C. R. Acad. Sci. Paris, t. 308, Série II, p. 1459-1465, 1989

Géologie/*Geology*

Les « Couches Chicama » du Nord du Pérou : colmatage d'un bassin né d'une collision oblique au tithonique

Étienne JAILLARD et Javier JACAY

Résumé — Dans le Nord du Pérou, les « Couches Chicama » enregistrent, au-dessus de dépôts lagunaires d'âge probablement tithonique inférieur, la création d'un profond bassin turbiditique d'âge tithonique supérieur, interprêté comme un *pull-apart* résultant de la collision oblique dextre du bloc allochtone « Amotape ». Au Berriasien (?), des grès lithiques deltaïques d'origine septentrionale cachètent la collision, mais enregistrent des mouvements tectoniques, peut-être décrochants. Ces événements sont scellés par les grès valanginiens d'origine orientale.

The "Chicama Beds" of Northern Peru: in-filling of a trough originated by oblique collision during tithonian times

Abstract — *In Northern Peru, the "Chicama beds" begin with lagoonal deposits of probable early Tithonian age, and then record the creation of a deep turbiditic trough of late Tithonian age, which is interpreted as a pull-apart basin originated by the dextral oblique collision of the "Amotape" terrane. By Berriasian times (?), North-proceeding deltaic sands conceal the collision, but record tectonic, perhaps wrenching movements. These events are postdated by the Valanginian, East-proceeding sandstones.*

Abridged English Version — In Peru, late Jurassic times record tectonic events known as "Nevadan movements" ([1], [2]), among which it is worth to point out: (1) the development of a volcanic arc of early late Jurassic age in Northern Peru and Ecuador [4]; (2) the kimmeridgian "Araucan" phase recorded in the Southern areas [5]; (3) the opening, in the Lima area, of an intracontinental marginal basin, partly of late Berriasian age ([6], [7], [8]); and (4) the collision of allochtonous terranes North of 6°S ([9], [10], [11]), peculiarly the Amotape terrane of Northern Peru [4]. Through a sedimentological and stratigraphic study of the Tithonian "Chicama beds" [12] of Northern Peru (*Fig.* 1), the age and significance of these events can be refined.

I. THE TITHONIAN-BERRIASIAN SERIES OF NORTHERN PERU. — The following succession can be recognized, but for its base, which is unknown (*Fig.* 2) :

(*a*) The *Simbal formation* starts with shales, silts, limestones and gypsum of barrier-lagoon environment. It ends up with a 150 m-thick sequence of basin sandy black shales which yielded a Tithonian ammonite (det. Riccardi). The Simbal fm can be correlated with the early Tithonian Jahuay and Gramadal fms of Southern Peru ([1], [13]).

The overlying *Chicama group* includes three formations :

(*b*) The *Punta Moreno fm* begins with a 800 m-thick series of agrading turbidites, which overlies the Simbal fm through a polygenic conglomerate. The facies grades SSW-ward from coarse, olistolite-bearing upper fan deposits, into classical mid-fan turbidites. This is corroborated by the SSW-ward paleoslope and paleocurrent measurements (*Fig.* 2). Reworked material is almost only of volcanic origin. The lack of any volcanic flow indicates that the detritics proceed from the erosion of the inactive Jurassic volcanic arc (epiclastic rocks). Scarce ammonites indicate a Tithonian age (det. Riccardi).

The Punta Moreno fm ends up by 800 m of interbedded black shales, volcanogenic arenites and conglomerates showing limestone blocks and sliding features (*Fig.* 2). They are

Note présentée par Jean AUBOUIN.

0249-6305/89/03081459 $2.00 © Académie des Sciences

Fonds Documentaire ORSTOM
Cote : B*19765 Ex :

no 46
Fonds Documentaire ORSTOM

interpreted as slope-deposits coeval with tectonic instability. The rich ammonite fauna indicates a late Tithonian age (det. Enay).

(*c*) The *Zapotal fm* (400 to 500 m) consists of basin or prodelta black shales. Our ammonite collection documents a late Tithonian age (det. Enay), although Berriasian fauna has also been reported ([8], [14]).

