

B. LABROUSSE*

Relations entre la formation cayo et la formation piñon dans le secteur de guayaquil (Equateur) Implications géodynamiques

La formation Cayo définie par Olsson (1942) au village de Puerto Cayo a toujours été un problème car les différents auteurs qui l'ont étudiée ne furent jamais d'accord sur son contenu, son âge et son extension.

Thalmann (1946) l'a divisée en trois membres : Calentura, Cayo s.s., Guayaquil et lui donne un âge entre le Cénomaniens Supérieur et le Maestrichien. Cependant, Bristow (1975) propose que l'on supprime le membre Calentura alors que Alvarado et Santos (1983) affirment que c'est un membre important de la formation Cayo.

De la même manière, la formation Cayo, volcano-sédimentaire, repose sur la formation Piñon qui est un vestige d'une ancienne croûte océanique, mais le contact Cayo-Piñon n'a jamais été vu correctement. Wolff (1874), Bristow (1977) pensent que les brèches volcaniques prédominent à la base de la formation Cayo, alors que les roches volcaniques appartiennent à la formation Piñon sous-jacente.

Le problème de l'âge est tout aussi confus. Pour Thalmann (1946) l'âge du membre Calentura est Cénomaniens Supérieur-Turonien. Heinz (1928), en se basant sur une faune d'*Inoceramus*, lui donne un âge Turonien Supérieur. Pour Bristow (1975) l'âge de Calentura ne peut être plus ancien que le Senonien, en se basant sur les âges radiométriques de la formation Piñon dans la province du Manabí (104, 85, 75 m.a. Goossens et Rose, 1973). Cependant, Sigal (Comm. pers. Santos, 1983) a déterminé *Globotruncana praehelvetica* Trujillo, qui confirme l'âge Cénomaniens-Turonien de Thalmann pour le membre Calentura.

Les résultats ne sont pas meilleurs pour le toit de la formation Cayo. Le membre Guayaquil est Maestrichien pour Faucher et Sayovat (1975), mais le membre Cayo s.s. monte jusqu'au Danien pour Doebel et Kehrer (1971) dont le titre de l'article « Die Cayo Schichten vom locus Typicus bei Puerto Cayo (West Ecuador) », reflète l'exaspération des auteurs face à ce problème.

(*) ORSTOM - C.P. 8714 La Paz (Bolivie)

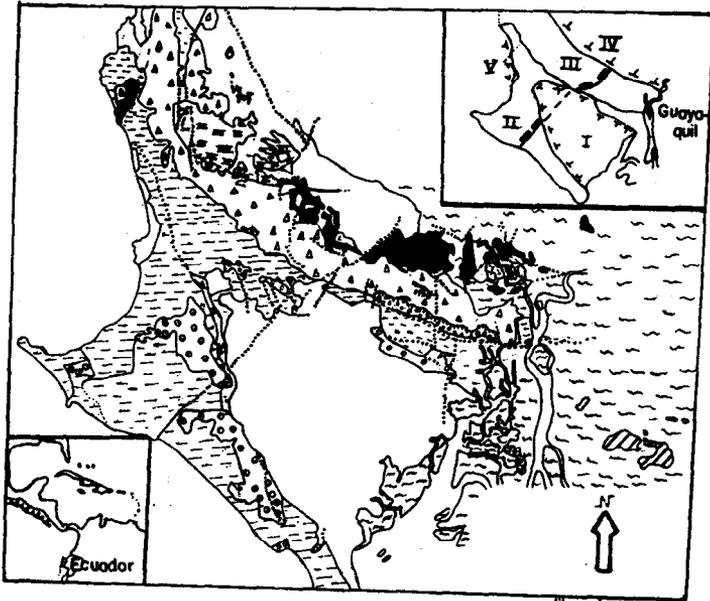


Fig. 1a. SCHEMA STRUCTURAL

I Cuenca Progreso, II Península de Santa Elena, III Cordillera de Changón-Colonche, IV Cuenca Manabí, V Cuenca Valdivia.

