

Le Bassin Pisco, bassin cénozoïque d'avant arc de la côte du Pérou central : analyse géodynamique de son remplissage

René MAROCCO⁽¹⁾, Christian de MUIZON⁽²⁾

Résumé : Le Bassin d'avant arc cénozoïque Pisco, de la marge active péruvienne, est la portion méridionale émergée des bassins « off shore » Est Pisco et Lima. Le remplissage est composé de 3 séquences strato- et grano- décroissantes transgressives, correspondant aux formations Paracas, Caballas et Pisco. Les discontinuités majeures séparant les formations sont dues à des mouvements tectoniques (à 30 et 16 Ma. approximativement) qui perturbent la sédimentation en provoquant des régressions temporaires.

Les milieux sédimentaires représentés dans chaque formation, vont de la plage rocheuse agitée à un milieu littoral peu agité de faible profondeur. Le contenu fossilifère (mollusques, vertébrés) permet une datation précise des séries et confirme les déterminations de milieu de dépôt basées sur l'analyse sédimentologique.

Les principales caractéristiques de l'évolution géodynamique du bassin Pisco sont :

- une transgression en trois étapes (les trois formations), séparées par des mouvements tectoniques. Le maximum transgressif se situe au Miocène sup.-Pliocène. Ces transgressions sont contrôlées plus par la tectonique que par l'eustatisme ;
- un taux de sédimentation faible (50 m/Ma.) très inférieur à celui connu dans les bassins intramontagneux andins contemporains (plusieurs centaines de m/Ma.) ;
- le régime tectonique est distensif pendant la sédimentation, entrecoupé de brèves phases de compression ;
- l'activité volcanique contemporaine de la sédimentation, centrée sur l'arc volcanique situé à l'est, est attestée par la grande quantité de cinérite intercalée dans les sédiments. L'abondance de diatomites est en relation avec cette activité volcanique ;
- le climat était probablement désertique, proche des conditions actuelles, ce qui explique que peu ou pas d'apports détritiques continentaux arrivent au bassin.

Mots-clés : Avant arc - Sédimentation littorale - Cénozoïque - Analyse séquentielle - Transgressions - Géodynamique andine - Vertébrés marins.

Abstract : The cenozoic fore arc Pisco Basin of the Central Peruvian margin. Geodynamical analysis of its filling. The Cenozoic fore arc Pisco Basin of the Peruvian active margin, corresponds to the emerged southern part of the off shore East Pisco and Lima basins. The filling of the Pisco Basin consists of 3 upward fining and thinning transgressive sequences that correspond to the Paracas, Caballas and Pisco Formations. The major discontinuities that separate each formation from the other, are originated by tectonic pulses (roughly at 30 and 16 Ma.) that disturb the sedimentation this producing temporary regressions.

(1) Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération (ORSTOM), 213, rue Lafayette, 75480 Paris Cedex 10, France.

(2) Muséum National d'Histoire Naturelle, Institut de Paléontologie UA12 CNRS, 8, rue Buffon, 75005 Paris, France.

Different sedimentary environments are present in the 3 formations from rough rocky shore line. to shallow littoral sea. The paleontological content (molluscs, vertebrates) allows a good datation of the formations and confirms the determination of paleoenvironments by sedimentological analysis.

The main features of the evolution of the Pisco Basin are :

— a three stages transgression (the three formations). Each stage is separated from the other by tectonic activity. The major stage of the transgression occurs during Upper Miocene-Pliocene. Tectonics appears to be more important than eustatism, in the control of the transgression :

— a low ratio of sedimentation (50 m/MA), a ratio inferior to that observed in the contemporaneous intramontane basins (several 100 m/Ma) ;

— the tectonic regime is comunly distensive during the sedimentation and is interrupted only by short compressive tectonic events ;

— the syndimentary volcanic activity (large amouns of cinerites interbedded with marine clastic or biogenic sediments) is centered on the volcanic arc located to the East of the basin. The abundance of diatomites is probably related with the volcanic activity ;

— the climatic environment was probably arid, very close to the present climate. This climatic environment explains the lack of detritic continental sediments in the basin.

Key words : Fore arc - Shave line sedimentation - Cenozoic - Sequential analysis
- Transgressions - Andepa geodynamics - Marine vertebrates.

Resumen : La cuenca de ante arco Pisco en la margen activa del Perú Central Análisis geodinámica de su relleno.

La cuenca del ante arco Pisco, en la margen activa peruana, es la parte meridional emergida de las cuencas « off shore » Pisco Este y Lima. El relleno de la Cuenca Pisco consta de tres secuencias estrato y grano decrecientes transgresivas. que corresponden a las formaciones Paracas, Caballas y Pisco. Las discontinuidades mayores que separan dichas formaciones están debidas a movimientos tectónicos (aproximativamente a 30 y 16 Ma.) que disturbán la sedimentación, ocasionando regresiones temporáneas.

Los ambientes sedimentarios representados en cada formación, van de la playa rocosa agitada a un medio litoral, poco profundo y poco agitado. El contenido fosilífero (moluscos, vertebrados) permite una datación precisa de las series y confirma las determinaciones de ambiente deposicional basadas en el análisis sedimentológico.

Las principales características de la evolución geodinámica de la Cuenca Pisco son :

— una transgresión en tres etapas (las tres formaciones) separadas por movimientos tectónicos. El máximo transgresivo se emplaza en el Mioceno sup.-Plioceno. Estas etapas transgresivas están controladas más por la tectónica que por el eustatismo ;

— una leve tasa de sedimentación (50 m/Ma.), muy inferior a la conocida en las cuencas intramontañosas andinas contemporáneas (varios centenares de metros/Ma.).

— el régimen tectónico es distensivo durante la sedimentación ; está entrecortado por breves fases de compresión ;

— la actividad volcánica, centrada sobre el arco volcánico ubicado más al este, está comprobada por la grán cantidad de cineritas intercaladas con los sedimentos. La abundancia de diatomitas está relacionada con dicha actividad volcánica ;

— el clima era probablemente desértico, muy similar a las condiciones actuales, lo que explica el escaso volúmen de material detritico continental que llega a la cuenca.

Palabras claves : Ante arco - Sedimentación litoral - Cenozóico - Análisis secuencial - Transgresión - Geodinámica andina - Vertebrados marinos.

INTRODUCTION

Connaître l'évolution des bassins sédimentaires d'une chaîne de montagne c'est reconstituer la géodynamique de la chaîne ou, du moins, celle des zones d'apports. Grâce aux travaux menés depuis quelques années par des équipes internationales, l'histoire des bassins sédimentaires actuellement émergés, des Andes Centrales (Pérou, Bolivie, nord de l'Argentine et du Chili) commence à être connue (voir p.e. MEGARD 1978 ; DALMAYRAC *et al.* 1980 ; MAROCCO 1984 ; MAROCCO et DELFAUD 1985 ; VICENTE *et al.* 1982 ; JAIL-

LARD 1985, 1987 ; CORDOVA 1986 ; SEMPERE 1986 ; CHARRIER 1986 ; MARQUILLAS 1986 ; etc.). En revanche, on ne sait presque rien des bassins repérés par de récentes campagnes océanographiques entre la côte péruvienne et la fosse Pérou-Chili (KULM *et al.* 1981) (fig. 1). La connaissance de ces bassins off-shore est nécessaire pour avoir une vision complète des phénomènes géodynamiques ayant, pendant une période donnée, contrôlé la sédimentation d'un bord à l'autre de la chaîne des Andes Centrales.

