

Les déformations paléogènes de la zone d'avant-arc sud-équatorienne en relation avec l'évolution géodynamique

par ÉTIENNE JAILLARD***, STALIN BENÍTEZ*** et GEORGES H. MASCLÉ*

Mots clés. – Crétacé, Paléogène, Équateur, Terrains océaniques, Accrétions, Tectonique compressive, Géodynamique, Érosion tectonique.

Résumé. – La côte équatorienne est constituée d'un terrain d'origine océanique accrété à la marge continentale et supportant trois arcs insulaires successifs. Sa collision avec la marge andine a lieu au Paléocène supérieur-Eocène inférieur selon un contact à pendage est. Elle est suivie par la création en extension de bassins d'avant-arc (≈ Eocène moyen). Ces derniers sont déformés et émergent à l'Eocène supérieur lors d'une deuxième phase compressive qui fait rejouer au moins localement le contact antérieur en chevauchement vers l'est.

Ces deux événements tectoniques coïncident avec des changements importants dans la vitesse ou la direction de la convergence, qui se traduisent par des sauts d'arcs magmatiques. La création des bassins d'avant-arc, considérée comme une conséquence de l'érosion tectonique de la marge continentale, semble être consécutive aux phases compressives. On propose donc que l'érosion tectonique soit favorisée par les crises compressives, mais que la subsidence consécutive de l'avant-arc n'intervienne qu'après la relaxe de la contrainte compressive.

Palaeogene deformations of the forearc zone of south Ecuador in relation to the geodynamic evolution

Key words. – Cretaceous, Palaeogene, Ecuador, Oceanic terranes, Accretions, Compressional tectonics, Plate kinematics, Tectonic erosion.

Abstract. – The coastal zone of Ecuador is constituted by terranes of oceanic origin accreted to the continental margin and supporting three successive island arcs. Collision occurred during latest Palaeocene-earliest Eocene, with an east-dipping tectonic contact. This was followed by the creation of forearc basins in an extensional regime (≈ middle Eocene). The basins were deformed and became emergent during a second compressional event of late Eocene age. The latter deformed the former tectonic contact which becomes locally west-dipping.

These tectonic events coincide with important changes in the rate and/or direction of convergence, expressed by jumps of magmatic arcs. Creation of the forearc basins, considered as a consequence of tectonic erosion of the continental margin, seems to follow compressional crisis. We propose that tectonic erosion is favoured by the compressional crisis, and that the subsequent subsidence of the forearc zones occurs after the release of the compressional stress.

ABRIDGED ENGLISH VERSION

The Ecuadorian margin is submitted to subduction since at least the Jurassic [Aspden *et al.*, 1987; Romeuf *et al.*, 1996]. Coastal Ecuador is made of oceanic terranes accreted to the continental margin, which can be divided into three palaeogeographic domains characterized by successive island arcs [Goossens and Rose, 1973; Lebrat *et al.*, 1987; Wallrabe-Adams, 1990; Bourgeois *et al.*, 1990; Marksteiner and Alemán, 1991; Jaillard *et al.*, 1995; Reynaud *et al.*, 1996] (fig. 1).

New stratigraphic [Benítez, 1995; Jaillard *et al.*, 1995], sedimentary and structural observations carried out in southern coastal Ecuador (Peninsula, Manabí, fig. 1) allow to specify the age and style of the accretions and their relations to subduction processes. We use the time scales of Haq *et al.* [1987], Harland *et al.* [1989] and Odin [1994].

Stratigraphy of southern coastal Ecuador. The palaeogeographic zones of western Ecuador experienced distinct late Cretaceous-Palaeocene evolutions, whereas the Eocene sequence is homogeneous throughout the domain.

Northwest of the Manabí faults, the volcanic basement (Piñón Fm) yielded 110 to 54 Ma K/Ar ages [Goossens and Rose, 1973]. It is overlain by volcanic rocks and coarse-grained graywackes, interpreted as the products of an island arc (San Lorenzo Arc, fig. 1) dated as Campanian-Palaeocene by microfossils [Sigal, 1969; DoebI and Kehrer, 1971; Romero, 1990; Ordoñez, 1996] and radiometric ages (85-53 Ma) [Goossens and Rose, 1973; Pichler and Aly, 1983; Lebrat *et al.*, 1987; Wallrabe-Adams, 1990].

Southeast of the Manabí faults, the Piñón Formation is overlain by a 2500 m thick series of cherts and turbiditic volcanoclastic beds of Cenomanian(?) to Campanian age (Cayo Fm, fig. 3), interpreted as deriving from the erosion of a contemporaneous island arc [Thalman, 1946; Bristow and Hoffstetter, 1977; Marksteiner and Alemán, 1991; Benítez, 1995; Jaillard *et al.*, 1995].

North of the Chongón-Colonche faults (CCF), the Cayo Formation grades upwards into black cherts, tuffs and fine-grained volcanoclastic turbidites (Guayaquil Fm) of Maastrichtian-early late Palaeocene age [Marksteiner and Alemán, 1991; Jaillard *et al.*, 1995]. This succession is very little deformed, devoid of any quartzose detrital material, and is directly overlain by transgressive limestones of Eocene age (San Eduardo Fm, fig. 3).

* Institut Dolomieu, 15 rue Maurice-Gignoux, 38031 Grenoble cedex, France.

** ORSTOM, TOA, CS1, 211 rue La Fayette, 75480 Paris cedex 10, France.

*** Petróproducción, km-6,5 vía a la-Costa, Casilla 10829, Guayaquil, Equateur.

Manuscrit déposé le 13 mai 1996; accepté après révision le 30 janvier 1997.



010019742

Fonds Documentaire ORSTOM

Cote: B* 19742 Ex: unique

South of the CCF (Santa Elena Peninsula), strongly deformed cherts and tuffs (Santa Elena Fm, fig. 3) dated as Maas-trichtian and Palaeocene are, therefore, equivalent to the Guayaquil Formation [Sinclair and Berkey, 1923; Thalmann, 1946; Jaillard *et al.*, 1995]. The Santa Elena Formation is unconformably overlain by a 1 000 m thick series of coarse-grained high density turbidites of latest Palaeocene age [Jaillard *et al.*, 1995], rich in quartzose and metamorphic clasts (Azúcar Gp, fig. 3) [Moreno, 1983; Benítez, 1995]. The Azúcar Group postdates the deformation of the Santa Elena Formation and marks the irruption of continent-derived material in the domain. It is deformed and unconformably overlain by the Eocene sequence.

The Eocene sequence. In southern coastal Ecuador, the diachronous late early to middle Eocene transgression is marked by conglomerates, debris flows, calciturbidites and/or olistolites [Marchant, 1956; Jiménez and Mostajo, 1989; Jaillard *et al.*, 1995; Ordoñez, 1996] (fig. 3). Therefore, the Eocene transgression is associated with noticeable tectonic instability. The overlying shelf deposits constitute a shallowing-upward sequence of Middle Eocene age, in which evidences of tectonic activity decrease upwards [Jiménez and Mostajo, 1989; Jaillard *et al.*, 1995]. They are abruptly overlain by coarse-grained, partly volcanoclastic and locally conglomeratic sandstones of nearshore to fan-delta environments, of late middle to early late Eocene age [Manley, 1957; Faucher *et al.*, 1971; Benítez, 1995; Jaillard *et al.*, 1995] (fig. 3). The arrival of such deposits express the emergence and erosion of the Chongón-Colonche cordillera due to a significant tectonic event. They are unconformably overlain by late Oligocene to early Miocene deposits [Benítez, 1995]. A comparable Eocene sequence, made up of transgressive limestones, shales and turbiditic beds, and shallow marine to continental coarse-grained deposits, is known throughout western Ecuador [Borbón: Faucher *et al.*, 1971; Bristow and Hoffstetter, 1977; Evans and Whittaker, 1982; Western cordillera: Henderson, 1979; Bristow and Hoffstetter, 1977; Egüez, 1986; Bourgois *et al.*, 1990].

Tectonic evolution of western Ecuador. In Ecuador, Campanian times are marked by a still poorly understood tectonic event responsible for a jump of the island arcs (from Cayo to San Lorenzo) [Jaillard *et al.*, 1995], for sharp unconformities in the western and southwestern cordilleras [Kehrer and Van der Kaaden, 1979; Egüez, 1986; Jaillard *et al.*, 1996] and for a thermal event in the Andes [Aspden *et al.*, 1992].

The Maastrichtian-early late Palaeocene Santa Elena Formation exhibits E-W trending, tight to isoclinal folds with axial plane cleavage, associated with shear planes evidencing a northward transport (fig. 4). Taking into account the locally large clockwise rotations indicated by palaeomagnetic studies [Roperch *et al.*, 1987], the shear deformation was probably originally toward the NW or west. These deformations, postdated by the quartz-rich Azúcar Group, are interpreted as the result of the collision of the peninsula against the continental margin during the late Palaeocene (≈ 57 Ma), along a major east-dipping thrust fault. In the peninsula, deformation is maximum in the SW and progressively decreases toward the north and east, thus suggesting that the collision occurred in the south or southwest part of the studied zone. The latest Palaeocene Azúcar Group exhibits ENE trending tight folds associated with steep discrete cleavage, which evidence a continuous deformation during earliest Eocene times (≈ 53 Ma).

