

Étude géodynamique d'un bassin intramontagneux tertiaire sur décrochements dans les Andes du sud de l'Équateur : l'exemple du bassin de Cuenca

Christophe NOBLET⁽¹⁾, Alain LAVENU⁽²⁾, Frédéric SCHNEIDER⁽³⁾

Résumé : Le bassin de Cuenca (sud de l'Équateur) est un bassin continental intramontagneux andin d'âge oligo-miocène à pliocène dont le fonctionnement a débuté après les mouvements de collision et d'accrétion des terranes exotiques d'origine océanique du Crétacé terminal-Paléogène.

Le bassin de Cuenca présente les principales caractéristiques d'un bassin sur décrochements :

- une forme allongée (100 km sur 30 km) le long d'accidents de direction N 20 à N 40 et N 170 à nord-sud ;
- une section présentant une asymétrie liée au fonctionnement prépondérant de la bordure orientale ;
- une vitesse minimale de sédimentation estimée à 200 m/Ma, caractérisant une subsidence importante ;
- une grande variation des faciès allant des cônes alluviaux aux turbidites lacustres ;
- une direction des transits sédimentaires toujours subparallèle aux principaux accidents de bordure, avec une polarité constante du sud vers le nord ;
- une migration des dépo-centres du sud-est vers le nord-ouest ;
- enfin, de nombreuses déformations synsédimentaires d'échelle kilométrique.

L'analyse séquentielle du remplissage montre une évolution cyclique en deux mégaséquences. La première granodécroissante et stratodécroissante caractérise l'ouverture du bassin, la seconde, granocroissante et stratocroissante, sa fermeture. Le fonctionnement du bassin est aussi caractérisé par une activité volcanique intermittente.

Après le dépôt de la Formation Saraguro (Oligocène supérieur), l'ouverture du bassin se réalise à la faveur d'un régime tectonique probablement en transpression. Pendant la sédimentation de la Formation Biblian cette ouverture s'effectue en horst et demi-grabens parallèles aux accidents de direction N 20 à N 40. Ces failles relaient les accidents de direction N 170 à N-S qui fonctionneraient alors en mouvement dextre.

L'analyse des déformations plicatives synsédimentaires des derniers dépôts du bassin permet de déterminer deux directions principales de raccourcissement, la première N 60, la seconde E-W. Celles-ci sont responsables des mouvements respectivement dextres et dextres inverses des accidents N 20 à N 40 et N 170 à N-S qui provoquent la fermeture progressive du bassin. Les caractères structuraux et sédimentologiques du bassin de Cuenca ainsi que les manifestations tectoniques synsédimentaires montrent que celui-ci fonctionne essentiellement sur décrochements au cours d'un continuum tectonique depuis l'Oligocène supérieur jusqu'au Pliocène soit environ pendant 24 Ma.

Mots-clés : Bassin sur décrochements - Sédimentation continentale - Tectonique synsédimentaire - Tertiaire - Andes - Équateur.

(1) IFEA-ORSTOM, Mission ORSTOM, Apartado Postal 6596 CCI, Quito, Equateur.

(2) ORSTOM, Mission ORSTOM, Apartado Postal 6596 CCI, Quito, Equateur et ORSTOM, 213, rue La Fayette, 75480 Paris Cedex 10, France.

(3) ENSMP, CGGM, 35, rue Saint-Honoré, 77305 Fontainebleau Cedex, France.

Abstract : Geodynamic study of a Tertiary intermontane basin on strike-slip faults in the Andes of Southern Ecuador : the Cuenca Basin. *The Cuenca sedimentary basin (south Ecuador) is an Oligocene-Miocene to Pliocene intermontane continental basin which activity began after the collision and accretion of exotic terranes with oceanic origin. late Cretaceous-Paleogene dated.*

The Cuenca basin shows the main characteristics of a strike-slip basin :

- *an elongated form (100 km x 30 km) along N 20 to N 40 and N 170 to N-S faults ;*
- *an asymmetrical section due to the preponderant activity of the eastern margin ;*
- *a minimal rate of sedimentation roughly estimated at 200 m/my which characterises an important subsidence ;*
- *high abrupt facies changes of alluvial fans to lacustrine turbidites ;*
- *an axial infilling subparallel to the major margin faults with a south to north constant polarity ;*
- *a S-E to N-W migration of the depocenters .*
- *abundant kilometric scale synsedimentary deformations*

The sequential analysis of the filling shows a cyclical evolution in two megasequences. The first one, thinning and fining upward sequence, characterises the basin opening, the second one, thickening and coarsening upward sequence, characterises its closing

The basin activity is also characterized by an intermittent volcanic activity.

After the Saraguro Formation deposits (Late Oligocene), the basin is initially formed by a probable transpression. During the deposition of the Biblián Formation, the opening took place concurrently with horst and half-grabens development, parallel to the N 20 to N 40 faults. These faults relay the N 170 to N-S faults which move as dextral.

Two synsedimentary folded deformations which follow distinct main shortening directions, the first one N 60 and the second one E-W, affect the last deposits of the basin. They induce movements respectively dextral and dextral-reverse along the N 20 to N 40 and N 170 to N-S faults, giving rise to the basin closing.

The structural and sedimentologic characters of the Cuenca basin, just as the synsedimentary tectonics, characterize the strike-slip faulting of the basin during a tectonic continuum since late Oligocene to Pliocene age, during roughly 24 my.

Key words : Strike-Slip basin - Continental sedimentation - Synsedimentary tectonics - Tertiary - Andes - Ecuador.

Resumen : Estudio geodinámico de una cuenca intramontañosa terciaria sobre fallas de rumbo en los Andes del sur del Ecuador : el ejemplo de la cuenca de Cuenca. *La cuenca interandina de Cuenca (sur del Ecuador) cuyo funcionamiento empezó después de los movimientos de colisión y acreción de bloques exóticos de origen oceánico del Cretaceo superior - Paleogeno, tiene una sedimentación continental de edad oligo-miocénica a pliocénica*

La cuenca de Cuenca presenta las características principales de una cuenca sobre fallas de rumbo :

- *una forma alargada (100 km x 30 km) a lo largo de fallas de dirección N 20 a N 40 y N 170 a N-S ;*
- *una sección asimétrica relacionada con la actividad preponderante del borde oriental ;*
- *una velocidad mínima de sedimentación de 200 m/Ma que caracteriza una subsidencia importante ;*
- *una gran variación de las facies desde abanicos aluviales hasta turbiditas lacustres ;*
- *una dirección de los transitos sedimentario siempre subparalela a las principales fallas de borde, con una polaridad constante de Sur a Norte ;*
- *una migración de los depocentros del sudeste al noroeste ;*
- *por fin numerosas deformaciones sinsedimentarias de escala kilométrica.*

El análisis del relleno muestra una evolución ciclica en dos megasecuencias. La primera, granodecreciente y estratodecreciente, caracteriza la apertura de la cuenca, la segunda, granocreciente y estratocreciente, su cierre.

El relleno de la cuenca se caracteriza también por una actividad volcánica intermitente.

Después del depósito de la Formación Saraguro (Oligoceno superior) la apertura de la cuenca esta relacionada, probablemente, con un régimen tectónico en transpresión. Durante la sedimentación de la Formación Biblián esta apertura se efectua en horst y medio-grabens, paralelos a las fallas de dirección N 20 a N 40. Estas fallas relevan las fallas de dirección N 170 a N-S, las cuales funcionarían en movimiento dextral.

El análisis de las deformaciones plicativas sinsedimentarias de los últimos depósitos de la cuenca permite determinar dos direcciones principales de acortamiento, la primera N 60, la segunda EW. Esas son responsables de los respectivos movimientos dextrales y dextrales-inversos de las fallas N 20 a N 40 y N 170 a N-S, los cuales provocan el cierre progresivo de la cuenca.

Los caracteres estructurales y sedimentológicos de la cuenca de Cuenca, así como las manifestaciones tectónicas sinsedimentarias, muestran una actividad esencialmente sobre fallas de rumbo durante un continuum tectónico desde el Oligoceno superior hasta el Plioceno o sea durante 24 Ma.

Palabras claves : Cuenca sobre fallas de rumbo - Sedimentación continental - Tectónica sinsedimentaria - Terciario - Andes - Ecuador.

INTRODUCTION

L'émergence de la chaîne des Andes s'amorce dès la fin du Crétacé et se poursuit au cours du Tertiaire (AUDEBAUD *et al.*, 1973 ; DALMAYRAC *et al.*, 1980 ; MARTINEZ, 1980). Le développement de bassins intramontagneux à sédimentation continentale représente

alors l'une des caractéristiques majeures de la géodynamique andine (LAVENU et MAROCCO, 1984 ; MAROCCO, 1984 ; NOBLET, 1985 ; MAROCCO et NOBLET, 1985 ; CORDOVA, 1986 ; LAVENU, 1986 ; MÉGARD, 1987 ; NOBLET *et al.*, 1987). Il s'agit de bassins de forme allongée, à forte subsidence, qui se situent soit à l'intérieur soit sur les bordures de la chaîne (DELFAUD, 1984).

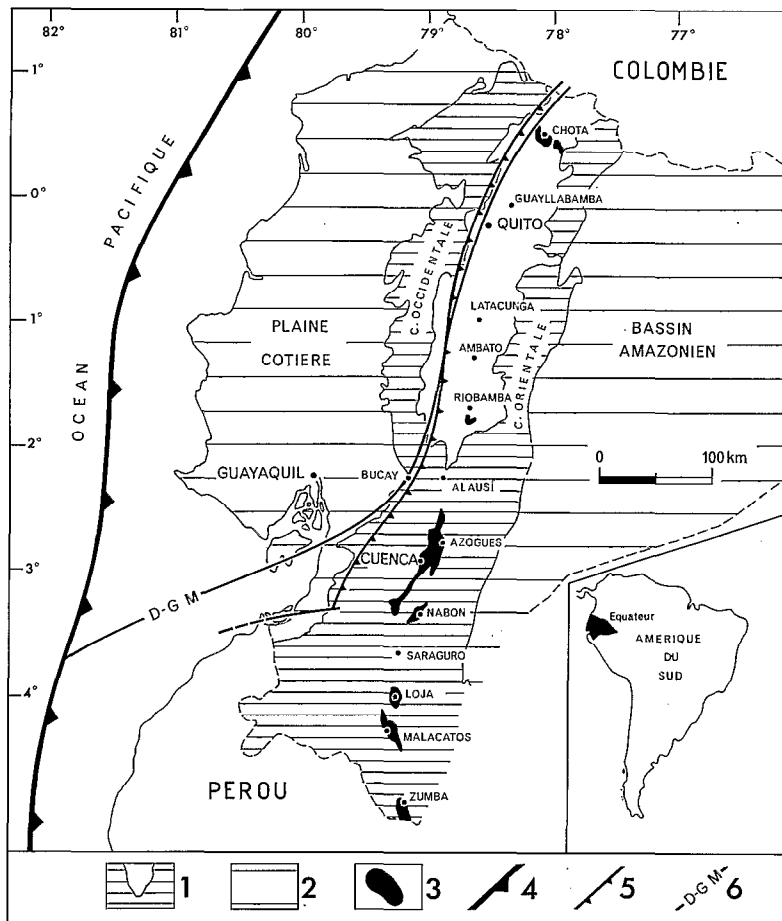


Fig. 1. — Localisation géographique des bassins intramontagneux tertiaires d'Équateur. Principaux traits morphologiques et structuraux. 1. Cordillères orientale et occidentale et Vallée Interandine ; 2. Basses terres (Plaine côtière et Bassin amazonien) ; 3. Bassins tertiaires interandins à sédimentation continentale ; 4. Fosse actuelle ; 5. Suture probable (d'après LEBRAT *et al.*, 1985a) ; 6. DGM : « Dolores-Guayaquil Megashear » (d'après LEBRAT *et al.*, 1985a) Location map of the Tertiary intramontane basins of Ecuador. Morphological and structural main features. 1. Western and Eastern Cordilleras and Interandean Valley ; 2. Lowlands (Coastal Plain and Amazonian Basin) ; 3. Interandean Tertiary basins with continental sedimentation ; 4. Present trench ; 5. Probable suture (from LEBRAT *et al.*, 1985a) ; 6. DGM : « Dolores-Guayaquil Megashear » (from LEBRAT *et al.*, 1985a)

L'analyse sédimentologique et tectonique permet de caractériser ces bassins mais aussi les événements tectoniques et volcaniques qui interviennent au cours du dépôt. Elle contribue à une meilleure connaissance des mécanismes généraux de l'orogénèse.

En Équateur, une importante sédimentation continentale s'est développée au cours du Tertiaire supérieur, au sein de la chaîne andine, notamment dans la partie méridionale du pays dans les bassins de Cuenca, Nabon, Loja, Malacatos et Zumba (fig. 1). Cette sédimentation fait suite à d'importants événements de l'évolution géodynamique des Andes septentrionales qui sont la collision et l'accrétion de terranes exotiques d'origine océanique au cours du Crétacé terminal-Paléogène (FEININGER et BRISTOW, 1980 ; LEBRAT, 1985 ; LEBRAT *et al.*, 1985a ; LEBRAT *et al.*, 1985b ;

MÉGARD et LEBRAT, 1986). Postérieurement à cette accrétion se développe la subduction de la plaque océanique Farallon puis celle de Nazca sous la plaque continentale sudaméricaine. C'est au cours de cette période, plus précisément au Néogène, que s'ouvrent et fonctionnent les bassins continentaux. L'analyse sédimentologique et tectonique de ces dépôts, en particulier ceux du bassin de Cuenca, va permettre de préciser si le remplissage sédimentaire correspond à une période de calme tectonique, séparée par de courtes pulsations compressives ou bien s'il correspond à un continuum tectonique. Une telle tectonique synsédimentaire a déjà été reconnue dans certains bassins intramontagneux andins du sud du Pérou (NOBLET, 1985 ; CORDOVA, 1986 ; MAROCCO *et al.*, 1987 ; NOBLET *et al.*, 1987) et de Bolivie (MAROCCO *et al.*, 1987).

Le bassin de Cuenca se présente actuellement comme une dépression située à une altitude moyenne de 2 500 m qui prolonge vers le sud la Vallée interandine. Il s'étend le long d'un axe de direction andine (N 20 à N 40) et est limité à l'est et à l'ouest par deux cordillères plus anciennes : la Cordillère orientale constituée de roches paléozoïques et la Cordillère occidentale représentée par un ensemble de roches d'arc volcanique sur croûte continentale et d'âge crétacé (Formation Celica) (LEBRAT, 1985 ; LEBRAT *et al.*, 1985a et 1985b). La limite septentrionale du bassin est une zone faillée connue sous le nom de « Dolores-Guayaquil Megashear » (LEBRAT et MÉGARD, 1986) et la limite méridionale, une bande de roches précambriennes et paléozoïques, structurées selon une direction est-ouest, qui correspond au massif de Tahuin (fig. 2). Le remplissage du bassin, constitué par des dépôts détritiques continentaux dans lesquels s'intercalent des épisodes volcaniques, repose sur un substratum d'âge crétacé à Oligocène supérieur. Seul le secteur de Cuenca-Azogues a été retenu pour cette étude.