Faïlle normale avec son compartiment abaissé

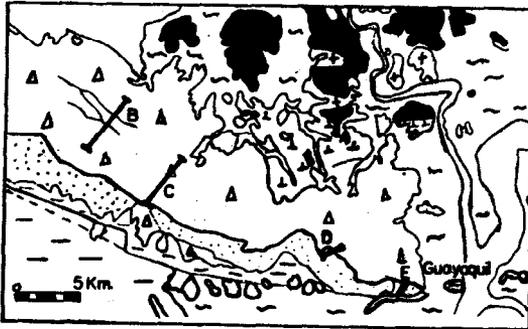
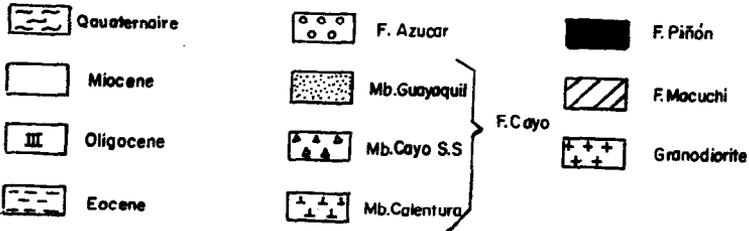


Fig. 1b. LOCALISATION DES COUPES DANS LE SECTEUR DE GUAYAQUIL.

En fait, deux explications permettent de comprendre ce problème :

- 1) L'étude sédimentologique de la formation Cayo permet de comprendre les disparités d'âges par un diachronisme.
- 2) De plus, la formation Cayo s'enfonce vers le Nord par un système de grabens en escalier, comme le montre la carte géologique du Sud-Ouest de l'Equateur à 1 : 250 000 (Labrousse, 1986) qui explique qu'à Puerto Cayo apparaît uniquement le toit de la formation Cayo d'âge Danien. Ensuite, la formation Cayo disparaît dans la zone de Bahia de Caraquez, pour sortir de l'autre côté du graben, près de Pedernales.

Pour cela, je décrirai la formation Cayo dans la région de Guayaquil où les coupes sont les plus significatives (Fig. 1).

a) Le membre Calentura (Fig. 2a), à la base de la formation Cayo, est très localisé et s'appuie sur les flancs du Cerro de Germania qui a une morphologie de Caldeira. Il commence par une zone de mélange avec des blocs de basaltes tholéitiques, des filons d'andésites ou de diorites qui sont des intrusions postérieures, des coulées aériennes, des tufs soudés, des tufs grossiers plus ou moins cimentés, des blocs avec des nodules gréseux ferruginisés de petite taille (1-2 cm), contenant des quartz xénomorphes.

Une écaille de matériel Piñon riche en barytine avec des quartz néoformés, sépare cette zone de mélange du substratum réel du Calentura qui commence par une sédimentation de type flysch grésopélitique avec quelques venues conglomératiques et la présence constante de tufs, contenant des lentilles calcaires. Au-dessus, on trouve un ensemble de siltites et de grès très riches en débris végétaux passant à des flux de grains retravaillant les tufs calcaires qui se développent jusqu'au contact avec le membre Cayo s.s.

Au sommet du Calentura on trouve quelques « grain-flows » de type Cayo s.s. annonçant un contact concordant entre Calentura et Cayo s.s.

Les séquences sont grano et stratocroissantes à l'ordre 2. Le membre Calentura apparaît comme distal avec des calcaires pélagiques couverts par un flysch proximal et les figures de courants ou les slumps étudiés, indiquent l'existence d'une pente de talus vers le Sud.

Le Calentura est localement déformé par des plis très peu marqués d'axe moyen 161 N avec 20 SE, traduisant une compression vers le N70E. Ces plis sont coupés postérieurement par des failles décrochantes senestres N150 verticales.

Localement une schistosité induite, en relation avec des phénomènes d'amortissements frontaux de chevauchements ou d'écailles, s'observe à petite échelle (Henry, 1983).

L'âge du membre Calentura est donné par une faune de foraminifères qui indique un âge Conacien-Santonien (Bristow et Hoffstetter, 1977).

La découverte de *Globotruncana prae-helvetica* Trujillo dans l'Estero Villegas, confirme l'âge Cenomanien Supérieur-Turonien moyen. Pour leur part, les *Inoceramus* donnent un âge Turonien Supérieur pour le Calentura (Marks, 1956).