During the late early to early middle Eocene transgression ($\approx 51-46$ or $48-45$ Ma, according to time scales), turbiditic flows, olistolites, debris flows and local normal synsedimentary faults suggest that a tensional tectonic regime was responsible for the creation of the forearc basin. Tectonic instability significantly decreases in the Middle Eocene. The similarity of the Eocene sequence throughout western Ecuador, suggests that the San Lorenzo arc and Western Cordillera were accreted before early Middle Eocene times to the Cayo arc and the Andean margin, respectively. This occurred during the late Palaeocene-earliest Eocene tectonic event, or during the Campanian event.

The late Middle Eocene deposits exhibit abundant synsedimentary normal faults. However, the emergence and erosion of the Chongón-Colonche cordillera suggest a compressional regime at this time ($\approx 42-40$ or $37-36$ Ma, according to time scales).

The late Eocene tectonic event ($\approx 39-35$ or $37-33$ Ma according to time scales, Incaic phase) is expressed in the Middle Eocene rocks by N-S to NE trending cylindrical folds with axial planes usually dipping toward the east or southeast. They are associated with southeast dipping reverse faults (fig. 5). Seismic lines locally evidence local NW-ward thrustings [Benítez, 1995]. This tectonic event provoked the emergence of the coastal zone and the ESE-ward thrusting of the western cordillera onto the Andean margin [Bourgois *et al.*, 1990]. Therefore, the former tectonic contact between the oceanic terranes and the Andean margin was deformed, and presently dips toward the west [Egüez, 1986; Bourgois *et al.*, 1990; Tibaldi and Ferrari, 1993] or the east [Juteau *et al.*, 1977; Lebrat *et al.*, 1985], according to the regions. However, part of these structures might correspond to possible deformations of late Oligocene age.

Relations with plate tectonics. The late Palaeocene-earliest Eocene compressional event ($\approx 57-53$ Ma) is well-known in areas (Bolivia, northern Peru) where no collisions are known to have occurred [Marocco *et al.*, 1987; Noble *et al.*, 1990; Naeser *et al.*, 1991; Sempéré *et al.*, 1997]. Thus, the collision of Coastal Ecuador cannot account for the coeval compressional crisis on the Andean margin. In contrast, this phase is coeval ($\approx 56-54$ Ma) with an increase in the convergence rate of the Farallon oceanic plate and with a change in its convergence direction that rotates from N- or NNE-ward, to NE- or ENE-ward [Pilger, 1984; Gordon and Jurdy, 1986; Pardo-Casas and Molnar, 1987; Atwater, 1989] (fig. 6). The late Palaeocene-earliest Eocene compressional phase and collision of the peninsula against the Andean margin seem to be related to the increase of the orthogonal convergence rate along the Andean margin. The change in convergence direction is responsible for a reorganization of the intra oceanic subduction zones, marked by the replacement of the NE trending San Lorenzo arc by the NNE trending Macuchi arc.

Late early Eocene to early middle Eocene times ($\approx 50-45$ Ma) are characterized by the creation of forearc basins along the Andean margin of Peru, Ecuador and Colombia [Pérez, 1981; Macharé *et al.*, 1986; Von Huene *et al.*, 1988]. Such a widespread phenomenon can be regarded as a consequence of the tectonic erosion of the Andean margin [Scholl *et al.*, 1980; Von Huene and Scholl, 1991], which is often associated with extensional regime [Aubouin *et al.*, 1984].

The creation of the Middle Eocene forearc basins is subsequent to the late Palaeocene-earliest Eocene contractional deformation (fig. 6). In the same way, the «Peruvian» tectonic phase [Steinmann, 1929; Jaillard and Soler, 1996] is followed by the creation of the Campanian-Maastrichtian Paita-Yunguilla forearc basin [Jaillard *et al.*, 1996], and the creation of the widespread Miocene forearc basins [Macharé *et al.*, 1986; Benítez, 1995] is subsequent to the late Oligocene compressional event [Sébrier *et al.*, 1988; Noblet *et al.*, 1995]. These examples suggest that the creation of forearc basins frequently occurs soon after contractional deformational events. Therefore, we propose that tectonic erosion is favoured during contractional deformation periods, whereas its consequence, *i.e.* the creation and subsidence of forearc basins occur only after the compressional strain has been released.

The late Eocene Incaic compressional event is dated in the Peruvian Andes at 44-39 Ma [Noble *et al.*, 1979, 1990; Sébrier *et al.*, 1988], thus suggesting that it occurs earlier than in Ecuador (\approx 42-37 Ma). It is coeval with a major global kinematic reorganization, marked by changes in the plate motion («Hawai-Emperor bend» at \approx 43 Ma) [Gordon and Jurdy, 1986; Atwater, 1989] and increasing convergence rate along the Andean margin [Pilger, 1984; Mayes *et al.*, 1990]. Then, at 40-37 Ma [Pilger, 1984] or 43-36 Ma [Pardo-Casas and Molnar, 1987] the convergence rate decreased (fig. 6).

If palaeontological and radiometric ages are correctly correlated, the first event (direction change and acceleration) would be responsible for the contractional Incaic tectonic phase in Peru and Bolivia and the emergence of the coastal zone of Ecuador. The second event (direction change and slow down) would be coeval with the deformation of the Ecuadorian forearc zone and the eastward thrust of the Macuchi arc [Bourgeois *et al.*, 1990].

Conclusions. Coastal Ecuador has been affected by a poorly understood Campanian tectonic event.

Stratigraphic data allow to specify the age of the early Palaeogene compressional deformations of Ecuador, which are of late Palaeocene-earliest Eocene (\approx 58-52 Ma) and late Middle Eocene to late Eocene (\approx 42-37 Ma), respectively. Collision of the oceanic terranes occurred during the first tectonic crisis, along an east-dipping major tectonic contact. The latter was deformed during the late Eocene event by the local eastward thrusting of the western Cordillera.

The early Palaeogene deformations are marked by jumps of island arc, collision, deformation and/or thrusting of oceanic terranes in Ecuador, and by contractional deformations in Peru and Bolivia. Major changes in the rate and/or direction of plate convergence (\approx 55 and \approx 43 Ma, respectively) appear to be the driving mechanisms controlling these events. Creation of the late early to early Middle Eocene forearc basins is interpreted as a delayed consequence of the tectonic erosion caused by the late Palaeocene-earliest Eocene compressional phase, the subsidence occurring only after the compressional strain has been released.

INTRODUCTION

La marge équatorienne est soumise à la subduction de la plaque océanique paléo-pacifique depuis le Jurassique inférieur au moins [Aspden *et al.*, 1987; Romeuf *et al.*, 1997]. Le substratum volcanique d'âge crétacé de la côte équatorienne est un fragment de croûte océanique [Goossens et Rose, 1973; Juteau *et al.*, 1977; Wallrabe-Adams, 1990; Reynaud *et al.*, 1996], accrété à la marge continentale équatorienne au crétacé supérieur et/ou au Paléogène [Feininger et Bristow, 1980; Lebrat *et al.*, 1987; Roperch *et al.*, 1987; Bourgeois *et al.*, 1990; Jaillard *et al.*, 1995]. Sa couverture porte des témoins de l'activité de plusieurs arcs insulaires d'âge crétacé supérieur à éocène [Lebrat *et al.*, 1987; Marksteiner et Alemán, 1991; Jaillard *et al.*, 1995]. La partie méridionale de la côte équatorienne peut être divisée en trois provinces paléogéographiques qui présentent des évolutions distinctes à partir du Crétacé terminal et/ou Paléocène.

Au nord-ouest de la faille de Manabí (Manabí et Borbón), le substratum igné est directement surmonté par une série d'arc insulaire affleurant actuellement selon une orientation NE-SW (arc San Lorenzo, fig. 1).

Au sud-est de la faille de Manabí, le substratum de la péninsule est surmonté par des turbidites volcanodétritiques datées de l'intervalle Cénomaniens-Campanien, provenant de l'érosion d'un arc insulaire d'orientation inconnue (arc Cayo, fig. 1). La faille de Chongón-Colonche (FCC, fig. 1) sépare deux sous-domaines. Plus au nord, l'absence d'affleurements crétacés ne permet pas de préciser l'évolution de la zone.

Enfin, à l'est (Cordillère occidentale) des sédiments océaniques volcanoclastiques du Crétacé supérieur (Fm Cayo de la Sierra) sont surmontés par une série d'arc insulaire d'âge paléocène terminal à éocène d'orientation ac-

tuelle NNE-SSW, en contact tectonique avec la marge continentale équatorienne (arc Macuchi, fig. 1).

Ces trois zones sont ensuite recouvertes en discordance par une séquence sédimentaire d'âge éocène moyen à supérieur, qui traduit la création puis l'émersion d'un bassin d'avant-arc [Jaillard *et al.*, 1995]. De nouveaux bassins d'avant-arc, obliques sur les précédents, se forment vers la limite oligocène-miocène [Evans et Whittaker, 1982; Benítez, 1995].

Les nouvelles données stratigraphiques ayant été exposées récemment [Jaillard *et al.*, 1995; Benítez, 1995], ce travail met l'accent sur les observations tectono-sédimentaires et structurales effectuées dans le sud de la côte équatorienne (Péninsule, Manabí, fig. 1), qui permettent de préciser, outre leur âge, les modalités de l'accrétion des terrains océaniques à la marge continentale équatorienne, et leurs relations avec la tectonique andine et les processus de subduction.

STRATIGRAPHIE DE LA CÔTE SUD-ÉQUATORIENNE

L'évolution crétacé supérieur-paléocène diffère selon les régions, alors que l'évolution éocène est comparable sur l'ensemble du domaine étudié.

