

L'évolution tectonique de la marge péruvienne au Sénonien et Paléocène et ses relations avec la géodynamique

par ETIENNE JAILLARD*

Mots clés. – Crétacé supérieur, Paléogène, marge active péruvienne, phase tectonique, subsidence, géodynamique.

Résumé. – Au Sénonien et au Paléocène, la marge continentale active du Pérou enregistre à la fois des transgressions marines, des lacunes sédimentaires et/ou des érosions pouvant intéresser une grande partie de la marge, et des déformations tectoniques en compression affectant surtout sa partie sud (limites Turonien-Coniacien et Coniacien-Santonien, Campanien supérieur et limite Paléocène-Eocène). L'analyse de ces phénomènes conduit à distinguer plusieurs causes géodynamiques indépendantes. Le début de la compression à long terme coïncide avec le début de la dérive vers l'ouest de la plaque sud-américaine. Les déformations en compression du Sud-Ouest du Pérou expliquent à la fois la surrection de cette zone par épaississement crustal, et la subsidence de l'avant-pays par flexion de la lithosphère. Ces phases compressives de courte durée correspondent non pas à des périodes de subduction rapide, mais à des variations, positives ou négatives, dans la vitesse de convergence. Enfin, les lacunes sédimentaires observées dans le Nord-Est du Pérou peu déformé paraissent résulter d'une lente surrection à grande échelle, et seraient dues au ralentissement de la convergence à partir du Sénonien.

The Senonian to Palaeocene tectonic evolution of the Peruvian margin and its relationships with geodynamics

Key words. – Late Cretaceous, Palaeogene, Peruvian active margin, Tectonic phases, Subsidence, Geodynamics.

Abstract. – During Senonian-Palaeocene times, the Peruvian continental active margin records marine transgressions, sedimentary gaps which can affect the whole margin, and compressive tectonic deformations, mostly in southern Peru (Turonian-Coniacian and Coniacian-Santonian boundaries, late Campanian, Palaeocene-Eocene boundary). The analysis of these phenomena led to distinguish several independent geodynamic factors. The beginning of the long-termed compressive regime in the Peruvian margin coincides with the start of the westward shift of the South American plate. The compressive deformations of southwestern Peru can account for both, the uplift of these zones by crustal thickening, and the subsidence of the foreland by lithospheric flexure. The short-lived compressive phases do not correlate with fast convergence periods, but rather with positive or negative variations in the convergence rate. Finally, the sedimentary gaps observed in the northeastern, non deformed part of Peru, are interpreted as the result of a progressive, long-termed and large-scale uplift, and may be due to the slowing down of the subduction rate during Senonian times.

INTRODUCTION

Les Andes sont considérées comme un orogène lié à la subduction de la plaque océanique pacifique (ou paléo-pacifique) sous la marge continentale sud-américaine. Pourtant, l'ensemble de la marge andine n'a commencé à émerger qu'au Crétacé supérieur, alors que la subduction était active depuis le Jurassique supérieur [Jaillard *et al.*, 1990], voire le Lias ou le Permien [Mégard, 1978]. Pour tenter de cerner les facteurs déterminant l'orogène, il importe donc d'étudier l'âge et la nature des événements tectoniques andins et d'analyser leurs relations avec les processus géodynamiques.

Au Crétacé, la marge péruvienne comprend (fig. 1) : (1) une zone côtière mal connue car constituée principalement de roches d'âge anté-crétacé ; (2) un bassin occidental mobile et subsident, rempli d'une épaisse série marine (actuelle Cordillère occidentale) ; (3) un seuil positif à sédi-

mentation réduite (Cordillère orientale nord-péruvienne et sud-ouest de l'Altiplano péruano-bolivien actuels) ; et (4) un bassin oriental à sédimentation terrigène marine et continentale (zone subandine et « Oriente » actuels), dont seule la bordure occidentale affleure bien dans la partie nord-est de l'actuel Altiplano péruvien.

Le cycle sédimentaire crétacé débute en fait au Jurassique terminal par des événements tectoniques globalement distensifs, associés à une reprise du volcanisme d'arc (Kimmeridgien ? – Berriasien, Jaillard *et al.* [1990]). Cette tectonique détermine le cadre paléogéographique qui contrôlera la sédimentation et la subsidence crétacées [Jaillard, 1993]. La topographie accidentée qui en résulte est remblayée par le dépôt, entre le Valanginien et l'Aptien, de grès fluvio-deltaïques [Batty et Jaillard, 1989 ; Moulin, 1989]. Cette dernière période est caractérisée par l'absence de volcanisme sur la marge, et par un contexte général en distension.

*-ORSTOM, UR-1H, 213 rue La Fayette, 75480 Paris cedex 10, France et : Mission ORSTOM, Apdo 17.11.6596, Quito, Ecuador.
Manuscrit déposé le 12 septembre 1992, accepté le 1^{er} juin 1993.

Fonds Documentaire ORSTOM



010019741

Fonds Documentaire ORSTOM

Cote: B*19741 Ex: unique

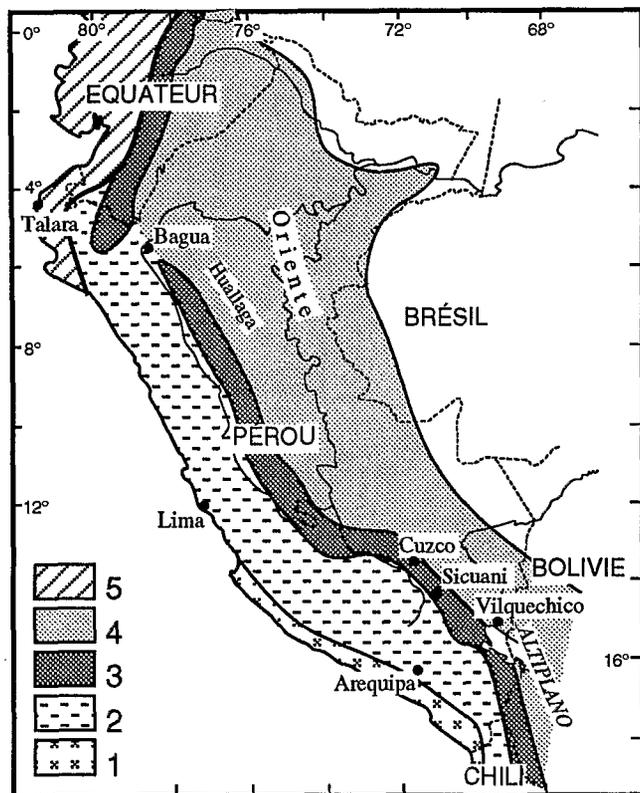


Fig. 1. – Paléogéographie de la marge péruvienne au Crétacé et localisation des principales localités citées dans le texte.

1 : zone côtière ; 2 : bassin occidental ; 3 : seuil axial ; 4 : bassins orientaux ; 5 : terrains accrétés.

Fig. 1. – Paleogeographic sketch of the Peruvian margin during Cretaceous times and location of the main cited localities.

1 : coastal area ; 2 : western trough ; 3 : axial swell ; 4 : eastern basin ; 5 : accreted terranes.

La grande transgression du Crétacé « moyen » donne lieu au dépôt de séquences de plate-forme carbonatée (Aptien supérieur-Turonien [Benavides, 1956; Jaillard et Sempere, 1989] et à la reprise du magmatisme [Soler et Bonhomme, 1990]. La paléogéographie et la subsidence suivent grossièrement le même schéma qu'au Crétacé inférieur. L'activité à l'Albien d'un important arc volcanique, est suivie de la mise en place du batholite côtier. Cette période enregistre successivement une légère distension à l'Aptien supérieur-Albien basal, puis des déformations compressives épisodiques à l'Albien [Cobbing *et al.*, 1981] interprétées comme résultant de décrochements senestres [Soler, 1991], et enfin, une phase compressive à l'Albien supérieur-Cénomannien inférieur (phase Mochica de Mégard [1984]; Jaillard [1993]).

Au Sénonien inférieur, l'émersion progressive et diachrone de la marge péruvienne provoque l'installation d'une sédimentation principalement continentale, qui a été interprétée comme la conséquence de la « phase péruvienne » [Steinmann, 1929]. La présence d'ammonites santoniennes juste sous les sédiments continentaux dans le nord du Pérou [Benavides, 1956], et celle de charophytes sénoniens vers la base des Couches rouges dans le centre a conduit à dater

cette phase tectonique du Santonien supérieur [Mégard, 1978]. Néanmoins, son âge et ses modalités restent très mal connus.

Des études récentes ont permis de préciser considérablement la stratigraphie et l'évolution tectono-sédimentaire des dépôts sénoniens et paléocènes du Pérou. Le but de ce travail est donc d'abord, de préciser l'âge et la nature des événements tectoniques du Sénonien-Paléocène sur la marge péruvienne en s'affranchissant autant que possible des particularités régionales, d'analyser la modification du cadre paléogéographique et les modalités de la subsidence, puis de discuter leurs relations possibles avec l'évolution géodynamique.