L'étude entreprise, dont nous présentons ici les premiers résultats, a pour but de contribuer à la

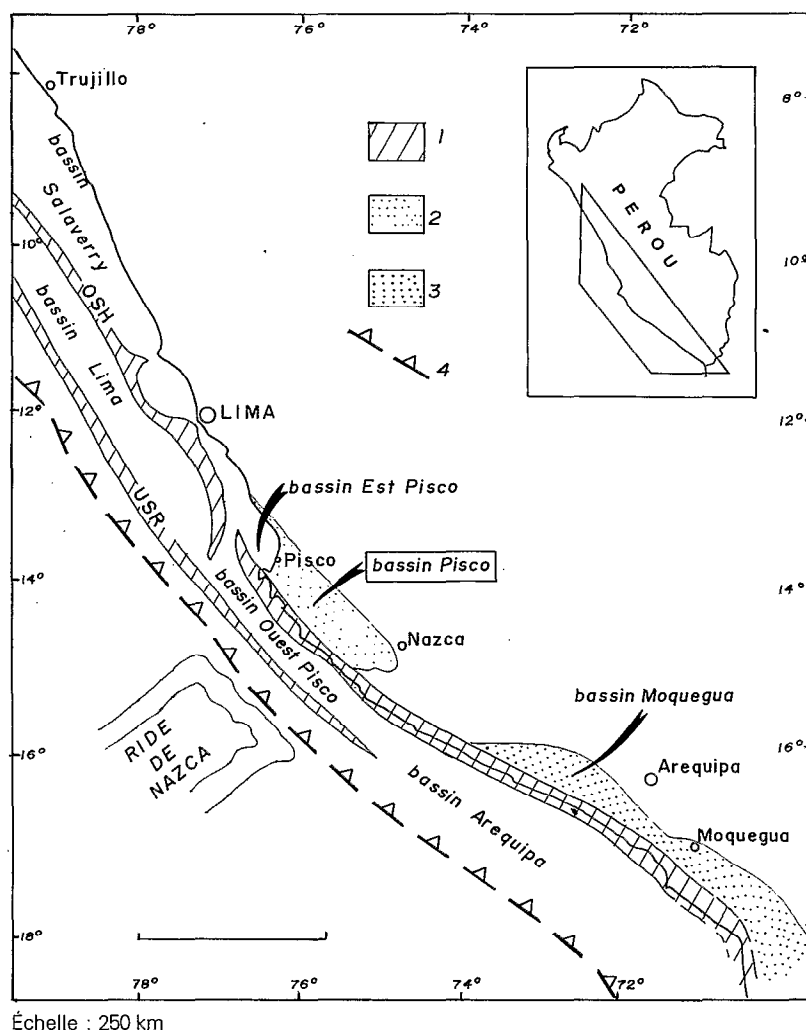


Fig. 1. — Les Bassins d'avant arc du Pérou Central et Méridional. *Fore arc basins of Central and Southern Peru*

1. Hauts Fonds. OSH : « outer shelf high » de THORNBURG et KULM 1981, USR : « upper slope ridge » de THORNBURG et KULM 1981.
2. Bassin d'avant arc marin actuellement émergé. 3. Bassin d'avant arc continental. 4. Fosse Pérou-Chili.

1. Structural highs in the basins ; OSH : Outer Shelf High, USR : Upper Slope Ridge, after THORNBURG and KULM 1981. 2. Marine fore arc basin actually emerged. 3. Continental fore arc basin. 4. Peru-Chile Trench.

connaissance des bassins sédimentaires péruviens, en analysant le remplissage de la portion méridionale émergée (que nous appellerons dans le texte qui suit Bassin Pisco) du bassin cénozoïque Est Pisco de THORNBURG et KULM (1981). Ce bassin est en position d'avant arc, puisque situé à l'ouest de l'arc magmatique cénozoïque, centré sur la Cordillère Occidentale. Nos résultats devront être comparés aux données des forages ODP en cours de réalisation.

La portion méridionale émergée du bassin Est Pisco est située au sud de Lima, entre les parallèles 13°30'S et 15°30'S (fig. 1). Son remplissage est constitué de sédiments marins littoraux, d'âge Eocène supérieur — Pliocène, célèbres pour leur riche faune de vertébrés et d'invertébrés fossiles.

La première étude synthétique du remplissage sédimentaire du Bassin Pisco est celle de NEWELL (1956) qui donna un découpage formationnel de la série ainsi qu'une stratigraphie basée sur microfossiles. Il définit deux formations :

- la formation Paracas, de l'Eocène supérieur ;
- la formation Pisco, d'âge Oligo-Miocène, séparée de la précédente par une légère discordance angulaire. Avant lui, LISSON (1898) avait noté le caractère marin des sédiments et mentionné la faune fossile qu'ils contenaient. ADAMS (1908) donna le nom de formation Pisco à ces dépôts marins dans lesquels il avait indiqué l'existence de diatomites et de cendres volcaniques.

Postérieurement, RUEGG (1957, 1962) et MERTZ (1966) précisèrent la stratigraphie de la série. Ce n'est qu'à partir des années 1980 que paraissent les premières études synthétiques sur la faune de vertébrés fossiles de la formation Pisco (MUIZON 1981 et 1984) ; par ailleurs, MUIZON et BELLON (1980 et 1986) montrèrent l'âge mio-pliocène de la formation Pisco.

Plus récemment, les travaux de MACHARE *et al.* (1988), établirent que la série remplissant le Bassin Pisco, comportait trois (et non pas deux) formations. Ces auteurs introduisent la formation Caballas, de l'Oligocène supérieur-Miocène moyen, s'intercalant entre les formations Paracas et Pisco et limitée d'elles par deux discordances angulaires.

Les sédiments du bassin Pisco sont riches en mollusques fossiles. Les niveaux les plus riches sont les grès grossiers littoraux proches des affleurements de substratum ou des surfaces d'érosion. LISSON (1925) et RIVERA (1957) décrivent quelques espèces de la formation Paracas de l'Eocène. Une faune d'invertébrés du Miocène et du Pliocène a récemment été décrite par MUIZON et DEVRIES (1985) dans le Bassin de Sacaco (environ 100 km au SE de Nazca). La plupart de ces espèces du Néogène supérieur se retrouvent dans le Bassin Pisco. Enfin, dans les confins nord et sud du Bassin Pisco, de nombreux mollusques nouveaux et non encore décrits du Néogène inférieur, ont été découverts (DEVRIES comm. verbale).

Les restes de vertébrés fossiles sont abondants dans la formation Pisco ; ils constituent un vaste ensemble faunique marin s'étalant stratigraphiquement sur près de 10 millions d'années, du Miocène moyen au Pliocène supérieur. Ils sont représentés par des Sélaciens (requins, raies), des Téléostéens, des Reptiles (crocodiles, tortues), des Oiseaux (Sphénisciformes, Procellariiformes, Pélécaniformes et Charadriiformes), des Mammifères [Carnivores (Phocidae et Procyonidae), Cétacés (Odontocètes et Mysticètes) et Edentés (Megatheridae)]. Cette faune est caractérisée par sa nouveauté, sa grande variété, son abondance et son exceptionnelle préservation (MUIZON 1981, 1984 et *sous presse*). Elle contribue à la datation des couches de la formation Pisco, à l'établissement d'une biozonation ainsi qu'à une meilleure compréhension de l'environnement sédimentaire.