Au nord-ouest de la faille de Manabí, le substratum volcanique (Fm Piñón, fig. 2), constitué de basaltes tholéitiques et andésites basaltiques, a livré des âges K/Ar de 110 à 54 Ma [Goossens et Rose, 1973]. Il est surmonté directement par des grauwackes, des conglomérats à éléments volcaniques et des coulées basaltiques, recoupés par des dykes, interprétés comme une série d'arc insulaire [Fm San Lorenzo: Lebrat *et al.*, 1987], datée de l'intervalle Campanien-Paléocène par des microfaunes [Sigal, 1969; Doebel et Kehr, 1971; Romero, 1990; Ordoñez, 1996]. Les datations radiométriques vont de 85 à 53 Ma avec un maxi-

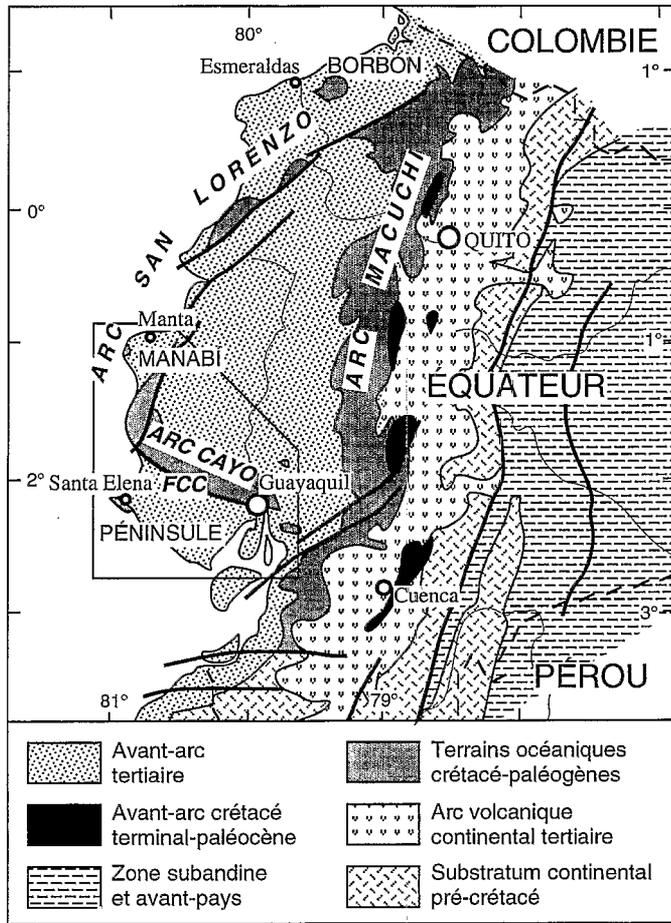


FIG. 1. - Schéma géologique de l'Equateur, avec localisation du bloc océanique côtier, des arcs insulaires et des régions citées.

FIG. 1. - Geological sketch of Ecuador, with location of the coastal oceanic terrane, the island arcs and the areas cited in the text.

num vers 80-70 Ma [Goossens et Rose, 1973; Pichler et Aly, 1983; Lebrat *et al.*, 1987; Wallrabe-Adams, 1990]. Cette série est caractérisée par l'absence de matériel détritico d'origine continentale.

Au sud-est de la faille de Manabí, sur la cordillère Chongón-Colonche, le substratum volcanique non daté (Fm Piñón) est surmonté par environ 400 m de cherts noirs, tufs, turbidites volcanoclastiques fines et calcaires fins laminés, d'âge cénonanien-turonien à coniacien (Fm Calentura, fig. 2). Au-dessus, près de 2 500 m de turbidites volcanoclastiques grossières sont datées de l'intervalle Coniacien(?) - Campanien [Fm Cayo : Thalmann, 1946; Bristow et Hoffstetter, 1977; Benítez, 1995; Jaillard *et al.*, 1995]. Celles-ci sont issues du remaniement d'un arc insulaire d'âge crétacé supérieur [arc Cayo : Marksteiner et Alemán, 1991; Benítez, 1995; Reynaud *et al.*, 1996].

Au nord de la faille Chongón-Colonche, la formation Cayo passe rapidement à 400 m de cherts noirs, tufs et turbidites fines volcanoclastiques (Fm Guayaquil, fig. 3), datés par micropaléontologie de l'intervalle Maastrichtien-base du Paléocène supérieur [Benítez, 1995; Marksteiner et Alemán, 1991; Jaillard *et al.*, 1995]. La formation Guayaquil, peu déformée, est directement surmontée par l'Éocène transgressif (Fm San Eduardo, fig. 3). L'absence de grains

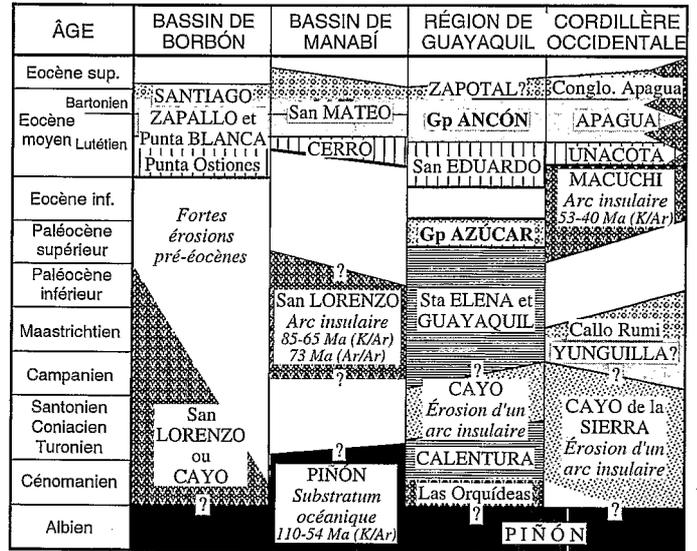


FIG. 2. - Stratigraphie des terrains océaniques de la côte équatorienne et de leurs couvertures sédimentaires paléogènes.

FIG. 2. - Stratigraphy of the oceanic terranes of coastal Ecuador, and of their early Tertiary sedimentary cover.

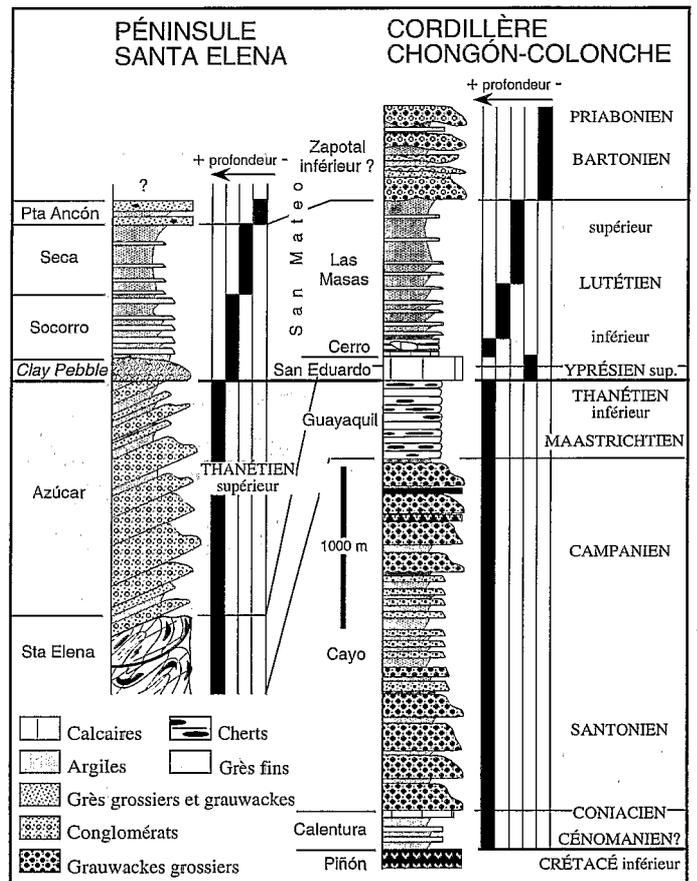


FIG. 3. - Stratigraphie et évolution sédimentaire de la zone d'avant-arc sud-équatorienne.

FIG. 3. - Stratigraphy and sedimentary evolution of the forearc zone of southern Ecuador.

de quartz détritique est caractéristique de l'intervalle Cénozanien (?) - base du Paléocène supérieur.

Au sud de la faille Chongón-Colonche (péninsule de Santa Elena), les formations Piñón et Cayo n'affleurent que très localement sous forme d'écaillés tectoniques. Des cherts et tufs intensément plissés, altérés et légèrement métamorphisés (Fm Santa Elena, fig. 3), ont été datés du Maastrichtien et du Paléocène et constituent donc un équivalent déformé de la formation Guayaquil [Sinclair et Berkey, 1923; Thalmann, 1946; Jaillard *et al.*, 1995]. Ils sont surmontés en discordance par une puissante série conglomératique constituée de séquences de turbidites de haute densité, très riches en quartz et en éléments de roches métamorphiques (Gp Azúcar, fig. 3) [Moreno, 1983; Benítez, 1995]. Le groupe Azúcar, qui n'a pas d'équivalent au nord de la faille Chongón-Colonche, scelle la déformation de la formation Santa Elena et marque l'irruption dans la série de matériel détritique provenant de la marge continentale. Il a été daté du Paléocène terminal [Jaillard *et al.*, 1995]. Lui-même déformé, il est surmonté en discordance par la séquence éocène.