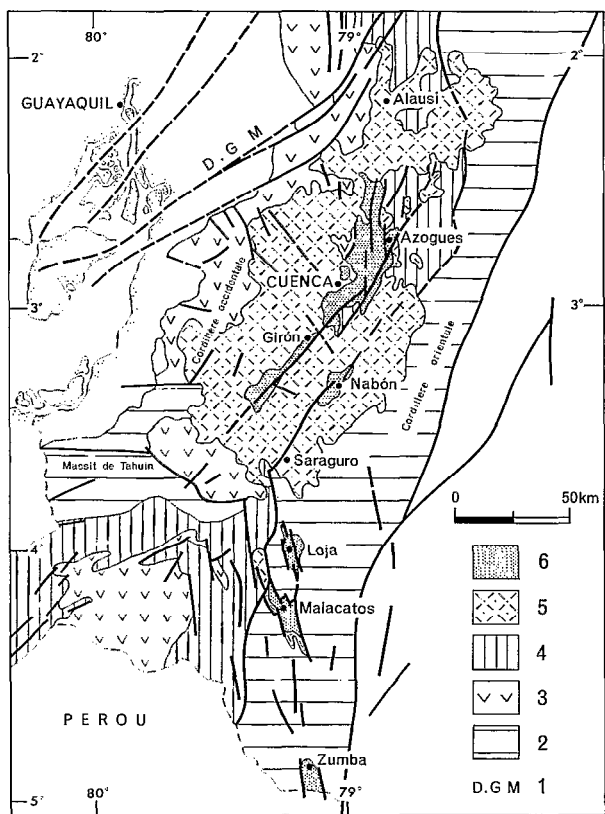


Fig. 2 — Schéma structural du sud de l'Équateur. Les bassins tertiaires s'alignent sur les failles N 170 à N-S et N 20 à N 40. 1. DGM « Dolores-Guayaquil Megashear » (d'après LEBRAT *et al.*, 1985a). 2. Substratum pré-mésozoïque ; 3. Arcs volcaniques d'âge crétacé (Formations Macachi et Celica) ; 4. Dépôts volcanodétritiques et détritiques d'âge crétacé à éocène ; 5. Formation Saraguro ; 6. Sédiments tertiaires continentaux.

*Schematic structural map of Southern Ecuador. Tertiary basins are located along N 170 to N-S and N 20 to N 40 faults. 1. DGM : « Dolores-Guayaquil Megashear » (from LEBRAT *et al.*, 1985a) ; 2. Pre-Mesozoic substratum ; 3. Cretaceous volcanic arcs (Macachi and Celica Formations) ; 4. Cretaceous to Eocene volcanoclastic and detrital deposits ; 5. Saraguro Formation ; 6. Continental Tertiary deposits*

STRATIGRAPHIE

Depuis HUMBOLT (1823) qui décrit pour la première fois « la Formation du grès rouge de Cuenca », le bassin a fait l'objet de nombreuses études par rapport à d'autres régions d'Équateur. Il s'agit principalement des travaux de WOLF (1892), MARSHALL et BOWLES (1932), SHEPPARD (1934), LITTLE et PALMER (1941), BERRY (1945), ERAZO (1957, 1965), l'UNDP (1969), SIGAL (1968, 1969), SAVOYAT *et al.* (1970) et KENNERLEY (1980) essentiellement consacrés aux aspects stratigraphiques du bassin. En 1973, BRISTOW effectue une étude stratigraphique précise et réalise la cartographie de deux feuilles au 1/50 000 (DGM, 1974a, 1974b).

Le nouveau découpage lithostratigraphique proposé ici reprend l'essentiel des résultats de BRISTOW (1973) tout en modifiant certains points (fig. 3). Les forma-

tions tertiaires du bassin de Cuenca peuvent être regroupées en quatre ensembles.

Un ensemble inférieur, volcanique et volcanosédimentaire, d'au moins 1 000 m d'épaisseur, est constitué par la Formation Saraguro de l'Oligocène supérieur (KENNERLEY, 1973 ; BRISTOW et HOFFSTETTER, 1977). Une datation radiométrique à 26 Ma est fournie par SNELLING (*in* BRISTOW et HOFFSTETTER, 1977) sans indication sur la position stratigraphique du niveau échantillonné.

Un deuxième ensemble d'environ 1 200 m d'épaisseur, principalement détritique, est représenté par la Formation Biblián du Miocène inférieur (SHEPPARD, 1934 ; BRISTOW, 1973). Il repose en discordance sur la Formation Saraguro. Des âges radiométriques à 19 et 20 Ma ont été réalisés par SNELLING (*in* BRISTOW et HOFFSTETTER, 1977) sur des andésites probablement équivalentes au toit de cette formation. En fonction de

ces datations la durée maximale du dépôt de la Formation Biblián serait de 6 Ma.

Un troisième ensemble de 3 000 m d'épaisseur est séparé du précédent par une discordance angulaire. Cet ensemble comprend les Formations Loyola et Azogues du Miocène moyen (BRISTOW, 1973) ainsi que la Formation Mangán d'âge probable miocène supérieur à pliocène et correspondrait à une durée d'environ 18 Ma.

Enfin un ensemble supérieur peu épais, discordant sur les précédents, comprend les sédiments d'âge pléistocène représentés par la Formation Llacao (« volcanisme Llacao » de BRISTOW, 1973) et éventuellement les dépôts volcanosédimentaires de la Formation Tarqui.

Les principales modifications apportées au travail de BRISTOW concernent la présence de la Formation

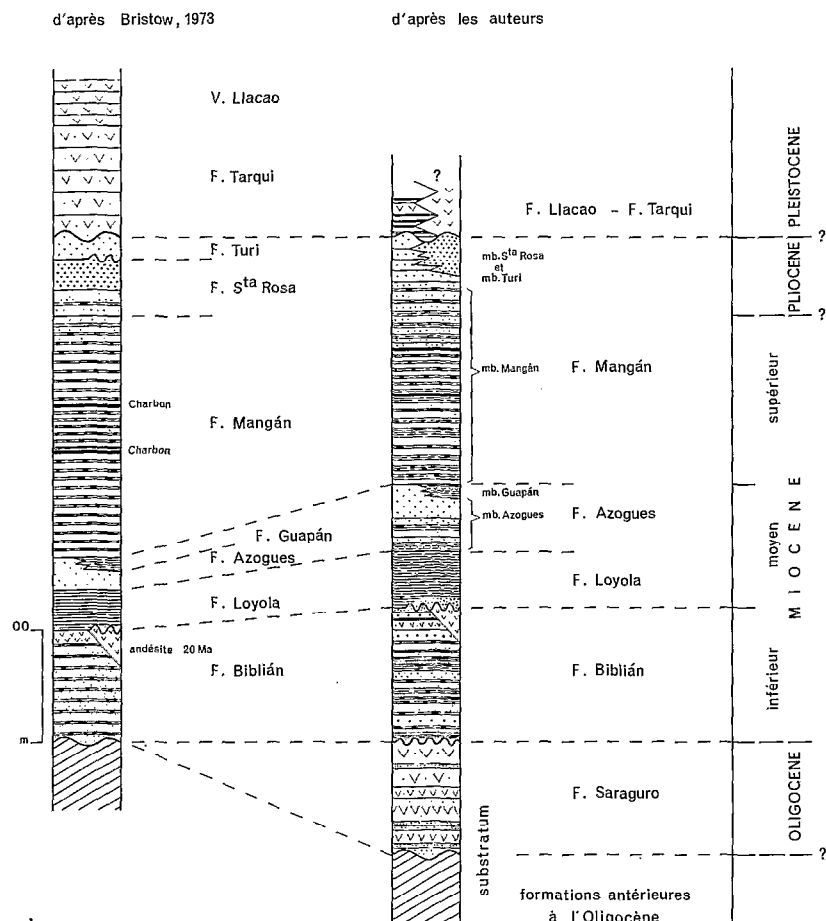


Fig. 3. — Colonnes stratigraphiques synthétiques du bassin de Cuenca d'après BRISTOW (1973) et d'après les auteurs. Synthetic stratigraphic columns of the Cuenca basin from BRISTOW (1973) and from the authors

Saraguro à la base du remplissage du bassin et l'identité des Formations Santa Rosa et Turi. Selon les travaux antérieurs, la Formation Saraguro, très puissante à la fois au nord (secteur d'Alausi) et au sud (secteur de Saraguro) était totalement absente dans les environs de Cuenca. Elle est en réalité très bien représentée de part et d'autre du bassin, notamment sur la bordure orientale où des faciès volcanosédimentaires similaires à ceux de la Formation Saraguro s.s. (brèches andésitiques et tufs généralement mal stratifiés) sont recouverts en discordance par les Formations Biblian et Loyola (fig. 4). Selon cette disposition stratigraphique, cet ensemble de roches volcanosédimentaires cartographié par BRISTOW et GUEVARA (DGGM, 1974a, 1974b) comme Formation Tarqui d'âge plio-pléistocène correspond donc à des roches plus anciennes d'âge probablement oligocène ou miocène (EGÚEZ et NOBLET, *sous presse*). Ce ne sont donc plus les dépôts les plus jeunes non déformés qui recouvrent l'ensemble du bassin plissé de Cuenca mais au contraire les dépôts tertiaires les plus

jeunes du substratum. Ils reposent sur les formations crétacées par l'intermédiaire d'une surface d'érosion majeure. L'extension géographique de la Formation Saraguro est très importante puisqu'elle recouvre en partie les Cordillères orientale et occidentale (fig. 2 et fig. 4). Ce n'est qu'au niveau des accidents de direction N 20 à N 40 et N 170 à N-S, le long desquels s'ouvrira postérieurement le bassin de Cuenca, que l'on constate une déformation cassante et plicative de cette formation.

Par ailleurs, BRISTOW (1973) considère comme différentes et superposées les Formations Mangan, Santa Rosa et Turi (fig. 3). En réalité la Formation Santa Rosa présente un faciès de cône alluvial interstratifié dans la partie sommitale de la Formation Mangan (faciès fluviatile) (NOBLET *et al.*, 1986) et la Formation Turi correspond à un faciès latéral plus grossier (fluviatile plus proximal) de la partie supérieure de cette même Formation Mangan. Les Formations Santa Rosa et Turi de BRISTOW (*op. cit.*) ne sont donc que des faciès latéraux de la Formation Mangan.

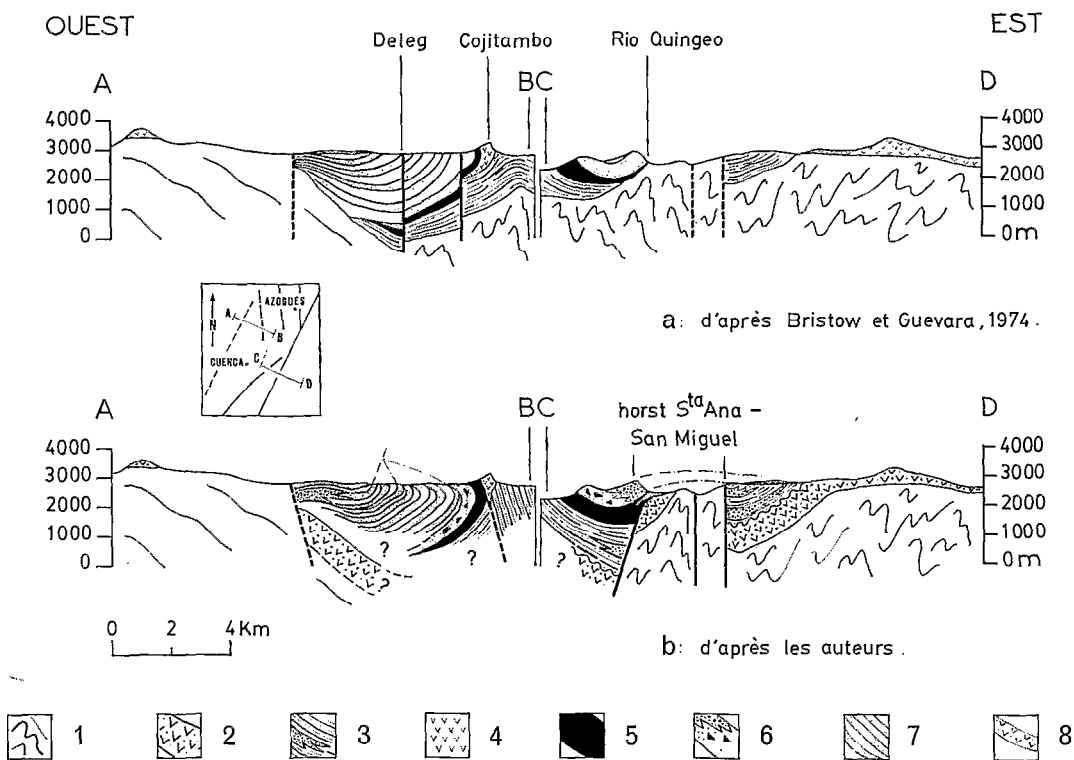


Fig. 4 -- Coupes synthétiques du bassin de Cuenca, d'après BRISTOW et GUEVARA (1974) (a) et d'après les auteurs (b). La Formation Saraguro, inexistante en (a), constitue en fait le substratum du bassin en (b). 1. Substratum pré-cénozoïque à paléocène ; 2. Formation Saraguro ; 3. Formation Biblian (fluviatile et cônes alluviaux) ; 4. Andésite de Cojitambo ; 5. Formation Loyola (lacustre) ; 6. Formation Azogues (fluviolacustre et cônes alluviaux) ; 7. Formation Mangan (fluviatile avec cônes alluviaux) ; 8. Formation Tarqui (volcanosédimentaire). Generalized cross-sections of the Cuenca basin, from BRISTOW and GUEVARA (1974) (a) and from the authors (b). The Saraguro Formation non-existent in (a) constitutes the substratum of the basin. 1. Pre-Cenozoic to Paleocene substratum ; 2. Saraguro Formation ; 3. Biblian Formation (fluvial deposits and alluvial fans) ; 4. Cojitambo andesite ; 5. Loyola Formation (lacustrine deposits) ; 6. Azogues Formation (fluviolacustrine deposits and alluvial fans) ; 7. Mangan Formation (fluvial deposits and alluvial fans) ; 8. Tarqui Formation (volcaniclastic deposits)