Fig. 2.- COUPES SEDIMENTOLOGIQUES DE LA FORMATION CAYO.

b) Le membre Cayo s.s. (Fig. 2b, 2c, 2d) commence par des lutites chocolats en petits bancs, alternant avec des bancs de grès grossiers verts de 0,5 m à 5 m d'épaisseur, annonçant les puissantes décharges conglomératiques qui vont représenter le Cayo s.s. Les premiers « debris flows » sont constitués uniquement par des blocs d'andésites.

La séquence de base du Cayo s.s. est caractérisée par la superposition de 4 termes.

Le terme basique correspond généralement à un niveau épais de « debris flow » avec des éléments anguleux de cinérites vertes ou blanches, de tufs, d'argilites rouges et de grès marrons.

Le second terme est un « grain flow » verdâtre séparé du précédent par une surface d'érosion. Souvent apparaissent des dépôts de cinérites vertes et de tufs blancs (3^e terme) correspondant à des piroclastites remaniés par des courants sous-marins, le long de la paléopente, recouverts par des dépôts de lutites (4^e terme) de type abyssal (Fig. 3).

Parfois, en particulier dans la zone du río Chaco, des écailles répètent la série. Ainsi on y trouve des lutites calcaires contenant la même microfaune que celle du membre Calentura, mais reposant sur les couches du membre Cayo s.s., mettant en évidence un contact anormal. A la base de ces écailles, dans les « debris flows » on rencontre des blocs de « grain flow » pris dans la masse ayant plus de 7 m de grand axe et 3 m de petit axe.

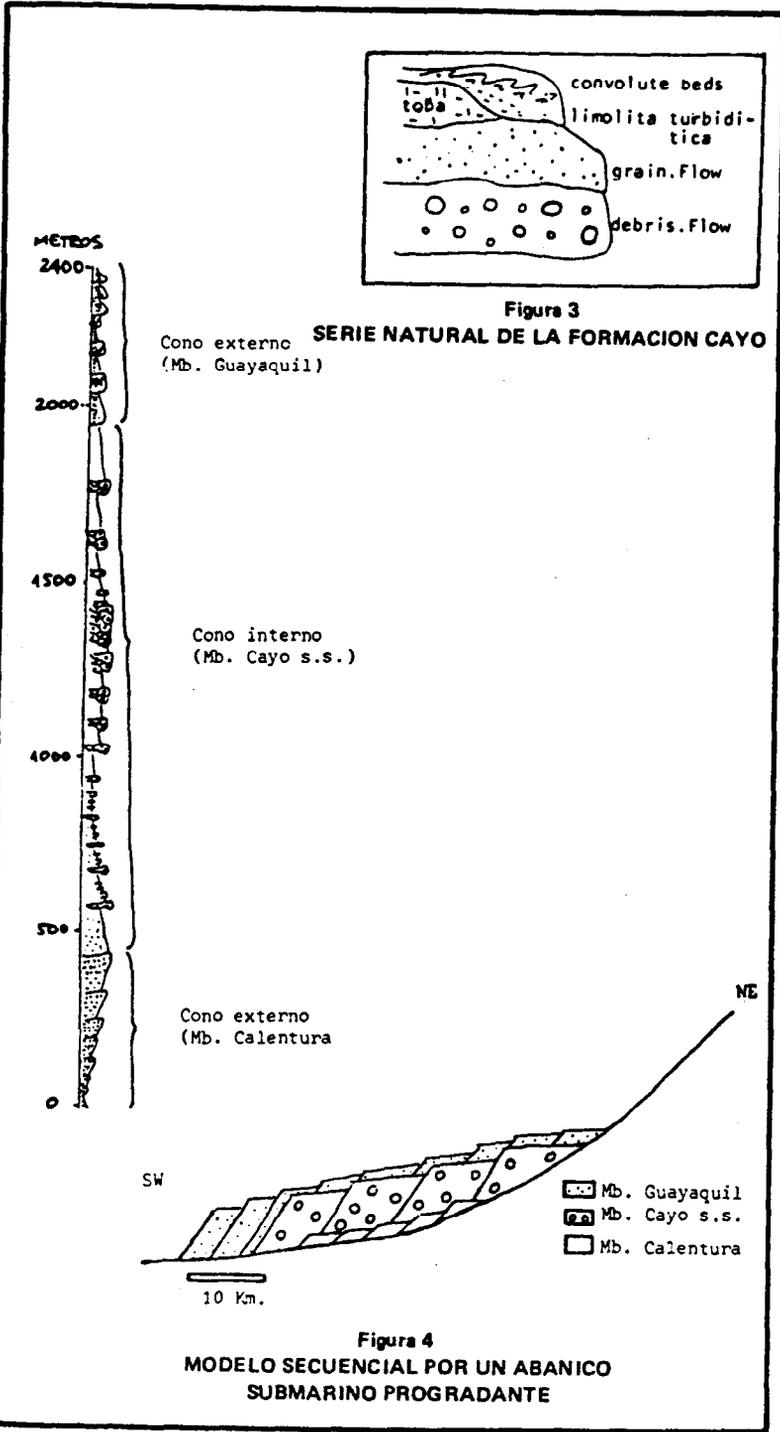
La séquence grano et strato décroissante à l'ordre 3 va continuer et les venues conglomératiques vont être remplacées par un flysch pélito-gréseux, qui va peu à peu se silicifier pour donner le membre Guayaquil concordant avec le membre Cayo s.s. d'âge Senonien, pouvant monter dans la zone de Puerto Cayo jusqu'au Danien.