LITHOSTRATIGRAPHIE ET INTERPRÉTATION GÉODYNAMIQUE

Contexte stratigraphique

Le dispositif paléogéographique mésozoïque andin (MÉGARD 1978, DALMAYRAC *et al.* 1980) est bouleversé par les tectoniques du Crétacé terminal (phase péruvienne) et de l'Eocène supérieur (phase incaïque). La région située à l'est de l'arc magmatique mésozoïque (zone côtière actuelle), émerge. Le nouvel arc magmatique est rejeté vers l'est (actuelle Cordillère Occidentale). Après la tectonique incaïque, la mer revient à la faveur de pulsations transgressives, dont les deux plus importantes se placent à l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur et au Pliocène où les rivages pacifiques se trouvaient 50 km à l'intérieur des terres actuelles. Sur un substratum précambrien, paléozoïque et mésozoïque, ce retour de la mer va déposer les sédiments remplissant le Bassin Pisco.

LE DÉCOUPAGE FORMATIONNEL (fig. 2)

Le découpage en trois formations, proposé par MACHARE *et al.* 1988, est basé sur l'existence de discontinuités importantes (notées D1, D2, D3 sur la fig. 2), séparant des ensembles lithologiques dont nous analyserons l'organisation séquentielle plus loin.

D1, discontinuité de base du remplissage du Bassin Pisco est une surface de transgression, qui représente, selon l'âge du substratum, le télescopage de deux ou plusieurs phases tectoniques, dont les deux dernières sont les phases péruvienne (Crétacé terminal) et incaïque (Eocène supérieur). Les structures de la phase incaïque ne semblent pas être importantes dans la zone côtière.

D2 sépare les formations Paracas et Caballas ; c'est une discordance localement angulaire. Elle correspond à une régression consécutive d'un événement

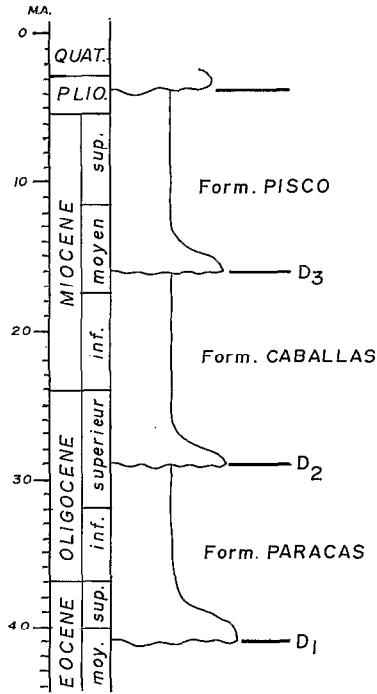


Fig. 2. — Découpage formationnel du remplissage du Bassin Pisco.
The three formations of the Pisco Basin

tectonique se situant vers la limite Oligocène inférieur-Oligocène supérieur. C'est la tectonique N1 de SEBRIER *et al.* (1979) d'âge approximatif 30 Ma.

D3, qui limite les formations Caballas et Pisco, est aussi une discordance localement angulaire. Elle est due à une tectonique (N2) d'âge probable Miocène inférieur à moyen (16 Ma environ). Cette tectonique perturbe la sédimentation en provoquant une régression temporaire.

ÂGE DES SÉRIES

Les trois formations, définies sur des bases séquentielles et structurales, sont toutes trois fossilifères et leur âge commence à être bien connu.

La formation Paracas a été attribuée à l'Eocène supérieur-Oligocène inférieur par les travaux de NEWELL (1956), RIVERA (1957), RÜEGG (1957, 1962), INGEMMET (1980). De nombreux mollusques de cette formation, comme par exemple *Pseudoliva* sont aussi connus dans l'Eocène du nord du Pérou (WOODS 1922 ; OLSOSON 1928, 1930a, 1930b). D'autres, comme *Turritella woodsi*, sont caractéristiques des niveaux Paracas (DEVRIES comm. verbale).

La formation Paracas n'a livré que peu de restes de Vertébrés. Quelques dents de Sélaciens Isuridae,

morphologiquement semblables à *Carcharocles auriculatus* de l'Eocène moyen à supérieur, s'accordent avec l'âge en partie Eocène supérieur de la formation Paracas. Dans la région de Paracas, cette formation a livré un squelette presque complet de Cétacé Archéocète ; toutefois, ce spécimen est encore à l'étude et n'apporte, pour l'instant, aucune indication d'ordre stratigraphique.

La formation Paracas est considérée d'âge Eocène supérieur-Oligocène inférieur, pour des raisons de corrélations stratigraphiques ; mais jamais aucun fossile oligocène inférieur n'a été trouvé, ni dans le Bassin Pisco, ni d'ailleurs en aucun lieu de la côte péruvienne.

La formation Caballas est Oligocène supérieur-Miocène moyen. Des assemblages de mollusques caractéristiques de ce rang d'âge, ont été trouvés par MACHARE *et al.* (1988) en plusieurs points du bassin : vers l'embouchure du Rio Grande, dans la région de Paracas, dans la partie centrale du bassin (route Ica-Bahía de la Independencia, route Ocucaje-Lomitas). Ce sont essentiellement : *Pitar mancorensis*, *Peruchilus* n. sp. aff. *P. culberti*, *Donisia delicatissima*, *Cuculaea* n. sp. aff. *C. chilensis*, *Anadara* aff. *A. larkini*.

La présence de Cétacés Odontocètes appartenant à la famille des Eurhinodelphidae confirme l'âge Oligocène supérieur-Miocène moyen de la formation. De plus, la découverte de dents de Sélaciens appartenant à l'Isuridae *Carcharocles angustidens* (Eocène supérieur-Miocène inférieur) confirme la limite supérieure attribuée à cette formation.

La formation Pisco est Miocène moyen-Pliocène supérieur. Des mollusques caractéristiques du Miocène supérieur ont d'abord été recueillis dans des niveaux adjacents à des bancs datés radiométriquement, dans le bassin de Sacaco (MUIZON et DEVRIES 1985). Cette faune, qui comporte notamment les genres *Ficus*, *Buccinanops*, *Cancellaria*, *Dosinia* et *Chionopsis*, a aussi été trouvée dans le sud et le centre du Bassin Pisco, dans les couches attribuées au Miocène supérieur par les diatomées (BARRON 1985). Dans le bassin de Sacaco, MUIZON et DEVRIES (1985), ont découvert de nombreuses espèces pliocènes. La même faune, qui comprend *Anadara* aff. *chilensis*, *Dosinia ponderosa*, *Amiantis domeykoana*, *Concholepas kieneri*, *Acanthinucella mirabilis*, *A. philippi* et *Fusinus remondi*, a été retrouvée près du substratum dans le sud et le centre du Bassin Pisco.

La présence du Sélacien Isuridae *Carcharodon carcharias* atteste l'âge, en partie pliocène, de la formation, cette espèce apparaissant au Pliocène inférieur pour subsister actuellement. Les niveaux miocènes de la formation semblent définis par la présence du Sélacien Isuridae *Isurus hastalis* (MUIZON et DEVRIES 1985). La très grande taille des dents de *Carcharocles megalogon*, trouvées à Sacaco et Sud-Sacaco est symptomatique d'un âge pliocène, la taille de ces Sélaciens atteignant son maximum à cette époque.