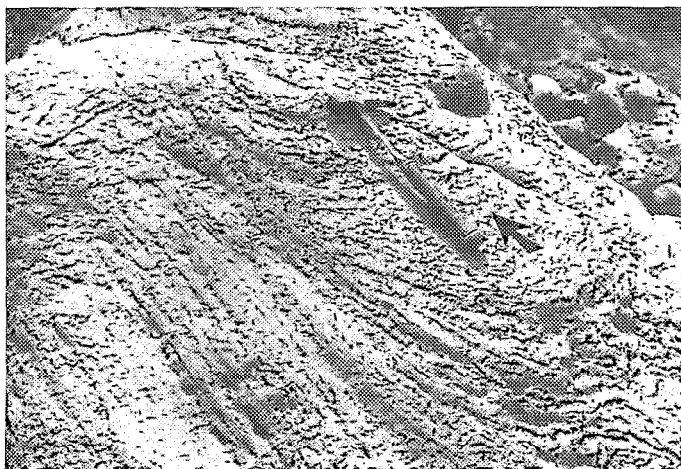


PHOTO 1. — Litage oblique arqué (vue en trois dimensions) du faciès fluviatile de la Formation Biblian. La flèche indique le sens du transport. *Trough cross-bedding (three-dimensional view) of fluvial facies. Biblian Formation. The arrow shows the transport vector*

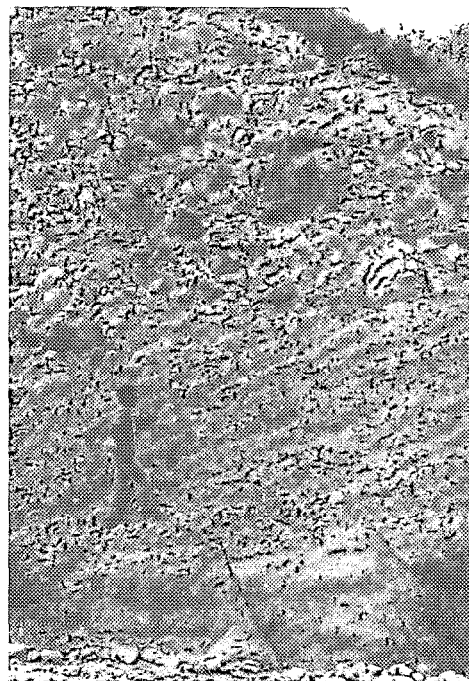


PHOTO 3. — Séquence granocroissante et strato-croissante d'un faciès de cône alluvial. Formation Azogues. *Alluvial fan coarsening and thickening upward sequence. Azogues Formation*

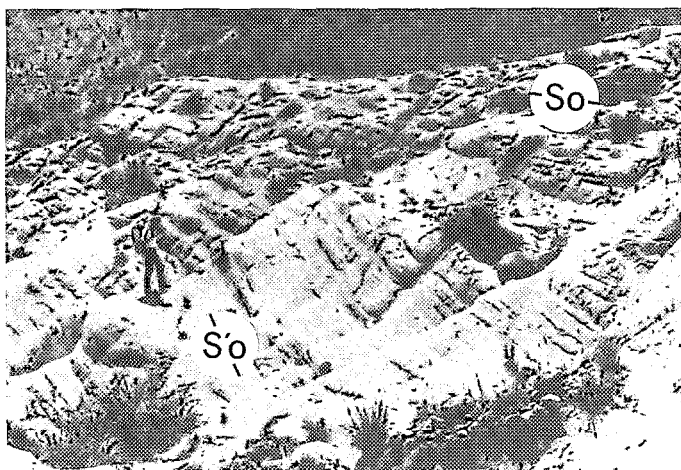


PHOTO 2. — Litage oblique tabulaire de grande taille du faciès deltaïque de la Formation Azogues. So représente la surface de la stratification principale, S'o le plan du litage oblique. *Large scale tabular cross-bedding of deltaic facies. Azogues Formation. So as principal surface of stratification, S'o as foreset surface*

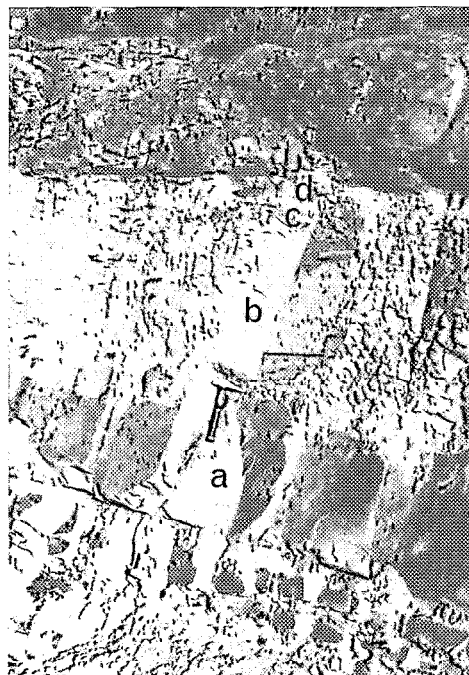


PHOTO 4. — Séquence turbiditique lacustre Tabcd de la Formation Azogues. *Tabcd lacustrine turbiditic sequence of the Azogues Formation*

ANALYSE SÉDIMENTOLOGIQUE DES FORMATIONS DU BASSIN

La Formation Biblian

Les dépôts argilo-gréseux de la Formation Biblian du Miocène inférieur reposent en discordance sur ceux de la Formation Saraguro et correspondent à une sédimentation fluviale à réseau en tresse (fig. 5-1). Localement, des faciès plus proximaux (cônes alluviaux) sont interstratifiés. Les mesures de paléocourants obtenues à partir de structures de dépôt (photo 1) et de figures d'érosion ont été uniquement réalisées dans la partie méridionale de la zone étudiée. Elles indiquent clairement un transport dominant des sédiments depuis le SSE vers le NNW pour les faciès fluviaux et depuis l'WSW vers l'ENE pour un des cônes alluviaux.

Cartographiquement, la Formation Biblian est absente sur une bande étroite de direction SSW-NNE (fig. 5-1 : Horst de « Santa Ana - San Miguel ») qui représente un trait paléogéographique majeur. Les Formations Loyola et Azogues y viennent directement en discordance sur la Formation Yunguilla du substratum et sur la Formation Saraguro. L'existence de faciès grossiers à galets essentiellement andésitiques dans la Formation Biblian, les fortes puissances des dépôts de part et d'autre de ce horst et la mise en évidence au sud-est du bassin d'un cône alluvial à transport dominant vers l'ENE montrent bien que cette structure représentait à l'époque un relief uniquement recouvert par la Formation Saraguro. Celui-ci limitait deux sous-bassins SB 1 et SB 2 et alimentait partiellement leur sédimentation.

Les importantes variations de puissance de la Formation Biblian sur de très courtes distances, l'existence de biseaux sédimentaires, le décalage vertical entre le soubassement constitué par la Formation Saraguro du sous-bassin SB 2 (comme probablement du sous-bassin SB 1) et les témoins de la Formation Saraguro conservés sur le horst impliquent des

mouvements synsédimentaires sur des failles normales et/ou décrochantes pendant le dépôt de la Formation Biblian.

La Formation Loyola

Les dépôts de la Formation Loyola du Miocène moyen qui font suite en discordance aux dépôts de la Formation Biblian contiennent une abondante faune continentale (MARSHALL et BOWLES, 1932 ; PARODIZ, 1969 ; BRISTOW, 1973 ; BRISTOW et PARODIZ, 1982).

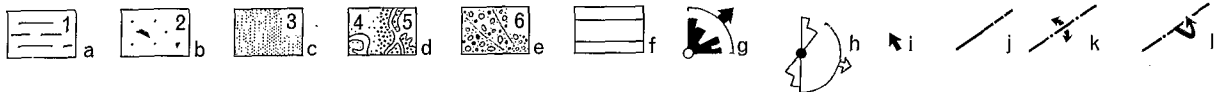
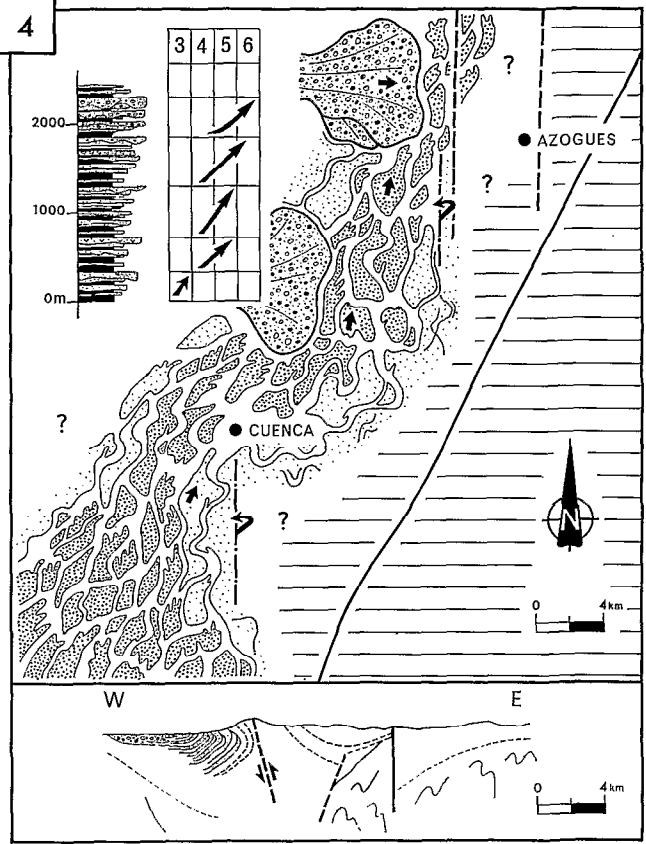
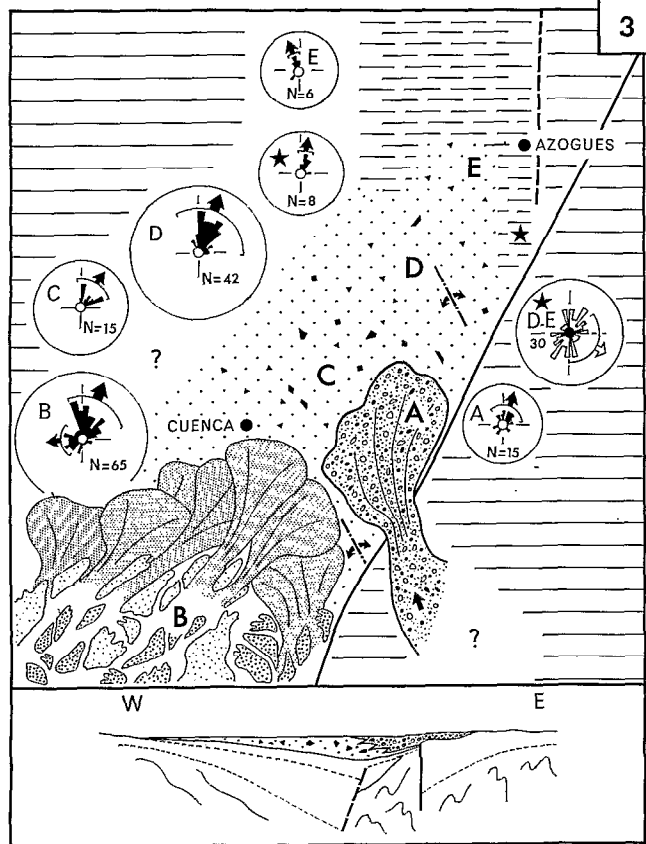
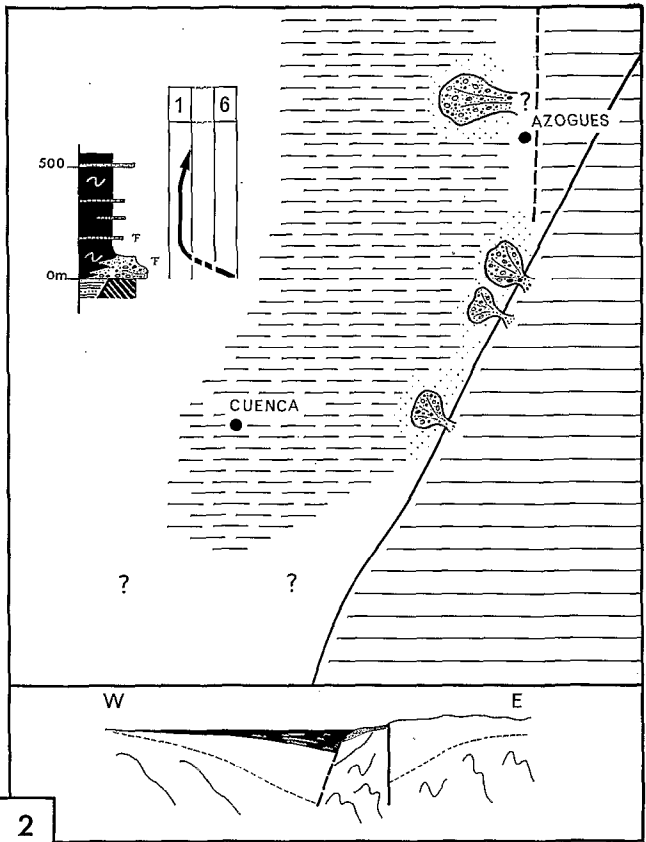
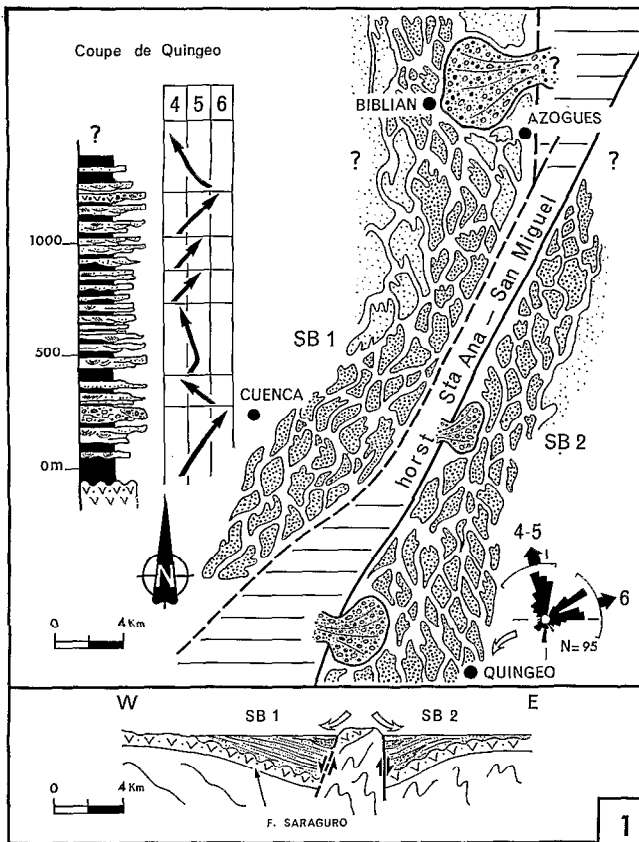
Ces sédiments à dominante pélitique ne sont connus que dans le sous-bassin SB 1. Sur l'ancien horst « Santa Ana - San Miguel » ils présentent des faciès plus proximaux tels que des conglomérats grossiers et des dépôts en masse (debris flow), directement discordants sur le substratum (fig. 5-2).