(*d*) The *Tinajones fm* sharply overlies the Zapotal fm (*Fig.* 2). It is poorly dated as late Tithonian-early Neocomian [15], and can be considered as Berriasian in age. The lower *Salavin member* (400 m) comprises North-proceeding felsic sandstones, chanelized conglomerates, and plant-bearing shales of deltaic to coastal environments. It exhibits numerous extensional synsedimentary tectonic features. The upper *Huancay member* (0 to 200 m) consists of plant-bearing red to black shales and sandstones of probable fluvial to deltaic environment, but it is often eroded beneath the overlying formation.

(*e*) The Valanginian *Chimu fm* disconformably overlies the Chicama group [3] (*Fig.* 2). The disconformity can be considered as close to the Berriasian-Valanginian boundary, according to the fauna yielded by correlative formations of the Lima area ([6], [8]).

II. Tectono-sedimentary interpretations. — Such a succession characterizes the fast in-filling of a trough created and controlled by NNE-trending faults (*Figs.* 3 and 4). The closeness of the coastline indicated by the presence of plant remnants throughout the series favours this hypothesis. The 1,800 m-thick late Tithonian deposits indicate a very high sedimentation rate (300 to 600 m/M.a.), suggesting a pull-apart setting.

Thus, the birth of the Chicama trough seems to be linked with the oblique "collage" of allochtonous terranes, the collision of some of them being dated as 142-126 M.a. [11] (Kimmeridgian to Valanginian after [17]), and postdated by 132 to 125 M.a. metamorphic cooling ages [10] (Berriasian to Valanginian after [17]). The collision of the Amotape terrane of Southern origin [4] would have induced a strong dextral-shear regime along the NNE-trending Ecuadorian margin, which can explain in turn the birth of the Chicama pull-apart (*Fig.* 4).

The sands of the Berriasian (?) Tinajones fm indicate that cristalline basements were submitted to erosion farther North by that time. These source areas are the recently collided Amotape block, and the Ecuadorian Cordillera (*Fig.* 4). If so, the collision took place before Tinajones times. Nevertheless, the extension recorded by the Tinajones fm suggests that movements (wrenching?) still carried on during Berriasian times.

Finally, the East-proceeding Valanginian sands conceal these events, and display a marked paleogeographic change (*Fig.* 4).

III. Conclusions. — The Chicama sedimentation seems to have recorded the accretion of the Amotape allochtonous terrane close to the early-late Tithonian boundary. Subsequent movements (wrenching?) may have carried on by Berriasian times, but ceased before Valanginian times. Such tectonic events are clearly posterior to the Kimmeridgian "Araucan" tectonics ([5], [20]), as well as to the Callovian-Kimmeridgian (160-145 M.a.) "Nevadan orogeny" [21]. In contrast, they could be related to the "Pre-Neocomian" tectonic phase reported in Chile [22].

Au Pérou, le Jurassique supérieur est caracterisé par différents événements tectoniques ou « épirogéniques » [« mouvements névadiens » des auteurs ([1], [2])] qui se traduisent le plus souvent sur le terrain par des discordances, des érosions ou des lacunes scellées par les grès clairs et massifs du Néocomien [3]. Par ailleurs, des études récentes ont

montré qu'au Jurassique supérieur se produisaient d'importants événements géodynamiques, parmi lesquels : (1) le développement, dans le Nord du Pérou et en Équateur, d'un arc volcanique partiellement daté du Callovien et de l'Oxfordien [4] (*fig.* 1); (2) la « phase araucane » d'âge kimméridgien qui se traduit dans le Sud du Pérou et en Bolivie par des dépôts gréso-conglomératiques [5]; (3) l'ouverture en extension d'un bassin marginal intracontinental dans la région de Lima ([6], [7]), dont les produits sont datés à leur sommet du Berriasien supérieur [8]; et (4) la collision, depuis le Nord du Pérou jusqu'à la Colombie, de terrains allochtones vers la limite Jurassique-Crétacé ([9], [10], [11]), en particulier le bloc « Amotape » du Nord du Pérou [4].