La séquence éocène débute localement au nord de la faille Chongón-Colonche par des turbidites calcaires remaniant des organismes de plate-forme peu profonde (Fm San Eduardo, ≈ 100 m, fig. 3), datées de la fin de l'Éocène inférieur et début de l'Éocène moyen [Faucher *et al.*, 1971; Benítez, 1995; Jaillard *et al.*, 1995]. Au nord-ouest (bassin de Manabí), les dépôts transgressifs sont constitués par 200 à 500 m d'argiles, marnes et turbidites gréseuses de plate-forme distale (Fms Cerro, Las Masas, San Mateo inférieur, fig. 3), datées de l'Éocène moyen plus ou moins élevé selon les endroits [Faucher *et al.*, 1971; Benítez, 1995; Jaillard *et al.*, 1995; Ordoñez, 1996]. Ils reposent en nette discordance érosive sur les formations Guayaquil, Cayo ou San Lorenzo, et sont riches en olistolites et traces de resédimentation. Au sud de la faille Chongón-Colonche, la transgression est soulignée par des conglomérats et plus généralement des coulées de débris [*Clay Pebble Beds*: Marchant, 1956] datées de la fin de l'Éocène inférieur (?) - Lutétien inférieur [Jiménez et Mostajo, 1989; Ordoñez, 1996]. Sur l'ensemble du domaine, la transgression éocène est donc diachrone et accompagnée d'une forte instabilité tectonique.

La séquence sus-jacente, datée du Lutétien [Fms San Mateo, Socorro et Seca: Bristow et Hoffstetter, 1977; Jiménez et Mostajo, 1989; Jaillard *et al.*, 1995], montre partout une instabilité tectonique décroissante et une diminution de la profondeur de dépôt vers le haut. Cette série de plate-forme est abruptement surmontée par des sédiments détritiques grossiers.

Au sud de la faille Chongón-Colonche, il s'agit d'environ 100 m de grès lithiques grossiers parfois conglomératiques déposés en milieu de plate-forme clastique peu profonde et de plage (Fm Punta Ancón, fig. 3) et datés du Bartonien et Priabonien inférieur [Manley, 1957; Benítez, 1995; Ordoñez, 1996]. Au nord de la faille Chongón-Colonche, le long de la côte, l'intervalle Bartonien-Priabonien inférieur est représenté par environ 700 m de grès lithiques et conglomérats grossiers à facies de *fan-delta*, plage et plate-forme peu profonde [Fm San Mateo: Faucher *et al.*, 1971; Benítez, 1995; Jaillard *et al.*, 1995] (fig. 3). Cette série est probablement équivalente à une partie des conglomérats mal datés affleurant sur la cordillère Chongón-Colonche [Fms San Mateo et Zapotal *p.p.*: Toro, 1994]. L'arrivée de ces conglomérats riches en éléments volcaniques témoigne d'un important événement provoquant l'émergence et l'érosion de la cordillère Chongón-Colonche. Ils

sont directement surmontés par la transgression de l'Oligocène terminal-Miocène inférieur [Benítez, 1995].

Cette séquence éocène dont la base est diachrone, est connue avec des sédiments et des évolutions comparables, sur l'ensemble des terrains océaniques [Santos *et al.*, 1986]. Dans le bassin Borbón (fig. 1), la séquence éocène se compose de bas en haut [Bristow et Hoffstetter, 1977; Evans et Whittaker, 1982] de calcaires de milieu peu profond datés de l'Éocène moyen (Mb Punta Ostiones) et d'argiles, grès et tufs de l'Éocène moyen à supérieur (Fms Zapallo et Punta Blanca), surmontés au sud-ouest de la zone par des grès littoraux (Fm Santiago) [Faucher *et al.*, 1971, fig. 2]. La séquence éocène du bassin de Borbón est recouverte en discordance par les dépôts oligocènes transgressifs. Dans la Cordillère occidentale, sur la formation Macuchi d'âge tertiaire [Kehrer et Van der Kaaden, 1979; Bourgois *et al.*, 1990; van Thournout *et al.*, 1992], on trouve de bas en haut (fig. 2) des calcaires transgressifs de milieu péricoral (Fm Unacota) datés de l'Éocène [Faucher *et al.*, 1971; Henderson, 1979], des argiles et turbidites contenant des microfaunes de l'Éocène moyen à supérieur (Fm Apagua) [Bristow et Hoffstetter, 1977; Bourgois *et al.*, 1990] et les Conglomérats Apagua non datés, attribués à l'intervalle Éocène supérieur-Oligocène moyen [Bourgois *et al.*, 1990]. Ces derniers sont localement associés à des manifestations volcaniques [Egüez, 1986].

TECTONIQUE

Le Campanien est marqué par un événement tectonique encore mal connu, responsable en Équateur de la fin de l'activité de l'arc Cayo et de son remplacement par l'arc San Lorenzo [Jaillard *et al.*, 1995], d'une nette discordance dans la Cordillère occidentale [Kehrer et Van der Kaaden, 1979; Egüez, 1986] et le sud-ouest du pays [Jaillard *et al.*, 1996], et d'un fort événement thermique dans la Cordillère Royale [Aspden *et al.*, 1992].

La formation Santa Elena du Maastrichtien-Thanéien inférieur est affectée de plis serrés à isoclinaux d'axe grossièrement E-W, associés à une schistosité de flux de plan axial de direction E-W, généralement faiblement pentée vers le sud (La Libertad, Santa Elena Sur, Presa San Vicente, fig. 4). Les directions axiales des plis, comme celles des plans de schistosité, sont toutefois variables dans le détail, probablement en raison de déformations ultérieures. Ces déformations sont associées à des plans de cisaillement de direction E-W, faiblement pentés, portant des critères de cisaillement vers le nord ou le nord-nord-ouest (Santa Elena Sur, Chongón, fig. 4). Les paléocourants mesurés dans le Groupe Azúcar sus-jacent indiquent un transport et une pente vers le nord-nord-est [Moreno, 1983], compatible avec la vergence de la déformation. Compte tenu des rotations horaires parfois importantes (jusqu'à 80°) enregistrées par les terrains de la côte équatorienne [Roperch *et al.*, 1987], les cisaillements présentaient probablement à l'origine une vergence vers le nord-ouest ou l'ouest. Cette déformation en cisaillement, scellée par le dépôt de turbidites grossières riches en quartz détritique dans une série qui en était auparavant dépourvue, est interprétée comme résultant de la collision du bloc océanique de la péninsule avec la marge continentale, le long d'un contact majeur penté vers l'est ou le sud-est, c'est à dire parallèle au paléo-plan de subduction. L'encadrement stratigraphique permet de dater précisément cette déformation du Paléocène supérieur [$\approx 58-55$ Ma d'après Haq *et al.*, 1987; Harland *et al.*, 1989; Odin, 1994].

La déformation, maximale au sud-ouest de la péninsule (région de Santa Elena), s'atténue tant vers le nord (Co-

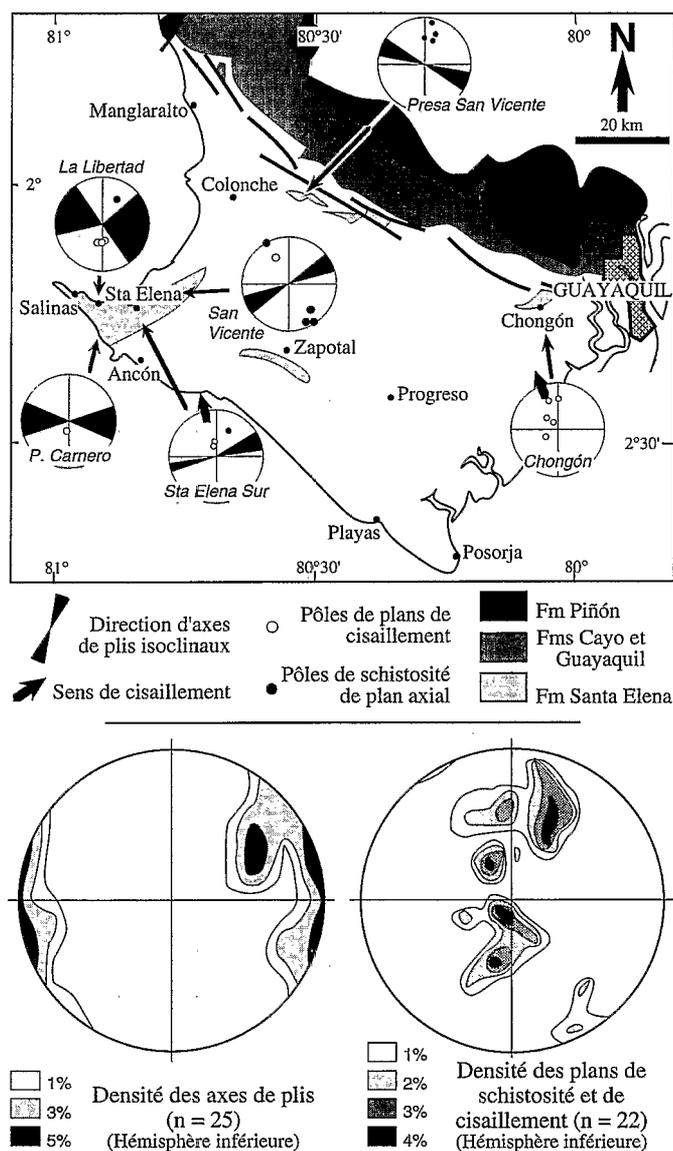


FIG. 4. — Géométrie des déformations du Paléocène supérieur affectant la formation Santa Elena dans la péninsule (côte sud-équatorienne).

