotectónico regional, es decir el análisis de las estructuras sismogénicas capaces de producir terremotos, la sismicidad histórica de la ciudad y la correlación entre las dos, se han identificado once posibles terremotos con potencial destructivo para la ciudad de Quito (Figura 4). De ellos, los tres seleccionados para elaborar los escenarios de daños de sismos destructores en Quito incluyen los siguientes (Figura 4):

1. un terremoto de subducción, de magnitud $M_w = 8.4$ y de distancia epicentral de 200 km hasta Quito ($0.10^\circ N$, $80.26^\circ W$), seleccionado en razón del carácter repetitivo mostrado por las fuentes de la zona de subducción durante este siglo (4 terremotos de magnitud $M_s > 7.3$) y por la existencia de estudios que

indican un 60 % de probabilidad de ocurrencia de otro terremoto de magnitud $M_s > 7.7$ antes del año 2.000 [Nishenko, 1989];

2. un terremoto regional, de magnitud $M_w = 7.3$ y una distancia epicentral de 80 km hasta Quito ($0.09^\circ S$, $77.81^\circ W$) seleccionado como un terremoto representativo para la región subandina en la zona del terremoto de 1987, pero también representativo de otros terremotos ubicados a distancias regionales en los Andes, como el terremoto de Ibarra de 1868 o el de Riobamba de 1797;
3. un terremoto local de magnitud $M_w = 6.5$ y distancia epicentral de 25 km hasta Quito ($0.04^\circ N$, $78.52^\circ EW$); el terremoto modela*, sin ubicarlo directamente bajo la ciudad, al potencial terremoto del sistema de fallas de Quito, uno de cuyos ramales, la falla Catequilla, es claramente activa, como lo demostró el temblor de Pomasqui de 1990 ($m_b = 5.0$); la geometría de esta falla indica que tiene una potencialidad para generar terremotos de magnitudes superiores a las del sismo de 1990; representa también al terremoto de 1587 que puede haber ocurrido en esa zona de fallas activas, entre Quito y Otavalo.

ZONIFICACIÓN

Basándose en las características litológicas obtenidas en más de 2.000 perforaciones realizadas en el perímetro urbano de la ciudad, extraídas varias fuentes de información (consultores privados, archivos del Municipio, estudios de la EPN) y tomando en cuenta la topografía, las características geotécnicas del suelo y la geología superficial de la ciudad, ésta ha sido dividida en 20 microzonas de respuesta sísmica diferente (Figura 5). Para cada una de ellas, se estableció una columna representativa del suelo hasta una profundidad de 20 m, sin alcanzar la base de roca, cuya localización es aún desconocida.

MAPAS DE DISTRIBUCIÓN DE INTENSIDADES

Se calculó la intensidad en cada una de las 20 microzonas utilizando las magnitudes obtenidas del modelaje de las tres fuentes sismogénicas escogidas, las distancias epicentrales respectivas, las relaciones de atenuación de intensidad basadas en 1.104 observaciones obtenidas de los catálogos de sismicidad histórica y las columnas de suelo establecidas para cada microzona.

Los resultados obtenidos se pueden apreciar en la tabla 3:

Fig. 4. Distribución de 11 sismos que podrían ocasionar daños en Quito. Sólo los tres sismos representados por círculos llenos fueron estudiados: (1) sismo de subducción, (2) sismo regional, (3) sismo local