Dans le Nord du Pérou, les « Couches Chicama » (*fig.* 1) étaient datées depuis longtemps du Tithonique [12]. L'étude sédimentologique de ces dépôts permet de dater, et de préciser l'importance et la signification de ces événements.

I. La série tithonique-berriasienne du Nord du Pérou. — Le levé détaillé de deux grandes coupes à Punta Moreno et Simbal (*fig.* 1) permet de définir la succession suivante (*fig.* 2) :

(*a*) *La formation Simbal* constitue la base visible de la série dont la base est inconnue. Sa partie inférieure comprend 400 m de grès et d'argiles, intercalés de lentilles de gypse et de lits de calcaires à fréquentes laminations algaires, représentant des séquences de barrière et lagon. Elle se termine par 150 m d'argiles noires à minces bancs de grès qui marquent un net approfondissement des milieux de dépôt (*fig.* 2). Ce dernier niveau a fourni un *Substeueroceras* sp. du Tithonique (det. Riccardi). Par ailleurs, la formation Simbal étant surmontée par du Tithonique supérieur, elle peut être considérée comme équivalente aux formations gréso-carbonatées datées du Tithonique inférieur dans le Sud du Pérou (Fm Jahuay et Gramadal, [1], [13]).

La suite de la série, que nous proposons d'appeler *groupe Chicama*, comporte trois formations nettement distinctes.

(*b*) *La formation Punta Moreno* comprend deux termes. Le premier est une séquence d'agradation de turbidites d'environ 800 m d'épaisseur, qui surmonte la formation Simbal par l'intermédiaire d'un conglomérat grossier polygénique (*fig.* 2). Du Nord au Sud, on passe de dépôts proximaux à conglomérats de type « debris-flow », olistolites et discordances internes (7°30′S), à des turbidites classiques de cône médian (9°S). Les figures sédimentaires indiquent des courants et une pente vers le SSW (*fig.* 2). Les éléments remaniés sont presqu'exclusivement d'origine volcanique, mais comprennent aussi quelques galets de calcaire probablement d'âge triasico-liasique. L'absence de coulées volcaniques et de progradation nette dans la séquence suggère qu'il s'agit des produits du remaniement de l'arc jurassique devenu inactif (sédiments épiclastiques). De rares ammonites mal conservées indiquent un âge Tithonique-Berriasien (*Berriasellidé, Neocosmoceras sp.?*, det. Riccardi).

Ces turbidites sont surmontées par 800 m d'argiles noires alternant avec des grès lithiques et des conglomérats contenant des blocs calcaires décimétriques à plurimétriques, et souvent associés à des glissements (*fig.* 2). Ces dépôts (contourites, chenaux et dépôts de pente) sont attribués à une sédimentation de talus contemporaine d'une instabilité tectonique. Outre d'abondants restes végétaux, ce niveau a fourni de nombreuses ammonites du Tithonique supérieur (*Micracanthoceras, Himalayites, Aulacosphinctes, Moravisphinctes, Substeueroceras*, det. Enay).

(*c*) *La formation Zapotal* comprend 400 à 500 m d'argiles noires à minces intercalations de grès fins, d'ambiance confinée de bassin ou de prodelta (*fig.* 2). Cette formation a

livré de nombreuses ammonites du Tithonique supérieur (*Durangites, Micracanthoceras, Himalayites, Parodontoceras, Paraulacosphinctes, Protacanthodiscus, Substeueroceras*, det. Enay). Néanmoins des études antérieures signalent également la présence du Berriasien ([8], [14]).