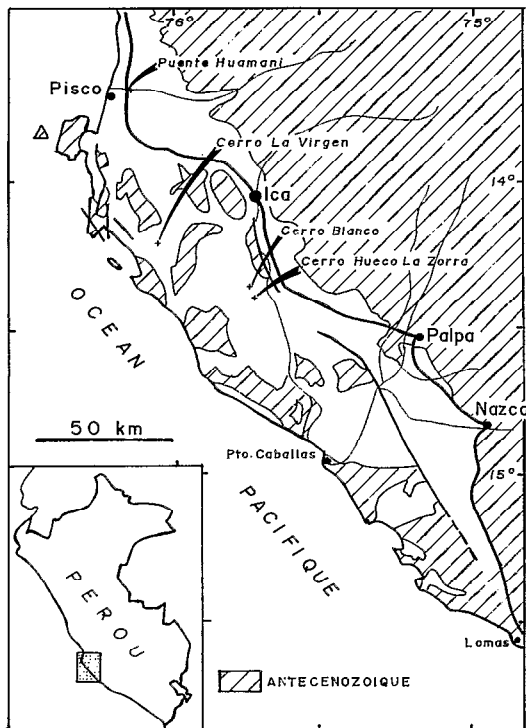


Fig. 3 — Carte de situation du Bassin Pisco. Location sketch map of the Pisco Basin

La faune de Vertébrés de la formation Pisco a permis l'établissement d'une biostratigraphie (MUIZON 1984 ; MUIZON et DEVRIES 1985). Six niveaux à Vertébrés ont été mis en évidence ; deux dans le Pliocène et quatre dans le Miocène.

Le sommet de la formation Pisco, qui correspond au maximum d'extension de la transgression cénozoïque, est Pliocène. MUIZON et BELLON (1980 et 1986), à Sacaco (hors des limites SE de la fig. 3), datent de 3.9 à 0.2 Ma un tuf du sommet de la formation Pisco ; les vertébrés contenus dans les couches où s'intercale le tuf, confirment cet âge pliocène inférieur. A Puente Huamani (fig. 3), les diatomites de l'extrême sommet de la formation Pisco (détermination de J.A. BARRON *in* MUIZON et BELLON 1980 et MUIZON 1981), sont du Pliocène supérieur. Mais il s'agit de formes d'eaux froides, contrastant avec les eaux chaudes à tempérées chaudes dans lesquelles vivait la faune de Sacaco.

GRANDS TRAITS DE L'ÉVOLUTION TECTONIQUE DU BASSIN

La tectonique majeure affectant, au Mésozoïque, le substratum du Bassin Pisco, se produit probablement vers la fin du Crétacé supérieur (phase péruvienne de

STEINMANN 1929). L'âge de cette tectonique a récemment été remis en cause par MYERS (1975) puis par SOLER et BONHOMME (1987) sur la côte du Pérou Central, au nord de Lima. Dans la zone couverte par le Bassin Pisco, aucun élément ne permet de dater la tectonique : la formation Paracas, de l'Eocène supérieur, couvre des terrains qui, pour les plus jeunes, sont du Crétacé supérieur (batholite côtier).

L'absence de terrains paléocènes ou éocènes inférieur et moyen, empêche d'observer les effets de la tectonique incaïque de l'Eocène supérieur, si toutefois elle affecta la région comme elle le fit 600 km plus au SE, dans la région de Moquegua (MAROCCO 1984 ; MAROCCO *et al.* 1985 ; NOBLE *et al.* 1985).

Pendant le Cénozoïque supérieur, le Bassin Pisco est affecté par trois événements tectoniques. Le premier, la phase N1, d'âge Oligocène (30 Ma environ) clôtura la sédimentation de la formation Paracas ; ses structures sont des plis à grand rayon de courbure et des rejeux de failles ; N1 se traduit aussi par un soulèvement relatif du Bassin Pisco qui passe d'un régime littoral relativement profond à une ambiance de plage. Le deuxième événement tectonique, N2, se produit vers 16 Ma, il donne localement des plis, comme par exemple au Cerro la Virgen (fig. 3) ; ses effets paléogéographiques sont importants, ils annulent l'effet de la transgression de l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur en ramenant le Bassin Pisco à un régime de plage. Le troisième événement tectonique est responsable des failles inverses et des flexures affectant la formation Pisco, par exemple celle de Puente Huamani (fig. 3) ; cet événement compressif a dû se produire vers le début du Quaternaire (MACHARE 1981).

Description des coupes

Nos observations portent sur trois coupes dont les emplacements sont repérés sur la figure 3 :

- Cerro la Virgen, nouvelle route Ica-Bahia de la Independencia ;
- Cerro Blanco, route Occucaje-Lomitas ;
- Cerro Hucco La Zorra, quelques kilomètres au SE de la précédente.

Seules les formations Caballas et Pisco sont représentées sur les coupes, les prochaines campagnes de terrain intégreront la partie inférieure du remplissage du bassin. D'une manière générale, les formations Caballas et Pisco sont grano- et strato-décroissantes ; elles montrent une évolution allant de la plage agitée à une ambiance plus calme, mais jamais très éloignée de la ligne de rivage.

Les faciès lithologiques représentés sur les coupes relevées sont :

- des conglomérats à galets arrondis de substratum (granitoïdes, roches volcaniques, etc.), à galets plats de grès provenant du remaniement de « beach rock »