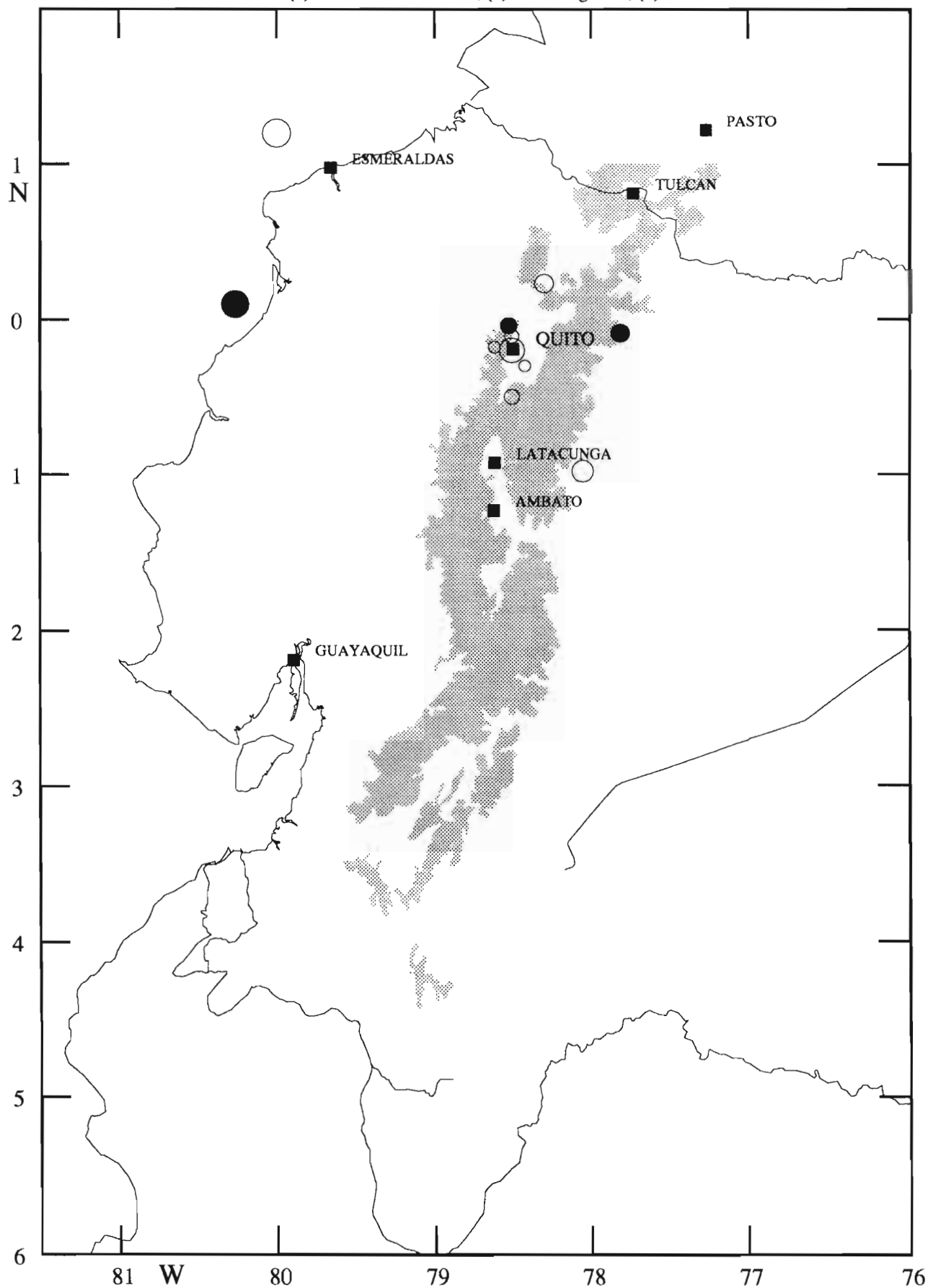


Tabla 3
Distribución de las intensidades

	Rango de Intensidad en Quito	Intensidad Promedio en Quito
Terremoto de subducción	5.6 - 6.1	6.1
Terremoto regional	6.1 - 6.9	6.6
Terremoto local	6.3 - 8.0	7.2

Estos resultados fueron calibrados comparando la intensidad calculada con aquellas observadas en el terremoto de 1987. En las figuras 6, 7 y 8 se presentan los mapas de distribución de intensidades en Quito para los 3 terremotos considerados.

TIPIFICACIÓN ESTRUCTURAL

Los tres aspectos considerados para la clasificación de las estructuras de la ciudad de Quito con miras a la evaluación de daños estructurales por terremotos son:

- 1.- su sistema resistente a fuerzas laterales;
- 2.- su localización y distribución en la ciudad;
- 3.- su comportamiento esperado bajo cargas sísmicas.

Debido al tamaño de la ciudad y al limitado tiempo con que contaba el proyecto, solamente la parte más densamente poblada fue estudiada en detalle, utilizando a la manzana como unidad básica de entrada al SUI del Municipio. El estudio reveló que, de acuerdo a su sistema de resistencia a cargas laterales, existen 15 tipos principales de estructuras en Quito. Adicionalmente, las estructuras fueron subdivididas en tres categorías, de acuerdo a su número de pisos:

- 1.- edificios bajos de hasta tres pisos;
- 2.- edificios de mediana altura de 4 a 7 pisos; y,
- 3.- edificios altos de más de 7 pisos.

De esta manera, a cada manzana se le asignó un tipo estructural predominante, de acuerdo con el área cubierta por cada uno de ellos.

Se encontró que (Figura 9):

- 1.- el tipo de estructura más común en la ciudad era marcos de concreto armado y losas planas;
- 2.- hay un cinturón importante alrededor de la ciudad de estructuras no ingenieriles (es decir aquellas construidas sin el concurso de profesionales como arquitectos o ingenieros) y de estructuras de ladrillo o bloques no reforzadas;
- 3.- hay una densa concentración de edificios de adobe

Fig. 5. Zonificación de Quito, según los tipos de suelo.



en la parte antigua de la ciudad — Centro Histórico.