(*d*) *La formation Tinajones*, datée plus au Nord du Tithonique supérieur-Néocomien inférieur [15], peut être considérée comme d'âge berriasien *p. p.* Elle surmonte en contact brutal la formation Zapotal (*fig.* 2), et comprend deux membres : *Le membre Salavin* est constitué de 400 m de grès lithiques, de microconglomérats parfois chenalisés à éléments volcaniques, et d'argiles rouges à débris de plantes. Les paléocourants indiquent une alimentation septentrionale, et les milieux de dépôts évoluent du deltaïque au littoral (*fig.* 2). Cette séquence est marquée par de nombreuses manifestations de tectonique synsédimentaire distensive. Elle passe graduellement au *membre Huancay* sus-jacent, qui consiste en 200 m d'argiles rouges et noires à restes végétaux et à lits de grès lithiques sombres. Ces dépôts, mal exposés évoquent une sédimentation fluvio-deltaïque, et n'ont pas fourni de fossiles. Ils sont fréquemment érodés sous les grès Néocomiens discordants avec lesquels ils étaient confondus jusqu'à présent.

(*e*) La transgression de ces derniers (fm Chimu, *fig.* 2) peut être datée de la limite Berriasien-Valanginien, grâce aux faunes du Valanginien inférieur à moyen qu'ils ont livré dans la région de Lima ([6], [8]) où ils surmontent les formations du bassin marginal datées du Berriasien terminal [8].

II. Interprétation tectono-sédimentaire. — La succession observée (*fig.* 2) est typique d'une séquence de colmatage (agradation) d'un bassin créé par failles (*fig.* 3), telle qu'il en a été décrit, par exemple dans le Sud du Pérou [16]. L'abondance de débris végétaux dans toute la série, en indiquant la proximité d'un rivage, renforce cette hypothèse. Par ailleurs, l'axe NNE-SSW du bassin, parallèle à celui de la Cordillère équatorienne, suggère qu'il était limité par des failles de même direction (*fig.* 4). Enfin, la courte durée de vie du bassin et le très fort taux de sédimentation indiqués par les données paléontologiques (1 800 m pour le seul Tithonique supérieur, soit environ 500 m/M.a. selon [17]), milite en faveur d'une situation en *pull-apart basin.* Nous interprêtons donc ce bassin comme né du jeu décrochant de failles de direction NNE-SSW.

La création d'un tel bassin à cette époque dans le Nord du Pérou doit être rapprochée de la collision du bloc « Amotape » [4]. En effet, la subduction semblait s'opérer alors vers le NE ([4], [11]), provoquant à la fois l'ouverture du bassin marginal de Lima, et, au Nord de 6°S, la collision oblique de terrains allochtones provenant du Sud. Ces collages sont datés par les âges de refroidissement du métamorphisme associé (132, 125 M.a.) [10] (Berriasien-Valanginien selon [17]), et par la fenêtre magmatique observée en Colombie entre 142 et 124 M.a. [11] (Kimméridgien à Valanginien selon [17]). La création du bassin serait alors liée au jeu décrochant dextre de grandes failles parallèles à la marge équatorienne, jeu provoqué par la collision oblique du bloc « Amotape » le long de cette marge [4] (*fig.* 4). Les importantes émissions basaltiques et rhyolitiques observées en Équateur dans le prolongement Nord du bassin (fm Misahualli, *fig.* 4), et datées de la limite Jurassique-Crétacé par des pollens et des âges radiométriques [18], pourraient également être liées au jeu de ces failles.

L'arrivée au Berriasien de grès lithiques deltaïques provenant du Nord (fm Tinajones, *fig.* 2 et 4) montre que des éléments de socle cristallin y étaient alors à l'érosion. Il ne peut s'agir que du bloc « Amotape », et/ou de la Cordillère équatorienne, tectonisés précédemment. On peut donc considérer qu'au Berriasien, la collision a déjà eu lieu.

Néanmoins, la tectonique distensive enregistrée par la formation Tinajones suggère que des mouvements (décrochants?) se poursuivaient au Berriasien (*fig.* 3 et 4).

Enfin, les grès deltaïques valanginiens cachètent ces événements (*fig.* 4). La pureté et la très bonne sélection de ces dépôts d'origine orientale ([3], [19]) montrent qu'ils résultent de l'érosion de socles cristallins situés loin à l'Est, c'est-à-dire très probablement les boucliers guyannais et brésilien. Ils sont donc à mettre en relation avec un changement paléogéographique à l'échelle du continent, et probablement lié au rifting Sud-Atlantique.