II. – ÉVOLUTION SÉDIMENTAIRE ET TECTONIQUE DE LA MARGE PÉRUVIENNE AU SÉNONIEN ET PALÉOCÈNE

Les données paléontologiques et stratigraphiques ayant été exposées en détail par ailleurs [Mourier *et al.*, 1988; Jaillard et Sempere, 1989; Naeser *et al.*, 1991; Jaillard *et al.*, 1993; Gayet *et al.*, 1993], on se contentera de rappeler le cadre stratigraphique adopté, qui se base sur des corrélations biostratigraphiques et séquentielles (fig. 2). Le principal problème était de corréler les niveaux marins sénoniens bien datés du nord avec les formations principalement continentales du Sud péruvien. Pour ce faire, les milieux de dépôts étant partout très peu profonds, on a supposé que les minces intercalations marines correspondaient à des maxima de transgression synchrones, et pouvaient donc servir de niveau-repères. Les dépôts du Sénonien reposent sur les calcaires de plate-forme du Turonien qui ne sont bien datés que dans le nord du Pérou [Benavides, 1956; Janjou, 1981]. Dans le sud, des calcaires à position stratigraphique et à caractéristiques sédimentologiques analogues (Fms Arcurquina et Ayavacas, Benavides [1962]), ainsi que des grès rouges marins (Gp Cotacucho supérieur, Newell [1949]) ont été attribués au Turonien [Jaillard et Sempere, 1989]. Les dépôts du Sénonien-Paléocène peuvent être divisés en cinq mégaséquences, certaines pouvant comprendre des séquences d'ordre inférieur.

A) La mégaséquence coniacienne

La transgression du Coniacien inférieur n'est bien datée que dans le nord et l'est du Pérou par une riche association d'ammonites [Benavides, 1956; Wilson, 1963; Seminario et Guizado, 1976]. Dans le sud, on lui attribue des argiles continentales à minces intercalations marines locales et rares charophytes du Crétacé supérieur (Fms Chilcane, Vilquechico inférieur, fig. 2).

Cette mégaséquence est marquée par l'apparition sur l'ensemble de la marge d'argiles rouges à jaunes, qui contrastent avec les dépôts carbonatés sous-jacents. Le Crétacé supérieur étant une période relativement humide [Hallam, 1985], l'arrivée des argiles pourrait s'expliquer par l'augmentation des précipitations qui favoriseraient leur mobilisation. Néanmoins, l'abondance des évaporites dans le sud du Pérou et en Bolivie à cette même époque [Sempere, 1993] plaide en faveur d'un climat semi-aride. Les apports argileux proviennent donc de l'érosion d'un do-

NORD DU PÉROU		ÂGES	SUD DU PÉROU		
Bassin occidental	Bassin oriental		Bassin occidental	Seuil	Bassin oriental
Chota 50 [5] Rentema 54 [3] Pozo basal [4]		EOCENE	Toquepala 70-60 [10]	Puna Cancha (?)	Muñani
	Yahuarango [4]	PALEOCENE			Chilca
Fundo el Triunfo [3]	Casa Blanca Huchpayacu Cachiyacu Vivian [4]	MAASTRICHT.	Uchurca ?	Soncco K'ayra [9] sup.	sup. [8]
sup. [3]		CAMPANIEN	Querque [6]	Yuncaypata [7] moy.	Vilquechico [8] moy.
Celendín [1] inf.	Chonta sup. [2]	SANTONIEN	Chilcane	inf. [7]	inf.
Cajamarca [1]	Chonta moy. [2]	CONIACIEN	Arcurquina	Ayavacas	Cotacucho sup. (?)
		TURONIEN			

	A		B		C		D		E	54	F		G	(?)	H	[5]	I
--	---	--	---	--	---	--	---	--	---	----	---	--	---	-----	---	-----	---

FIG. 2. - Corrélations et attributions stratigraphiques des principales unités sédimentaires sénoniennes et paléocènes de la marge péruvienne. A : ammonites ; B : poissons ; C : charophytes ; D : pollens ; E : dinosauriens ; F : datations radiométriques ; G : lacunes stratigraphiques ; H : attribution incertaine ; I : références : [1] : Benavides [1956] ; [2] : Seminario et Guizado [1976] ; [3] : Mourier *et al.* [1988] ; Naeser *et al.* [1991] ; [4] : Müller et Aliaga [1981], Gutierrez [1982] ; [5] : Noble *et al.* [1990] ; [6] : Vicente [1981] ; [7] : Carlotto [1992] ; [8] : Jaillard *et al.*, 1993 ; [9] : Córdova [1986], Noblet *et al.* [1987] ; [10] : Beckinsale *et al.* [1985].

FIG. 2. - Age and correlations of the main Senonian to Palaeocene sedimentary units of the Peruvian margin. A : ammonites ; B : fish remains ; C : charophytes ; D : palynomorphs ; E : dinosaurs ; F : radiometric ages ; G : stratigraphic gaps ; H : uncertain attribution ; I : references : [1] : Benavides [1956] ; [2] : Seminario et Guizado [1976] ; [3] : Mourier *et al.* [1988], Naeser *et al.* [1991] ; [4] : Müller et Aliaga [1981], Gutierrez [1982] ; [5] : Noble *et al.* [1990] ; [6] : Vicente [1981] ; [7] : Carlotto [1992] ; [8] : Jaillard *et al.* [1993] ; [9] : Córdova [1986], Noblet *et al.* [1987] ; [10] : Beckinsale *et al.* [1985].

maine récemment soulevé. La source ne semble pas pouvoir être constituée par les boucliers brésilien et guyanais, puisque c'est en grès qu'ils alimentent les dépôts marins du sud-est du Pérou depuis le Crétacé inférieur jusqu'au Turonien (?) (Gp Cotacucho, fig. 2 et 3). Les argiles rouges coniaciennes (?) proviendraient donc plus probablement de zones côtières comme le nord du Chili actuel, émergé depuis le Crétacé moyen, voire le Jurassique supérieur [Riccardi, 1988].

Au Turonien, la sédimentation est partout de milieu marin peu profond. Au Coniacien, les milieux de dépôts, franchement marins au nord et au nord-est, passent progressivement vers le sud et le sud-ouest à des environnements lagunaires ou continentaux à évaporites. La régression enregistrée dans le sud du Pérou ne peut donc pas être attribuée à une baisse eustatique globale, puisque celle-ci aurait eu les mêmes effets partout. D'autre part, alors que le taux de subsidence diminue sensiblement dans le nord du Pérou, il augmente dans le sud et surtout en Bolivie [Sempere, 1993]. Enfin, la tendance régressive de la séquence, marquée par l'absence de faune marine du Coniacien supérieur dans le nord du Pérou, ou par des dépôts continentaux fins dans le sud du bassin oriental, est marquée dans le Sud-Ouest péruvien par l'apparition de grès ou conglomérats fluviaux (fig. 3). Dans ces sédiments, de légères discordances progressives dues à un basculement vers le nord-est, et les paléocourants qui tournent progressivement du sud-ouest vers le nord-ouest ou le nord-est (fig. 3), indiquent la naissance d'un relief situé au sud-ouest de la zone [Jaillard, 1993].

B) La mégaséquence du Santonien-Campanien supérieur

Celle-ci comprend au moins deux séquences d'ordre inférieur. La première débute par une transgression marine, datée dans le nord du Pérou, par une association d'ammonites du Santonien inférieur [Benavides, 1956 ; Wilson, 1963 ; Seminario et Guizado, 1976 ; Bengtson, *in* Mourier *et al.*, 1988]. Dans le sud du Pérou, une transgression importante lui est corrélée, grâce à la présence locale d'ammonites (Fm Querque, Vicente [1981]) et de poissons ou foraminifères marins (Fms Omoye et Vilquechico moyen, fig. 2 et 3). Les sédiments, déposés en milieu marin peu profond et confiné, indiquent que le bassin est en cours de fermeture. La diminution de la profondeur de dépôt du nord au sud du Pérou persiste mais est moins accentuée. Dans le sud du bassin oriental, la base de la séquence est localement soulignée par des grès continentaux, pouvant constituer un écho de la phase du Coniacien supérieur (Vilquechico moyen, Jaillard *et al.*, [1993], fig. 3). La partie supérieure y est caractérisée jusqu'en Bolivie par des évaporites qui passent vers le haut à des dépôts fins de plaine d'inondation. Dans le sud-ouest du Pérou (Arequipa, fig. 1), cette séquence serait représentée par des dépôts lacustres fins, traduisant une période de calme tectonique (fig. 3).