c) Le membre Guayaquil (Fig. 2) est constitué par des lutites silicifiées, alternant avec des petits bancs d'argiles (5-10 cm). Les lutites silicifiées passent aux cherts qui vont s'organiser en puissants niveaux slumpés de 10 à 30 m d'épaisseur indiquant l'instabilité tectonique qui affecte le membre Guayaquil d'âge Maestrichien.

Toutes ces contradictions qui apparaissent dans la formation Cayo, sont dues au fait qu'ont été étudiées seulement des coupes verticales sans appliquer le principe de Walter Golowkinsky qui implique qu'à chaque coupe verticale correspond une coupe horizontale permettant la reconstitution d'un appareil sédimentaire.

Dans le cas présent, l'organisation sédimentologique montre que l'on est en présence d'un éventail sous-marin progradant dans une première phase (Mutti, Ricci-Lucchi, 1972) situé sur la paléopente d'un arc volcanique, suivi dans une deuxième phase par un appareil rétrogradant (Ingersoll, 1978 ; Carter, Lundquist, 1977) (Fig. 4) constituant un prisme progradant et rétrogradant en forme de muscle.

Le fait que le matériel Calentura, d'âge Cénomaniens Supérieur caractérisé par des faciès distaux, se trouve à la base de la coupe en position de cône