III. CONCLUSIONS. — L'analyse du bassin Chicama permet de mettre en évidence la succession suivante d'événements (*fig.* 4) : (1) vers la limite Tithonique inférieur-supérieur se crée un bassin turbiditique d'axe NNE-SSW. Il est interprété comme un bassin en pull-apart né de la collision oblique dextre du bloc « Amotape », collision qui peut donc être datée de cette époque (136 M.a. selon [17]). (2) Au Berriasien, un regain d'activité tectonique (décrochante?) provoque et accompagne l'arrivée de grès deltaïques qui scellent la collision. (3) Vers la limite Berriasien-Valanginien, des grès d'origine orientale cachètent ces événements.

Ces derniers sont donc nettement postérieurs, à la fois à la phase « araucane » d'âge kimméridgien enregistrée plus au Sud ([5], [20]), et à l'« orogenèse névadienne » définie en Amérique du Nord où elle est datée [21] de 160-152 M.a. ou de 150-144 M.a., selon les endroits (Bathonien supérieur à Kimmeridgien basal selon [17]). En revanche elle peut être rapprochée de la phase « infra-néocommienne » reportée au Chili [22].

Ce travail a été mené à bien grâce à l'Institut français d'Études Andines et à son directeur Y. Saint-Geours à qui vont nos sincères remerciements. Nous remerçions également A. C. Riccardi (La Plata, Argentine) et R. Enay (Lyon, France) pour la détermination des nombreuses ammonites. Enfin la révision de ce manuscrit a grandement bénéficié des remarques stimulantes d'un critique anonyme.

Note remise le 19 décembre 1988, acceptée après révision le 20 mars 1989.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

[1] W. RÜEGG, *Bol. Soc. geol. Peru*, 36, 1961, p. 203-208.

[2] F. MÉGARD, *Mem. O.R.S.T.O.M.*, n° 86, 1978, 310 p.

[3] V. BENAVIDES, *Amer. Museum Nat. Hist. Bull.*, n° 108, 1956, p. 352-494.

[4] T. MOURIER et coll., *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), IV, 1988, p. 69-79; T. MOURIER et coll., *Earth Planet. Sc. Lett.*, 88, 1988, p. 182-192; et T. MOURIER, *Thèse Sci. Univ. Paris-Sud, Orsay*, 1988, 275 p.

[5] T. SEMPERE et coll. 8° *Cong. geol. Chileno*, Santiago, 1988, p. H 37-H 65.

[6] R. RIVERA et coll., *Bol. Soc. geol. Peru*, 45, 1975, p. 159-196.

[7] M. P. ATHERTON et coll., *Nature*, 305, 1983, p. 303-306; et M. P. ATHERTON et coll., *in* W. S. PITCHER et coll. éd., *Magmatism at a Plate Edge: the Peruvian Andes*, Blackie and Halsted Press, New York 1985, p. 47-58.

[8] J. WIEDMANN, 1° *Cong. Latino-americano Paleont.*, 5, 1978, p. 103-119, Buenos-Aires, 1981.

[9] W. J. MCCOURT et coll., *J. geol. Soc. London*, 141, 1984, p. 831-845; et J. BOURGOIS et coll., *in :* A. MASCLE éd.: *Géodynamique des Caraïbes*, Technip, Paris, 1985, p. 475-493.

[10] T. FEININGER, *Canadian J. Earth Sci.*, 24, 1987, p. 115-142.

[11] J. A. ASPDEN et coll., *J. geol. Soc. Londres*, 144, 1987, p. 893-905.

[12] O. WELTER, *N. Jb. Min. Geol. Paläont.*, 1, 1913, p. 28-42; R. STAPPENBECK, *Geol. m. Paläont. Abhand.*, neue ser., 16/4, 1929, p. 305-355; et A. COSSIO et H. JAEN, *Bol. INGEMMET*, n° 17, 141 p., 5 cartes h.t., Lima, 1967.