La deuxième séquence, plus mince, commence par une transgression représentée par un niveau marin décimétrique qui, dans le nord du Pérou, a fourni très localement une association d'ammonites du Campanien moyen [Bengtson, *in* Mourier *et al.*, 1988] (fig. 4). Dans le sud du Pérou, elle

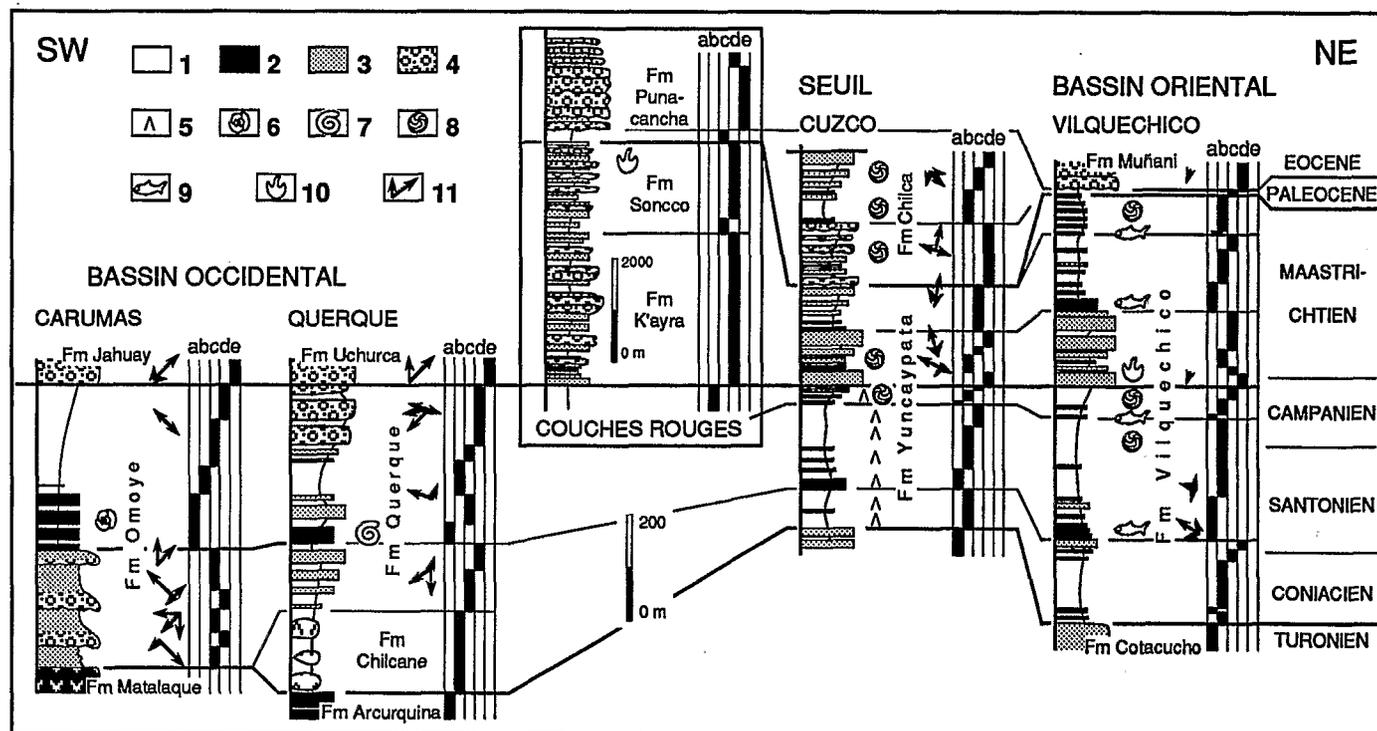


FIG. 3. — La sédimentation sénonienne dans le sud du Pérou. Localisation sur les fig. 3 et 5. (Couches rouges : d'après Córdova [1986]; Cuzco : d'après Carlotto [1992]).

1 : argiles ; 2 : calcaires ; 3 : grès ; 4 : conglomérats ; 5 : évaporites ; 6 : foraminifères ; 7 : ammonites ; 8 : charophytes ; 9 : poissons ; 10 : traces de dinosauriens ; 11 : paléocourants. Milieux sédimentaires : a : marin ; b : lacustre ou plaine côtière ; c : plaine d'inondation ; d : fluviale ; e : cône alluvial.

FIG. 3. — The Senonian sedimentation in southern Peru. Location on fig. 3 and 5. (Red Beds : after Córdova [1986]; Cuzco : after Carlotto [1992]). 1 : shales ; 2 : limestones ; 3 : sandstones ; 4 : conglomerates ; 5 : evaporites ; 6 : foraminifers ; 7 : ammonites ; 8 : charophytes ; 9 : fish remains ; 10 : dinosaurian trackways ; 11 : paleocurrents. Sedimentary environments : a : marine ; b : lacustrine to coastal plain ; c : alluvial plain ; d : fluvial ; e : alluvial fan.

est matérialisée par un mince niveau marin très constant, associé à des charophytes, et contenant des mollusques marins et un sélacien également présent dans le niveau à ammonites du nord du Pérou (Fms Vilquechico moyen et Yuncaypata moyen, Jaillard *et al.* [1993]) (fig. 2 et 3). Probablement par suite d'érosions, cette séquence est inconnue dans une grande partie du bassin oriental [Seminario et Guizado, 1976] (fig. 4), où les grès du Campanien terminal-Maastrichtien reposent directement sur les marnes santoniennes, voire localement, sur les marnes du Turonien inférieur (Equateur [Faucher *et al.*, 1971]). Dans la région d'Arequipa, cette séquence paraît représentée par des dépôts fluviaux grossiers grano- et stratocroissants mal datés, indiquant une reprise de l'activité tectonique (au cours du Campanien ?, fig. 3). Dans le sud du Pérou, des failles syn-sédimentaires inverses indiquent une compression SW-NE, compatible avec l'orientation NNE-SSW des dykes clastiques mesurés plus au nord-est [Jaillard, 1993], si l'on considère que ces derniers se sont formés parallèlement à la direction de compression [Winslow, 1983].

C) La phase majeure du Campanien supérieur

La phase du Campanien supérieur est bien exprimée dans le sud du Pérou. Dans la région d'Arequipa, d'épais conglomérats grossiers de cône alluvial, non datés, reposent en discordance sur le Turonien ou le Sénonien inférieur (Fm Uchurca [Vicente *et al.*, 1979; Vicente, 1981]), et ont été attribués sans arguments paléontologiques au Campano-Maastrichtien [Jaillard et Sempere, 1989]. Les paléocourants indiquent la proximité au sud-ouest d'un relief important [Jaillard, 1993] (fig. 3). Cette dernière observation, ainsi que la localisation de ces dépôts au front actuel du chevauchement de Lluta d'âge crétacé supérieur [Vicente, 1989], suggèrent que ce dernier s'est mis en place au Campanien supérieur. Sur la bordure du bassin occidental se crée le bassin très subsident de «Cuzco-Sicuani» [Córdova, 1986; Noblet *et al.*, 1987] (fig. 3), interprété comme un bassin lié à des décrochements dextres [Noblet, 1985], et dont le contenu est actuellement charrié sur la série du Sénonien-Paléocène de Cuzco [Carlotto, 1992].

Sur le seuil positif et dans tout le domaine oriental, depuis l'Equateur jusqu'en Bolivie, cette phase est marquée par l'arrivée brutale de grandes quantités de sables reposant en discordance régionale (Orient), parfois légèrement angulaire, sur les argiles sous-jacentes (Fms Vivian, Vilquechico supérieur et Yuncaypata supérieur, fig. 3) [Jaillard *et al.*, 1993]. Dans les Andes du Pérou central, la phase tardi-campanienne se traduirait par la généralisation du dépôt des «Couches rouges» continentales datées par des charo-

phytes sénoniens [Mégard, 1978]. Enfin, dans le nord-ouest du Pérou, le dépôt de conglomérats campaniens discordants (Fms Sandino et Tablonas) [Olsson, 1944] marque la création du bassin d'avant-arc de Talara et la surrection du massif côtier des Amotape [Séranne, 1987; Jaillard, 1993].

D) La mégaséquence du Campanien terminal-Maastrichtien

Cette séquence n'est bien connue que dans le bassin oriental et sur le seuil axial, où elle est caractérisée par l'abondance des grès, conséquence de la phase tardi-campanienne. Des faunes de sélaciens et dinosauriens sont associées à des charophytes et des pollens maastrichtiens qui permettent des corrélations à l'échelle des Andes centrales [Jaillard *et al.*, 1993; Gayet *et al.*, 1991] (fig. 3 et 4). Trois séquences d'ordre inférieur ont été reconnues. La première date du Campanien terminal ou du Maastrichtien (Fm Vivian) [Seminario et Guizado, 1976; Müller et Aliaga, 1981], tandis que la seconde et la troisième séquence sont d'âge maastrichtien [Müller et Aliaga, 1981; Jaillard *et al.*, 1993].

Dans le bassin oriental, la première séquence, essentiellement gréseuse et fluvio-deltaïque, admet une intercalation marine à saumâtre dans son premier tiers (Fms Vivian, Vilquechico supérieur, fig. 3 et 4). La deuxième séquence est la mieux marquée [Jaillard et Sempere, 1989]. Elle débute par des argiles et calcaires marins (Fm Cachiyacu) et se poursuit par des sédiments fins de lacs ou de plaine d'inondation (Fms Huchpayacu, Vilquechico supérieur). La troisième séquence est marquée par des calcaires lacustres (Fm Vilquechico supérieur, fig. 3) ou des grès fins fluvia-

tiles (Fm Casa Blanca, fig. 4). Des dykes sédimentaires indiquent une distension WNW-ESE et/ou une compression NNE-SSW [Jaillard, 1993] (fig. 5).

Sur le seuil axial, des conglomérats fluviaux qui restent des os de vertébrés et des croûtes algaires lacustres, témoignent de l'érosion d'un domaine continental proche situé plus au sud (Fm Fundo el Triunfo, fig. 4). En effet, les paléocourants indiquent une alimentation méridionale à Bagua [Mourier *et al.*, 1988] comme à Cuzco [Carlotto, 1992]. Plus à l'ouest, en bordure du bassin occidental, le bassin de Cuzco-Sicuani est rempli par 4 000 à 6 000 mètres de dépôts fluviaux grossiers s'écoulant vers le nord (fig. 3). La partie inférieure (Fms K'ayra et Soncco), dont le sommet contient des traces de dinosaures [Noblet, 1985; Córdova, 1986; Noblet *et al.*, 1987], semble correspondre à cette mégaséquence. Les discordances progressives enregistrées par ces sédiments indiquent une compression NE-SW [Córdova, 1986; Noblet *et al.*, 1987] (fig. 5) et une situation de bassin d'avant-pays situé sur des décrochements dextres [Noblet, 1985].