Con el fin de estimar la vulnerabilidad de las estructuras, algunos edificios considerados representativos de cada tipo estructural, fueron evaluados de acuerdo a las «recomendaciones de chequeo rápido» (*Quick check recommendations*) del ATC-21 y ATC 22. Asimismo, 4 estructuras de adobe localizadas en el Centro Histórico fueron revisadas bajo condiciones de corte (dos de ellas tienen dos pisos y las

Fig. 6. Intensidades calculadas en la ciudad de Quito producidas por el sismo de subducción

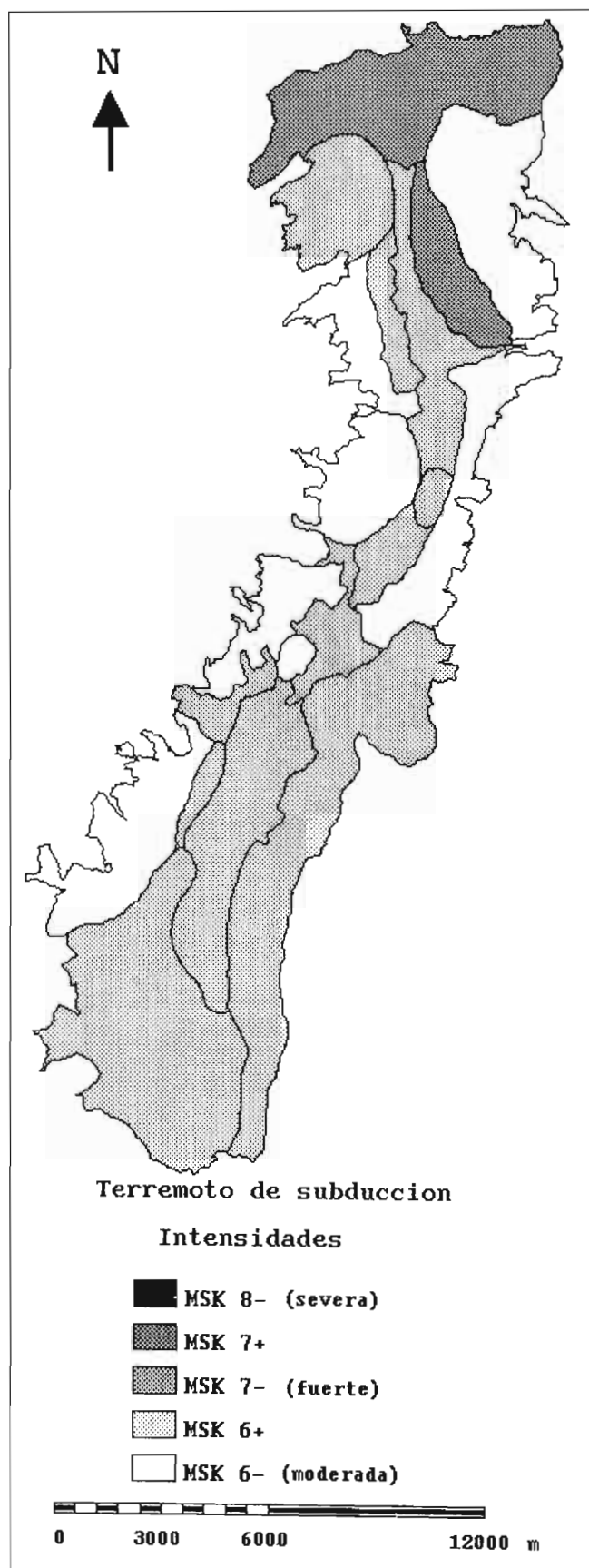


Fig. 7. Intensidades calculadas en la ciudad de Quito producidas por el sismo regional