[13] J. CALDAS, *Bol. INGREMMET*, n° 30(A), 78 p., 3 cartes h.t., Lima, 1978; et J. C. VICENTE, in: *Cuencas sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur*, 1, p. 319-351, Buenos-Aires, 1981.

[14] O. F. GEYER, *Zbl. Geol. Paläont.*, 1, (3-4), 1983, p. 335-350.

[15] J. J. WILSON, *Bol. INGEMMET*, n° 38, (A), 103 p, 9 cartes h.t., Lima, 1984; et E. J. COBBING et coll., *Overseas Memoir*, n° 5, Inst. geol. Sci., 143 p., Londres, 1981.

[16] J. C. VICENTE et coll., 5e *Cong. Latino-americano geol.*, Buenos-Aires, 1981, 1, 1982, p. 121-153.
[17] B. U. HAQ et coll., *Science*, 235, 1987, p. 1156-1167.
[18] C. R. BRISTOW et R. HOFFSTETTER, *Internat. Stratig. Lex.*, 5 a 2, 410 p., C.N.R.S., Paris, 1977.
[19] M. MARTINEZ, *Bol. Soc. geol. Peru*, 67, 1980, p. 85-96.
[20] J. AUBOUIN et coll., *Rev. géog. phys. géol. dyn.*, (2), 15, 1973, p. 11-72.
[21] R. V. INGERSOLL et R. A. SCHWEICKERT, *Tectonics*, 5, 1986, p. 901-912.
[22] A. MPODOZIS et S. RIVANO, 1° *Cong. Geol. Chileno*, 1, 1976, p. B 57-B 68, Santiago; et O. JENSEN et J. C. VICENTE, *Communicaciones*, n° 27, 1979, p. 19-40, Santiago.

E. J. : *Institut Dolomieu, rue Maurice-Gignoux*, 38031 *Grenoble Cedex;*
J. J. : *Institut français d'Études Andines, Casilla* 18-1217, *Lima* 18, *Pérou.*

EXPLICATIONS DE LA PLANCHE

Fig. 1. — Schéma de localisation. 1, Affleurements des « Couches Chicama »; 2, Affleurements et extension probable de l'arc volcanique callovo-oxfordien.

Fig. 1. — Location sketch. 1, Outcrops of the "Chicama beds"; 2, Outcrops and probable extension of the Callovian-Oxfordian volcanic arc.

Fig. 2. — Colonne stratigraphique des « Couches Chicama », et interprétation sédimentologique. 1, Matériel volcanique remanié, et blocs calcaires; 2, Conglomérats; 3, Grès; 4, Silts; 5, Argiles; 6, Calcaires; 7, Évaporites; 8, Paléopente; 9, Paléocourants.

Fig. 2. — Stratigraphic log and sedimentological interpretations of the "Chicama beds". 1; Reworked volcanics (epiclastites), with limestone blocks; 2; Conglomerates; 3; Sandstones; 4; Silts; 5; Shales; 6; Limestones; 7; Evaporites; 8; Paleoslope; 9; Paleocurrents.

Fig. 3. — Coupe géologique interprétative de la marge Nord-péruvienne vers la fin du Berriasien. A, Bloc Amotape; C.E., Cordillière équatorienne; Jv, Arc volcanique callovo-oxfordien; P.M., fm Punta Moreno; S, fm Simbal; T, fm Tinajones; Tr-L : Calcaires triasico-liasiques; Z, fm Zapotal.

Fig. 3. — Interpretrative geological section of the North-Peruvian margin by late Berriasian times. A, Amotape terrane; C.E., Ecuadorian Cordillera; Jv, Jurassic volcanic arc; P.M., Punta Moreno fm; S, Simbal fm; T, Tinajones fm; Tr-L, Triassic-Liassic limestones; Z, Zapotal fm.

Fig. 4. — Interprétation de l'évolution paléogéographique de la marge nord-péruvienne du Tithonique supérieur au Valanginien. 1, Socles émergés; 2, Arc volcanique jurassique; 3, Turbidites (fm Punta Moreno); 4, Bassin marginal; 5, Sédimentation continentale; 6, Argiles et grès noirs; 7, Volcanisme actif (fm Misahualli); 8, Grès deltaïques; 9, Fosse de subduction.