FIG. 4. — Geometry of the late Palaeocene deformations of the Santa Elena Formation of the Santa Elena Peninsula (southern coastal Ecuador).

lonche) que vers l'est (Chongón), où seules des failles inverses peu pentées sont observées. Ces déformations sont généralement inconnues au nord de la faille Chongón-Colonche, où seules de faibles ondulations à grand rayon de courbure affectent la formation Guayaquil. Néanmoins, aux abords de la faille Chongón-Colonche on observe localement des plis isoclinaux synschisteux d'orientation grossièrement parallèle à la faille et déversés au sud. Ce gradient de déformation peut être interprété de deux façons : soit la péninsule constituait alors une unité indépendante, ultérieurement accrétée au reste du bloc côtier ; soit c'est la partie sud du bloc côtier (péninsule) qui est rentré en collision avec la marge andine, le reste de la zone restant peu ou pas déformé. La diminution relativement progressive de l'intensité des déformations vers le nord ou le nord-est plaide en faveur de la deuxième interprétation.

Le groupe Azúcar du Paléocène terminal, est affecté au sud comme au nord de la péninsule, par des plis serrés de direction NE-SW à ENE-WSW (pendages souvent subverticaux), à plan axiaux subverticaux soulignés par une schistosité de fracture (non représentés sur la fig. 4). Ces plis sont localement associés à des failles NW-SE dextres et ENE-WSW senestres [Benítez, 1995]. Dans la partie nord de la péninsule, ces structures sont fréquemment perturbées par les déformations ultérieures. La base de la séquence sédimentaire surmontant le groupe Azúcar est datée de la fin de l'Éocène inférieur [Benítez, 1995]. La déformation du groupe Azúcar s'est donc produite au début de l'Éocène inférieur [≈ 55 -52 Ma selon Haq *et al.*, 1987 ; Harland *et al.*, 1989 ; Odin, 1994]. Elle pourrait représenter la continuation du régime tectonique du Paléocène supérieur, le groupe Azúcar représentant alors un dépôt syntectonique localisé aux abords de la zone de collision.

La transgression éocène s'accompagne de plusieurs manifestations de tectonique synsédimentaire. Outre les turbidites, olistolites, coulées de débris, etc, on observe, peu à l'ouest de Guayaquil, quelques failles normales synsédimentaires qui suggèrent que la création du bassin à l'Éocène inférieur à moyen s'est effectuée en régime distensif (fig. 5). On observe en effet une nette accélération de la subsidence à la fin de l'Yprésien et/ou au Lutétien inférieur selon les endroits [≈ 51 -46 Ma selon Haq *et al.*, 1987 ; Harland *et al.*, 1989 ; 48-45 Ma selon Odin, 1994]. Les turbidites, slumps et coulées de débris diminuent vers le haut de la séquence, indiquant une atténuation de l'instabilité tectonique au cours du Lutétien. Au sud de la faille Chongón-Colonche, la géométrie des slumps, variable dans le détail, indique une pente inclinée généralement vers l'ouest ou le nord-ouest, plus rarement vers le sud-est.

Le fait que la séquence éocène soit comparable sur l'ensemble des terrains océaniques de l'Ouest équatorien (côte et Cordillère occidentale) suggère que ces terrains constituaient alors un domaine homogène soumis à une même évolution. Ceci impliquerait que l'arc San Lorenzo, substratum des bassins de Manabí *p.p.* et Borbón, était déjà accréto au domaine de l'arc Cayo (région de Guayaquil). Les différences d'évolution entre ces deux derniers domaines au cours de l'intervalle Campanien-Paléocène et leur homogénéité à l'Éocène moyen suggère que l'accrétion a eu lieu au Paléocène supérieur-Éocène basal, plutôt qu'au Campanien ou à l'Éocène supérieur. Dans le bassin de Manabí, la discordance de l'Éocène moyen sur des termes datés du Crétacé au Paléocène supérieur [Benítez, 1995 ; Ordoñez, 1996] pourrait correspondre à cet événement. Cependant, l'étude structurale du contact entre ces deux domaines reste à faire. D'autre part, l'abondance du quartz détritique dans la séquence éocène de la Cordillère occidentale indiquerait que cette zone, comme la région de Guayaquil, était déjà en contact avec la marge andine à l'Éocène moyen. Dans ce dernier cas, l'accrétion peut avoir eu lieu également au Paléocène supérieur-Éocène basal, voire au Campanien.

La séquence éocène porte également quelques traces de déformations tectoniques. Les grès lithiques du Bartono-Priabonien présentent de nombreuses failles normales synsédimentaires à petite échelle qui suggèrent un contexte distensif. Les paléocourants, généralement dirigés vers l'ouest [Benítez, 1995 ; Jaillard *et al.*, 1995], indiquent une pente générale vers l'ouest. Cependant, l'arrivée de grès grossiers et conglomérats à éléments volcaniques abondants à partir du Bartonien inférieur traduit une érosion et une surrection importantes de la cordillère Chongón-Colonche.

En effet, les paléocourants sont dirigés de façon radiaire autour du relief de cette dernière : vers le sud ou le sud-ouest au sud, vers l'ouest-nord-ouest à l'ouest, et vers le nord-ouest ou le nord-nord-ouest au nord-ouest [Jaillard *et al.*, 1995]. Nous interprétons cette tectonique comme liée à un régime compressif [$\approx 42-40$ Ma pour Harland *et al.*, 1989 ; $\approx 39-38$ Ma selon Haq *et al.*, 1987 ; 37-36 Ma d'après Odin, 1994].

La fin de la sédimentation éocène. L'événement du Bartonien inférieur est suivi, au cours du Priabonien (Éocène supérieur), d'une phase tectonique majeure.

Les sédiments éocènes de la zone côtière présentent, au sud de la péninsule (région d'Ancón, fig. 5), des plis cylindriques peu prononcés (pendages inférieurs à 30°), de direction axiale NNW-SSE à NE-SW, plus ou moins déversés vers l'ouest ou le nord-ouest. Ils sont associés à de nombreuses failles inverses et surfaces de chevauchement de direction N-S à NE-SW, à pendage variable vers l'est ou le sud-est. A l'est de la péninsule, les failles inverses présentent une direction NE-SW et un pendage vers le sud-est. A l'ouest de la péninsule (région de Pacoa, fig. 5), les affleurements et les lignes sismiques révèlent des failles inverses et des écaillages à vergence nord-ouest n'affectant que les sédiments pré-oligocènes [Benítez, 1995]. Peu au nord de la faille Chongón-Colonche, près de Guayaquil, les plis rapportés à cette phase présentent une direction proche de $N050^\circ E$ [Benítez, 1995].

L'âge de ces déformations est donné par encadrement stratigraphique. Elles affectent les derniers sédiments éocènes et sont inconnues dans les sédiments oligo-miocènes. On peut ainsi leur attribuer un âge intra-priabonien à oligocène inférieur [$\approx 39-35$ Ma pour Haq *et al.*, 1987 ; Harland *et al.*, 1989 ; $\approx 37-33$ Ma selon Odin, 1994]. Cette crise tectonique correspond à la phase Inca de Noble *et al.* [1979], Mégard [1984] et Sébrier *et al.* [1988]. Cependant, une partie de ces déformations pourrait correspondre à une éventuelle déformation d'âge oligocène supérieur.

Cette déformation compressive est responsable de l'émergence de la plus grande partie de la zone côtière jusqu'à l'Oligocène terminal. Au nord-est de la zone côtière, elle s'accompagne de la déformation en compression de l'arc insulaire Macuchi contre la marge continentale équatorienne, ces structures étant scellées par les formations de l'arc volcanique oligo-miocène [Egüez, 1986 ; Bourgois *et al.*, 1990]. Selon les auteurs et/ou les endroits, le contact tectonique majeur entre unités océaniques et marge continentale, de direction NNE-SSW, présente un pendage raide vers l'ouest [Egüez, 1986 ; Bourgois *et al.*, 1990 ; Tibaldi et Ferrari, 1993] ou vers l'est [Juteau *et al.*, 1977 ; Lebrat *et al.*, 1985]. Ces variations sont probablement dues au fait que le contact antérieur à pendage est a rejoué lors de la compression éocène supérieur, en faisant chevaucher vers l'est le bloc océanique côtier sur la marge continentale. Mais les accidents décrochants dextres ultérieurs [Lavenu *et al.*, 1995] ont probablement aussi réutilisé et déformé ce contact polyphasé.