L'absence totale de sédiments de la Formation Loyola plus à l'est et la localisation des faciès les plus proximaux impliquent l'existence d'une zone exondée à l'emplacement de l'ancien sous-bassin SB 2 qui désormais ne fonctionne plus. A partir de cette époque le bassin de Cuenca se limite à l'ancien sous-bassin occidental SB 1.

La Formation Azogues

Le passage des dépôts de la Formation Loyola aux dépôts principalement gréseux de la Formation Azogues, elle aussi d'âge miocène moyen, est généralement progressif. Cependant des dépôts plus grossiers débordent vers l'est et reposent directement en discordance sur le substratum de l'ancien horst « Santa Ana - San Miguel », et peut-être sur la Formation Biblian de l'ancien sous-bassin SB 2. Dans le reste du bassin, la Formation Azogues présente des variations latérales de faciès très importantes (fig. 5-3 et fig. 6). Dans la partie SW du bassin (fig. 6, coupe B) la sédimentation est caractérisée par la progradation de milieux deltaïques sous-lacustres (photo 2) et fluviaux sur les faciès lacustres de la Formation

Fig. 5. — Schéma paléogéographique et coupe transversale synthétique de chacune des formations du remplissage du bassin. 1. Formation Biblian ; 2. Formation Loyola ; 3. Formation Azogues ; 4. Formation Mangan. a. lac (milieu de dépôt 1) ; b. turbidites et mégatubidites lacustres (milieu de dépôt 2) ; c. delta lacustre (milieu de dépôt 3) ; d. plaine d'inondation (milieu de dépôt 4) et fluviale en tresse (milieu de dépôt 5) ; e. cône alluvial (milieu de dépôt 6) ; f. zones en relief ; g. sens de transport mesuré à partir des structures de dépôt et d'érosion (N = nombre de mesures, la flèche noire indique le sens de transport moyen, les lettres ou les étoiles renvoient aux sites de mesures) ; h. direction des axes de slumps (la flèche blanche indique le sens principal de l'écoulement) ; i. sens de transport estimé à partir de quelques mesures ; j. failles ; k. axes des plis coniques du deuxième événement tectonique synsédimentaire ; l. axes des plis du troisième événement tectonique synsédimentaire. SB 1, SB 2 : sous-bassins (Formation Biblian) ; A, B, C, D et E : localisation des colonnes stratigraphiques de la Formation Azogues (cf. fig. 6). Les échelles et l'orientation sont identiques pour l'ensemble de la figure. *Schematic paleogeographic map and synthetic cross section of each formation of the basin infilling. 1. Biblian Formation ; 2. Loyola Formation ; 3. Azogues Formation ; 4. Mangan Formation. a. lake (depositional environment 1) ; b. lacustrine turbidites and megaturbidites (depositional environment 2) ; c. lacustrine delta (depositional environment 3) ; d. flood plain (depositional environment 4) and braided rivers (depositional environment 5) ; e. alluvial fan (depositional environment 6) ; f. relief ; g. vector transport obtained from the depositional and erosional structures (N = number of measurements, black arrow shows the mean vector transport, letters and stars as sites of measurements) ; h. slumps axis (white arrow shows the main vector flow) ; i. vector transport from some measurements ; j. faults ; k. conic fold axis of the second synsedimentary tectonic event ; l. fold axis of the third synsedimentary tectonic event SB 1, SB 2 : sub-basins (Biblian Formation) ; A, B, C, D and E : stratigraphic columns location of the Azogues Formation (cf. Fig. 6). Same scale and orientation for the whole figure*



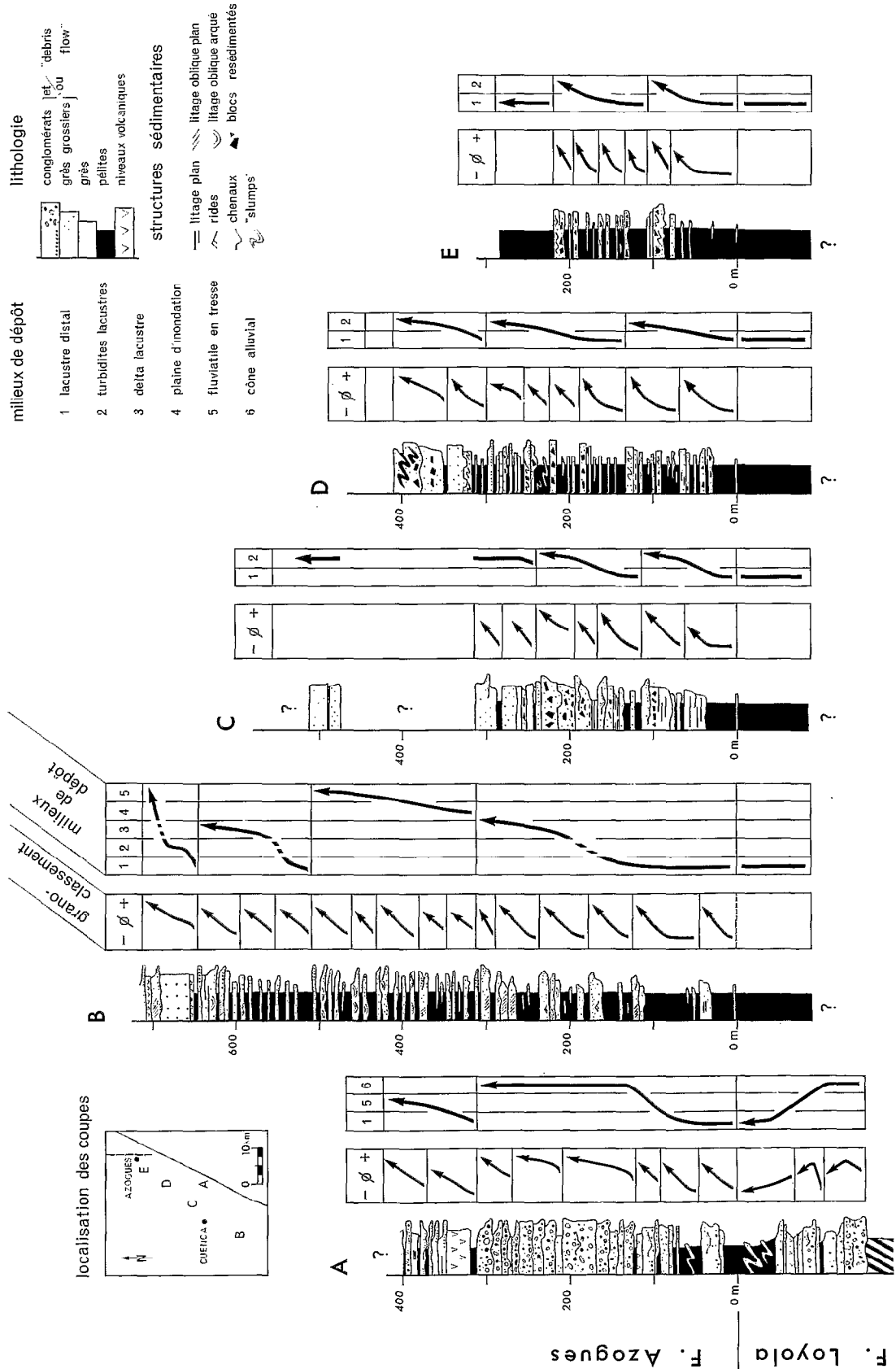


Fig. 6. — Analyse séquentielle de la Formation Azogues. Cinq coupes représentatives montrent des séquences granocroissantes et stratocroissantes à différents ordres. Ces séquences sont dues à la progradation générale, du sud vers le nord, des faciès proximaux sur les plus distaux. Seul les dépôts de la colonne A proviennent de la bordure est du bassin. Les colonnes sont localisées sur la figure 5-3. *Sequential analysis of the Azogues Formation. Five representative columns show coarsening and thickening upward sequences at different orders. Therefore, these sequences result from progradation, south to north, of proximal facies on more distal. Only the deposits of the column A come from the eastern edge of the basin. Columns are also located on figure 5-3*



PHOTO 5. — Séquences mégaturbiditiques essentiellement caractérisées par des termes de base grossiers plurimétriques à décimétriques. Cinq séquences élémentaires constituent la barre grise de 80 m d'épaisseur du milieu de la photo. *Mégaturbiditic sequences are characterized by plurimetric to decametric coarse basal terms. Five elementary sequences make up the 80 meters thick grey beds in mid-photo*

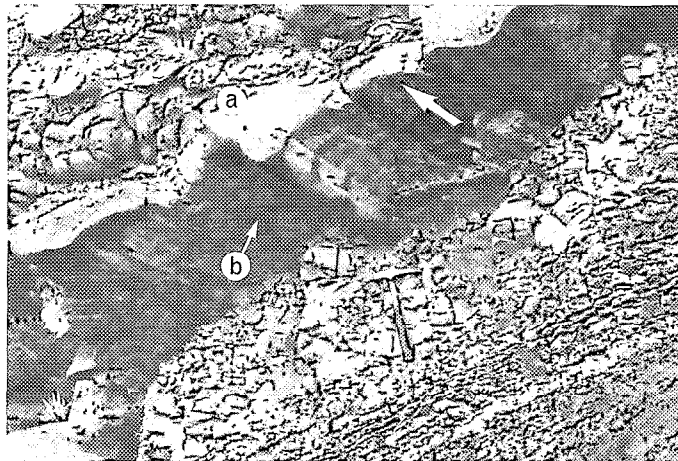


PHOTO 7. — Empreintes de structures d'érosion (a : groove marks ; b : flute marks) sur la surface de base d'une séquence mégaturbiditique de la Formation Azogues. La flèche indique le sens du transport. *Moulds of erosional structures (a : groove marks ; b : flute marks) on the lower surface of a mégaturbiditic sequence. Azogues Formation. Arrow shows the transport vector*



PHOTO 6. — Bloc resédimenté de taille métrique dans une séquence mégaturbiditique de la Formation Azogues. *Resedimented metric size clast in a mégaturbiditic sequence. Azogues Formation*

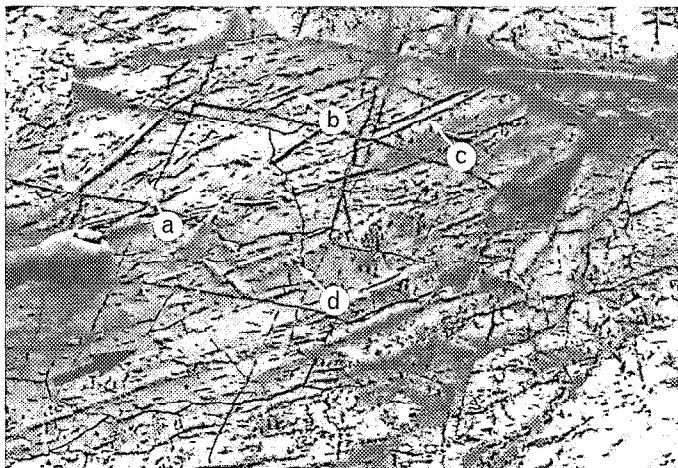


PHOTO 8. — Empreintes de structures d'érosion (tool marks) sur la surface de base d'une séquence mégaturbiditique de la Formation Azogues (a : prod marks ; b : bounce marks ; c : groove marks ; d : skip marks). *Moulds of erosional structures (tool marks) on the lower surface of a mégaturbiditic sequence. Azogues Formation. (a : prod marks ; b : bounce marks ; c : groove marks ; d : skip marks)*

Loyola La bordure SE du bassin (fig. 5-3, secteur A ; fig. 6, coupe A) présente un faciès de cône alluvial (photo 3) dont la source est à rechercher vers le sud-est. Enfin au centre du bassin (fig. 6, coupes C, D et E), la sédimentation est caractérisée par des turbidites lacustres (photo 4) et des mégaturbidites (photo 5) à blocs resédimentés (photo 6) (NOBLET et MAROCCO, *en prép.*) qui peuvent totalement occulter le faciès lacustre dans les zones les plus proximales (fig. 5-3, C et fig. 6, C). Entre les coupes C et E (fig. 6) le passage des milieux proximaux aux milieux plus distaux est clairement exprimé par la diminution progressive vers le nord de la proportion des séquences mégaturbiditiques élémentaires par rapport aux séquences turbiditiques plus distales.

Sur l'ensemble du secteur étudié, le bassin possède donc à cette époque une polarité sud-nord confirmée par les mesures de paléocourants effectuées en diverses stations sur des figures d'érosion (photo 7 et photo 8). Celles-ci indiquent en effet un transport principal des sédiments du sud vers le nord (fig. 5-3). Seules quelques mesures déterminent une tendance perpendiculaire, à sens vers l'ouest au niveau du secteur B. Celle-ci doit être probablement en relation avec l'arrivée importante de sédiments depuis la bordure orientale comme le montre la présence du cône alluvial du secteur A. Les sens de transport obtenus dans la Formation Azogues dessinent une rotation antihoraire du sud vers le nord qui exprime, dès cette époque, l'existence d'une virgation du bassin, actuellement encore bien visible. En effet l'axe du bassin est orienté N 20 à N 40 au sud et N 170 à N-S au nord. Enfin, la présence de nombreux slump dans les séquences mégaturbiditiques caractérise aussi l'instabilité sédimentaire de l'époque.

La Formation Mangan

Cette formation d'âge miocène supérieur à pliocène est essentiellement caractérisée par des dépôts conglomératiques et grésopélitiques pouvant dépasser localement 2 000 m de puissance (fig. 5-4). Les faciès fluviatiles (photo 9) et deltaïques antérieurement limités au domaine méridional progradent largement vers le nord. Au sommet de la Formation Mangan une sédimentation plus proximale s'installe dans tout le bassin. En effet le Membre Turi correspond à une sédimentation fluviatile en tresse à gros galets qui s'installe dans la partie sud du bassin. Le Membre Santa Rosa correspond quant à lui à de larges cônes alluviaux, dominés par des écoulements fluviatiles (photo 10 et photo 11) qui s'étalent depuis la bordure occidentale en direction du centre.

L'activité volcanique contemporaine de la sédimentation est soulignée par la présence de plusieurs tufs interstratifiés dans la Formation Mangan.

La Formation Llacao

Enfin, après une période d'intense érosion marquée par une surface d'ablation, des dépôts pléistocènes

peu épais, riches en matériel volcanique, s'installent au centre du bassin, à l'emplacement du coude qui correspond à son changement de direction. Ces dépôts passent latéralement, vers le nord, à des conglomérats et matériaux volcaniques divers (brèches, tufs) qui pourraient être éventuellement considérés comme appartenant au véritable faciès Tarqui.