Fig. 4. — Interpretative paleogeographic evolution of the North-Peruvian margin from Late Tithonian to Valanginian times. 1, Emerged basements; 2, Jurassic volcanic arc; 3, Turbidites (Punta Moreno fm); 4, Marginal basin; 5, Continental sedimentation; 6, Black shales and sands; 7, Active volcanism (Misahualli fm); 8, Deltaic sandstones; 9, Trench.

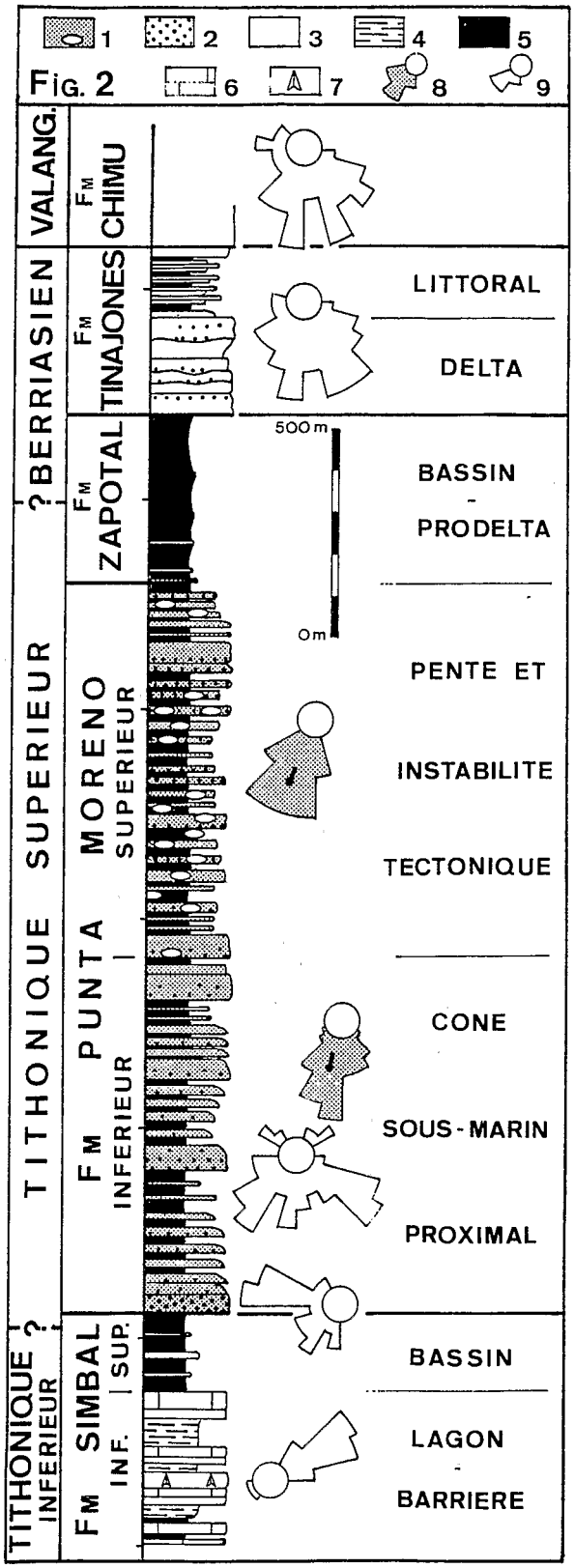


Fig. 2
1
2
3
4
5
6
7
8
9
VALANG.
FM CHIMU
BERRIASIEN
FM TINAJONES
LITTORAL
DELTA
? BERRIASIEN
FM ZAPOTAL
500 m
0m
BASSIN - PRODELTA
TITHONIQUE SUPERIEUR
FM MORENO SUPERIEUR
PENTE ET INSTABILITE TECTONIQUE
FM PUNTA INFERIEUR
CONE SOUS-MARIN PROXIMAL
TITHONIQUE ? INFERIEUR
FM SIMBAL INF. SUP.
BASSIN LAGON - BARRIERE