Dans la région d'Arequipa, 1 500 mètres de conglomérats grossiers de cônes alluviaux non datés (Fm Uchurca, Vicente [1981], fig. 3) pourraient correspondre à une partie au moins de cette séquence. Le Maastrichtien supérieur voit le début de l'activité d'un important arc volcanique continental (70 Ma, Fm Toquepala) [Beckinsale *et al.*, 1985].

E) La mégaséquence paléocène

Dans le nord-est du Pérou, la Fm Yahuarango attribuée au Paléocène contient deux zones de charophytes [Gutierrez, 1982]. Dans les régions de Cuzco [Carlotto, 1992]

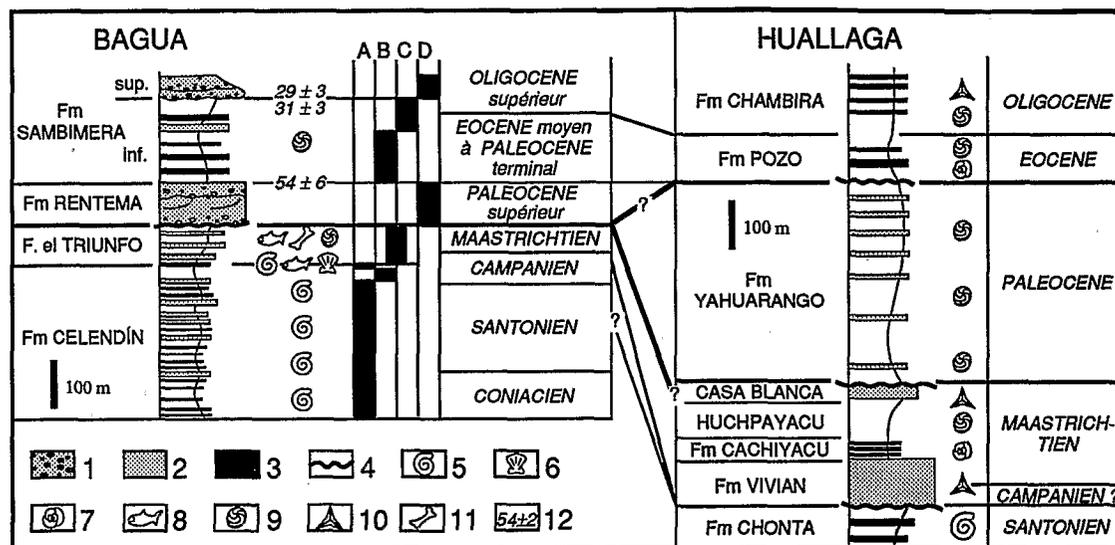


FIG. 4. — La sédimentation du Sénonien-Paléocène dans le nord du Pérou (Bagua, limite est du bassin occidental) et dans le bassin oriental (Huallaga). Localisation sur la fig. 1.

1 : conglomérats ; 2 : grès ; 3 : calcaires ; 4 : discontinuité ; 5 : ammonites ; 6 : mollusques ; 7 : foraminifères ; 8 : poissons ; 9 : charophytes ; 10 : pollens ; 11 : vertébrés ; 12 : datations radiométriques. Milieux sédimentaires : A : marin ; B : lacustre ; C : plaine d'inondation ; D : fluviale.

FIG. 4. — The Senonian-Paleocene sedimentation in northern Peru (Bagua, eastern boundary of the western basin) and in the eastern basin (Huallaga). Location on fig. 1.

1 : conglomerates ; 2 : sandstones ; 3 : limestones ; 4 : disconformity ; 5 : ammonites ; 6 : molluscs ; 7 : foraminifers ; 8 : fish remains ; 9 : charophytes ; 10 : palynomorphs ; 11 : vertebrates ; 12 : radiometric ages. Sedimentary environments : A : marine ; B : lacustrine ; C : alluvial plain ; D : fluvial.

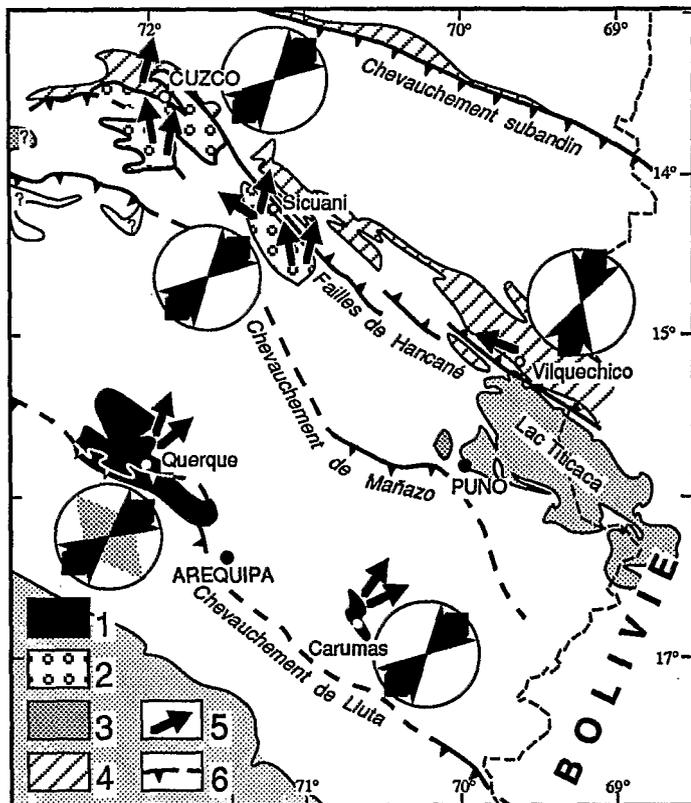


FIG. 5. — Paléogéographie et paléocontraintes au Campanien supérieur-Maastrichtien dans le sud du Pérou.

1 : épais conglomérats grossiers ; 2 : grès conglomératiques fluviatiles très épais ; 3 : faciès continentaux partiellement conglomératiques ; 4 : faciès fins partiellement marins ; 5 : paléocourants ; 6 : principaux accidents andins actuels. Flèches noires épaisses : direction de compression.

FIG. 5. — Late Campanian-Maastrichtian paleogeography and paleostress in southern Peru.

1 : thick, coarse-grained conglomerates ; 2 : very thick fluvial conglomeratic sandstones ; 3 : partly conglomeratic continental facies ; 4 : partly marine fine-grained facies ; 5 : paleocurrents ; 6 : major present-day Andean faults. Heavy black arrows : direction of compression.

(fig. 3) et de Bagua [Naeser *et al.*, 1991] (fig. 4), le Maastrichtien est directement surmonté par des niveaux contenant la deuxième zone de charophytes (*Nitellopsis supraplana*), indiquant l'absence d'une grande partie du Paléocène (et du Maastrichtien terminal?).

Dans le bassin oriental, le Paléocène est représenté par des dépôts détritiques fins de plaine d'inondation ou de lacs (Fms Chilca, Sol, Yahuarango, fig. 3 et 4), mais les données sédimentologiques manquent pour établir l'évolution générale. Cette période pourrait comprendre deux séquences d'ordre inférieur séparées par 10 à 40 mètres d'argiles indurées non calcaires à concrétions ferrugineuses (Fm Sol 2), correspondant à une importante coupure paléontologique [Koch et Blissenbach, 1962], et qui paraît représenter un épais paléosol.

Sur la bordure occidentale du bassin oriental, aux abords du seuil axial, ces dépôts sont réduits voire absents [Bagua, Vilquechico, Naeser *et al.*, 1991; Jaillard *et al.*, 1993] (fig. 3 et 4). Ces lacunes sont au moins en partie attribua-

bles à la régression eustatique générale du Paléocène [Haq *et al.*, 1987], mais leur localisation dans des zones où la sédimentation maastrichtienne était bien développée suggère plutôt une surrection de ces dernières. Sur le seuil axial, la première séquence est constituée, quand elle existe, de grès microconglomératiques fluviatiles paléocènes reposant sur le Maastrichtien partiellement érodé (Cuzco, fig. 3). Une deuxième séquence, strato- et granocroissante, et évoluant depuis des niveaux lacustres à évaporites jusqu'à des argiles et grès fluviatiles [Carlotto, 1992] est plus généralement présente (Fm Chilca, fig. 3). Dans le bassin de Cuzco-Sicuani, des pélites fines de plaine d'inondation, localement absentes (Fm Punacancha inférieure) [Córdova, 1986], sont attribuables au Paléocène (fig. 3).

Sur l'ex-bassin occidental, le volcanisme d'arc cesse au Paléocène supérieur (60 Ma, Fm Toquepala) [Beckinsale *et al.*, 1985]. Aucune donnée fiable n'est disponible concernant d'éventuels sédiments de cet âge. Dans l'état actuel des connaissances, cette période apparaît donc comme une époque de relative tranquillité tectonique seulement marquée par de lentes et/ou faibles surrections, surtout sensibles sur la partie occidentale de la marge.