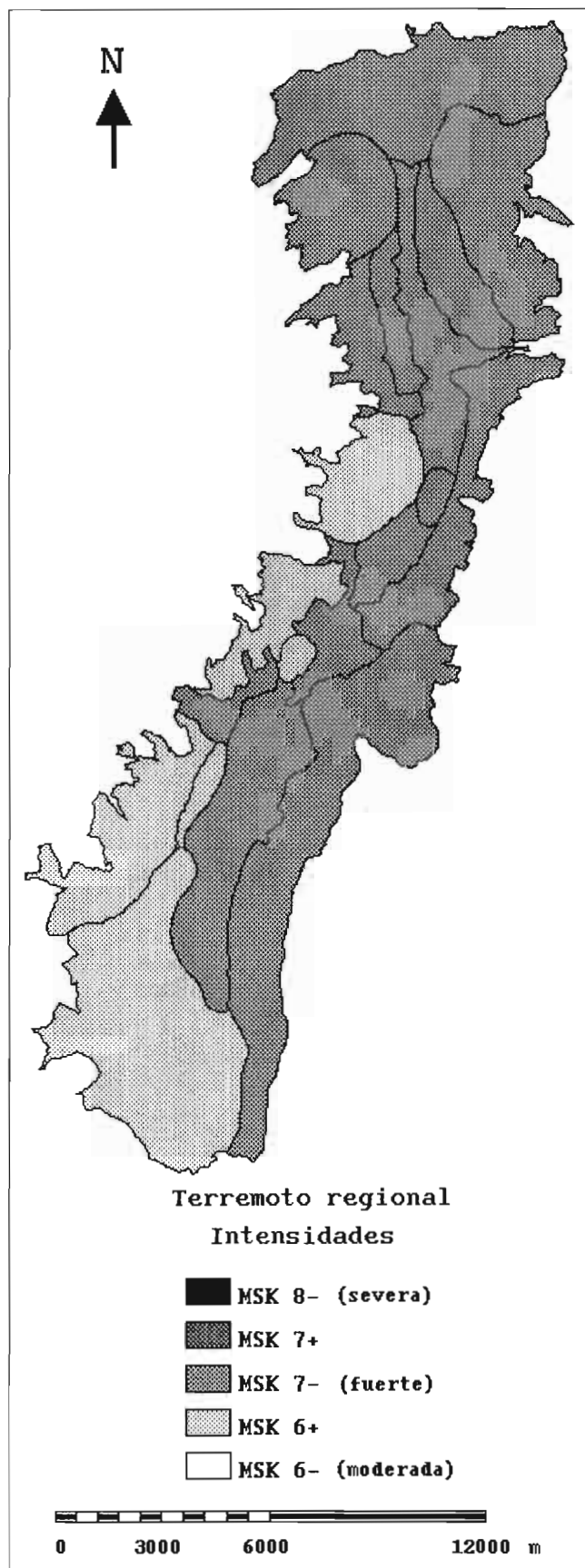


Fig. 8. Intensidades calculadas en la ciudad de Quito producidas por el sismo local

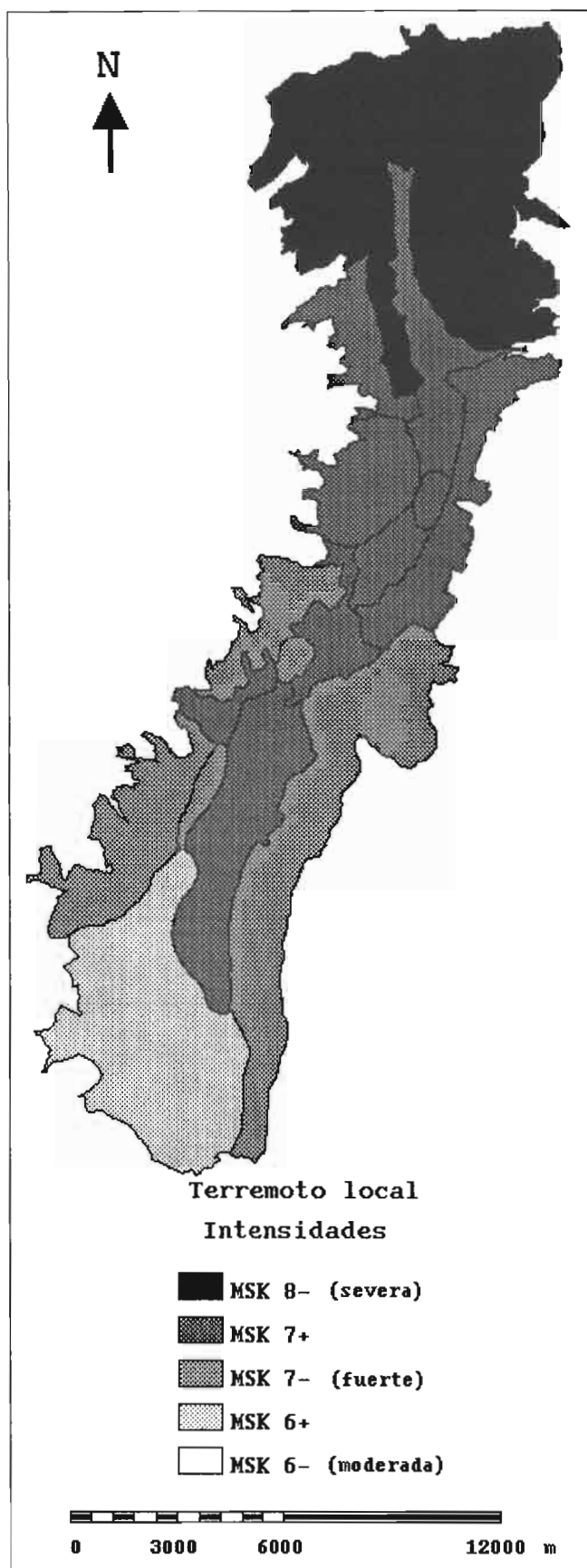
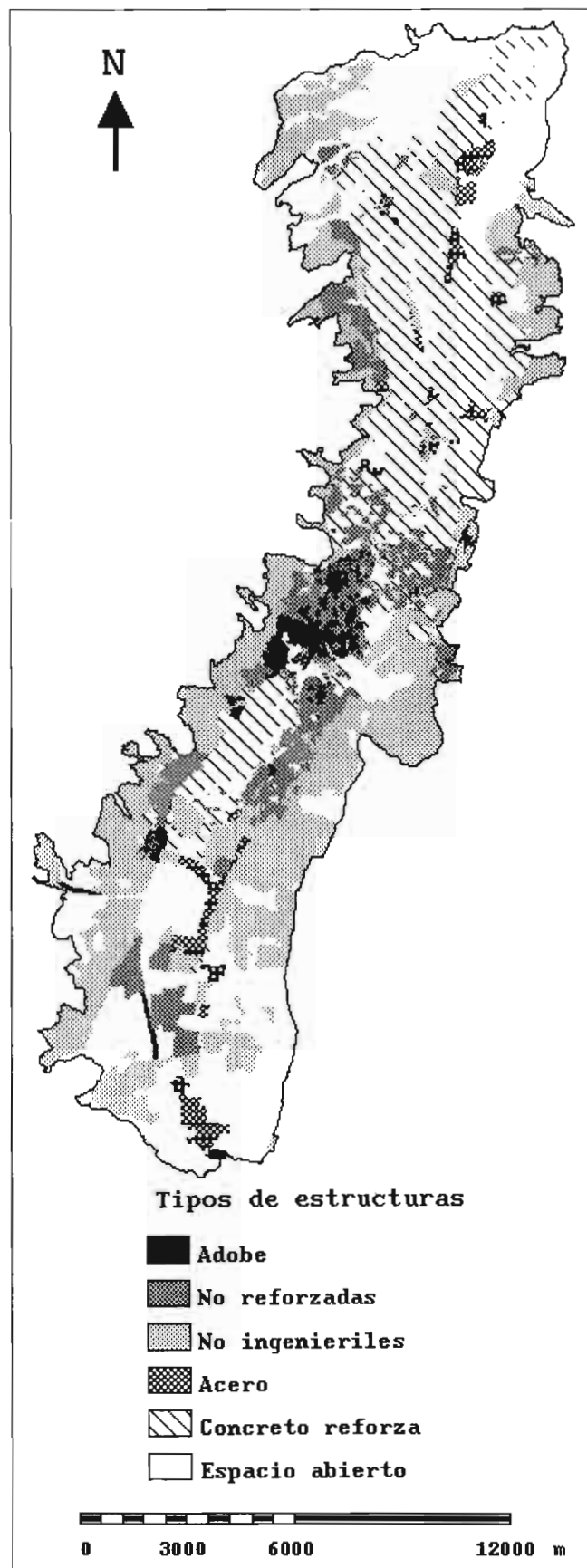