ÉVOLUTION SÉDIMENTAIRE

L'évolution verticale synthétique de la sédimentation du bassin de Cuenca est illustrée sur la figure 7. Elle se présente sous forme d'un cycle sédimentaire compris entre deux épisodes volcaniques (Formations Saraguro et Llacao). Après les dépôts de la Formation Saraguro, la sédimentation débute par des termes relativement proximaux. Il s'agit en effet de dépôts fluviatiles en tresse et de cônes alluviaux qui évoluent brutalement après une crise volcanique et

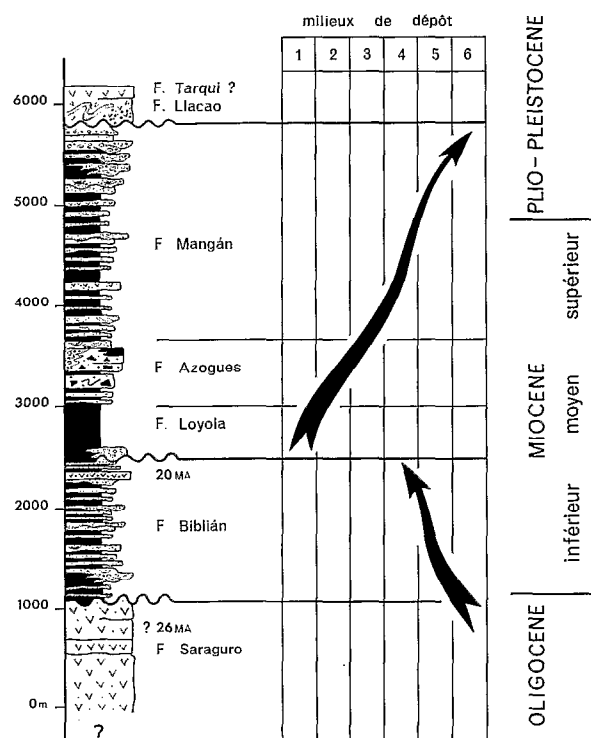


Fig 7. — Évolution sédimentaire synthétique du bassin de Cuenca. Le remplissage du bassin montre une évolution sédimentaire cyclique. La première partie du cycle granodécroissante et strato-décroissante, caractérise l'ouverture du bassin et la deuxième granocroissante et stratocroissante, sa fermeture. *Synthetic sedimentary evolution of the Cuenca basin. The infilling shows a cyclic sedimentary evolution. The fining and thinning upward lower part characterizes the basin opening, the coarsening and thickening upward upper part its closing*

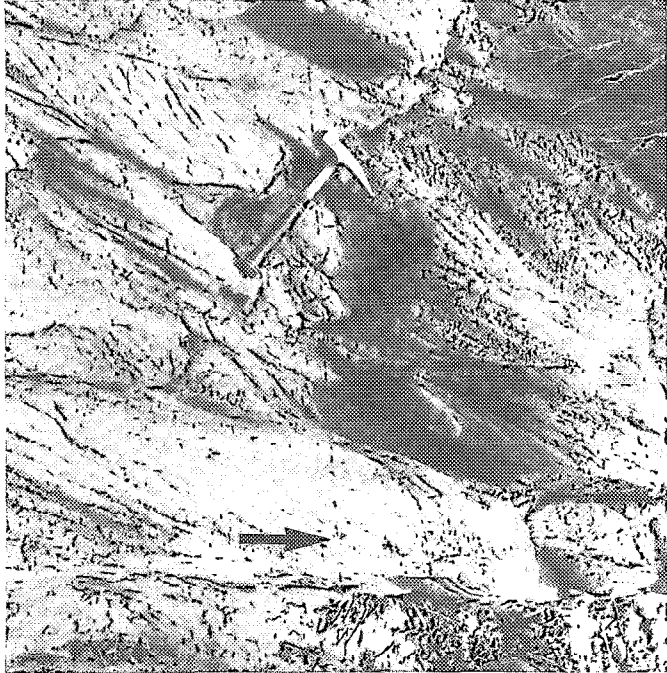


PHOTO 9. — Litages obliques arqués (auges emboîtées) dans une séquence fluviatile de la Formation Mangan. Vue perpendiculaire au sens de transport (flèche). *Trough cross-bedding in fluvial sequence of the Mangan Formation. Perpendicular view to the transport vector (arrow)*

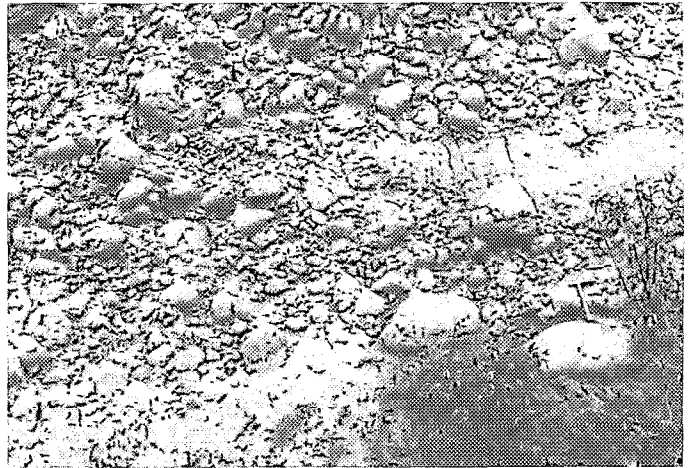


PHOTO 11. — Détail d'une séquence fluviatile proximale du sommet de la Formation Mangan. *Detail of a proximal fluvial sequence. Top of the Mangan Formation*

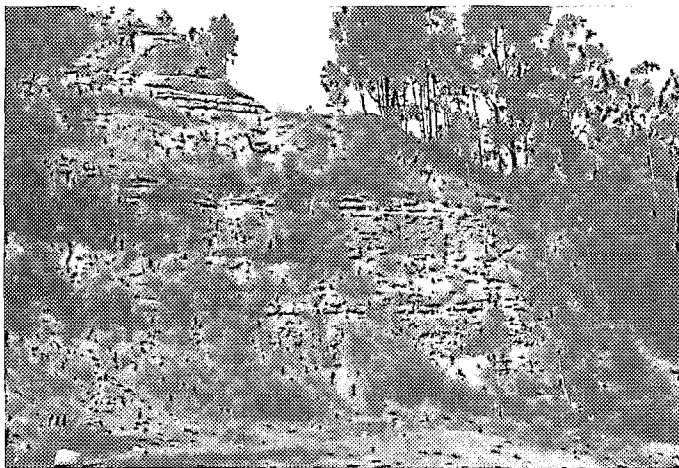


PHOTO 10. — Séquences fluviatiles proximales associées au cône alluvial du sommet de la Formation Mangan. *Proximal fluvial sequences associated with alluvial fan at the top of the Mangan Formation*

tectonique vers les termes lacustres de la Formation Loyola. Cette évolution caractérise l'ouverture du bassin qui s'amorce en deux sous-bassins allongés pendant le dépôt de la Formation Biblian (fig. 5-1). Seul le sous-bassin occidental fonctionne à partir du dépôt de la Formation Loyola (fig. 5-2). L'épisode volcanique synchrone de l'abandon du sous-bassin oriental est représenté par des édifices andésitiques

isolés tels que celui de Descanso (DGGM, 1974a) daté à 19 et 20 Ma (SNELLING *in* BRISTOW et HOFFSTETTER, 1977) et probablement celui de Cojitambo (DGGM, 1974b). Ces manifestations volcaniques alimenteraient partiellement la sédimentation du sommet de la Formation Biblian (BRISTOW et HOFFSTETTER, 1977) en matériel volcanoclastique (brèches et tufs) plus particulièrement visible dans le secteur de Biblian.

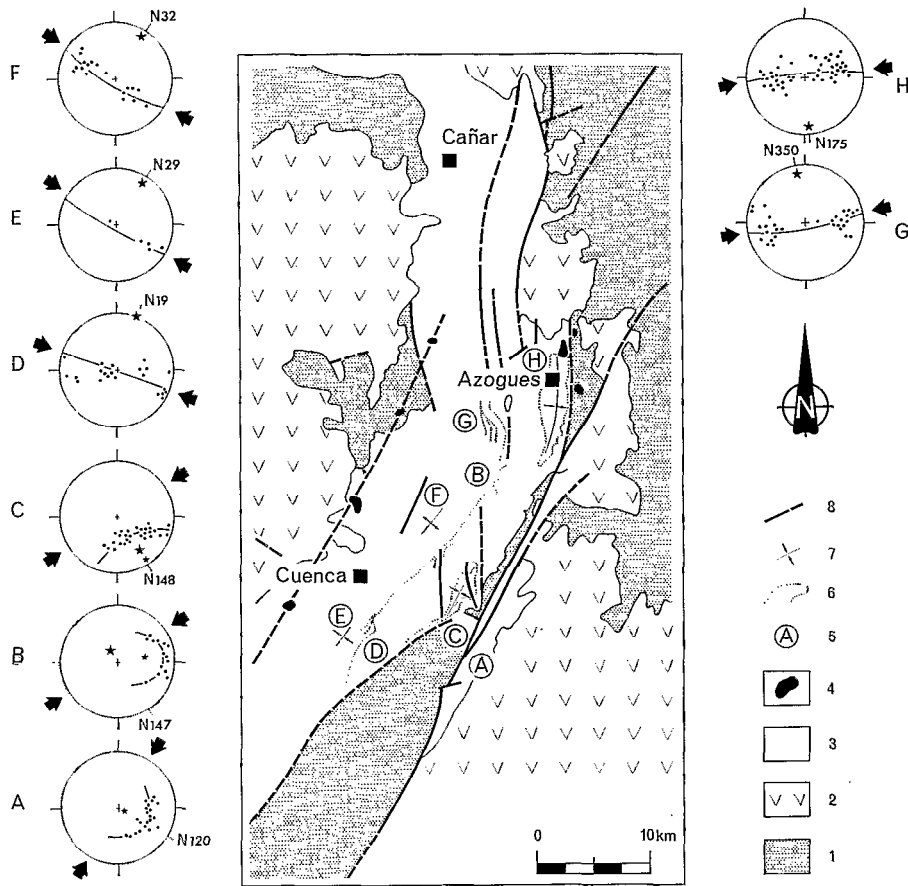


Fig. 8. — Schéma structural du bassin de Cuenca. 1. Substratum mésozoïque ; 2. Formations volcaniques cénozoïques ; 3. Formations sédimentaires cénozoïques ; 4. Travertins ; 5. Stations de mesures tectoniques ; 6. Strates des Formations Azogues et Mangan ; 7. Axe de pli ; 8. Faille. Le diagramme A correspond au premier événement tectonique synsédimentaire en compression qui affecte localement la Formation Biblian. L'axe du plissement conique est actuellement de direction N 120. La compression est proche de N 30. Les diagrammes B et C illustrent le deuxième événement tectonique synsédimentaire en compression. Les plis sont coniques et ont des axes de direction N 150 correspondant à une direction principale de raccourcissement N 60 (petite étoile : axe actuel de la structure ; grande étoile : axe débasculé par rapport aux structures du troisième événement tectonique synsédimentaire). Les diagrammes D à H correspondent au troisième événement tectonique synsédimentaire en compression. Les plis sont cylindriques et ont des axes proches de N-S en relation avec une direction principale de raccourcissement E-W. Cette direction est proche de N 110 au sud (diagrammes D, E, F) et de N 80 au nord (diagrammes G, H). Les points représentent les pôles de stratification. Canevas de Schmidt, hémisphère inférieure. *Schematic structural map of the Cuenca basin. 1. Mesozoic substratum ; 2. Cenozoic volcanic formations ; 3. Cenozoic sedimentary formations ; 4. Travertines ; 5. Site of tectonic measurements ; 6. Azogues and Mangan Formations strata ; 7. Fold axis ; 8. Fault. Diagram A corresponds to the first synsedimentary compressional tectonic event which locally affects the Biblian Formation. Present direction of the conic fold axis is N 120. Compressional direction is roughly N 30. Diagrams B and C illustrate the second synsedimentary compressional tectonic event. N 150 conic folds correspond to a N 60 compressional direction (small star : present axis, big star : restored axis). Diagrams D to H illustrate the third synsedimentary compressional tectonic event. Cylindric folds with N-S axis correspond to a E-W main compressional direction. This direction is in fact N 110 in the south (diagrams D, E, F) and N 80 in the north (diagrams G, H). Points as stratification poles. Schmidt net, lower hemisphere*

Après un bref stade de maturité mal identifié dans la sédimentation, le remplissage se poursuit par l'arrivée brutale dans le centre du bassin de puissantes mégaturbidites sous-lacustres. Elles sont alimentées par le cône alluvial oriental débouchant directement dans le lac et aussi par un système fluviodeltaïque plus méridional progradant vers le nord. Ce système fluviodeltaïque envahit par la suite l'ensemble du bassin jusqu'à la fin de la Formation Mangan, stade pendant lequel se développent conjointement des cônes alluviaux alimentés par la bordure occidentale.

L'évolution granocroissante et stratocroissante depuis les dépôts lacustres de la Formation Loyola jusqu'à ceux plus proximaux de la Formation Mangan caractérise la fermeture progressive du bassin.

La vie du bassin représente un intervalle de temps de moins de 24 Ma, entre la base de la Formation Biblian, postérieure à 26 Ma (cf. Formation Saraguro) et le sommet de la Formation Mangan, situé probablement à la limite plioquaternaire, vers 2 Ma (VAN EYSINGA, 1978 ; PALMER, 1983). Dans cet intervalle de temps se déposent plus de 4 000 m de sédiments. La vitesse de sédimentation minimale, sans tenir compte de la décompaction, serait de l'ordre de 200 m/Ma et correspondrait selon MASSE *in* PERRODON (1983) à une subsidence liée à une importante activité tectonique probablement en transpression.

ANALYSE DE LA DÉFORMATION

L'ensemble des mesures tectoniques est représenté sur le schéma structural de la figure 8.

La déformation plicative

Elle est représentée dans le bassin de Cuenca par des flexures et des plis correspondant à trois événements synsédimentaires d'âges différents.

Le premier intéresse les dépôts de la Formation Biblian. La déformation principale est le résultat d'un fonctionnement en blocs basculés, horst et demi-grabens, le long des accidents N 20 à N 40 qui s'accompagne de biseaux sédimentaires (fig. 9 et fig. 5-1). Une déformation supplémentaire, très localisée, correspond à un pli conique synsédimentaire d'axe de direction N 120 (fig. 8, diagramme A). Ces déformations pourraient être compatibles avec un régime tectonique décrochant dont les axes σ_1 et σ_3 horizontaux seraient respectivement proches de N 30 et N 120.

Le deuxième, qui occupe un intervalle de temps très court, a été reconnu à la base de la Formation Azogues dans les secteurs d'Ayancay et de Santa Ana. L'analyse des mesures de stratification principale a permis de mettre en évidence des plis coniques dont la direction des axes est proche de N 150 (fig. 5-3 ; fig. 8, diagrammes B et C ; fig. 10 et fig. 11), impliquant une direction de raccourcissement proche de N 60. Cette direction a été obtenue en retirant les effets du troisième plissement. La déformation des couches pendant la sédimentation provoque à la fois biseautage et épaissement de celles-ci, bien visibles en cartographie (fig. 10). Ces plis coniques, à proximité de l'accident de direction N 20 à N 40 de la bordure orientale du bassin, sont compatibles avec un jeu décrochant dextre de cet accident.