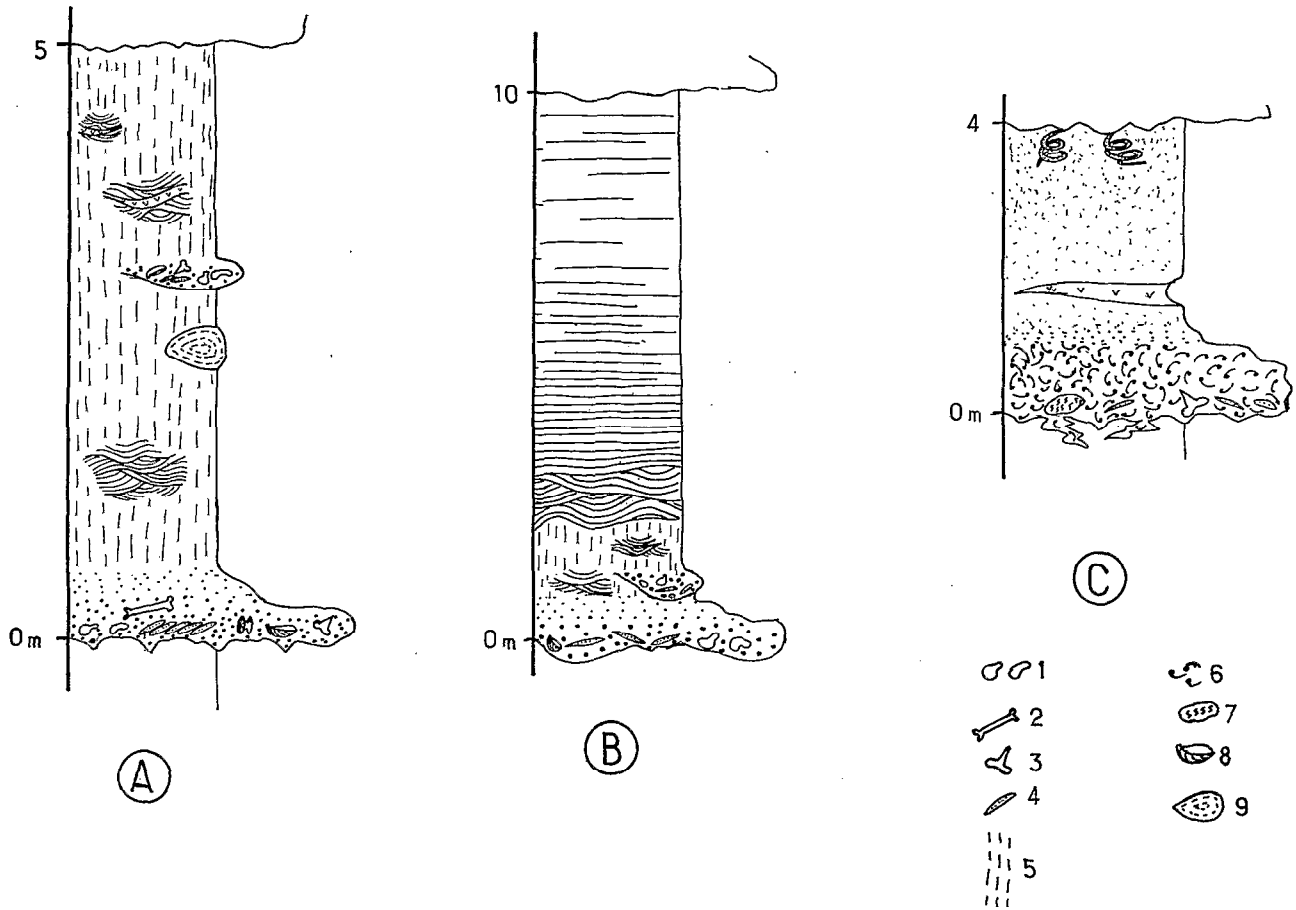


Fig. 4. — Les différents types de séquences observés dans le Bassin Pisco. *Types of sequences observed in the Pisco Basin*
 1. Nodules phosphatés ; 2. Os de vertèbres ; 3. Dents de requins ; 4. Galets plats de sables de plages (beach rock) ; 5. Bioturbations ; 6. Bioclastes ; 7. Galets de diatomite dolomitisée et bioturbée ; 8. Mollusques entiers ; 9. Boules diagenétiques de grès fins ou de diatomites.
 1. Phosphatic nodule ; 2. Bones ; 3. Shark tooth ; 4. Flat pebbles of beach rock ; 5. Bioturbations ; 6. Bioclasts ; 7. Dolomitized and bioturbated diatomite pebbles ; 8. Molluscs ; 9. Diagenetic « ball »

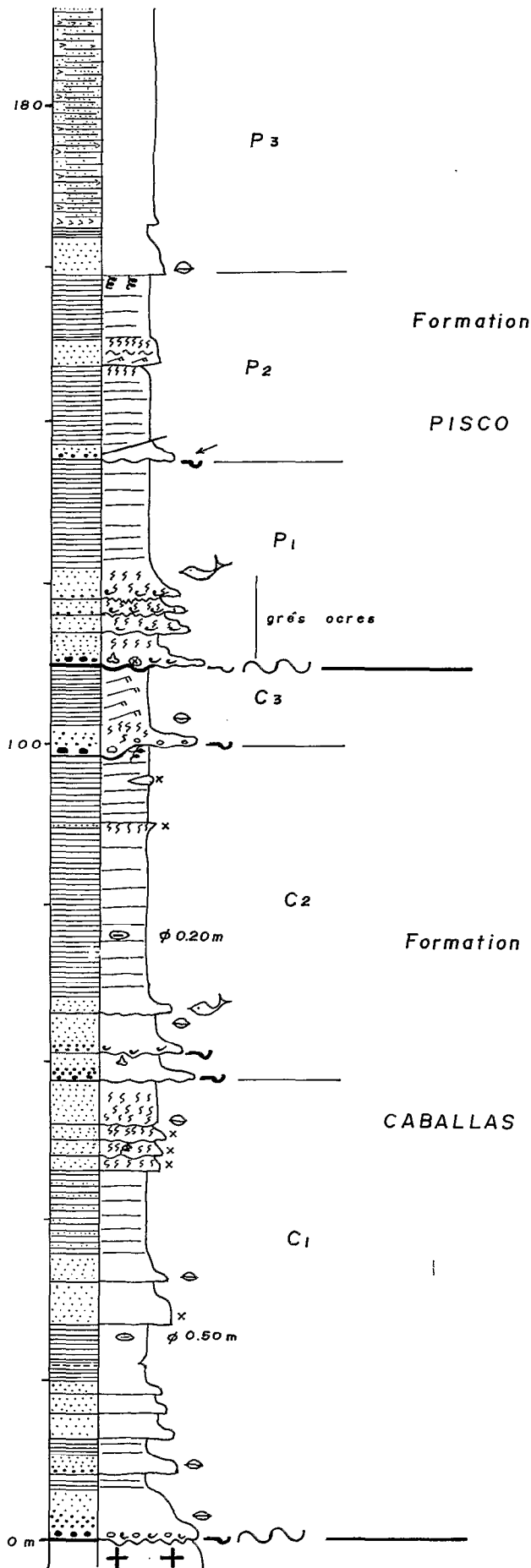
contemporains de la sédimentation, à os de Vertébrés marins plus ou moins bien conservés ;
 — des grès grossiers à moyens, fréquemment bioturbés et bioclastiques ;
 — des diatomites ;
 — des cinérites.

La distinction, sur le terrain, entre cinérite et diatomite est impossible. Il s'agit, en général, d'un mélange des deux en proportion variable ; parfois ce sera une diatomite cinéritique, d'autres fois une cinérite à diatomées ; dans le texte, nous décrirons sous le nom de « diatomite » ces deux faciès, sauf quand nous aurons la certitude qu'il s'agit de cendres volcaniques, auquel cas nous utiliserons le terme « cinérite ».

Ces différentes lithologies se groupent en séquences de 1^{er} ou 2^e ordre du type de celles figurées sur la figure 4.

COUPE DU CERRO LA VIRGEN (fig. 5)

C'est la plus complète des coupes levées ; elle est composée de deux grandes séquences (4^e ordre). La séquence inférieure repose en discordance probable angulaire (D1 + D2), sur le batholite côtier ; MACHARE *et al.* (1988) y mentionnent des diatomites et des Mollusques du Miocène inférieur. La deuxième séquence repose en discordance angulaire sur la précédente ; les sédiments qui la composent passent



latéralement à ceux de la région d'Ocucaje (Cerro Blanco, Cerro Hueco La Zorra, Cerro Ballena, Cerro Pinilla, etc.) qui contiennent des fossiles indiquant un âge Miocène supérieur à Pliocène selon les sites considérés (SCHRADER com. écrite à T. DEVRIES). L'âge de chacune des séquences et leurs relations structurales montrent clairement que la séquence inférieure est la formation Caballas, la supérieure correspondant à la formation Pisco.

La Formation Caballas (108 m d'épaisseur) est une séquence de 4^e ordre composée de trois séquences de 3^e ordre, strato- et grano-décroissantes.

La première séquence C1, épaisse de 58 mètres, repose sur le substratum. Sa partie inférieure est composée de sables grossiers bioclastiques à galets de substratum ($\phi 8$ cm). Vers le haut, ces grès grossiers passent à des grès moyens et fins, puis à des diatomites blanches à gros nodules de manganèse ($\phi 50$ cm). Les derniers 12 mètres sont des grès fins entièrement bioturbés, présentant par altération météorique, un aspect de « pop corn » ; la base de certains bancs montrent de grosses bioturbations hélicoïdales (fig. 7).