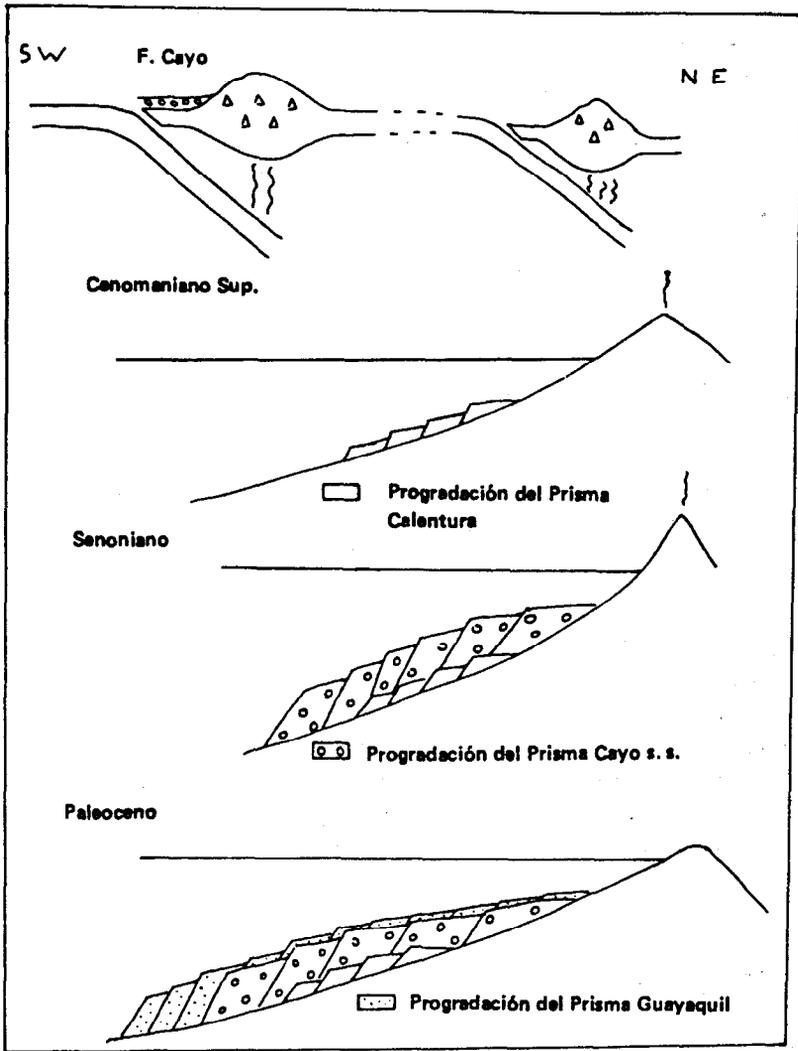


Figura 5
 CUADRO GEODINAMICO DE LA ZONA DE GUAYAQUIL

externe, implique un diachronisme des faciès. De même les isochrones successives dans ce cas, ne respectent pas le principe de superposition, mais suivent les limites du muscle, expliquant ainsi l'hétérogénéité d'âge du Cayo s.s. et du Guayaquil.

L'appareil sédimentaire d'âge Cénomaniens-Daniens ainsi reconstitué, on peut se demander s'il a évolué *in situ*. La réponse est oui. Cependant, il existe des incompatibilités de faciès entre le Calentura distal et le Piñon du Cerro de Germania qui semble être un volcan sous-marin émergé avec ses coulées aériennes et ses tufs soudés. Les coulées sont présentes sur son pourtour mais aussi à Loma de Piedras constituant une limite plus ou moins parallèle avec la cordillère de Chongon Colonche. Elles sont associées à des pillow lavas que l'on trouve dans le membre Calentura. D'autres pillow lavas existent dans cette zone, mais dans le Piñon et caractérisent le complexe ophiolitique de cette vieille croûte océanique.

Dans une coupe Nord-Sud de Calentura jusqu'à Dos Cerritos, j'ai rencontré une première écaïlle de Piñon, puis une zone de mélange avec des blocs de toute origine dans une matrice tuffacée. De nouveau on trouve le Piñon du Cerro de Germania, très contaminé par des blocs de matériel volcano-sédimentaire, et tectonisé dans la zone de contact où l'on observe plusieurs Riedels. Plus au Nord, les faciès basaltiques sont plus homogènes, mais des reliques de matériel Cayo apparaissent à La Toma ou au lac de Capeira ou à Dos Cerritos, isolés dans la formation Piñon.

La déformation quoique discrète est toujours présente. Ainsi dans la carrière de Chivería on voit plusieurs plans de cisaillements dans le Piñon, permettant le piégeage des sédiments fins associés aux pillow lavas entre les différents plans de cisaillements indiquant toujours une compression vers le N35E.

Cette déformation est aussi présente à Dos Cerritos où une écaïlle de Piñon chevauche un bloc de la formation Cayo qui montre des moules externes d'ammonites. Ensuite les dépôts quaternaires viennent recouvrir le Piñon.

INTERPRÉTATION

L'étude de la formation Cayo montre, pour le dépôt du membre Calentura, l'existence de faciès pélagiques (calcaires) couverts par un flysch proximal, avec plusieurs niveaux de conglomérats et de grès à débris de plantes intercalés entre différents niveaux de tufs, d'andésites et de pillow lavas.