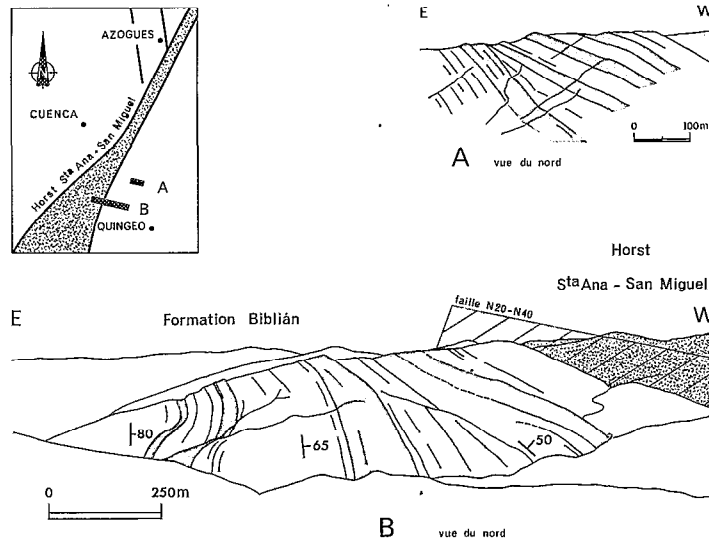


Fig. 9. — Biseaux sédimentaires dans la Formation Biblian liés au fonctionnement synsédimentaire du horst Santa Ana - San Miguel. (Dessins d'après photos). *Sedimentary wedges in the Biblian Formation linked with the synsedimentary development of the Santa Ana - San Miguel horst. (Drawing from photos)*

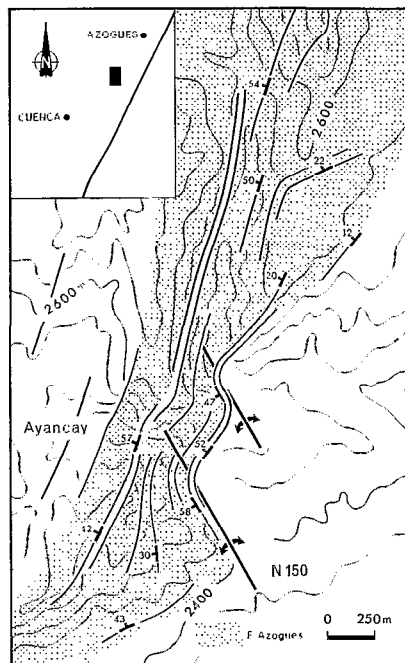


Fig. 10. — Cartographie de la Formation Azogues dans la zone d'Ayancay. Les dernières séquences mégaturbiditiques de la Formation Azogues scellent les plis coniques de direction axiale N 150 du deuxième événement tectonique synsédimentaire. *Outcrop map of the Azogues Formation near Ayancay. The last mégaturbiditic sequences of the Azogues Formation lay in progressive unconformity on the N 150 conic folds of the second synsedimentary tectonic event*

Le troisième événement, d'importance régionale, correspond à toute la durée du dépôt de la Formation Mangan. Il a été reconnu plus précisément entre Deleg et Cojitambo (fig. 12) et au sud-est de Cuenca (fig. 13). Les structures sont ici mieux visibles que les précédentes. Le plissement synsédimentaire s'accompagne d'une succession de discordances progressives et érosives affectant environ 2 000 m de dépôts (fig. 5-4). A l'échelle du bassin, l'analyse de cette troisième déformation synsédimentaire et celle des structures qu'elle induit dans les strates sous-jacentes déjà lithifiées, montre que le plissement s'effectue au long d'axes de direction moyenne nord-sud. Dans la partie septentrionale les directions sont voisines de N 170, alors que dans la partie méridionale, elles varient de N 20 à N 30 (fig. 8, diagrammes D à H). Ces variations s'expliquent par les réajustements des contraintes sur les accidents de bordure. L'analyse de ces plis montre donc qu'ils résultent d'un raccourcissement de direction moyenne est-ouest.

La déformation cassante

Les données microtectoniques sont encore insuffisantes en nombre mais les premiers résultats semblent tout à fait en accord avec ceux de l'analyse de la déformation plicative. En effet les failles de bordure du bassin montrent des mouvements décrochants dextres et inverses dus à des contraintes principales compressives de direction NE-SW et E-W.

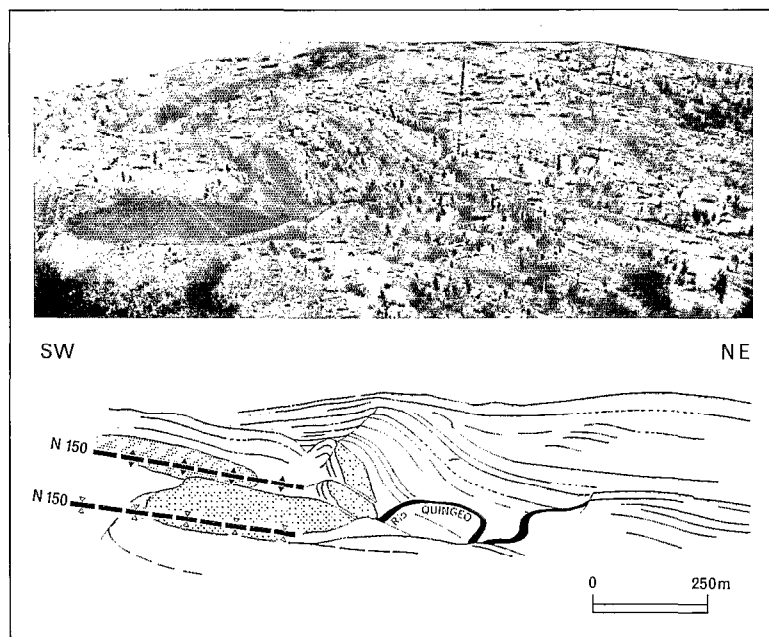


Fig. 11 — Plis coniques d'axe N 150 du deuxième événement tectonique synsédimentaire affectant la Formation Azogues dans le secteur de Santa Ana, bordure orientale du bassin (point C, fig. 8) Les niveaux supérieurs de la Formation Azogues scellent progressivement les plis (dessin d'après photos). *N 150 conic folds of the second synsedimentary tectonic event affecting the Azogues Formation near Santa Ana, eastern edge of the basin (point C, fig. 8) The upper beds of the Azogues Formation lay in progressive unconformity on the folded lower beds (Drawing from photo)*

Fig. 12. — Cartographie et coupe synthétique de la discordance progressive affectant la Formation Mangan dans le secteur de Cojitambo. Les mêmes figurés sont utilisés sur la carte et sur la coupe. 1. Formation Biblian ; 2. Andésite de Cojitambo ; 3. Formation Loyola ; 4. Formation Azogues ; 5. Formation Mangan ; 6. Axe du plissement (troisième événement tectonique synsédimentaire) ; 7. Faille probable. *Outcrop map and synthetic cross section of the progressive unconformity affecting the Mangan Formation near Cojitambo. The same symbols are used on the map and the cross section. 1. Biblian Formation ; 2. Cojitambo andesite ; 3. Loyola Formation ; 4. Azogues Formation ; 5. Mangan Formation ; 6. Axis of folding (third synsedimentary tectonic event) ; 7. Probable fault.*

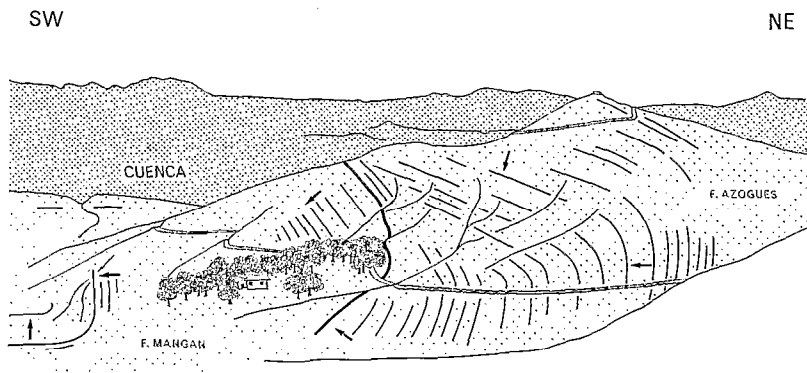
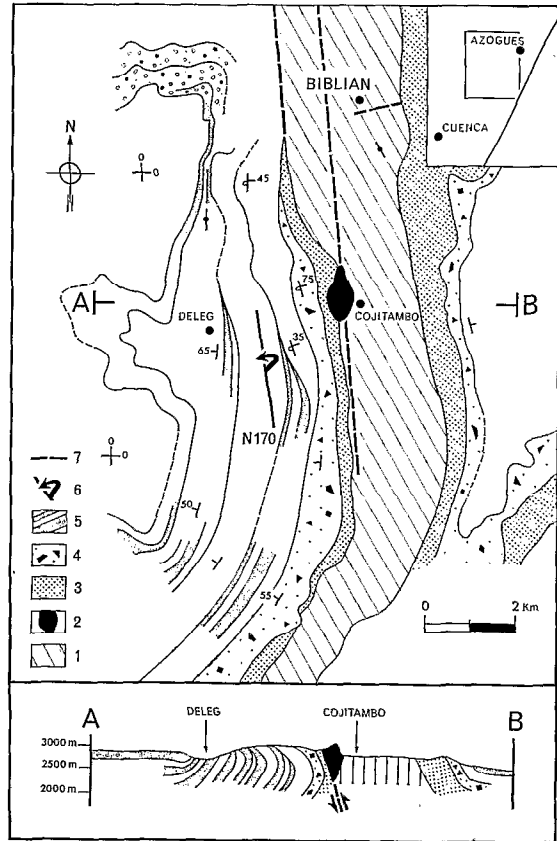


Fig. 13. — Panorama montrant une discordance progressive entre les dépôts de la Formation Azogues et ceux de la Formation Mangan au SE de la ville de Cuenca. L'axe du plissement est proche de N-S (N 19). Les flèches indiquent la polarité des strates. *Panorama showing a progressive unconformity between Azogues and Mangan Formations deposits (SE of Cuenca). Axis of folding near N-S (N 19). Arrows indicate polarity strata*

CARACTÉRISATION DU BASSIN

L'ensemble des résultats obtenus montre que le bassin intramontagneux de Cuenca est continental et contrôlé par des accidents majeurs décrochants. Ses principales caractéristiques sont celles définies par NILSEN et McLAUGHLIN (1985) pour des bassins sur décrochements tels que ceux étudiés par CROWELL (1974), ARTHAUD *et al.* (1977), STEEL et CLOPPEN (1980), AYDIN et NUR (1982), McLAUGHLIN et NILSEN (1982) et HARDING *et al.* (1985).

En effet c'est un bassin actuellement localisé le long de failles orientées N 20 à N 40 et N 170 à N-S visibles sur plus de 100 km (DGGM, 1982). Il présente une forme allongée parallèle à ces accidents et ses dimensions sont environ de 100 km sur 30 km.

La puissance du remplissage (plus de 4 000 m) est relativement importante par rapport à l'extension du bassin. En coupe, il présente une section globalement synclinale asymétrique avec les plus fortes épaisseurs à proximité des accidents les plus actifs. Pendant la sédimentation de la Formation Biblian, le bassin est caractérisé par un système en horst et demi-grabens orienté sur des failles de direction N 20 à N 40. A partir du dépôt de la Formation Loyola, seul l'accident le plus oriental du horst contrôle alors le sous-bassin occidental en accentuant sa dissymétrie (fig. 5).

Bien que la taille du bassin soit réduite, le remplissage est caractérisé par une grande variété de faciès : cône alluvial, fluvialite en tresse et plaine d'inondation, delta lacustre, lac, turbidite et mégaturbidite sous-lacustres. Les changements de faciès peuvent être très brusques.

La sédimentation aux bordures présente des aspects différents, de la même façon que dans les bassins étudiés par GLOPPEN et STEEL (1981). Le bord le plus actif alimente des petits cônes alluviaux dominés par des écoulements en masse (debris flow) tels que ceux décrits par READING (1986) et LEEDER (1983). Par contre les dépôts de la bordure occidentale, plus calme, sont représentés soit par de larges cônes alluviaux dominés par des écoulements fluviaux, soit par des faciès fluviaux francs.

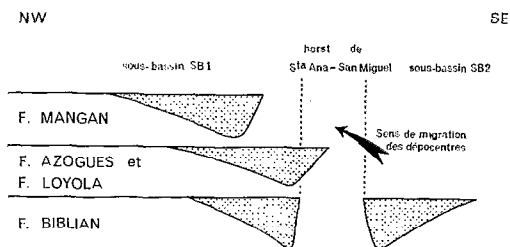


Fig. 14. — Schéma illustrant, en coupe, la migration des dépocentres, du SE vers le NW, au cours de la sédimentation. *Schematic cross section illustrating the depocenter migration, SE to NW, during the sedimentation*

Les mesures de paléocourants obtenues indiquent que les transits sédimentaires, unidirectionnels, sont parallèles aux bordures longitudinales avec une polarité amont-aval orientée du sud vers le nord.

La nature des apports est relativement homogène à l'échelle du bassin dans la mesure où celui-ci s'est ouvert après les dépôts volcanoclastiques; puissants et très étendus, de la Formation Saraguro dont l'érosion a contribué pour une grande part à son remplissage. Il s'agit donc essentiellement de matériaux d'origine volcanique et il est parfois difficile de faire la part entre ceux d'un volcanisme ancien et ceux d'un volcanisme actif pendant la sédimentation. L'érosion des autres formations du substratum (Formations Yunguilla et Celica, Groupe Paute, formations paléozoïques de la Cordillère orientale) alimente également le bassin de façon non négligeable.

La sédimentation est aussi caractérisée par de nombreuses déformations synsédimentaires. Il s'agit surtout de grands plis et de flexures donnant naissance à d'importantes discordances progressives similaires à celles décrites par RIBA (1976) et ARTHAUD *et al.* (1977), mais aussi à des slumps dont la direction d'écoulement (fig. 5-3), perpendiculaire à la progradation des faciès, suggère qu'ils ne sont pas liés directement à la migration des corps sédimentaires mais plutôt à des mouvements sismiques aux bordures du bassin (READING, 1986; LEADER, 1983; NILSEN et McLAUGHLIN, 1985).

Une migration des dépocentres mise en évidence à partir des différents schémas paléogéographiques des Formations Biblian, Loyola, Azogues et Mangan (fig. 5) s'effectue parallèlement aux accidents N 20 à N 40 du S-E vers le N-W, depuis l'ouverture du bassin jusqu'à sa fermeture (fig. 14).