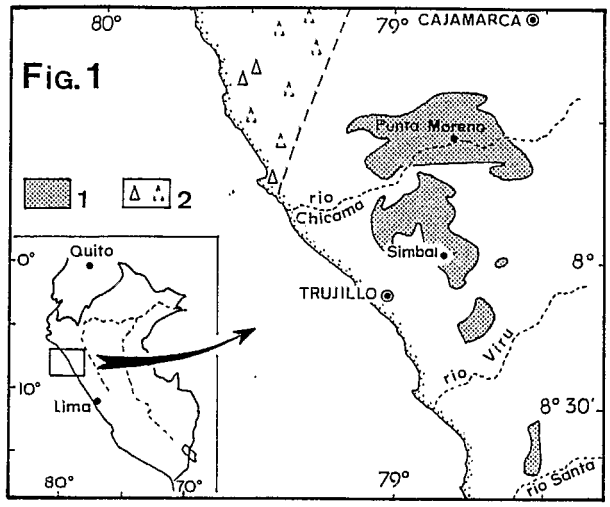
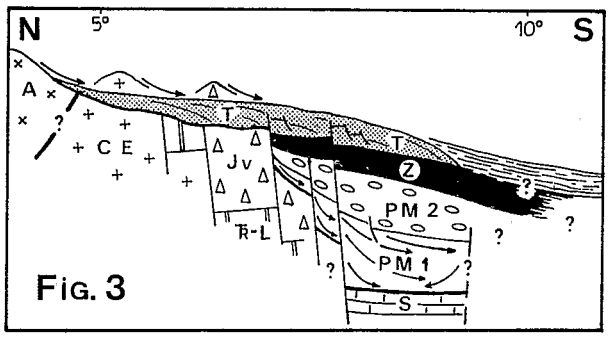


Fig. 1
80°
79° CAJAMARCA
Punta Moreno
rio Chicama
Simbal
TRUJILLO
rio Virú
8°
8° 30'
rio Santa
79°
1
2
Quito
0°
10°
Lima
80°
70°


N
5°
10°
S
A
C E
Jv
T
Z
PM 2
PM 1
S
Fig. 3

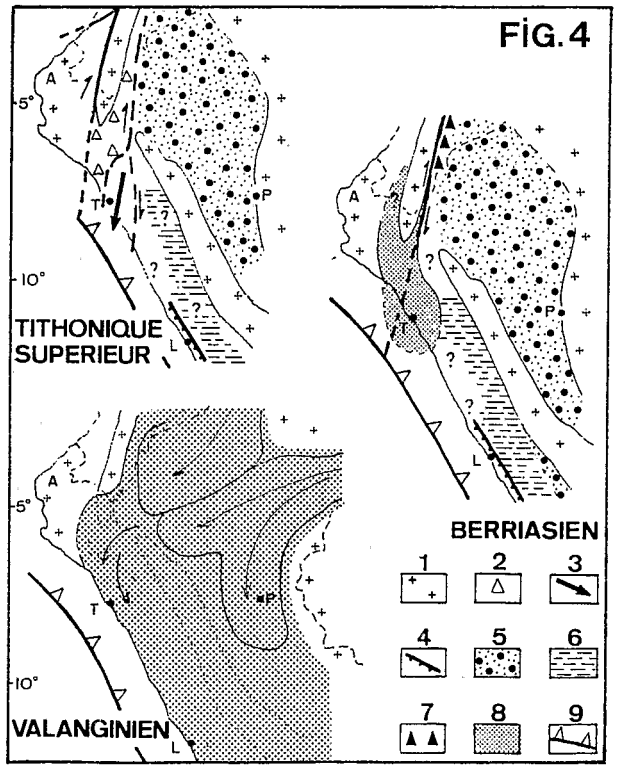


Fig. 4
5°
10°
TITHONIQUE SUPERIEUR
BERRIASIEN
VALANGINIEN
1
2
3
4
5
6
7
8
9