Fig. 9. Dstribución de los diferentes tipos de estructuras en la ciudad de Quito



otras uno y cuatro pisos respectivamente). Estructuras especiales como hospitales, colegios, industrias, así como los sistemas de alcantarillado, tanques de reserva de agua y combustibles, torres de transmisión, el aeropuerto, etc., fueron inspeccionadas en mayor detalle.

ESTIMACION DEL DAÑO ESPERADO

Se estimó el porcentaje de daños causados por el terremoto en las estructuras y en los servicios públicos, mediante la utilización del método de matrices de daños proporcionado por el ATC-13, esto es, utilizando la relación entre el factor de daño y la intensidad según la escala de Mercalli modificada. Las matrices de daños fueron calibradas tomando en cuenta las condiciones locales. La pérdida esperada, en dólares americanos, se calculó utilizando las matrices de probabilidad de daños. En el método utilizado, el factor de daño se define como la relación entre el costo estimado de los daños producidos por el terremoto y el valor de reposición de los bienes. Se consideraron 7 estados de daño: ninguno, leve, pequeño, moderado, fuerte, grave y destrucción total. A partir de la estimación del daño, se predijeron los tiempos de recuperación de los servicios públicos. Al igual que en el caso de los mapas de distribución de intensidades, el método fue verificado comparando los daños estimados con aquellos observados en el terremoto de 1987.

Los daños previstos en las estructuras y los distintos sistemas de servicio público de la ciudad para cada uno de los tres terremotos hipotéticos se presentan en detalle en *The Quito, Ecuador, Earthquake risk Management Project: An Overview*.