La vitesse de sédimentation minimale, estimée à 200 m/Ma, est relativement faible comparativement à

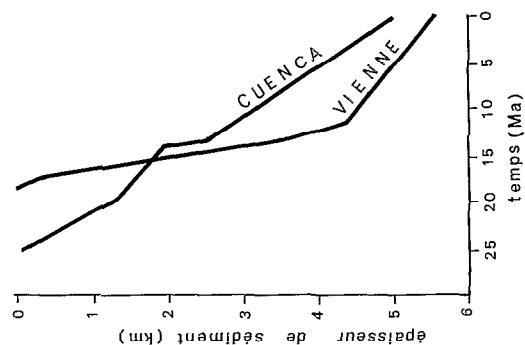


Fig. 15. — Courbe estimée de la vitesse de sédimentation dans le bassin de Cuenca. Comparaison avec le bassin tertiaire en pull-apart de Vienne (d'après ROYDEN, 1985). *Estimated sediment accumulation curve of the Cuenca basin. Comparison with the Tertiary pull-apart Vienna basin (from ROYDEN, 1985).*

d'autres bassins sur décrochements (CROWELL et LINK, 1982 ; YEATS, 1978 , NILSEN et McLAUGHLIN, 1985). Toutefois la courbe de sédimentation du bassin de Cuenca est comparable par exemple à celle du bassin tertiaire en pull-apart de Vienne décrit par ROYDEN (1985) (fig. 15).

ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE DU BASSIN DE CUENCA DANS LE CADRE STRUCTURAL DU SUD DE L'ÉQUATEUR. DISCUSSION. CONCLUSION

Le schéma structural du sud de l'Équateur (fig. 2) (DGGM, 1982 ; BALDOCK, 1982) permet de reconnaître deux familles principales de failles de directions N 170 à N-S et N 20 à N 40 le long desquelles se sont disposés les bassins tertiaires après le dépôt de la Formation Saraguro (fig. 16 A).

Au cours des premiers dépôts du bassin de Cuenca, le fonctionnement synsédimentaire en horst et gra-

ben des accidents de direction N 20 à N 40 est lié à une extension NW-SE. Ces mêmes dépôts montrent un pli synsédimentaire d'axe N 120 correspondant à une compression de direction perpendiculaire proche de N 30. Ces données suggèrent que l'ouverture du bassin pourrait être la conséquence d'un régime tectonique en transpression responsable d'un mouvement décrochant dextre le long des accidents N 170 à N-S (fig. 16 B). Selon cette hypothèse le bassin de Cuenca serait alors du type de ceux développés expérimentalement par FAUGÈRE *et al.* (1986). Une réorganisation progressive du régime des contraintes dans le sens horaire intervient par la suite. En effet, la contrainte principale σ_1 prend d'abord une direction proche de N 60 au Miocène moyen (fig. 16 C) puis une direction moyenne E-W au Miocène supérieur et Pliocène (fig. 16 D). Ces contraintes principales de raccourcissement N 60 puis E-W provoquent la fermeture progressive du bassin selon des mouvements dextres des accidents N 20 à N 40 et dextres à inverses des accidents N 170 à N-S. Cette fermeture est très bien marquée à la fois

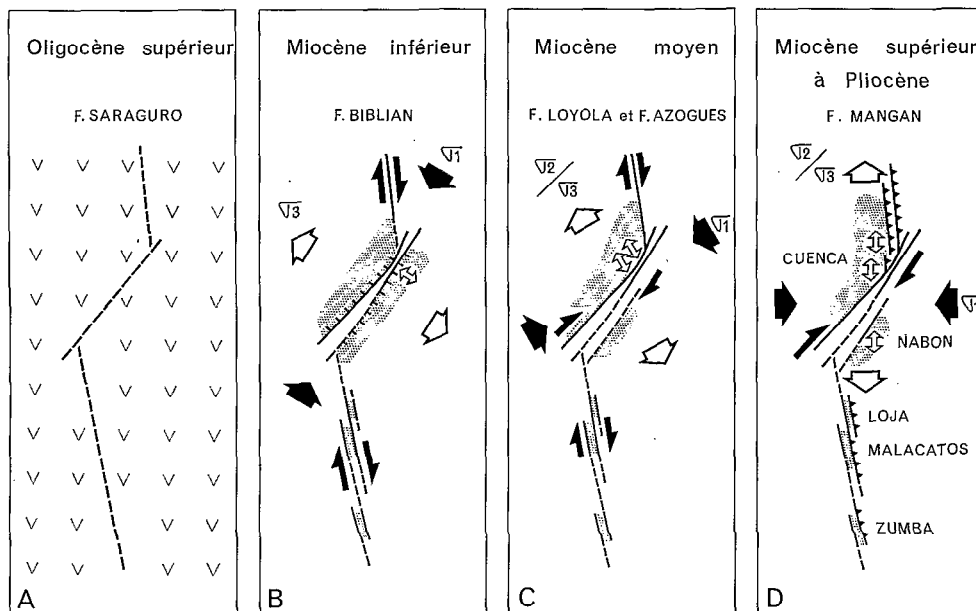


Fig. 16. — Évolution géodynamique des bassins intramontagneux continentaux du sud de l'Équateur au Néogène.

A : Localisation des anciens accidents masqués par les dépôts de la Formation Saraguro. B : Premier événement tectonique synsédimentaire en compression de direction N 30. Ouverture des bassins par le jeu décrochant dextre des accidents N 170 à N-S et normal des failles N 20 à N 40. C : Deuxième événement tectonique synsédimentaire en compression de direction N 60. Début de la fermeture des bassins par le jeu décrochant dextre des accidents N 20 à N 40 et dextre inverse des accidents N 170 à N-S. D : Troisième événement tectonique synsédimentaire en compression de direction E-W. Fermeture des bassins par le jeu inverse des failles N 170 à N-S et décrochant dextre des accidents N 20 à N 40. Les doubles flèches blanches représentent les axes de plis synsédimentaires. *Geodynamic evolution of the continental intermontane basins of southern Ecuador during Neogene time. A : Location of ancient faults concealed by Saraguro Formation deposits. B : First synsedimentary tectonic event with N 30 compressional direction. Opening of the basins by dextral movement along the N 170 to N-S strike-slip faults and extensional movement along the N 20 to N 40 faults. C : Second synsedimentary tectonic event with N 60 compressional direction. The closing of the basins begins with dextral movement along the N 170 to N-S faults and dextral-reverse movement along the N 20 to N 40 strike-slip faults. D : Third synsedimentary tectonic event with E-W compression direction. Closing of the basins with reverse movement along N 170 to N-S faults and dextral movement along N 20 to N 40 strike-slip faults. Double white arrows as synsedimentary fold axis.*

par l'évolution sédimentaire centripète du remplissage et par des structures tectoniques synsédimentaires.

L'évolution du bassin de Cuenca, liée au fonctionnement dextre des principaux accidents qui le limitent, s'intègre bien dans la géodynamique de cette région d'Équateur. Il en est sûrement de même pour le bassin de Nabon situé au long d'une faille de direction N 20 à N 40 (DGGM, 1973 et 1974c) et ceux de Loja, Malacatos et Zumba bordés par des failles de directions N 170 à N-S (DGGM, 1975a, 1975b, 1979). L'alignement de ces trois derniers bassins correspond à la branche méridionale du système décrochant précédemment décrit (fig. 2 et fig. 16). L'évolution géodynamique de cette région est caractérisée par des déplacements dextres le long du système de failles « Dolores-Guayaquil Megashear » depuis le Crétacé jusqu'à l'Actuel (CAMPBELL, 1974 ; FEININGER et BRISTOW, 1980 ; BALDOCK, 1982 ; MOBERLY *et al.*, 1982 ;

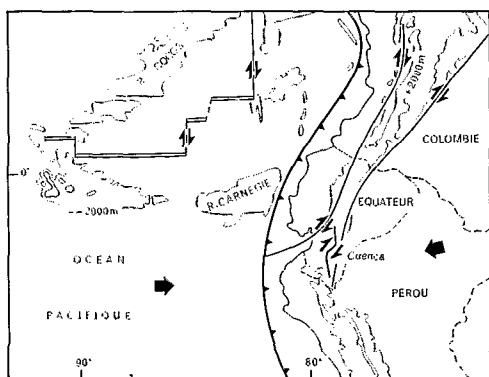


Fig. 17 — Situation du bassin de Cuenca dans le contexte géodynamique général des Andes septentrionales. Les grosses flèches noires indiquent la convergence actuelle (d'après DUNCAN et HARGRAVES 1984). Location of the Cuenca basin in the general geodynamic framework of Northern Andes. Major black arrows indicate the present plate motion (from DUNCAN and HARGRAVES, 1984)

LEBRAT *et al.*, 1985a, 1985b ; ROPERCH *et al.*, 1987) (fig. 17). Le raccourcissement, de direction moyenne E-W, responsable de la fermeture du bassin de Cuenca est en accord avec la direction de convergences des plaques Nazca et sud-américaine depuis 26 Ma (LONSDALE, 1978 ; MINSTER et JORDAN, 1978 ; PILGER, 1983 et 1984 ; DUNCAN et HARGRAVES, 1984). Par ailleurs, la compression de direction NE-SW qui provoque l'ouverture du bassin serait identique à celle de la convergence des plaques antérieurement à 26 Ma. Il existerait donc une même rotation horaire à la fois de la direction de compression sur le continent, au niveau du bassin de Cuenca, et de la direction de convergence des plaques. Le décalage apparent dans le temps entre ces deux mécanismes est difficile à apprécier dans la mesure où l'âge de l'ouverture du bassin est encore imprécis.

Enfin, alors que la géodynamique des Andes centrales est essentiellement caractérisée, à la fin du Tertiaire, par l'existence de plusieurs phases tectoniques compressives de très courte durée et parfois diachrones (AUDEBAUD *et al.*, 1973, 1976 ; SOULAS, 1977 ; MAROCCO, 1979 ; MÉGARD *et al.* 1983, 1984 ; MÉGARD, 1984 ; MERCIER, 1984 ; LAVENU et MAROCCO, 1984 et LAVENU, 1986), l'analyse de la géodynamique du bassin intramontagneux de Cuenca montre qu'il existe ici un continuum tectonique en transpression depuis l'Oligocène supérieur ou le Miocène inférieur jusqu'au Pliocène inclus, soit environ pendant 24 Ma.

Remerciements

Ce travail a été réalisé dans le cadre de la Convention établie entre l'Institut Panaméricain de Géographie et d'Histoire (IPGH), l'École Polytechnique Nationale de Quito (EPN) et l'Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération (ORSTOM) et d'un Accord particulier entre l'Institut Français d'Études Andines (IFEA) et l'ORSTOM. Nous remercions nos collègues équatoriens et français pour leur participation aux travaux de terrain et Messieurs B. BEAUDOIN, J. DELFAUD, R. MAROCCO et F. MÉGARD pour leurs critiques et suggestions.

Manuscrit accepté par le Comité de Rédaction le 15 janvier 1988

BIBLIOGRAPHIE

- ARTHAUD (F.), MÉGARD (F.) et SEGURET (M.), 1977. — Cadre tectonique de quelques bassins sédimentaires *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 1, 1 : 147-188.
- AUDEBAUD (E.), CAPDEVILLA (R.), DALMAYRAC (B.), DEBELMAS (J.), LAUBACHER (G.), LEFEVRE (Ch.), MAROCCO (R.), MARTINEZ (Cl.), MATTAUER (M.), MÉGARD (F.), PAREDES (J.) et TOMASI (P.), 1973. — Les traits géologiques essentiels des Andes centrales (Pérou-Bolivie) *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.* vol XV, fasc 1-2 : 73-114.
- AUDEBAUD (R.), LAUBACHER (G.) et MAROCCO (R.), 1976. — Coupe géologique des Andes du sud du Pérou, de l'Océan Pacifique au Bouclier Brésilien *Geol. Rundschau*, 65 (1) : 223-264
- AYDIN (A.) et NUR (A.), 1982. — Evolution of pull-apart basins and their scale independence. *Tectonics*, vol. 1 : 91-105
- BALDOCK (J.M.), 1982. — Geologia del Ecuador Boletín de la explicación del mapa geológico de la República del Ecuador. Escala 1/1 000 000. Dirección General de Geología y Minas, Ministerio de Recursos Naturales y Energeticos, Quito.
- BERRY (E.W.), 1945. — Fossil floras from southern Ecuador. *Stud. Geol. Johns Hopkins Univ.* n° 14 : 93-150.
- BRISTOW (C.R.), 1973. — Guide to the geology of Cuenca basin, southern Ecuador. Ecuadorian Geological and Geophysical Society.
- BRISTOW (C.R.) et HOFFSTETTER (R.), 1977. — Lexique stratigraphique international. 2^e éd., CNRS, Paris.
- BRISTOW (C.R.) et PARODIZ (J.J.), 1982. — The stratigraphical paleontology of the Tertiary non-marine sediments of Ecuador. *Bull. of Carnegie Mus. Nat. Hist.* n° 19, 53 p.