F) La discordance du Paléocène terminal-Eocène basal

La discontinuité du Paléocène terminal-Eocène inférieur, est datée par paléoflore dans le bassin oriental [Gutiérrez, 1982], et par des datations radiométriques dans le domaine occidental (54 à 49 Ma) [Noble *et al.*, 1990; Naeser *et al.*, 1991]. Elle succède fréquemment aux érosions évoquées précédemment, et traduit une phase tectonique majeure d'âge paléocène supérieur à éocène basal [phase Inca 1 de Mourier, 1988].

Dans le bassin oriental et sur le seuil axial, les pélites paléocènes sont surmontées par des conglomérats fluviatiles discordants (Fm Pozo basal [Gutiérrez, 1982]; Fm Rentema [Naeser *et al.*, 1991]; Fm Muñani, fig. 3 et 4). Dans le bassin de Cuzco-Sicuani, l'arrivée en discordance de conglomérats grossiers à galets volcaniques (Fm Punacancha supérieure [Córdova, 1986; Marocco et Noblet, 1990]) pourrait correspondre à cet événement (fig. 3). Dans la région d'Arequipa, cette discordance n'a pas été reconnue.

Dans l'ex-bassin occidental du nord du Pérou, des plis sont scellés par des conglomérats et coulées volcaniques datés de 50 Ma [Noble *et al.*, 1990]. Dans l'extrême Nord-Ouest péruvien (Talara, fig. 1), les pélites marines paléocènes sont surmontées en discordance par des grès conglomératiques éocènes (Fm basal Salina) [Séranne, 1987].

III. — INTERPRÉTATIONS ET DISCUSSIONS

A) Déformations compressives et surrections

Un événement compressif s'accompagne d'un raccourcissement, et donc d'un épaissement crustal. Ce dernier provoque d'une part, une surrection de la zone déformée; et d'autre part, une flexion de la lithosphère chevauchée et

donc la subsidence de l'avant-pays non déformé [Jordan, 1981; Molnar et Lyon-Caen, 1988].

Dans les secteurs orientaux de la marge andine, la subsidence par flexion sous la charge tectonique explique l'augmentation périodique des taux de sédimentation observée au Sénonien et au Paléogène dans le sud du Pérou (fig. 7) et surtout en Bolivie [Sempere, 1993]. Ces accélérations des taux de sédimentation, consécutives aux événements tectoniques, en sont une conséquence. Mais on observe également d'importantes lacunes sédimentaires.

Les principales lacunes enregistrées dans le domaine oriental concernent d'une part, le Campanien voire le Santonien supérieur et d'autre part, le Paléocène. Ces lacunes ne correspondent à aucun épisode tectonique important, mais précèdent les phases majeures du Campanien supérieur et de la limite Paléocène-Eocène respectivement. Elles ne peuvent donc être considérées comme la conséquence de ces dernières. On ne peut non plus expliquer ces lacunes par l'érosion consécutive à des déformations tectoniques importantes. En effet, l'extension géographique très importante des zones concernées impliquerait un volume considérable de produits remaniés. Or les seuls sédiments détritiques observés sont ceux qui soulignent les reprises de sédimentation. Ces lacunes, même si elles sont amplifiées par d'importantes régressions eustatiques (Campanien supérieur, Paléocène supérieur, Haq *et al.* [1987]), sont donc l'expression d'une diminution de la subsidence, voire d'une légère surrection de la marge péruvienne (fig. 7), et non une conséquence des événements tectoniques du sud du Pérou.

Tectonique en compression d'une part, et surrection ou ralentissement de la subsidence d'autre part, doivent donc être analysés séparément.

B) Les surrections

1) Dans les zones soumises à des déformations compressives (sud du Pérou)

Dans le sud du Pérou, les faciès grossiers apparaissent progressivement du sud-ouest au nord-est, illustrant la progression vers le nord-est de la déformation andine au cours du Sénonien-Paléocène (fig. 3). Ainsi, les faciès conglomératiques fluviatiles apparaissent dans les séquences coniacienne et santono-campanienne de la région d'Arequipa; à la base de la séquence du Campanien terminal-Maastrichtien en bordure du bassin occidental (bassin de «Cuzco-Sicuani»); et à l'Eocène basal dans le bassin oriental (fig. 6).

Parallèlement, la nature des bassins varie selon leur localisation. Les conglomérats grossiers, épais et localisés de la zone d'Arequipa, qui montrent des paléocourants perpendiculaires aux directions andines et de nombreuses déformations synsédimentaires à toutes échelles, ont les caractéristiques d'un remplissage de bassin d'avant-pays, dont l'âge supposé serait campanien terminal-maastrichtien (fig. 3 et 6). Plus au nord-est, les bassins contemporains reçoivent une sédimentation plus fine, avec des paléocourants obliques ou parallèles aux directions andines et quelques discordances progressives à grande échelle. Parmi ceux-ci, le bassin de Cuzco-Sicuani est interprété comme un bassin sur décrochement, lié au jeu dextre [Noblet, 1985] des accidents paléogéographiques séparant le bassin occidental du seuil axial. Sur ce dernier et dans le bassin oriental, le Campanien terminal-Maastrichtien voit se déposer des sédiments fins, partiellement marins, organisés en séquences identifiables sur l'ensemble des Andes centrales (fig. 3 et 6). L'Orient du centre et du nord Pérou ne jouera

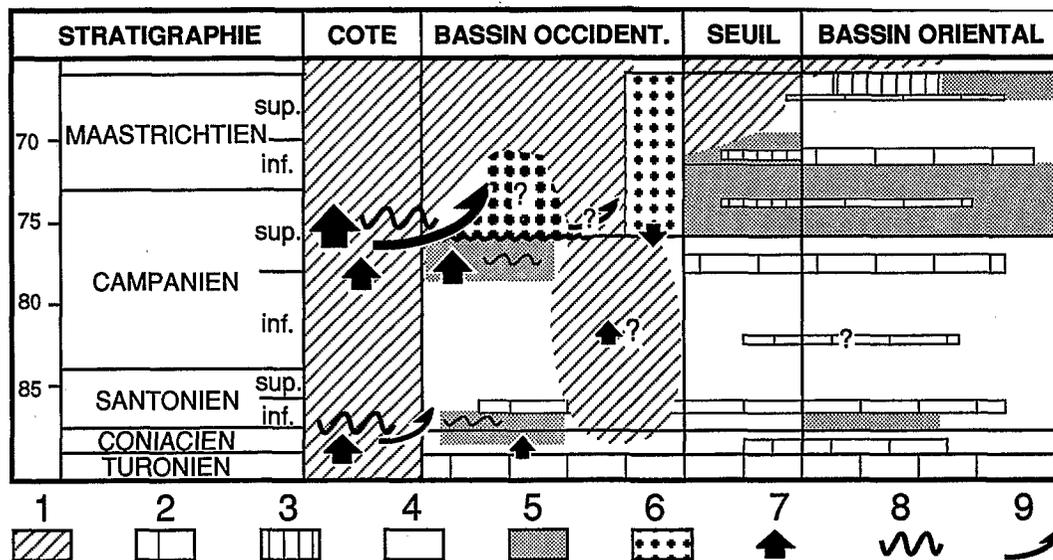


FIG. 6. — Chronologie des événements sédimentaires et tectoniques dans le sud du Pérou.

1 : lacune stratigraphique; 2 : dépôts marins; 3 : dépôts lacustres; 4 : argiles continentales; 5 : grès fluviatiles; 6 : conglomérats et grès; 7 : surrection; 8 : déformations; 9 : chevauchements.

FIG. 6. — The sedimentary and tectonic events in southern Peru.

1 : stratigraphic gaps; 2 : marine deposits; 3 : lacustrine beds; 4 : continental shales; 5 : fluvial sandstones; 6 : conglomerates and sandstones; 7 : uplift; 8 : deformations; 9 : thrusts.

le rôle de bassin d'avant-pays qu'à partir du Paléocène, et surtout de l'Eocène.

Dans le sud du Pérou, la migration des sédiments grossiers et des bassins d'avant-pays, qui traduit la progression vers le nord-est des reliefs créés par la déformation, est donc en accord avec le modèle d'accrétion latérale des orogènes en compression proposé pour les Andes par Suárez *et al.* [1983], et serait lié à un épaissement crustal [Molnar et Lyon-Caen, 1988].

2) Dans les zones peu déformées (nord et est du Pérou)

Dans le nord et l'est du Pérou, les déformations sénoniennes sont très faibles à l'exception du domaine côtier

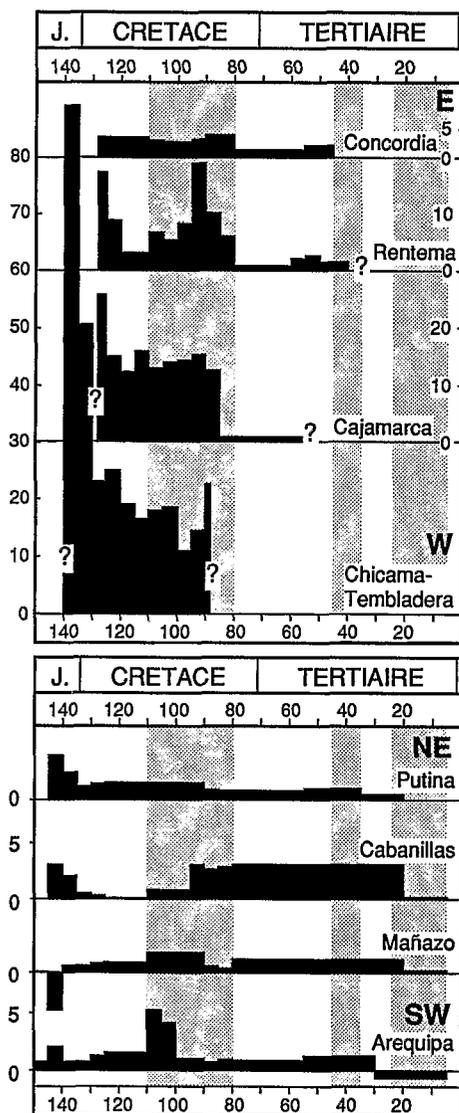


FIG. 7. — Taux de subsidence tectonique en cm/Ma dans le nord (en haut) et le sud du Pérou (en bas).