RELATIONS AVEC LA GÉODYNAMIQUE

La crise compressive du Paléocène supérieur-Éocène inférieur ($\approx 57-53$ Ma) est bien documentée en Bolivie [Marocco *et al.*, 1987 ; Noblet *et al.*, 1995 ; Sempéré *et al.*, 1997] et dans le Nord du Pérou [Noble *et al.*, 1990 ; Naeser *et al.*, 1991 ; Jaillard et Soler, 1996], et est contemporaine d'une réorganisation géodynamique majeure [$\approx 56-54$ Ma : Pilger, 1984 ; Gordon et Jurdy, 1986 ; Pardo-Casas et Molnar, 1987 ; Atwater, 1989 ; Mayes *et al.*, 1990]. Trois hypothèses peuvent être envisagées pour expliquer cette coïncidence. En premier lieu, on peut penser que la collision a provoqué la déformation compressive. Toutefois, aucune collision n'est enregistrée à cette époque au Pérou et en Bolivie. On peut aussi envisager que la collision ait provoqué un changement dans la cinématique de la plaque Farallón, responsable à son tour de l'événement compressif au Pérou et en Bolivie. Collision en Équateur et compres-

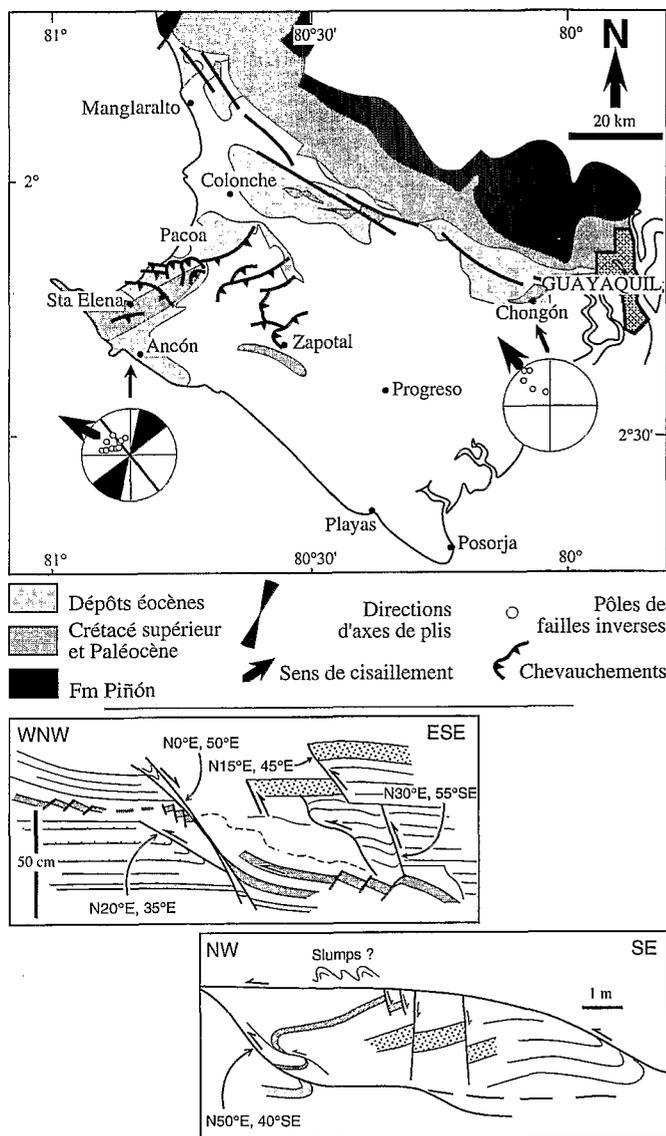


FIG. 5. - Géométrie des déformations de l'Éocène supérieur de la côte sud-équatorienne.

En bas : Exemples de failles inverses affectant le groupe Ancón (Éocène moyen) dans la région d'Ancón. Noter les failles normales antérieures (droite) ou postérieures (gauche) à la déformation compressive de l'Éocène supérieur.

FIG. 5. - Geometry of the late Eocene deformations in southern coastal Ecuador.

Below : Examples of reverse faults affecting the sediments of the Ancón Group (Middle Eocene) in the Ancón area. Note that normal faulting occurred before (right) and after (left) the late Eocene compressional deformation.

sion andine seraient alors liées indirectement. Or cette réorganisation géodynamique des plaques océaniques est connue jusque dans le nord de l'océan Pacifique (plaques Kula, Pacifique *s.s.*) [Atwater, 1989]. Même si on ne peut l'exclure totalement, il est peu probable que la collision en Équateur ait affecté la cinématique de l'ensemble des plaques océaniques paléo-pacifiques. C'est donc la réorganisation géodynamique qui, plus probablement, aurait provoqué à la fois la collision du terrain océanique en Équateur et la déformation compressive sur la marge andine du Pérou et de Bolivie.

bassins d'avant-arc le long de l'ensemble de la marge andine ne peut donc être attribuée à des causes locales. La subsidence rapide des zones d'avant-arc est généralement considérée comme résultant d'une érosion tectonique à la base de la marge continentale le long de la zone de subduction [Scholl *et al.*, 1980; Von Huene et Scholl, 1991], interprétation qui s'accorde avec l'extension régionale du phénomène. De plus, la subsidence par érosion tectonique semble être associée à un régime extensif au moins dans la partie superficielle des zones d'avant-arc [Aubouin *et al.*, 1984; Bourgois *et al.*, 1993]. Or, on note que la subsidence de l'avant-arc suit la compression du Paléocène supérieur-Éocène inférieur (fig. 6).

	SEDIMENTATION	TECTONIQUE	GEODYNAMIQUE (convergence)
OLIGOCENE inférieur	Lacune	?	
ÉOCÈNE	Priabonien	Déformation/émersion Chevauchement vers l'E	Ralentissement, changement direction
	Bartonien	Surrections locales	Réorganisation/ accélération
	Lutétien	Subsidence en extension des bassins d'avant-arc	ARC MACUCHI
	Yprésien	Lacune	Accélération et changement direction
PALEOCÈNE	Thanétien	Déformations localement intenses Collision pendage E	
	Danien		ARC SAN LORENZO
MAASTRICHTIEN	Sédimentation pélagique sans quartz détritique		

FIG. 6. — Synopsis de l'évolution sédimentaire et tectonique de la zone côtière sud-équatorienne (Maastrichtien supérieur-Oligocène inférieur), et relations avec la géodynamique.

FIG. 6. — Synopsis of the sedimentary and tectonic evolution of southern coastal Ecuador (late Maastrichtian-early Oligocene), and its relations with the geodynamics.

Le décalage dans le temps entre compression sur la marge andine et subsidence de l'avant-arc est observée également à d'autres époques. Les déformations compressives de la «Phase péruvienne» [Steinmann, 1929; Jaillard et Soler, 1996] sont suivies au Campanien dans le Nord du Pérou et en Équateur par la création des bassins d'avant-arc de Paita, Talara, Río Playas et Yunguilla [Jaillard *et al.*, 1996]. Au Pérou et en Équateur, la compression de l'Oligocène supérieur [Sébrier *et al.*, 1988; Noblet *et al.*, 1995] est suivie par la création d'une série quasi continue de bassins d'avant-arc d'âge oligocène terminal-miocène [Macharé *et al.*, 1986; Benítez, 1995]. On peut supposer que l'érosion tectonique est favorisée par un fort couplage au niveau du plan de subduction, et donc qu'elle est contemporaine d'un régime compressif dans la plaque supérieure. Nous proposons donc que l'érosion tectonique se produise principalement lors des périodes compressives andines, mais que la subsidence des zones d'avant-arc ne survienne que postérieurement, après la diminution du couplage et la relaxe de la contrainte compressive dans la plaque supérieure.

La crise compressive de l'Éocène «supérieur» (≈ 39-33 Ma), annoncée dès la base du Bartonien (≈ 42-40 Ma), est d'interprétation difficile. Sur la côte équatorienne, elle commence par le soulèvement et l'érosion de la zone côtière (Bartonien), et culmine avec l'émersion et la déformation de cette dernière et le chevauchement de l'arc Macuchi (Priabonien). Dans les Andes péruviennes, des âges radiométriques permettent de dater la tectonique compressive incaïque de l'intervalle 44-39 Ma (fin de l'Éocène moyen) [Noble *et al.*, 1979; 1990; Mégard, 1984; Sébrier *et al.*, 1988]. Ceci suggère que la crise compressive éocène est plus tardive sur la côte équatorienne que dans les Andes péruviennes. Cependant, ce diachronisme apparent pourrait résulter d'une mauvaise corrélation entre âges paléontologiques et radiométriques.

Du point de vue géodynamique, cet intervalle est marqué par deux événements (fig. 6). Une importante réorganisation cinématique globale a lieu entre 43 et 40 Ma, correspondant à un changement de la direction de convergence [coude de la chaîne Hawaï-Emperor; Gordon et Jurdy, 1986; Atwater, 1989] et à une nette augmentation de la vitesse de convergence entre les plaques Farallón et Amériqué du Sud [Pilger, 1984; Mayes *et al.*, 1990]. Selon Pardo-Casas et Molnar [1987], l'accélération se produirait plus tôt (49-42 Ma). Postérieurement, une nette diminution de la vitesse de convergence, datée à 40-37 Ma [Pilger, 1984] ou 42-36 Ma [Pardo-Casas et Molnar, 1987], est associée ou suivie d'un changement de la direction de convergence daté à 40-37 Ma [Pilger, 1984] ou 36 Ma [Mayes *et al.*, 1990].

Si les âges paléontologiques et radiométriques sont bien corrélés, le premier événement (réorganisation et accélération) serait responsable, outre de la crise compressive incaïque au Pérou, du soulèvement et de l'érosion de la zone côtière, tandis que le deuxième événement (décélération et

À cette époque en effet, la dérive de la plaque océanique Farallón s'accélère, et sa direction passe de nord-nord-est ou nord (voire nord-nord-ouest), à nord-est ou est-nord-est [Pilger, 1984; Gordon et Jurdy, 1986; Pardo-Casas et Molnar, 1987; Atwater, 1989; Mayes *et al.*, 1990] (fig. 6). Ces changements ont provoqué une augmentation importante de la composante normale de la convergence tant en Équateur que plus au sud. Il est donc probable que la crise compressive du Paléocène supérieur-Éocène basal soit liée au changement dans la vitesse de convergence [Noblet *et al.*, 1995; Jaillard et Soler, 1996].