La deuxième séquence C2 (40 m), débute par des grès grossiers bioclastiques devenant fins vers le haut ; ils contiennent des dents de requins ; certains niveaux sont très durs, à ciment dolomitique. Dans ces grès, de nombreux nodules dolomitiques se sont formés autour de crânes de dauphins indiquant un âge Miocène inférieur à moyen. Les grès de la partie inférieure sont surmontés par des diatomites blanches, grises ou jaunes à nodules de manganèse ($\phi 20$ cm). Deux niveaux très durs, bioturbés, dolomitiques traduisent des interruptions de sédimentation.

La troisième séquence C3 (10 m), débute par 2 mètres de « debris flow » à gros blocs ($\phi 2$ m) de diatomites dolomitisées, ravinant profondément la séquence inférieure. Un mètre de sables grossiers à moyens bioturbés et à pélicypodes surmontent le « debris flow ». Le reste de la séquence est occupé par des diatomites blanches à ripples marks dus à l'action des vagues et localement bioturbées.

La formation Pisco n'est représentée que par ses 90 mètres inférieurs, composés de sédiments essentiellement fins. Elle repose en discordance angulaire sur la formation Caballas, affectée de plis décamétriques amples, d'axe N 100°. Nous considérons que la formation Pisco débute par les bancs conglomératiques ocre reposant en discordance angulaire sur les diatomites du sommet de la formation Caballas, mais la troisième séquence Caballas doit déjà annoncer l'instabilité tectonique responsable du plissement anté-Pisco.

Fig. 5. — Coupe du Cerro La Virgen (voir légende fig. 6).
Cerro La Virgen section (legend in fig. 6)

La séquence inférieure P1 (25 m) commence avec des conglomérats et des grès grossiers à moyens, de couleur ocre intense (séquences élémentaires du type de la figure 4C). Les conglomérats contiennent de gros galets de diatomite dolomitisée et bioturbée, ainsi que des dents de requin et des os de vertébrés, autour desquels se sont parfois formés des nodules de manganèse. Les grès sont bioturbés (faciès « pop corn »). Le sommet de la séquence est constitué de diatomites ocres et blanches laminées horizontalement (leur partie inférieure est grise et bioturbée).

La deuxième séquence P2 (12 m) est composée de deux séquences d'ordre inférieur. La séquence inférieure montre, à sa base, deux mètres de grès grossiers à faciès turbiditique : granoclassement, « flute cast » (vers le N 245°). Dix mètres de diatomites ocres et blanches laminées horizontalement, terminent la séquence dont le sommet, bioturbé, montre un arrêt de sédimentation. La séquence suivante est formée de 12 mètres de diatomites. Les quatre mètres inférieurs sont structurés en « ripples marks » et « flaser bedding » localement perturbés par des bioturbations. Le reste de la séquence est à laminations horizontales.

La dernière séquence P3 est composée, à la base, par cinq mètres de grès moyens et fins ocres, à grosses bioturbations hélicoïdales. Le reste de la séquence est occupé par des silts argileux ocres, riches en évaporites.

COUPE DU CERRO HUECO LA ZORRA (fig. 6A)

Seule y est représentée la formation Pisco qui affleure sur environ 200 m d'épaisseur. Elle repose directement sur le substratum volcanique, que FERNANDEZ DAVILA (inédit) attribue au Jurassique supérieur. La base de la coupe n'est pas visible, masquée par des sables éoliens. Cinq séquences de troisième ordre ont été différenciées (I, II, III, IV et V). Les assemblages diatomitiques indiquent un âge situé aux alentours de la limite Miocène-Pliocène (SCHRADER, com. écrite à T. DEVRIES).

Le sommet de la séquence I est constitué de grès moyens sans structures, probablement entièrement bioturbés ; seul le dernier mètre est laminé horizontalement et contient des galets isolés de substratum (Ø 7 cm).

La séquence II (45 m) débute par des conglomérats ; son sommet est diatomitique. Les conglomérats ravinent la séquence supérieure par des chenaux indiquant un transport vers le N 60° ; ils contiennent des galets de substratum atteignant 20 cm de diamètre ; la matrice, de grès grossiers, contient des coquilles de Bivalves. Au-dessus, viennent 8 mètres de grès grossiers à fins, structurés en petits chenaux indiquant un transport vers le NE et l'est. Les diatomites de la partie supérieure sont à ripples marks de vagues ; elles contiennent des nodules de manganèse

parfois formés autour de restes de baleines et des boules diagénétiques ocres.

La séquence III (25 m) se divise en deux séquences d'ordre inférieur IIIa et IIIb. Elle est composée, à sa base, par 50 cm de grès grossiers à moyens blancs, bioclastiques et contenant de petits grains noirs de manganèse remaniés et de nombreuses paillettes de biotite. Le reste de la séquence est formée de diatomites généralement bioturbées ; les 4 mètres supérieurs sont structurés en ripple marks de vagues. La séquence III se divise en deux séquences d'ordre inférieur.

La séquence IV (26 m) est formée de 4 séquences d'ordre inférieur (IVa, IVb, IVc, IVd) qui ont toutes la même succession de faciès : à la base des conglomérats à galets plats de beach rock sableux, dents de requins, nodules phosphatés arrondis, os de vertébrés marins, débris de Pélécytopodes. Vers le haut, des diatomites souvent bioturbées mais conservant les vestiges de structures sédimentaires (fig. 4A). Les bases des conglomérats sont chenalisantes, indiquant des transports sédimentaires dans une direction NE-SW. A la côte 98 m, des slumps d'axe N 40° montrant un glissement vers le NW, affectent les diatomites.

La séquence V est identique à la IV, mais elle est plus fine (diatomitique) et plus nettement volcanique. En particulier, au sommet de la séquence Vc, affleure un banc de cinérites gris sombre à ripple marks. Les séquences d'ordre inférieur sont du type présenté sur la figure 4B. Les diatomites montrent souvent des dolomitisations affectant des lentilles métriques très bioturbées.

COUPE DE CERRO BLANCO (fig. 6B)

Elle ne montre que la formation Pisco, mais moins complète qu'au Cerro Hueco La Zorra. Les corrélations avec cette dernière coupe sont aisées, la distance entre les deux sites n'étant que de 3 km ; les bonnes conditions d'affleurement permettent de suivre les bancs. C'est la séquence II de la coupe précédente (partie supérieure) qui repose sur le substratum. L'organisation interne des séquences de troisième ordre est la même qu'au Cerro Hueco La Zorra. Les assemblages diatomitiques indiquent, comme il fallait s'y attendre, eu égard à la disposition des affleurements, un âge identique aux niveaux du Cerro Hueco La Zorra.

La séquence III se divise en deux séquences IIIa et IIIb ; les bases ravinentes des bancs de conglomérats à galets de beach rock, montrent des sens de transport sédimentaire vers le SW. La séquence IV comporte aussi les quatre séquences IVa, IVb, IVc, IVd. La séquence V montre encore les mêmes divisions.

Les types de séquences de deuxième ordre représentées sont les mêmes que dans la coupe précédente.