DESCRIPCIÓN DE LOS EFECTOS DE UN TERREMOTO EN LA CIUDAD DE QUITO

La última fase del estudio consistió en establecer un escenario de daños por terremoto en Quito, que describa vívidamente y en un lenguaje común, los efectos del terremoto sobre las personas, las estructuras y los servicios públicos de la ciudad. Se escogió para la formulación del escenario al terremoto local, no por ser necesariamente el más probable de ocurrir, sino porque, por un lado, las intensidades estimadas eran las más altas y, por otro, porque la distribución de intensidades daños no era uniforme a lo largo de la ciudad, lo que permitía una mayor variedad de situaciones locales.

Se estableció primeramente la forma de funcionamiento de la ciudad, para lo cual se entrevistaron a personeros de 17 instituciones diferentes que administran servicios públicos en Quito, a quienes se interrogó además sobre los efectos sísmi-

cos esperados en el sistema por el que eran responsables. Por otro lado, se revisaron conjuntamente las respuestas en varias reuniones de trabajo que agruparon a todas las organizaciones participantes. De este proceso, salieron a la luz una gran cantidad de detalles acerca del funcionamiento de los servicios públicos y de su capacidad para responder ante una emergencia sísmica como la planteada.

Por otro lado, se describieron los daños predichos mediante la metodología ya explicada y se interpretó la posible reacción ciudadana ante la catástrofe.

Se combinaron todos estos aspectos en descripciones que reflejaban un momento específico de la crisis:

- 1.- al momento del terremoto;
- 2.- una hora después;
- 3.- un día después;
- 4.- una semana después;
- 5.- un mes después.

PROGRAMAS DE MITIGACIÓN DE TERREMOTOS

Una vez que los análisis técnicos fueron revisados por el Comité Asesor Internacional, especialistas y representantes ecuatorianos e internacionales de los servicios de emergencia, de administración y de planificación municipal, de los servicios públicos, de la industria y el comercio, se reunieron en un taller de dos días en Quito. Después de estimar los efectos en factores como capacidad de producción, empleo, ventas y servicios u otros aspectos como tiempo y capacidad de recuperación, efectos secundarios, etc., los participantes desarrollaron una lista de recomendaciones específicas dentro de su campo de experiencia para reducir la vulnerabilidad de la ciudad ante terremotos. Para cada recomendación, los participantes describieron los pasos necesarios y las fuentes de financiamiento para equipamiento y operación, las agencias responsables y las fechas esperadas para empezar y terminar las acciones recomendadas. La recomendación fundamental fue la de establecer un Comité Asesor de Prevención Sísmica, cuya responsabilidad sería la de formular, revisar, hacer el seguimiento y administrar el Programa de Reducción del Riesgo Sísmico en Quito. Otras acciones especialmente recomendadas incluyen la adopción y aplicación de un código de la construcción que tome en cuenta los conocimientos que se tienen sobre el peligro sísmico local, el apoyo a la investigación científica tendiente a mejorar la evaluación del riesgo sísmico en Quito, el desarrollo de un programa de preparación contra terremotos dirigido a empleados del sector público y privado, el mejoramiento de la infraestructura y del equipamiento para respuesta ante las emergencias, y el establecimiento de tarifas de seguros contra terremotos.

CONCLUSIONES

Es indudable que Quito debe esperar, para un futuro más bien próximo, la ocurrencia de terremotos importantes que provocarían serios daños en la ciudad.

Quito y sus habitantes no están preparados para la ocurrencia de un terremoto, el cual, a medida que transcurre el tiempo, tendrá consecuencias mayores, por el incremento constante de la vulnerabilidad sísmica si no se toman adecuadas medidas correctivas de manera inmediata.

Para que los habitantes de la capital, incluyendo a las autoridades gubernamentales y municipales, a los líderes políticos y comunitarios, a los hombres de negocios y al público en general, se preparen para la ocurrencia del próximo terremoto, deberán primero entender el peligro sísmico que pesa sobre la ciudad y los efectos que un evento telúrico ocasionaría en Quito. Únicamente con una toma de conciencia real y una voluntad ciudadana, originadas en el conocimiento del peligro y de la vulnerabilidad de la ciudad, podrá Quito empezar un programa de reducción del riesgo sísmico que permita atenuar el impacto del próximo gran terremoto.