Par ailleurs, le net changement de direction de convergence a dû permettre une réorganisation géométrique du système de subduction au large de l'Équateur, marquée par l'arrêt de l'activité de l'arc insulaire San Lorenzo (Campanien-Paléocène) de direction actuelle NE-SW et le développement de l'arc insulaire Macuchi (Paléocène terminal-Éocène moyen) de direction actuelle NNE-SSW. Cette réorganisation géométrique est très probablement responsable de la collision du sud du bloc océanique côtier avec la marge andine.

Le régime extensif de l'Yprésien supérieur-Lutétien inférieur (≈ 50-45 Ma) est connu dans les zones d'avant-arc du Pérou et de la Colombie, où il est également à l'origine de la formation de bassins [Pérez, 1981; Ballesteros *et al.*, 1988; Von Huene *et al.*, 1988]. La création synchrone de

changement de direction) serait contemporain de la déformation de l'avant-arc équatorien et du chevauchement de l'arc Macuchi sur la marge continentale. En dépit des incertitudes d'âge qui rendent fragile toute interprétation, on notera que ces crises compressives semblent là encore coïncider avec des changements de direction et/ou des variations de vitesse de la convergence, positive ou négative, entre plaques océanique et continentale [Noblet *et al.*, 1995 ; Jailard et Soler, 1996].

CONCLUSIONS

La côte équatorienne semble avoir été affectée par un événement tectonique campanien, encore mal compris.

La mise en évidence sur la côte sud-équatorienne de déformations importantes vers la limite Paléocène-Éocène ($\approx 58-52$ Ma) confirme l'existence d'une crise compressive majeure à cette époque dans les Andes. Les données stratigraphiques permettent d'en préciser l'âge en Équateur : milieu du Paléocène supérieur (≈ 57 Ma) pour la déformation principale, début de l'Éocène inférieur (≈ 54 Ma) pour une deuxième déformation moins prononcée. Cette crise tectonique correspond à l'accrétion des terrains océaniques contre la marge andine équatorienne selon un contact probablement à pendage est.

La déformation compressive de l'Éocène « supérieur » (phase incaïque) comprend, sur la côte équatorienne, un premier événement à la limite Lutétien-Bartonien (≈ 41 Ma), et une crise compressive majeure datée du milieu ou de la partie supérieure du Priabonien (à Oligocène inférieur ?, ≈ 37 Ma). Cette dernière est responsable de l'émersion généralisée des terrains océaniques et, au moins

localement, du chevauchement de ces derniers sur la marge andine, le contact antérieur devenant alors à pendage ouest.

Les déformations compressives du Paléocène supérieur-Éocène basal et de l'Éocène supérieur sont associées à la cessation d'activité d'arcs insulaires et à la collision ou chevauchement de terrains océaniques en Équateur, et de déformations compressives en Équateur, au Pérou et en Bolivie. Des changements de vitesse et/ou de direction de la convergence entre plaques océanique et continentale semblent constituer la cause commune de ces événements tectoniques de nature différente.

La subsidence de la zone d'avant-arc à la fin de l'Éocène inférieur et au début de l'Éocène moyen est contemporaine d'un régime en extension et suit de peu la crise tectonique compressive du Paléocène supérieur-Éocène inférieur. Cette succession d'événements étant observée à d'autres époques, la création de bassins d'avant-arc pourrait être une conséquence différée de l'importante érosion tectonique survenue durant la crise compressive précédente, la subsidence des zones d'avant-arc n'intervenant que lorsque la contrainte compressive a diminué dans la plaque supérieure.

Remerciements. – Ce travail s'est déroulé dans le cadre d'une convention de coopération scientifique signée entre l'Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération (Orstom) et Petroproducción, filiale de Petroecuador, compagnie pétrolière nationale d'Équateur. Nos remerciements vont à l'Orstom qui a financé l'essentiel du travail de terrain et a permis à l'un d'entre nous (S.B.) de soutenir une thèse doctorale à l'Université Joseph Fourier (Grenoble I), à Petroproducción qui a autorisé la publication de ces résultats, et à M. Ordoñez, N. Jiménez et I. Zambrano de Petroproducción (Guayaquil) pour les nombreuses déterminations micropaléontologiques. La version finale de ce manuscrit a bénéficié de remarques pertinentes et de compléments bibliographiques de la part de M. Sébrier et J. Bourgois.

Références

- ASPEN J.A., Mc COURT W.J. & BROOK M. (1987). – Geometrical control of subduction-related magmatism : the Mesozoic and Cenozoic plutonic history of western Colombia. – *J. Geol. Soc., London*, **144**, 893-905.
- ASPEN J.A., HARRISON S.H. & RUNDLE C.C. (1992). – New geochronological control for the tectono-magmatic evolution of the metamorphic basement, Cordillera Real and El Oro Province of Ecuador. – *J. South Amer. Earth Sci.*, **6**, 77-96.
- ATWATER T. (1989). – Plate tectonic history of the northeast Pacific and western North America. In : E.L. WINTERER, E.L. HUSSONG & R.W. DECKER Eds., *The eastern Pacific Ocean and Hawaii*. – Geol. Soc. Amer., *The geology of North America*, **N**, 21-72.
- AUBOUIN J., BOURGOIS J. & AZÉMA J. (1984). – A new type of active margin : the convergent-extensional margin, as exemplified by the Middle America-Trench off Guatemala. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **87**, 111-126.
- BALLESTEROS M.W., MOORE G.F., TAYLOR B. & RUPPERT S. (1988). – Seismic stratigraphic framework of the Lima and Yaquina forearc basins, Peru. – *ODP Init. Rep.*, **112**, 77-90.
- BENÍTEZ S. (1995). – Evolution géodynamique de la province côtière sud-équatorienne au Crétacé supérieur – Tertiaire. – *Géol. Alpine*, **71**, 3-163.
- BOURGOIS J., EGÚEZ A., BUTTERLIN J. & DE WEVER P. (1990). – Evolution géodynamique de la Cordillère Occidentale des Andes d'Équateur : la découverte de la formation éocène d'Apagua. – *C.R. Acad. Sci., Paris*, (II), **311**, 173-180.
- BOURGOIS J., LAGABRIELLE Y., DE WEVER P., SUESS E. & NAUTIPERC (1993). – Tectonic history of the northern Peru convergent margin during the past 400 ka. – *Geology*, **21**, 531-534.
- BRISTOW C.R., & HOFFSTETTER R. (1977). – Ecuador. – Lexique stratigraphique international, **V**, 5a2, 410 p. – CNRS, Paris.
- DOEBL F. & KEHRER W. (1971). – Die Cayo-Schichten vom locus typicus bei Puerto Cayo (West-Ecuador). – *Münster. Forsch. Geol. Paläont.*, **20/21**, 21-33.
- EGÚEZ A. (1986). – Evolution cénozoïque de la Cordillère Occidentale septentrionale d'Équateur (0°15'S-1°10'S) : les minéralisations associées. – Thèse Univ. Paris VI, 116 p.
- EVANS C.D.R. & WHITTAKER J.E. (1982). – The geology of the western part of the Borbón Basin, Northwest Ecuador. In : J.K. LEGGET Ed., *Trench-forearc geology*. – *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, **10**, 191-198.
- FAUCHER B., VERNET R., BIZON G., BIZON J.-J., GREKOFF N., LYS M. & SIGAL J. (1971). – Sedimentary formations in Ecuador. A stratigraphic and micropaleontological survey. – Rapport Bureau Études Indust. Coop.-BEICIP (IFP), 220 p., 3 vol.
- FEININGER T. & BRISTOW C.R. (1980). – Cretaceous and Paleogene history of coastal Ecuador. – *Geol. Rundsch.*, **69**, 849-874.
- GOOSSENS P.J. & ROSE W.I. (1973). – Chemical composition and age determination of tholeiitic rocks in the basic Cretaceous Complex, Ecuador. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **84**, 1043-1052.
- GORDON R.G. & JURDY D.M. (1986). – Cenozoic global plate motions. – *J. Geophys. Res.*, **91**, 12389-12406.
- HAQ B.U., HARDENBOL J. & VAIL P.R. (1987). – Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. – *Science*, **235**, 1156-1167.
- HARLAND W.B., ARMSTRONG R.L., COX A.V., CRAIG L.E. SMITH A.G. & SMITH D.G. (1989). – A geological time-scale. – Cambridge University Press, 263 pp.