A-Cerro Hueco La Zorra

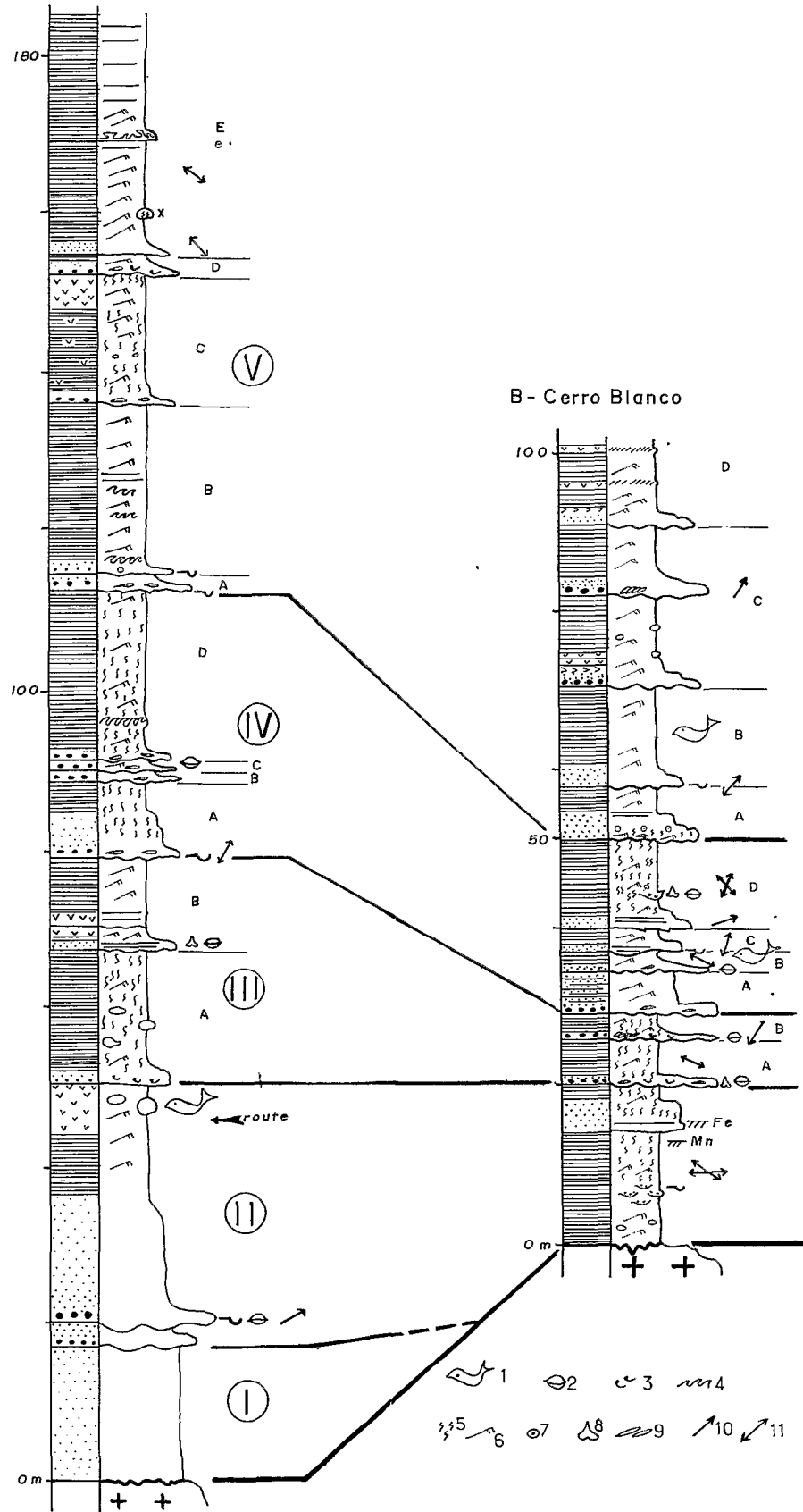


Fig. 6. — Coupes du Cerro Hueco la Zorra (A) et du Cerro Blanco (B). *Cerro Hueco la Zorra (A) and Cerro Blanco (B) sections*
 1. Squelette de Cétacé, 2. Mollusques ; 3. Bioclastes ; 4. Slumps ; 5. Bioturbations ; 6. Ripple Marks ; 7. Oolithes ; 8. Dents de requins ;
 9. Galets plats de grès.
 1. Cetacean skeleton, 2. Molluscs ; 3. Bioclasts, 4. Slumps ; 5. Bioturbations ; 6. Waves ripple marks ; 7. Oolithes ; 8. Shark tooth ;
 9. Beach rock Flat Pebbles

Au Cerro Blanco, comme au Cerro Hueco La Zorra, les bioturbations ne sont abondantes que jusqu'à la séquence IV.

Comme dans la coupe précédente, à tous les niveaux de la formation Pisco, on trouve dans les diatomites, de petits chenaux détritiques remplis de galets de beach rock (sables consolidés fortement cimentés par de la calcite), mais surtout des nodules phosphatés très durs et d'os de vertébrés marins. La région de l'hacienda Ocucaje (Cerro Ballena, Cerro Blanco) est typique de ce point de vue.

INTERPRÉTATION DES MILIEUX REPRÉSENTÉS SUR LES COUPES

Les formations Caballas et Pisco se sont déposées dans un milieu marin littoral peu profond, jamais très

éloigné de la ligne de rivage. Ces deux formations correspondent à deux séquences transgressives puisque, globalement, dans les deux cas l'on passe de sédiments « proximaux » (dépôts proches de la plage), à des sédiments « distaux » (diatomites fines à structures sédimentaires d'ambiance sous-aquatique).

Les dépôts de plages (ou sous influence de la ligne de rivage) constituent des séquences grés-conglomératiques, ou bien se trouvent à la base des formations Caballas et Pisco, mais ils forment aussi la partie inférieure de certaines séquences d'ordre inférieur. Les galets très plats (souvent percés par des pholldes) de grès peu consolidés, proviennent de l'érosion de beach rock ; ils soulignent, par leur imbrication, deux sens de transports sédimentaires : vers le NE et vers le SW. Sauf dans la partie basale de la coupe du