REFERENCIAS

- Abe, K., (1979), Size of Great Earthquakes of 1837 - 1974 Inferred from Tsunami Data, *J. Geophys. Res.*, 84, 1561 - 1568.
- Barazangi, M., B. L. Isacks, (1976), Spatial Distribution of Earthquakes and Subduction of the Nazca Plate beneath South America, *Geology*, 4, 686 - 692.
- Bourgeois, J., Toussaint, J.-F., Gonzáles, H., Orrego, A., Azema, J., Calle, B., Desmet, A., Murcia, A., Parra, E., Tournon, J., (1985), Les Ophiolites des Andes de Colombie : Evolution Structurale et Signification Géodynamique, In Made, A., Géodynamique des Caraïbes, Technip, Paris, 475 - 493.
- CERESIS, (1985), Proyecto SISRA, Catalogo de Terremotos para America del Sur, Vol 5., Ecuador.
- Del Pino, I., Yepes, H., (1990), Apuntes para una Historia Sísmica de Quito. Centro Histórico de Quito : Problemática y Perspectivas, Serie Quito. I. Municipio de Quito y Junta de Andalucía, Min. de Asuntos Exteriores de España, Quito, 67 - 100.
- Hall, M.L., P. Ramon, (1978), Estudio Microsismico del Valle Interandino entre Lacatunga y Guayllabamba, *Dirección Nacional de Defensa Civil*, Quito, 29 pp.
- Hall, M.L., P. Basabe, H. Yepes, (1980), Estudio de las Fallas Tectónicas y la Actividad Microsismica del Valle Interandino entre Pastocalle y Ambato, *Politécnica, Monografía de Geología*, V, 2, 57 - 78.
- Hanus, V., J. Vanek, G. Sandoval, (1987), Zonas Falladas Sísmicamente Activas y la Distribución de la Fuentes Termaleas en el Ecuador, *Politécnica, Monografía de Geología*, XII, 5, 7 - 24.
- Kanamori, H., Mc Nally K. C., (1982), Variable Rupture Mode of the Subduction Zone along the Ecuador - Colombia Coast, *J. Geophys. Res.*, 72, 4, 1241 - 1253.
- Kelleher, J. A., (1972), Rupture Zones of Large South American Earthquakes and Some Predictions, *J. Geophys. Res.*, 77, 11, 2087 - 2103.
- Lonsdale, P., (1978), Ecuadorian Subduction System, *AAPG Bull.*, 62, 12, 2454 - 2477.
- Mendoza, C., Dewey, J.W., (1984), Seismicity Associated with the Great Colombia - Ecuador Earthquakes of 1942, 1958, and 1979 : Implications for Barriers Models of Earthquake Rupture, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 74, 2, 577 - 593.
- Minter, J.-B., Jordan, T. H., (1978), Present Day Plate Motions, *J. Geophys. Res.*, 83, 5331 - 5354.
- Nishenko, S.P., (1989), Circum Pacific Seismic Potential 1989 - 1999, *U.S. Geological Survey*, Open File Report 89-85.
- Observatorio Astronómico de Quito, (1959), Breve Historia de los Principales Terremotos en la República del Ecuador, *Ministerio de Educación Pública*, 37 pp.
- Pennington, W.P., (1981), Subduction of the Eastern Panama Basin and Seismotectonics of Northwestern South America, *J. Geophys. Res.*, 86, 11, 10,753 - 10,770.

- Robalino F., (1975), Espesor de la Corteza en Quito Mediante el Análisis del Espectro de las Ondas Longitudinales P de Período Largo, *Revista Geofísica IPGH*, Separata n°3, Quito.
- Suarez, G., P. Molnar, B.C. Burchfield, (1983), Seismicity, Fault Plane Solutions, Depth of Faulting, and Active Tectonics of the Andes of Peru, Ecuador, and Southern Colombia, *J. Geophys. Res.*, 88, 12, 10,403 - 10,428.
- Stauder, W., (1975), Subduction of the Nazca Plate under Peru as Evidence by Focal Mechanisms and by Seismicity, *J. Geophys. Res.*, 80, 8, 1053 - 1064.
- Vanek, J., V. Hanus, (1988), Historical Disastrous Earthquakes and Deep Fracture Zones in Ecuador, in *Historical Seismograms and Earthquakes of the World*, Academic Press.
- Winter, T., (1990), Mécanismes des Déformations Récentes dans les Andes Equatoriennes, *Thèse, Université d'Orsay*.
- Yepes, H., (1982), Estudio de la Actividad Microsísmica en el Valle Interandino Entre las Latitudes 0° y 1° Sur, *Tesis, Escuela Polytechnica Nacional, Facultad de Geologia, Minas y Petroleos, Quito*.
-

1. *J. León V., A.L. Moya, P. Peltre (coordinadores),*
FLUJOS GEOGRAFICOS EN EL ECUADOR:
intercambios de bienes, personas e información

1. *El pan que comemos es estadounidense*
J. Peltre-Wurtz
2. *Flujos de productos alimenticios y mercados en el Ecuador*
A. L. Moya
3. *Flujos de la madera en el Ecuador*
J. Lucero; T. Quintana
4. *Flujos portuarios en el Ecuador*
B. Carrera
5. *Espacios demográficos y redes migratorias*
D. Delaunay
6. *Los intercambios internacionales del Ecuador: su significación geopolítica*
M. Portais

2. *Pierre Peltre (coordinador),*
RIESGOS NATURALES EN QUITO:
lahares, aluviones y derrumbes del Pichincha y del Cotopaxi