- CAMPBELL (C.J.), 1974. — Ecuadorian Andes. In: Spencer A.M., ed. Mesozoic-Cenozoic orogenic belts. Geol. Soc. London. Spec. Publ., 4 : 725-732.
- CHRISTIE-BLICK (N.) et BIDDLE (K.T.), 1985. — Deformation and basin formation along strike-faults. In Biddle K.T. and Christie-Blick N. eds., Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, special publication n° 37 : 1-34.
- CORDOVA (R.), 1986. — Un bassin intramontagneux andin péruvien. Les couches rouges du bassin de Cuzco (Maestrichtien-Paléocène). Thèse 3^e cycle, 272 p., UPPA, Pau.
- CROWELL (J.C.), 1974. — Sedimentation along the San Andreas fault, California. In Dott R.H., Jr. et Shaver R.H., éd. Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, special publication, n° 19 : 292-303.
- CROWELL (J.C.) et LINK (M.H.), 1982. — Eds. 1982, Geologic history of Ridge basin, southern California. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific section, 304 p.
- DALMAYRAC (B.), LAUBACHER (G.) et MAROCCO (R.), 1980. — Caractères généraux de l'évolution géologique des Andes péruviennes. *Trav. et Doc. ORSTOM*, n° 122, 501 p.
- DELFAUD (J.), 1984. — Le contexte de la sédimentation continentale. Modèles d'organisation. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 8, 1 : 27-53.
- DIRECCION GENERAL DE GEOLOGIA Y MINAS, 1973. — Mapa geológico del Ecuador, 1/100 000, hoja Saraguro. Ministerio de Recursos Naturales y Energeticos, Quito.
- DIRECCION GENERAL de GEOLOGIA Y MINAS, 1974a. — Mapa geológico del Ecuador, 1/50 000, hoja Azogues. Ministerio de Recursos Naturales y Energeticos, Quito.
- DIRECCION GENERAL de GEOLOGIA Y MINAS, 1974b. — Mapa geológico del Ecuador, 1/50 000, hoja Gualaceo. Ministerio de Recursos Naturales y Energeticos, Quito.
- DIRECCION GENERAL de GEOLOGIA Y MINAS, 1974c. — Mapa geológico del Ecuador, 1/100 000, hoja Giron. Ministerio de Recursos Naturales y Energeticos, Quito.
- DIRECCION GENERAL de GEOLOGIA Y MINAS, 1975a. — Mapa geológico del Ecuador, 1/100 000, hoja Loja. Ministerio de Recursos Naturales y Energeticos, Quito.
- DIRECCION GENERAL de GEOLOGIA Y MINAS, 1975b. — Mapa geológico del Ecuador, 1/100 000, hoja Gonzanama. Ministerio de Recursos Naturales y Energeticos, Quito.
- DIRECCION GENERAL de GEOLOGIA Y MINAS, 1979. — Mapa geológico del Ecuador, 1/100 000, hoja Zumba. Ministerio de Recursos Naturales y Energeticos, Quito.
- DIRECCION GENERAL de GEOLOGIA Y MINAS, 1982. — Mapa geológico del Ecuador, 1/1 000 000. Ministerio de Recursos Naturales y Energeticos, Quito.
- DUNCAN (R.A.) et HARGRAVES (R.B.), 1984. — Plate tectonic evolution of the Caribbean region in the mantle reference frame. In Bonini W.E., Hargraves R.B., Shagam R. eds., The Caribbean-South American plate boundary and regional tectonics. *Geol. Soc. Amer. Memoir*, 162 : 81-93.
- EGUEZ (A.) et NOBLET (C.), *sous presse* — Nuevos datos estratigráficos de la cuenca de Cuenca (sur del Ecuador) : implicaciones geológicas y geodinámicas.
- ERAZO (M.T.), 1957. — Apuntes sobre la geología y estructura del Valle de Cuenca. *An. Univ. Cuenca*, vol. 13, n° 1 : 157-197.
- ERAZO (M.T.), 1965. — Estudio de los deslizamientos del suelo en el austro, 26 p., Cuenca.
- FAUGERE (E.), BRUN (J.P.) et Van DEN DRIESSCHE (J.), 1986. — Bassins asymétriques en extension pure et en décrochements : modèles expérimentaux. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 10, 2 : 13-21.
- FEININGER (T.) et BRISTOW (C.R.), 1980. — Cretaceous and paleogene geologic history of coastal Ecuador. *Geol. Rundschau*, 69 (3) : 849-874.
- GLOPPEN (T.G.) et STEEL (R.J.), 1981. — The deposits, internal structure and geometry in six alluvial fan — fan delta bodies (Devonian Norway) — A study in the significance of bedding sequence in conglomerates. In Ethington R.G. and Flores R.M. eds., Recent and ancient non-marine depositional environments : models for exploration. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, special publication n° 31 : 49-69.
- HARDING (T.P.), VIERBUCHEN (R.C.) et CHRISTIE-BLICK (N.), 1985. — Structural styles, plate tectonic setting and hydrocarbon traps of divergent (transtensional) wrench faults. In Biddle K.T. and Christie-Blick N. eds., Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, special publication n° 37 : 51-77.
- HUMBOLT (A.) de, 1823. — Essai géognostique sur le gisement des roches dans les deux hémisphères. Levrault éd., Paris.
- KENNERLEY (J.B.), 1973. — Geology of the Loja province, southern Ecuador. *Inst. Geol. Sci., Overseas Div. Rep.* n° 23 : 20.
- KENNERLEY (J.B.), 1980. — Outline of the geology of Ecuador. *Overseas Geol. and Miner. Resour.* n° 55, 17 p.
- LAVENU (A.), 1986. — Étude néotectonique de l'Altiplano et de la Cordillère orientale des Andes boliviennes. Thèse Doctorat d'État, Univ. Paris-Sud, 434 p.
- LAVENU (A.) et MAROCCO (R.), 1984. — Sédimentation continentale et tectonique d'une chaîne liée à une zone de subduction : l'exemple des Andes centrales (Pérou-Bolivie) pendant le Tertiaire. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 8, 1 : 57-70.
- LEBRAT (M.), 1985. — Caractérisation géochimique du volcanisme anté-orogénique de l'occident équatorien : implications géodynamiques. *Doc. et Trav. CGGM*, n° 6, 118 p., Montpellier.
- LEBRAT (M.) et MÉGARD (F.), 1986. — Los terrenos exóticos del occidente ecuatoriano y sus relaciones con sudamérica. Coloquio « Ecuador 86 », *Cultura : Rev. Banc. Centr. Ecuador*, vol. 1 : 183-200.
- LEBRAT (M.), MÉGARD (F.) et DUPUY (C.), 1985a. — Preorogenic volcanic assemblages and position of the suture between oceanic terranes and south american continent in Ecuador. *Zbl. Geol. Paleont.* Teil I, H 9-10 : 1207-1214.
- LEBRAT (M.), MÉGARD (F.), JUTEAU (T.) et CALLE (J.), 1985b. — Preorogenic volcanic assemblages and structure in the western Cordillera of Ecuador between 1°40' S and 2°20' S. *Geol. Rundschau*, 74 (2) : 685-713.
- LEEDER (M.R.), 1983. — Sedimentology. Process and product. George Allen and Unwin, Londres.
- LIDDLE (R.A.) et PALMER (K.V.M.), 1941. — The geology and paleontology of the Cuenca-Azogues-Biblian region, Provinces of Canar and Azuay, Ecuador. *Bull. Am. Paleontol.*, vol. 26, n° 100 : 357-418.
- LONSDALE (P.), 1978. — Ecuadorian subduction system. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 62 : 2454-2477.
- McLAUGHLIN (R.J.) et NILSEN (T.H.), 1982. — Neogene non-marine sedimentation in small pull-apart basins of the San Andreas fault system, Sonoma county, California. *Sedimentology*, vol. 29 : 865-876.
- MAROCCO (R.), 1979. — Corte estructural de la Cordillera de los Andes peruanos al nivel de la deflexion de Abancay. Ensayo de interpretación de esta deflexion. *Bol. Soc. Geol. Peru*, vol. 53 : 51-68.
- MAROCCO (R.), 1984. — Dynamique du remplissage d'un bassin intramontagneux cénozoïque andin. Le bassin Moquegua (sud du Pérou). *Cah. ORSTOM sér. Géol.*, vol. XIV, n° 2 : 117-140.
- MAROCCO (R.) et NOBLET (Ch.), 1985. — Magmatism and clastic sedimentation in two intramontane basins of the Central Andes (Southern Peru). Intern. Symp. « Magmatic Evolution of the Andes », PICG 120, Chili.
- MAROCCO (R.), SEMPERE (Th.), CIRBIAN (M.) et 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. Sc.*, Paris, t. 304, Série II, n° 18 : 1139-1143.

- MARSHALL (W.B.) et BOWLES (E.O.), 1932. — New fossil freshwater mollusks from Ecuador. *Proc. US Natl. Mus.*, vol. 82, Art. 5, n° 2946 : 1-7.
- MARTINEZ (C.), 1980. — Structure et évolution de la chaîne hercynienne et de la chaîne andine dans le nord de la Cordillère des Andes de Bolivie *Trav. et Doc. ORSTOM*, n° 119, 352 p.
- MÉGARD (F.), 1978. — Étude géologique des Andes du Pérou central. *Mém. ORSTOM* n° 86, 310 p.
- MÉGARD (F.), 1984. — The Andean orogenic period and its major structures in central and northern Peru. *J. Geol. Soc. London*, vol. 141 : 893-900.
- MÉGARD (F.), 1987. — Cordilleran Andes and marginal Andes : a review of Andean geology north of the Arica elbow (10° S). Circum-Pacific orogenic belts and evolution of the Pacific Ocean basin J.W.H. Monger et J. Francheteau, eds., 1987. *Geodynamics Series*, vol. 18 : 71-95. *Amer. Geophys. Union, Washington*.
- MÉGARD (F.) et LEBRAT (M.), 1986. — Geoquímica de los conjuntos pre-orogénicos cretácicos y/o eoterciarios del Ecuador. Coloquio « Ecuador 86 ». *Cultura Rev. Banc. Centr. Ecuador*, vol. 1 : 171-182.
- MÉGARD (F.), MAROCCO (R.), VICENTE (J.), MUNOZ (C.), PASTOR (R.) et MÉGARD - GALLI (J.), 1983. — Apuntes sobre la geología de Lircay (Huancavelica, Peru central). El plegamiento tardihercínico y las modalidades del plegamiento andino (fase Quechua). *Bol. Soc. Geol. Peru*, n° 71 : 255-262.
- MÉGARD (F.), NOBLE (D.C.), McKEE (E.H.) et BELLON (H.), 1984. — Multiple pulses of Neogene compressive deformation in the Ayacucho intermontane basin, Andes of central Peru. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 95 : 1108-1117.
- MERCIER (J.L.), 1984. — La déformation des continents au voisinage des marges convergentes. *Bull. Soc. Géol. France*, (7), t. XXVI, n° 3, 551-556.
- MINSTER (J.B.) et JORDAN (T.H.), 1978. — Present day plate motions. *J. Geol. Res.*, vol. 83 : 5331-5354.
- MOBERLY (R.), SHEPHERD (G.L.) et COULBOURN (W.T.), 1982. — Forearc and other basins, continental margin of northern and southern Peru and adjacent Ecuador and Chile. In : Leggett J.K., ed. *Sedimentation and tectonics on modern and ancient active plate margins*. *Geol. Soc. London. Spec. Publ.*, 10 : 576 p.
- NILSEN (T.H.) et McLAUGHLIN (R.J.), 1985. — Comparison of tectonic framework and depositional patterns of the Hornelen strike-slip basin of Norway and the ridge and little Sulphur Creek strike-slip basins of California. In Biddle K.T. and Christie-Blick N. eds., *Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, special publication n° 37 : 79-103.
- NOBLET (Ch.), 1985. — Étude des bassins intramontagneux andins. Analyse sédimentologique des Couches Rouges sud-péruviennes. ORSTOM, Paris, Rap. ined.
- NOBLET (Ch.), DUGAS (F.) et VERA (R.), 1986. — Sedimentación continental en las cuencas intramontanas terciarias del Ecuador, un análisis preliminar. Coloquio « Ecuador 86 », *Cultura : Rev. Banc. Centr. Ecuador*, vol. 1 : 149-160.
- NOBLET (Ch.), MAROCCO (R.) et DELFAUD (J.), 1987. — Analyse sédimentologique des « Couches Rouges » du bassin intramontagneux de Sicuani (sud du Pérou) *Bull. Inst. Fr. Et. And.*, XVI, n° 1-2 : 55-78.
- NOBLET (Ch.) et MAROCCO (R.), en préparation. — Mégaturbidites continentales : l'exemple du bassin lacustre syntectonique de Cuenca, Equateur (Andes septentrionales).
- PALMER (A.R.), 1983. — The Decade of North American Geology. 1983 geologic time scale. *Geology*, vol. 11, n° 9 : 503-504.
- PARODIZ (J.J.), 1969. — The Tertiary non-marine mollusca of South America. *Ann. Carnegie Mus.* ; vol. 40, 1-242.
- PERRODON (A.), 1983. — Géodynamique des bassins sédimentaires pétroliers. *Bull. Centres rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, 7, 2 : 645-676.
- PILGER (R.H.) Jr., 1983. — Kinematics of the south american subduction zone from global plate reconstructions. In Carre R. ed., *Geodynamics of the Eastern pacific region, the Caribbean and Scotia arc*. *Am. Geophys. Union. Geodynamic series*, vol. 9 : 113-125.
- PILGER (R.H.) Jr., 1984. — Cenozoic plate kinematics, subduction and magmatism : south american Andes. *J. Geol. Soc. London*, vol. 141 : 793-802.
- READING (H.G.), 1986. — Sedimentary environments and facies. 2^e éd., pp. 559, Blackwell Scientific Publications.
- RIBA (O.), 1976. — Tectogenèse et sédimentation : deux modèles de discordances syntectoniques pyrénéennes. *Bull. BRGM (2^e série)*, sect. I, n° 4 : 383-401.
- ROPERCH (P.), MEGARD (F.), LAJ (C.), MOURIER (Th.), CLUBE (T.) et NOBLET (Ch.), 1987. — Rotated oceanic blocks in western Ecuador. *Geophys. Res. Lett.*, 14, 5 : 558-561.
- ROYDEN (L.H.), 1985. — The Vienna basin, a thin-skinned pull-apart basin. In Biddle K.T. and Christie-Blick N. eds., *Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, special publication n° 37 : 319-338.
- SAVOYAT (E.), VERNET (R.), SIGAL (J.), MOSQUERA (C.), GRANJA (J.) et GUEVARA (G.), 1970. — Formaciones sedimentarias de la sierra tectónica andina del Ecuador. Misión del Instituto Frances del Petroleo. Servicio Nacional de Geología y Minería. Quito.
- SHEPPARD (G.), 1934. — Geology of the interandine basin of Cuenca, Ecuador. *Geol. Mag.*, vol. 71, n° 842 : 356-370.
- SIGAL (J.), 1968. — Estratigrafía micropaleontológica del Ecuador, datos anteriores y nuevos. Misión del Instituto Frances del Petroleo. Servicio Nacional de Geología y Minería. Quito.
- SIGAL (J.), 1969. — Quelques acquisitions récentes concernant la chronostratigraphie des formations sédimentaires de l'Équateur. *Rev. Espan. de Micropaleontol.*, vol. 1, n° 2 : 205-236.
- SOULAS (J.P.), 1977. — Les phases tectoniques andines du Tertiaire supérieure, résultat d'une transversale Pisco Ayacucho (Pérou central). *C.R. Acad. Sci. Paris, série D*, t. 284 : 2207-2210.
- STEEL (R.J.) et GLOPPEN (T.G.), 1980. — Late Caledonian (Devonian) basin formation, western Norway : Signs of strike-slip tectonics during infilling. In Ballance P.F. et Reading H.G., eds., 1980, *Sedimentation in Oblique-Slip Mobile Zones* : International Association of Sedimentologists Special Publication, n° 4 : 79-103.
- UNITED NATIONS DEVELOPMENT PROGRAMME, 1969. — Survey of metallic and non-metallic minerals. Coal investigations (operation n° 1, Cuenca-Biblian and Loja). Tech. Rep. U.N. Dev. Programme, Quito — New York n° 1, Annex n° 1.
- Van EYSINGA (F.W.B.), 1978. — Geological time scale. 3^e éd., Elsevier, Amsterdam.
- WOLF (T.), 1892. — Geografía y geología del Ecuador. Brockhaus ed., Leipzig.
- YEATS (R.S.), 1978. — Neogene acceleration of subsidence rates in Southern California. *Geology*, vol. 6 : 456-460.
- YEATS (R.S.), 1983. — Large scale Quaternary detachments in Ventura basin, South Carolina. *J. Geophys. Res.*, 88 : 569-583.