FIG. 7. — Tectonic subsidence rate in cm/Ma in northern (above) and southern Peru (below).

qui serait affecté de cisaillements [Mourier, 1988]. Aux incertitudes biostratigraphiques près, les maxima transgressifs reconnus dans le nord et l'est du Pérou semblent coïncider avec des épisodes de remontée eustatique globale du niveau marin [Haq *et al.*, 1987] (fig. 8). Néanmoins, leur expression varie au cours du temps. Les transgressions sont d'abord marquées par des niveaux marins francs à ammonites (Coniacien inférieur, Santonien inférieur), puis par de minces intercalations marines à sélaciens, mollusques et très rares ammonites (Campanien moyen, Maastrichtien), enfin, seuls des dépôts lacustres sont visibles (Maastrichtien supérieur-Paléocène). L'épaisseur et l'extension géographique de la tranche d'eau diminue donc à chaque nouvelle transgression affectant le Nord et l'Est péruvien.

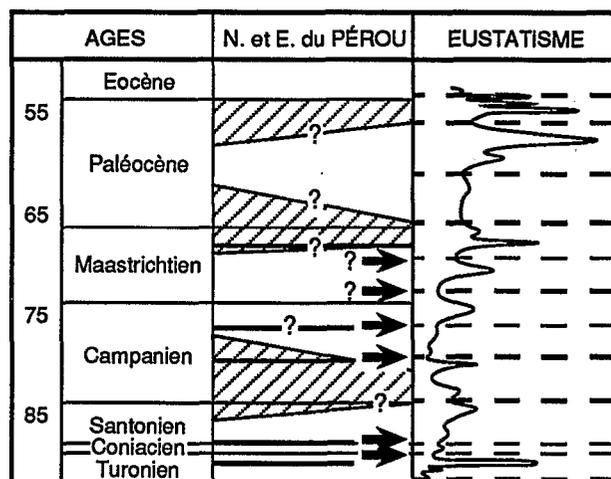


FIG. 8. — Comparaisons entre les transgressions marines du nord et de l'est du Pérou (flèches) et les maxima transgressifs eustatiques globaux (traits pointillés, d'après Haq *et al.* [1987]).

Hachures : lacunes stratigraphiques ; traits gras : limites des séquences décrites dans le texte.

FIG. 8. — Comparisons between the marine transgressions in northern and eastern Peru (arrows) and the global eustatic maximum floodings (dashed lines, after Haq *et al.* [1987]).

Hachured areas : stratigraphic gaps ; heavy lines : sequence boundaries cited in the text.

Ce phénomène ne peut s'expliquer par la baisse eustatique relative du Sénonien supérieur (fig. 8) qu'à l'est du bassin oriental, où la profondeur de dépôt et la subsidence ont été faibles tout au long du Crétacé. On ne peut non plus l'expliquer par une accumulation rapide de produits d'érosion, non compensée isostatiquement, puisque le taux de sédimentation diminue au Sénonien dans le nord du Pérou. Il résulterait donc d'une diminution de la subsidence, voire d'une surrection (fig. 7). La « phase péruvienne » santonienne, définie par la disparition des dépôts marins du domaine andin [Mégard, 1984], ne correspond donc, dans la plus grande partie du Pérou, à aucune phase de déformation, mais résulte de la conjonction de la régression eustatique du Santonien moyen et supérieur d'une part, et d'autre part, d'une nette diminution de la subsidence affectant des zones non déformées jusqu'à une grande distance de la zone de subduction (fig. 7).

C) Relations avec la géodynamique

1) Déformations compressives et géodynamique

Sur une marge continentale active, la compression peut être due à plusieurs facteurs indépendants.

La subduction de reliefs océaniques a pu jouer localement et occasionnellement un rôle [Soler *et al.*, 1989], mais ne peut expliquer ni la répétition des phases compressives, ni leur large extension géographique.

L'apparition d'un régime compressif au sein de la plaque continentale chevauchante pourrait également être favorisée par sa dérive (mouvement absolu) en direction de la zone de subduction. Dans les Andes, comme l'ont noté de nombreux auteurs [e.g. Mégard, 1978; Bourgois et Janjou, 1981; Pardo-Casas et Molnar, 1987; Soler et Bonhomme, 1990], le début de la période orogénique à l'Albien coïncide avec l'ouverture de l'Atlantique Sud au niveau de l'Equateur, et donc avec le début de la dérive vers l'ouest de la plaque sud-américaine. Nos données confirment ces conclusions.

D'après Uyeda et Kanamori [1979] ou Cross et Pilger [1982], la subduction rapide d'une plaque océanique jeune, chaude et légère, s'effectue selon un angle faible du plan de Benioff, qui favorise la déformation en compression de la plaque chevauchante. L'histoire de la subduction sous la marge andine depuis le Crétacé supérieur, quoique comportant d'importantes incertitudes, a été reconstituée par Pardo-Casas et Molnar [1987] et Soler et Bonhomme [1990], et est schématisée sur la figure 9. Le net rajeunissement de la plaque océanique au Crétacé moyen est grossièrement

contemporain de l'apparition de la compression sur la marge andine. Néanmoins, les phases tectoniques du Sénonien-Paléocène surviennent à un moment où la vitesse de convergence diminue alors que l'âge de la plaque océanique augmente (fig. 9), ce qui contredit les modèles classiques. En revanche, les périodes de variations, négatives ou positives, de la vitesse de convergence (accélération non nulle et non constante) au niveau de la zone de subduction coïncident toutes grossièrement avec des phases tectoniques compressives importantes ($\approx 110-105$, ≈ 95 , ≈ 85 , ≈ 75 , et ≈ 50 Ma, fig. 9). Quand la vitesse est constante (accélération nulle), qu'elle soit rapide ($\approx 95-85$ Ma) ou lente ($\approx 75-55$ Ma), on n'observe pas de compressions. Les phases compressives andines de courte durée seraient donc essentiellement contrôlées par les changements dans le taux d'accrétion au niveau des rides océaniques de l'Atlantique Sud et/ou du paléo-Pacifique. Cette interprétation n'est pas contradictoire avec celle proposée récemment par Sébrier et Soler [1991] pour la tectonique andine néogène. Ceux-ci proposent que, durant les périodes sans compression, le mouvement absolu vers l'ouest de la plaque sud-américaine soit compensé par le recul dans la même direction de l'axe de la flexion de la plaque océanique, et donc de la zone de subduction. Les phases compressives proviendraient d'une rupture de cet équilibre dynamique : la zone de subduction restant fixe dans un repère absolu, le mouvement vers l'ouest de la plaque sud-américaine chevauchante serait compensé par le raccourcissement de cette dernière au niveau des Andes [Sébrier et Soler, 1991]. Cette rupture d'équilibre pourrait être due à un changement de la cinématique des plaques océaniques atlantique et/ou pacifique.

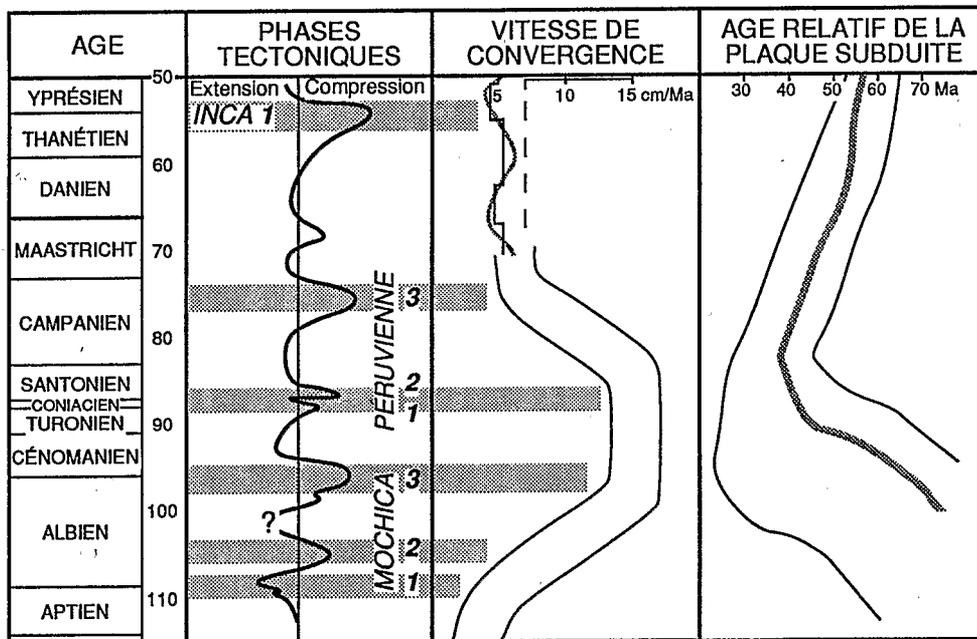


FIG. 9. — Relations entre les phases tectoniques précoces de la marge péruvienne, la vitesse de convergence entre plaques sud-américaine et paléo-Pacifique, et l'âge de la plaque océanique subduite (ces deux derniers paramètres sont pris de Soler et Bonhomme [1990]).