J'interprète ces faits soit comme un remplissage d'un bassin sous-marin situé sur la pente du talus de l'arc Macuchi, soit comme le résultat d'une activité volcanique et plus vraisemblablement des deux à la fois.

Avec l'arrivée du matériel Cayo s.s. il y a un apport détritique très important où les galets issus du magmatisme tholéitique de l'arc se mélangent à des galets d'ignimbrites venues d'ailleurs. Ces faits me semblent traduire l'accrétion de l'arc Macuchi sur la plaque Sud-américaine.

Avec le membre Guayaquil apparaissent les dernières manifestations de cette première accrétion avec le dépôt d'un matériel plus distal qui va combler le

bassin sous-marin indiquant une diminution d'activité des sources d'apports dans la zone située en amont.

Une déformation post-Guayaquil se manifeste dans la carrière du Transito, près de Guayaquil, avec l'existence d'une rampe de chevauchement et d'un anticlinal de compensation, associés avec des King-bands en compression, montrant une compression vers le N35E.

Ce système de poussée (Boyer, Elliot, 1982) se manifeste aussi par la grande instabilité tectonique du membre Guayaquil (slumps de 10 à 30 m d'épaisseur), par les écailles du *río* Chaco apparaissant dans le Cayo s.s., par les petits plis du membre Calentura et par les contacts anormaux du Piñon et du Cayo dans la zone de Dos Cerritos.

J'interprète cette déformation du Cayo comme la conséquence d'une seconde accréction affectant la formation Azucar (Paléocène) qui constitue un « accreted Terranes » (Hall, 1981).

La formation Azucar se caractérise par des faciès marins profonds appartenant soit à la plate-forme continentale soit à la pente continentale.

L'imbrication des galets indique une source d'apports située au Sud-Est et l'étude pétrographique de ceux-ci montre l'existence de galets de roches métamorphiques et de quartzites qui sont identiques aux roches de l'Amotape (Nord-Ouest du Pérou). En conséquence, la formation Azucar n'a rien à voir avec la formation Cayo et correspond à une formation allochtone de la côte équatorienne.

La présence de métagabros et d'harzburgites (Goossens et Al, 1977) dans le voisinage de Pascuales et à la Loma de Jourdan, peut s'être réalisée à cette occasion.

Ces données de terrain permettent maintenant de reconstituer le cadre géodynamique.

Au Crétacé Inférieur devait exister un paléobassin marginal situé entre différents arcs dans un paysage similaire à celui des Philippines (Chotin, 1981 ; Lebrat, 1985) mais à proximité de la côte Est Pacifique.

Sur la pente Sud-Ouest de l'arc Macuchi existaient, durant le Cénomanién supérieur, des bassins marins en ambiance de mobilité tectonique. Cette mobilité s'est inscrite de trois manières dans la sédimentation du membre Calentura :

- En premier lieu, par la superposition de faciès pélagiques par des faciès de flyschs proximaux.
- En second lieu, par la répétition dans les sédiments d'unités conglomératiques couvertes par les flyschs grésopélitiques.
- Enfin, par la présence à n'importe quel niveau de traces d'un volcanisme assez important.

Durant le Sénonien, la progradation du Cayo s.s. va continuer vers le Sud en liaison avec l'accréction de l'arc volcanique Macuchi sur le bord de la plaque sud-américaine, mais les apports vont peu à peu diminuer, installant l'éventail sous-marin rétrogradant du sommet du Cayo s.s. et du membre Guayaquil.

L'accrétion de la formation Azucar au Paléocène va produire un système de poussée qui va déformer les formations antérieures constituant en particulier les « blind thrusts » (Elliot, 1977) de la zone du Chaco.