- HENDERSON W.G. (1979). – Cretaceous to Eocene volcanic arc activity in the Andes of northern Ecuador. – *J. Geol. Soc. London*, **136**, 367-378.
- JAILLARD É., BENGTSON P., BULOT L., DHONDT A., LAUBACHER G. & ROBERT E. (1996). – Stratigraphy of the Western « Celica Basin » (SW Ecuador). – *3rd Int. Symp. And. Geodyn.-ISAG*, Saint-Malo. – Orstom, Paris, 399-402.
- JAILLARD É., ORDOÑEZ M., BENÍTEZ S., BERRONES G., JIMÉNEZ N., MONTENEGRO G. & ZAMBRANO I. (1995). – Basin development in an accretionary, oceanic-floored forearc setting: southern coastal Ecuador during late Cretaceous to late Eocene times. In: A.J. TANKARD, R. SUÁREZ & H.J. WELSINK Eds., *Petroleum basins of South America*. – *AAPG Mem.*, **62**, 615-631.
- JAILLARD E. & SOLER P. (1996). – The Cretaceous to early Paleogene tectonic evolution of the northern Central Andes and its relations to geodynamics. – *Tectonophysics*, **259**, 41-53.
- JIMÉNEZ N. & MOSTAJO E. (1989). – Zonación de nanofósiles calcáreos del Eoceno. Punta Ancón – Punta Mambra. – *Geociencia*, **2**, 24-29, Guayaquil.
- JUTEAU T., MÉGARD F., RAHARISON L. & WHITECHURCH H. (1977). – Les assemblages ophiolitiques de l'Occident équatorialien: nature pétrographique et position structurale. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), **XIX**, 1127-1132.
- KEHRER W. & Van der KAADEN G. (1979). – Notes on the geology of Ecuador with special reference to the Western Cordillera. – *Geol. Jahrb.*, **B 35**, 5-57.
- LAVENU A., NOBLET C. & WINTER T. (1995). – Neogene ongoing tectonics in the southern Ecuadorian Andes. Analysis of the evolution of the stress field. – *J. Struct. Geol.*, **17**, 47-58.
- LEBRAT M., MÉGARD F., JUTEAU T. & CALLE J. (1985). – Pre-orogenic assemblages and structure in the Western Cordillera of Ecuador between 1°40'S and 2°20'S. – *Geol. Rundsch.*, **74**, 343-351.
- LEBRAT M., MÉGARD F., DUPUY C. & DOSTAL J. (1987). – Geochemistry and tectonic setting of pre-collision Cretaceous and Paleogene volcanic rocks of Ecuador. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **99**, 569-578.
- MACHARÉ J., SÉBRIER M., HUAMÁN D. & MERCIER J.-L. (1986). – Tectónica cenozoica de la margen continental peruana. – *Bol. Soc. Geol. Perú*, **76**, 45-77.
- MANLEY E.C. (1957). – Paleontology of the type section of the Ancón Point formation. – *Anglo-Ecuadorian Oilfields Ltd, Rap. géol.* n° 87, Ancón, Quito.
- MARCHANT S. (1956). – Studies in the revision of the geology of the Ancón area: I & IV. – *Anglo-Ecuadorian Oilfields Ltd, Rap. géol.* n° 67 & 82, Ancón, Quito.
- MARKSTEINER R. & ALEMÁN A. (1991). – Coastal Ecuador technical evaluation agreement. – Amoco Prod. Co & Petroecuador, Rap. inédit, 1^{er} vol., 218 p.
- MAROCCO R., SEMPÉRÉ T., CIRBIAN M. & OLLER J. (1987). – Mise en évidence d'une déformation paléocène en Bolivie du Sud. Sa place dans l'évolution géodynamique des Andes Centrales. – *C. R. Acad. Sci., Paris, (D)*, **304**, 1139-1142.
- MAYES C.L., LAWVER L.A. & SANDWELL D.T. (1990). – Tectonic history and new isochron chart of the South Pacific. – *J. Geophys. Res.*, **95**, 8543-8567.
- MÉGARD F. (1984). – The Andean orogenic period and its major structures in Central and northern Peru. – *J. Geol. Soc., London*, **141**, 893-900.
- MORENO A. (1983). – Estratigrafía detallada del Grupo Azúcar en los acantilados de Playas. – Thèse Esc. Polit. Litoral, 182 p., Guayaquil.
- NAESER C.W., CROCHET J.-Y., JAILLARD É., LAUBACHER G., MOURIER T. & SIGÉ B. (1991). – Tertiary fission-track ages from the Bagua syncline (northern Peru). Stratigraphic and tectonic implications. – *J. South Amer. Earth Sci.*, **4**, 61-71.
- NOBLE D.C., MCKEE E.H. & MÉGARD F. (1979). – Early Tertiary « Incaic » tectonism, uplift and volcanic activity, Andes of Central Peru. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **90**, 903-907.
- NOBLE D.C., MCKEE E.H., MOURIER T. & MÉGARD F. (1990). – Cenozoic stratigraphy, magmatic activity, compressive deformation, and uplift in northern Peru. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **102**, 1105-1113.
- NOBLET C., LAVENU A. & MAROCCO R. (1995). – Concept of continuum as opposed to periodic tectonism in the Andes. – *Tectonophysics*, **255**, 65-78.
- ODIN G.S. (1994). – Echelle numérique des temps géologiques. Mise à jour, 1994. – *C. R. Acad. Sci., Paris*, **318**, (II), 59-71.
- ORDOÑEZ M. (1996). – Aplicaciones del estudio de microfósiles en la industria petrolera ecuatoriana. – *Actas VII Cong. Ecuat. Geol. Min. Petrol.*, 38-52, Quito.
- PARDO-CASAS F. & MOLNAR P. (1987). – Relative motion of the Nazca (Farallón) and South America plates since late Cretaceous times. – *Tectonics*, **6**, 233-248.
- PÉREZ G. (1981). – Evolución geológica de la cuenca pacífica (geosinclinal de Bolívar), sector noroccidental de Suramérica. – *Bol. Geol.*, **14**, 25-44, Bucaramanga.
- PICHLER H. & ALY S. (1983). – Neue K-Ar Alter plutonischer Gesteine in Ecuador. – *Zeitbl. deutsch. geol. Gesellschaft*, **134**, 495-506, Hannover.
- PILGER R.H. Jr. (1984). – Cenozoic plate kinematics, subduction and magmatism. – *J. Geol. Soc., London*, **141**, 793-802.
- REYNAUD C., LAPIERRE H., JAILLARD É., BENÍTEZ S., BERRONES G. & MASCLE G. (1996). – Mineralogical and geochemical characterization of middle Cretaceous to Paleocene oceanic and continental volcanic rocks from southwestern Ecuador. – *3rd Int. Symp. And. Geodyn.-ISAG*, Saint-Malo. – Orstom, Paris, 633-636.
- ROMERO J. (1990). – Estudio estratigráfico detallado de los acantilados de Machalilla, Provincia de Manabí. – Thèse Esc. Sup. Polit. Lit., 259 p., Guayaquil.
- ROMEUF N., MÜNCH P., SOLER P., JAILLARD É. & AGUIRRE L. (1997). – Le volcanisme jurassique inférieur en zone subandine équatorienne. – *C. R. Acad. Sci., Paris, (II)*, **324**, 361-368.
- ROPERCH P., MÉGARD F., LAJ C., MOURIER T., CLUBE T. & NOBLET C. (1987). – Rotated oceanic blocks in western Ecuador. – *Geophys. Res. Lett.*, **14**, 558-561.
- SANTOS M., RAMÍREZ F., ALVARADO G. & SALGADO S. (1986). – Las calizas del Eoceno medio del occidente ecuatoriano y su paleogeografía. – *Act. IV Cong. Ecuat. Ing. Geol. Min. Petrol.*, **1**, 79-90, Quito.
- SCHOLL D.W., Von HUENE R., VALLIER T.L. & HOWELL D.G. (1980). – Sedimentary masses and concepts about tectonic processes at underthrust ocean margins. – *Geology*, **8**, 564-568.
- 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*, **3**, 85-106.
- SEMPÉRÉ T., BUTLER R.F., RICHARDS D.R., MARSHALL L.G., SHARP W. & SWISHER III C.C. (1997). – Stratigraphy and chronology of Upper Cretaceous-Lower Paleogene strata in Bolivia and northwest Argentina. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, (sous presse).
- SIGAL J. (1969). – Quelques acquisitions récentes concernant la chronostratigraphie des formations sédimentaires de l'Équateur. – *Rev. Espagn. Micropaleont.*, **1**, 205-236.
- SINCLAIR J.H. & BERKEY C.P. (1923). – Cherts and igneous rocks of the Santa Elena oilfield, Ecuador. – *Trans. Amer. Inst. Mining Metallurgical Engineers*, Canadian meeting, **69**, 79-95.
- STEINMANN G. (1929). – Geologie von Peru. – Karl Winter, Heidelberg, 448 p.
- THALMANN H.E. (1946). – Micropaleontology of Upper Cretaceous and Paleocene in western Ecuador. – *AAPG Bull.*, **30**, 337-347.
- TIBALDI A. & FERRARI L. (1993). – Vergence of the Cordillera Occidental, Ecuador: Insights from the Guaranda-Riobamba and Aloag-Santo Domingo de los Colorados structural traverses. – *2nd Int. Symp. And. Geodyn.-ISAG*, Oxford. – Orstom, Paris, 255-258.
- TORO J. (1994). – Geodinámica de la Cuenca Progreso, Provincia del Guayas. – Thèse Ing. Esc. Polit. Nac., Quito, 428 pp. + Annexes.
- Van THOURNOUT F., HERTOGEN J. & QUEVEDO L. (1992). – Allochthonous terranes in northwestern Ecuador. – *Tectonophysics*, **205**, 205-221.
- Von HUENE R. & SCHOLL D.W. (1991). – Observations at convergent margins concerning sediment subduction, subduction erosion, and the growth of continental crust. – *Rev. Geophys.*, **29**, 279-316.
- Von HUENE R., SUESS E. and the Leg 112 Shipboard Scientists (1988). – Ocean Drilling Program Leg 112, Peru continental margin: part 1, Tectonic history. – *Geology*, **16**, 934-938.
- WALLRABE-ADAMS H.-J. (1990). – Petrology and geotectonic development of the western Ecuadorian Andes: the Basic Igneous Complex. – *Tectonophysics*, **185**, 163-182.