FIG. 9. — Relationship between the early tectonic phases of the Peruvian margin, the convergence rate between South-American and paleo-Pacific plates, and the age of the subducted oceanic slab (the latter subduction parameters are from Soler and Bonhomme [1990]).

Cependant, en raison des importantes marges d'erreurs des reconstitutions géodynamiques pour le Crétacé supérieur et des données stratigraphiques encore imprécises, cette hypothèse devra être vérifiée sur des périodes mieux connues.

2) Surrection à grande échelle et géodynamique

D'après Mitrovica *et al.* [1989], les mouvements verticaux de grande longueur d'onde d'une marge continentale active seraient liés aux convexions lithosphériques induites par les phénomènes thermiques liés à la subduction, et donc aux variations de vitesse de cette dernière. Une accélération de la subduction, en favorisant la convexion sous la plaque chevauchante provoquerait la subsidence à grande échelle de cette dernière. Inversement, le ralentissement (ou l'arrêt) de la subduction, en induisant la diminution (ou la disparition) de la convexion lithosphérique, provoquerait la surrection à grande échelle de la plaque chevauchante.

Sur la marge péruvienne, la subsidence est importante entre l'Aptien supérieur et le Turonien, époque d'accrétion très importante au niveau des rides océaniques, et donc de convergence très rapide au niveau des marges actives (fig. 7 et 9). À l'inverse, la lente surrection de l'ensemble de la marge péruvienne au Sénonien correspond à une période de diminution de la vitesse de convergence, puis de subduction lente (fig. 9). Il semble donc que le modèle de Mitrovica *et al.* [1989] rende compte des variations de subsidence à grande échelle et à long terme observées sur la marge péruvienne. Si tel est le cas, la diminution de la subsidence ou la lente surrection de la marge andine au Sénonien, indépendantes des crises tectoniques compressives, seraient principalement contrôlées par les modalités de la subduction de la plaque paléo-Pacifique.

IV. - CONCLUSIONS

Plusieurs phases tectoniques sont exprimées dans le sud du Pérou. (1) L'événement de la limite Turonien-Coniacien (≈ 89 Ma), responsable de la généralisation des apports argileux et matérialisé par des variations de subsidence, a probablement surtout affecté la zone côtière. (2) Vers la limite Coniacien-Santonien (≈ 88 Ma), la côte sud-péruvienne enregistre une phase compressive, suivie d'une période calme au Santonien-Campanien moyen. (3) La phase majeure du Campanien supérieur ($\approx 76 \pm 2$ Ma) est responsable de chevauchements dans le sud-ouest du Pérou, et, plus au nord-est, de la création de bassins et de la généralisation des apports gréseux au Campanien terminal-Maastrichtien inférieur. (4) Des déformations compressives locales au Maastrichtien (71-65 Ma ?) sont suivies d'une rémission au Paléocène. (5) Vers la limite Paléocène-Eocène

(≈ 55 Ma), une discordance généralisée souligne l'arrivée de dépôts grossiers, traduisant une phase tectonique majeure. L'analyse de ces événements conduit à considérer indépendamment l'installation d'un régime compressif à long terme, les phases compressives de courte durée, et les variations de subsidence ou les surrections.

L'apparition à l'Albien d'un régime globalement compressif durable sur la marge péruvienne ne semble pas dépendre de l'âge de la plaque océanique subduite. En revanche, il coïncide avec l'ouverture de l'Atlantique Sud au niveau de l'Equateur, et donc avec le début de la dérive de la plaque sud-américaine en direction de la plaque océanique.

L'étude des faciès détritiques, des bassins et des structures tectoniques de la marge sud-péruvienne montre que la déformation compressive a progressé vers le nord-est. Le raccourcissement associé explique à la fois la surrection de la partie occidentale de la marge par épaissement crustal, et la subsidence des bassins orientaux par flexure de la lithosphère.

Les phases tectoniques compressives à court terme coïncident, non pas avec des époques de convergence rapide, mais avec des inflexions de la courbe de vitesse de convergence. Lorsque l'accélération est nulle, on observe un calme tectonique. Les déformations en compression coïncideraient donc avec les variations du taux d'accrétion au niveau des rides océaniques atlantique et paléo-pacifique.

Dans le nord et l'est du Pérou, les transgressions eustatiques du Sénonien-Paléocène sont de plus en plus minces et limitées au cours du temps. Ceci est attribué à une diminution de la subsidence voire à une lente surrection sans déformation compressive, qui, conjuguée avec la régression eustatique du Santonien supérieur, suffit à expliquer l'émergence au Santonien d'une grande partie de la marge, autrefois interprétée comme résultant d'une phase tectonique « péruvienne ». Cette lente surrection serait due au ralentissement à long terme de la subduction de la plaque océanique paléo-Pacifique.

Remerciements. - Ce travail a été effectué au cours de missions de terrain financées par l'Institut Français d'Études Andines (IFEA) de Lima et par l'Institut Français de Recherches Scientifiques pour le Développement en Coopération-ORSTOM (Paris), et auxquelles C. Ángeles, M. Batty, J. Cárdenas, V. Carlotto, A. Córdova, J. Jaçay et G. Santander ont activement participé. Il n'aurait pu aboutir sans les nombreuses discussions avec T. Sempere, l'aide de G. Thomas et J. Delfaud pour les calculs de subsidence, et les déterminations de M. Feist et N. Grambast-Fessard, P. Bengtson, H. Cappetta, J.-P. Lefranc et P. Ellenberger. Enfin, il a bénéficié des remarques constructives de J. Bourgeois et M. Sébrier.