1. *La catástrofe del Nevado del Ruiz. ¿Una enseñanza para el Ecuador? El caso del Cotopaxi*
R. D'Ercole
2. *Las lluvias de Quito: características generales, beneficios y problemática*
P. Pourrut; I. Leiva
3. *Quebradas y riesgos naturales en Quito, período 1900-1988*
P. Peltre

3. *Henry Godard (coordinador),*
CRECIMIENTO DE QUITO Y GUAYAQUIL:
estructuración, segregación y dinámica del espacio urbano

1. *El medio físico de Quito*
M. A. Fernández de Castro
2. *Los hospitales de Quito: caracterización histórico-geográfica*
C. Hermida Bustos; M. E. Castelo
3. *La red bancaria quiteña: evolución y migración geográficas (1950-1987)*
P. Cazamajor d'Artois; H. Godard
4. *Estructura y dinámica de los centros de Quito y de Guayaquil*
H. Godard
5. *Quito, Guayaquil: ensayo sobre la arquitectura contemporánea (1950-1988)*
M. S. Bock
6. *La influencia de los materiales de construcción importados sobre la arquitectura de Guayaquil*
J. Salomón Hurtado
7. *La permanente debilidad del poder municipal: el caso de Guayaquil*
G. Villavicencio Loo
8. *La tenencia de la tierra urbana en Guayaquil*
M. Rojas

4. *Patricia Mothes (coordinadora),*
EL PAISAJE VOLCÁNICO DE LA SIERRA ECUATORIANA:
geomorfología, fenómenos volcánicos y recursos asociados

1. *El volcanismo Plio-Cuaternario en los Andes del Ecuador*
Minard L. Hall y Bernardo Beate
2. *El paisaje interandino y su formación por eventos volcánicos de gran magnitud*
Patricia Mothes y Minard Hall
3. *Evaluación de los peligros volcánicos y su mitigación en la República del Ecuador*
Christa von Hillebrandt
4. *Suelos volcánicos en el Ecuador*
José Espinosa
5. *Posibles aplicaciones de las rocas volcánicas y piroclásticas en el Ecuador*
Halina Lachowics
6. *La Geotermia: conceptos generales, aplicaciones y estado actual en el Ecuador*
Bernardo Beate
7. *Naturaleza y Geografía ecuatoriana como elemento a considerarse en el desarrollo de una reserva de recursos*
Juan Black y Cecilia Solís

5. *Freddy López (coordinador),*
GEOGRAFÍA AGRARIA:
esbozos de la problemática agraria en el Ecuador

1. *¿“Agribusiness” estímulo del desarrollo?: el caso de la economía lechera en los Andes ecuatorianos*
Toni Breuer
 2. *Big Boss, los vencidos y los compadres: etnografía del poder y de la contestación en una gran plantación agrícola (región de Santo Domingo de los Colorados)*
Charles-Édouard de Suremain
 3. *Los sistemas agrícolas de Alchipichí-Puéllaro*
Mario E. Andino E.
 4. *Ensayo de análisis histórico, social y económico de la cangahua en el Ecuador*
Georges de Noni, Germán Trujillo, Marc Viennot
 5. *Sistemas de producción y regionalización del proceso agropecuario nacional*
Gustavo Sotalín Q.
-

EL CONTEXTO GEOLÓGICO DEL ESPACIO FÍSICO ECUATORIANO

Coordinador:

René Marocco

El espacio físico y a menudo la actividad humana están controlados por la naturaleza y la estructura del subsuelo. Presentamos en este volumen siete estudios que tratan diversos aspectos de la geología del Ecuador tales como la neotectónica, la geología estructural, el volcanismo, las cuencas sedimentarias, el riesgo sísmico.

1. *La Neotectónica. Ejemplos en el Ecuador.* Alain Lavenu
2. *Paleosismicidad de la ciudad de Quito (Ecuador) a través del análisis de la paleolicuación cuaternaria.* Víctor Hugo Pérez, et al.
3. *Tefroestratigrafía holocénica de los volcanes principales del valle interandino, Ecuador.* Minard L. Hall y Patricia A. Mothes
4. *Los conglomerados El Morro: hacia su redefinición.* Jorge Toro Alava y René Marocco
5. *Las cuencas sedimentarias, un aporte al conocimiento de una cadena montañosa.* René Marocco
6. *El uso de la teledetección en geología: alcances y límites.* Gérard Laubacher
7. *El proyecto de reducción del riesgo sísmico en la ciudad de Quito.* H. Yepes, et al.

Con este sexto volumen, la Corporación Editora Nacional y el Colegio de Geógrafos del Ecuador prosiguen la Colección "Estudios de Geografía" que da cuenta de los significativos avances producidos en este campo en nuestro país, especialmente a través de las investigaciones realizadas por los miembros del Colegio de Geógrafos del Ecuador y ORSTOM.