BIBLIOGRAPHIE

- ALVARADO (G.), SANTOS (M.), 1983. El miembro Calentura y la Formación Cayo. III Congreso Ecuatoriano de Ingenieros Geólogos de minas y petróleos, Guayaquil, T.1.
- BOYER (S.E.), ELLIOT (D.), 1982. « Thrust systems ». *The Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* V. 66, n° 9, pp. 1196-1230.
- BRISTOW (C.R.), 1975. The age of the Cayo Formation, Ecuador. *Newsl. Stratigr.*, 4, (3), pp. 169-173.
- BRISTOW (C.R.), HOFFSTETTER (R.), 1977. *Lexique stratigraphique International* (2e ed.), Paris, CNRS.
- CARTER (R.M.), LUNDQUIST (J.K.), 1977. Balleny Group. Chalky Island, southern New Zealand: an inferred Oligocene submarine canyon an Fan complex Pacific geology, V. 12, Tokai University Press, Japan, p.p. 1-46.
- CHOTIN (P.), 1981. Dissymétrie fondamentale dans l'évolution des zones de subduction de l'Ouest et de l'Est Pacifique depuis le Trias. *Bull. Soc. Geol. France* (2), 3, XXIII, n° 3, pp. 245-252.
- DOEBL (F.), KEHRER (W.), 1971. Die Cayo Schiechten vom locus typicus bei Puerto Cayo (West Ecuador) Neuere Ergebnisse Geol. Erforsch. Ibero-Amerikas, *Muenster Forsch. Geol. Palaeontol.*, n° 20-21.
- ELLIOT (D.), 1977. Some aspects of the geometry and mechanics of thrust belts. *Canadian Soc. Petroleum Geology*, 8th Ann. Seminar Pub. Notes, Continuing Education Dept., Univ. Calgary, V. 1, 2.
- FAUCHER (R.), SAVOYAT (E.), 1983. Esquisse géologique des Andes de l'Equateur. *Rev. Geogr. Ph. Geol. Dyn.*, V. 15, Fasc. 1-2, pp. 115-142.
- GOOSSENS (P.J.), ROSE (W.I.), 1973. Chemical composition and age determination of tholeitic rocks in the basic Igneous Complex, Ecuador. *Bull. Geol. Soc. Am.*, V. 84, pp. 1043-1052.
- GOOSSENS (P.J.), ROSE (W.I.), FLORES (D.), 1977. Geochemistry of tholeites of the Basic Igneous Complex of Northwestern South American. *Geol. Soc. Am. Bull.*, V. 88, pp. 1711-1720.
- HALL (C.A.), 1983. Lanières d'accolement (« Accreted Terranes ») unités tectonostratigraphiques expliquant les différentes estimations des mouvements le long de la faille de San Andreas (Californie). *Rev. Geogr. Ph. Geol. Dyn.*, V. 24, Fasc.4, pp. 343-350.
- HEINZ (R.), 1928. Beiträge zur Kenntnis der Oberkretazischen Inoceramen V., Ueber die Okerkreide-Inoceramen Sud-Amerikas und ihre Beziehungen zu denen Europas und anderer Gebiete. *Mitt. Miner. Geol. Staatsinst.*, N.10, pp. 41-97.
- HENRY (S.), 1983. Méthodes modernes de géologie de terrain. Fasc. 2a. Ed. Technip. Paris.

- LABROUSSE (B.), 1986. Carte géologique du sud-ouest de l'Equateur. ORSTOM, (en cours).
- LEBRAT (M.), 1985. Caractérisation géochimique du volcanisme ante-orogénique de l'Occident Equatorien : implications géodynamiques. *Documents et Travaux du Centre géologique et géophysique de Montpellier* n°6.
- MARKS (S.G.), 1956. Pacific coast geologic province of Ecuador. In Handbook of South American Geology. *Mem. Geol. Soc. Am.*, V.65.
- MUTTI (E.), RICCI-LUCCHI (F.), 1972. Le Torbiditi dell'Apennino settentrionale : introduzione all'analisi di facies. *Memoir Society Geology Italy*, 11, pp. 161-199.
- OLSSON (A.A.), 1942. Tertiary deposits of Northwestern South American and Panama. 8th Am. Sc. Congr., Washington, 4, pp. 254-255.
- THALMANN (H.E.), 1946. Micropaleontology of Upper Cretaceous and Paleocene in Western Ecuador. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 30, n°3, pp. 337-347.
- WOLF (T.), 1874. Geognostische Skizze der Provinz Guayaquil. *Neues. Jahrb. Min. Geol. Pal. Salrg.* pp. 385-396.