Références

- BATTY M. & JAILLARD E. (1989). – La sedimentación neocomiana (Jurásico terminal-Aptiano) en el Sur del Perú. In : L.A. SPALLETTI Ed., Contribuciones de los simposios sobre el Cretácico de América latina. – Buenos-Aires, A75-A88.
- BECKINSALE R.D., SANCHEZ-FERNANDEZ A.W., BROOK M., COBBING E.J., TAYLOR W.P. & MOORE N.D. (1985). – Rb-Sr whole-rock isochron and K-Ar age determinations for the Coastal Batholith of Peru. In : W.S. PITCHER, M.P. ATHERTON, E.J. COBBING & R.D. BECKINSALE Eds., Magmatism at a plate edge, the Peruvian Andes. – Blackie, Glasgow and Halsted Press, New York, 177-202.
- BENAVIDES V. (1956). – Cretaceous system in northern Peru. – *Amer. Mus. Nat. Hist. Bull.*, **108**, 352-494.
- BENAVIDES V. (1962). – Estratigrafía pre-Terciaria de la región de Arequipa. – *Bol. Soc. geol. Perú*, **38**, 5-63.
- BOURGOIS J. & JANJOU D. (1981). – Subduction océanique, subduction continentale et surrection andine : l'exemple du Pérou septentrional. – *C.R. Acad. Sci.*, Paris, (II), **293**, 859-864.
- CARLOTTO V. (1992). – Relations entre sédimentation, paléogéographie et tectonique dans la région de Cuzco (sud du Pérou) entre le Jurassique supérieur et l'Eocène. – DEA, Univ. Grenoble I, 73 p., inédit.
- COBBING E.J., PITCHER W.S., WILSON J.J., BALDOCK J.W., TAYLOR W.P., McCOURT W. & SNELLING N.J. (1981). – The geology of the western Cordillera of northern Peru. – *Inst. Geol. Sci., Overseas Mem.*, **5**, 143 p.
- CÓRDOVA E. (1986). – Un bassin intramontagneux andin péruvien. Les Couches Rouges du bassin de Cuzco (Maastrichtien-Paléocène). – Thèse 3^e cycle, Univ. Pau, 272 p.
- CROSS T.A. & PILGER R.H. (1982). – Controls of subduction, location of magmatic arcs, and tectonics of arc and back-arc regions. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **93**, 545-562.
- FAUCHER B., VERNET R., BIZON G., BIZON J.J., GREFOFF N., LYS M. & SIGAL J. (1971). – Sedimentary formations in Ecuador. A stratigraphic and micropaleontological survey. – Bureau Études Indust. Coop. Inst. Fr. Pétrole (BEICIP), Paris, Quito, 2 vol.
- GAYET M., MARSHALL L.G. & SEMPERE T. (1991). – The Mesozoic and Paleocene Vertebrates of Bolivia and their stratigraphic context : a review. In : R. SUAREZ Ed., Fósiles y facies de Bolivia. – *Rev. Téc. YPF*, **12**, 3-4, 393-433.
- GUTIERREZ M. (1982). – Evaluación potencial petrolífero cuencas Huallaga, Ucayali y Madre de Dios. Zonación bioestratigráfica del intervalo Cretáceo superior-Terciario inferior. – Petroperú, Rapport interne inédit, Lima, 29 p.
- HALLAM A. (1985). – A review of Mesozoic climates. – *J. Geol. Soc. London*, **142**, 433-445.
- HAQ B.U., HARDENBOL J. & VAIL P.R. (1987). – Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. – *Science*, **235**, 1156-1167.
- JAILLARD E. (1993). – Tectonic and geodynamic evolution of the Peruvian margin between Kimmeridgian and Paleocene times. In : J.A. SALFITY Ed., Cretaceous tectonics in the Andes. – *Earth Evol. Sci. Monograph ser.*, Vieweg Publ., Wiesbaden (sous presse).
- JAILLARD E., CAPPETTA H., ELLENBERGER P., FEIST M., GRAMBAST-FESSARD N., LEFRANC J.-P. & SIGÉ B. (1993). – The Late Cretaceous Vilquechico Group of southern Peru. Sedimentology, paleontology, biostratigraphy, correlations. – *Cret. Res.* (sous presse).
- JAILLARD E. & SEMPERE T. (1989). – Cretaceous sequence stratigraphy of Peru and Bolivia. In : L.A. SPALLETTI Ed., Contribuciones de los simposios sobre el Cretácico de América latina. – Buenos-Aires, A1-A27.
- JAILLARD E., SOLER P., CARLIER G. & MOURIER T. (1990). – Geodynamic evolution of the northern and central Andes during early to middle Mesozoic times : a Tethyan model. – *J. Geol. Soc. London*, **147**, 1009-1022.
- JANJOU D. (1981). – Données géologiques pour un modèle d'évolution des Andes nord-péruviennes entre 5°S et 7°S. Les écaïlles du Marañon, le district minier de Hualgayoc et la région de Jaén-Cuertvo. – Thèse 3^e cycle, Univ. Paris VI, 170 p.
- JORDAN T.E. (1981). – Thrust loads and foreland basin evolution, Cretaceous, western United States. – *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **65**, 2506-2520.
- KOCH E. & BLISSENBACH E. (1962). – Las Capas Rojas del Cretáceo superior-Terciario en la región del curso medio del río Ucayali, Oriente del Perú. – *Bol. Soc. geol. Perú*, **39**, 7-141.
- MAROCOCCO R. & NOBLET C. (1990). – Sedimentation, tectonism and volcanism relationships in two Andean basins of southern Peru. – *Geol. Rundsch.*, **79**, 111-120.
- MÉGARD F. (1978). – Etude géologique des Andes du Pérou central. – *Mém. ORSTOM*, **86**, 310 p.
- MÉGARD F. (1984). – The Andean orogenic period and its major structures in central and northern Peru. – *J. Geol. Soc. London*, **141**, 893-900.
- MITROVICA J.X., BEAUMONT C. & JARVIS G.T. (1989). – Tilting of continental interiors by the dynamical effects of subduction. – *Tectonics*, **8**, 1079-1094.
- MOLNAR P. & LYON-CAEN H. (1988). – Some simple physical aspects of the support, structure, and evolution of mountain belts. In : S.P. CLARK *et al.* Eds., Processes in continental lithosphere deformation. – *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*, **218**, 179-207.
- MOULIN N. (1989). – Facies et séquences de dépôt de la plate-forme du Jurassique moyen à l'Albien, et une coupe structurale des Andes du Pérou central. – Thèse Univ. Montpellier, 287 p.
- MOURIER T. (1988). – La transition entre Andes marginales et Andes cordilléranes à ophiolites. Evolution sédimentaire, magmatique et structurale du relai de Huancabamba (3°-8°S, Nord Pérou-Sud Équateur). – Thèse doct. sci., Univ. Paris XI, Orsay, 275 p.
- MOURIER T., BENGTON P., BONHOMME M., BUGE E., CAPPETTA H., CROCHET J.-Y., FEIST M., HIRSCH K., JAILLARD E., LAUBACHER G., LEFRANC J.P., MOULADE M., NOBLET C., PONS D., REY J., SIGÉ B., TAMBAREAU Y. & TAQUET P. (1988). – The Upper Cretaceous-Lower Tertiary marine to continental transition in the Bagua basin, northern Peru. – *Newsl. Stratigr.*, **19**, 143-177.
- MÜLLER H. & ALIAGA E. (1981). – Estudio bioestratigráfico del Cretáceo de la cuenca Marañon. – Petroperú, rapport interne inédit, Lima, 57 p.
- NAESER C.W., CROCHET J.-Y., JAILLARD E., LAUBACHER G., MOURIER T. & SIGÉ B. (1991). – Tertiary fission-track ages from the Bagua syncline (northern Peru). Stratigraphic and tectonic implications. – *J. South American Earth Sci.*, **4**, 61-71.
- NEWELL N.D. (1949). – Geology of the Titicaca region, Peru and Bolivia. – *Geol. Soc. Amer. Mem.*, **36**, 111 p.
- NOBLE D.C., MCKEE E.H., MOURIER T. & MÉGARD F. (1990). – Cenozoic stratigraphy, magmatic activity, compressive deformation, and uplift in northern Peru. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **102**, 1105-1113.
- NOBLET C. (1985). – Analyse sédimentologique des Couches Rouges sud-péruviennes. – ORSTOM-Univ. Pau, rapport inédit, 50 p.

- NOBLET C., MAROCCO R. & DELFAUD J. (1987). – Analyse sédimentologique des « Couches Rouges » du bassin intramontagneux de Si-cuani (Sud du Pérou). – *Bull. Inst. Fr. Ét. And.*, **16**, 55-78.
- OLSSON A.A. (1944). – Contributions to the paleontology of northern Peru. Part VII : The Cretaceous of the Paita region. – *Bull. Amer. Paleontol.*, **28**, 113 p.
- PARDO-CASAS F. & MOLNAR P. (1987). – Relative motion of the Nazca (Farallón) and South America plate since late Cretaceous times. – *Tectonics*, **6**, 233-248.
- RICCARDI A.C. (1988). – The Cretaceous system of southern South America. – *Geol. Soc. Amer. Mem.*, **168**, 161 p.
- SÉBRIER M. & SOLER P. (1991). – Tectonics and magmatism in the Peruvian Andes from late Oligocene time to the present. In : R.S. HARMON & C.W. RAPELA Eds., Andean magmatism and its tectonic setting. – *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*, **265**, 259-278.
- SEMINARIO F. & GUIZADO J. (1976). – Síntesis bioestratigráfica de la región de la Selva del Perú. – *Actas 2do Cong. Latinoamer. geol.*, Caracas 1973, **2**, 881-898.
- SEMPERE T. (1993). – Kimmeridgian (?) to Paleocene tectonic evolution of Bolivia. In : J.A. SALFITY Ed., Cretaceous tectonics in the Andes. – *Earth Evol. Sci., Monograph ser.*, Vieweg Publ., Wiesbaden (sous presse).
- SÉRANNE M. (1987). – Evolution tectono-sédimentaire du bassin de Talara (nord-ouest du Pérou). – *Bull. Inst. Fr. Ét. And.*, **16**, 103-125.
- SOLER P. (1991). – Contribution à l'étude du magmatisme associé aux zones de subduction. Pétrographie, géochimie et géochimie isotopique des roches intrusives sur un transect des Andes du Pérou Central. Implications géodynamiques et métallogéniques. – Thèse doct. sci., Univ. P. et M. Curie, Paris, 950 p.
- SOLER P. & BONHOMME M. (1990). – Relations of magmatic activity to plate dynamics in Central Peru from late Cretaceous to Present. In : S. KAY & C. RAPELA Eds., Plutonism from Antarctica to Alaska. – *Geol. Soc. Amer. Mem.*, **241**, 173-191.
- SOLER P., CARLIER G. & MAROCCO R. (1989). – Evidence for the subduction and underplating of an oceanic plateau beneath the south Peruvian margin during the late Cretaceous : structural implications. – *Tectonophysics*, **163**, 13-24.
- STEINMANN G. (1929). – Geologie von Peru. – Karl Winter ed., Heidelberg, 448 p.
- SUÁREZ G., MOLNAR P. & BURCHFIELD B.C. (1983). – Seismicity, fault-plane solutions, depth of faulting, and active tectonics of the Andes of Peru, Ecuador and southern Colombia. – *J. Geophys. Res.*, **88**, 10403-10428.
- UYEDA S. & KANAMORI H. (1979). – Back-arc opening and the mode of subduction. – *J. Geophys. Res.*, **84**, B3, 1049-1061.
- VICENTE J.-C. (1981). – Elementos de la estratigrafía mesozóica sur-peruana. In : W. VOLKHEIMER & E. MUSACCHIO Eds., Cuencas sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur. – Buenos-Aires, **1**, 319-351.
- VICENTE J.C. (1989). – Early late Cretaceous overthrusting in the western Cordillera of Peru. In : G.E. ERICKSEN, M.T. CAÑAS PINOCHET & J.A. REINEMUND Eds., Geology of the Andes and its relations to energy and mineral resources. – Circum-Pacific Council Energy Min. Resources, Earth Sci. Ser., Houston, **11**, 91-117.
- VICENTE J.C., SEQUEIROS F., VALDIVIA M.A. & ZAVALA J. (1979). – El sobre-escurrimiento de Cincha-Lluta, elemento del accidente mayor andino al noroeste de Arequipa. – *Bol. Soc. geol. Perú*, **61**, 67-99.
- WILSON J.J. (1963). – Cretaceous stratigraphy of the central Andes of Peru. – *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **47**, 1-34.
- WINSLOW M.A. (1983). – Clastic dikes swarms and the structural evolution of the foreland fold and thrust belt of the southern Andes. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **94**, 1073-1080.