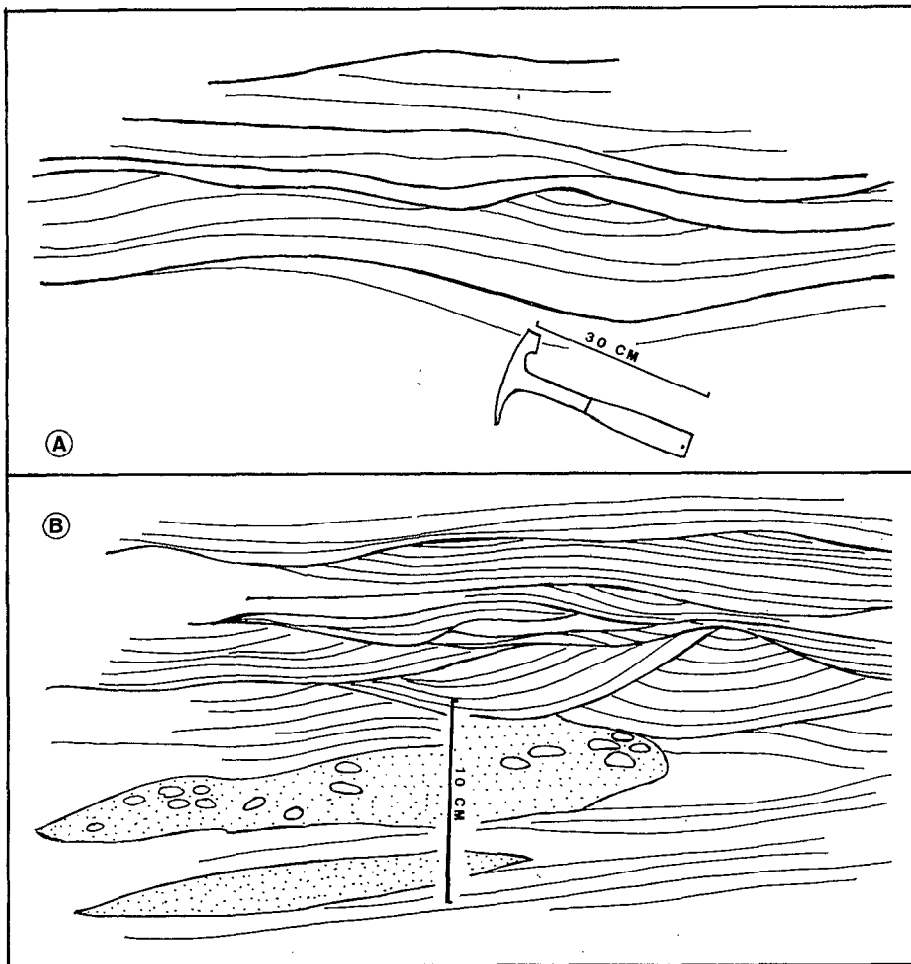


Fig. 7. Ripple Marks d'action de vagues observés dans les diatomites des formations Caballas et Pisco.
Waves ripple marks observed in diatomites of the Pisco and Caballas formations

Cerro Hueco La Zorra, les dépôts grossiers de plage ne montrent jamais de galets de substratum. Les apports grossiers continentaux au bassin devaient être presque nuls, du fait d'un climat aride probablement identique à l'actuel.

A tous les ordres séquentiels, l'évolution lithologique va des dépôts grossiers de plage aux sédiments très fins de zones plus profondes et moins sujettes à l'agitation de l'eau. Mais le passage est, le plus souvent rapide, entre dépôts grossiers et fins (fig. 4) ; sauf à la base des formations Caballas (Cerro La Virgen, fig. 5) et Pisco (Cerro Hueco La Zorra, fig. 6A) où le passage est relativement progressif.

Les sédiments fins représentés sont, pour l'essentiel, des « diatomites » : leurs structures sédimentaires sont des ripples marks d'activités de vagues (fig. 7A et 7B) dont les axes se regroupent autour de deux directions préférentielles presque perpendiculaires : NE-SW et WNW-ESE. Ce type de structures sédimentaires indique des conditions sous-aquatiques mais sous faible tranche d'eau (quelques mètres à quelques dizaines de mètres). Localement, des structures tidales (flaser bedding) ont pu être observées dans la formation Pisco du Cerro La Virgen (fig. 5). Les laminations horizontales observées dans les diatomites de la formation Caballas et au sommet de la formation Pisco, indiquent un milieu moins agité par les vagues et probablement plus profond.

La faible tranche d'eau sous laquelle s'est réalisé le dépôt des diatomites est aussi attesté par l'abondance de squelettes de vertébrés marins fossiles, découverts en connexion (dauphins, baleines, phoques, etc.) : ces animaux, quand ils meurent, sont

rejetés vers le rivage où leur cadavre se décompose, soit directement sur la grève, soit sous très faible tranche d'eau. Les pélicypodes n'indiquent jamais des profondeurs conséquentes, mais des conditions proches du rivage (T. DEVRIES comm. verbale).

Le type de l'abondance des bioturbations apportent aussi quelques renseignements sur le rang bathymétrique du dépôt. Nous avons relevé deux principaux types de bioturbations :

- grands terriers à la base des grès grossiers et conglomérats de plage ;
- destruction des structures sédimentaires.

Les grands terriers sont souvent hélicoïdaux (fig. 8), ils partent de la base sableuse, des sédiments grossiers et pénètrent dans les sédiments fins sous-jacents ; remplis de sable, l'érosion éolienne les a mis en relief. Ce type de terrier indique des conditions agitées, de la zone inter- à infratidale. L'autre type de bioturbation affecte les niveaux de diatomites, détruisant tout ou partie des structures sédimentaires (fig. 4A), ils se forment donc en zone plus profonde.

Les faciès représentés sur les trois coupes étudiées, l'organisation séquentielle, les structures sédimentaires et le contenu fossilifère, indiquent que les formations Caballas et Pisco se sont déposées sous une tranche d'eau ne dépassant pas quelques dizaines de mètres au maximum. La formation Caballas correspond à une transgression (MACHARE *et al.*, 1988) ; les séquences d'ordre inférieur montrant un retour périodique aux conditions proximales, traduisent les oscillations de la transgression et aussi, probablement, une certaine progradation.

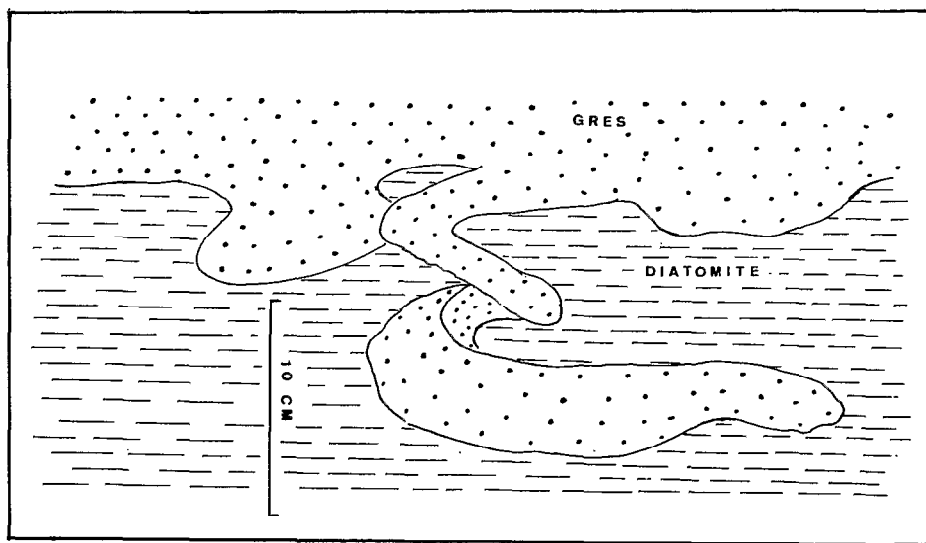


Fig. 8. — Type de bioturbation hélicoïdale à la base de certains bancs de grès
Helical bioturbation at the bottom of some sandstone beds

Des mouvements tectoniques rejettent la mer vers l'ouest et des conditions de bordure de rivage agité apparaissent là où, peu auparavant, régnait une ambiance d'eau plus profonde, plus calme, avec dépôt de diatomites. Progressivement, pendant la période Pisco, le niveau de la mer va remonter de manière peu importante, mais suffisamment pour qu'aux dépôts de bord de rivage de la base de la formation Pisco, succède une sédimentation tranquille de diatomites.

Les « debris flow » du sommet de la formation Caballas, ou les turbidites de la formation Pisco (coupe de Cerro La Virgen, fig. 5), peuvent indiquer des destructions du rivage par des tempêtes, mais peut-être aussi une instabilité tectonique pendant la sédimentation (séismes). L'activité volcanique continentale se traduit par des cinérites arrivant au bassin (probablement portées par les vents) et favorisant le développement de diatomées en eau peu profonde.

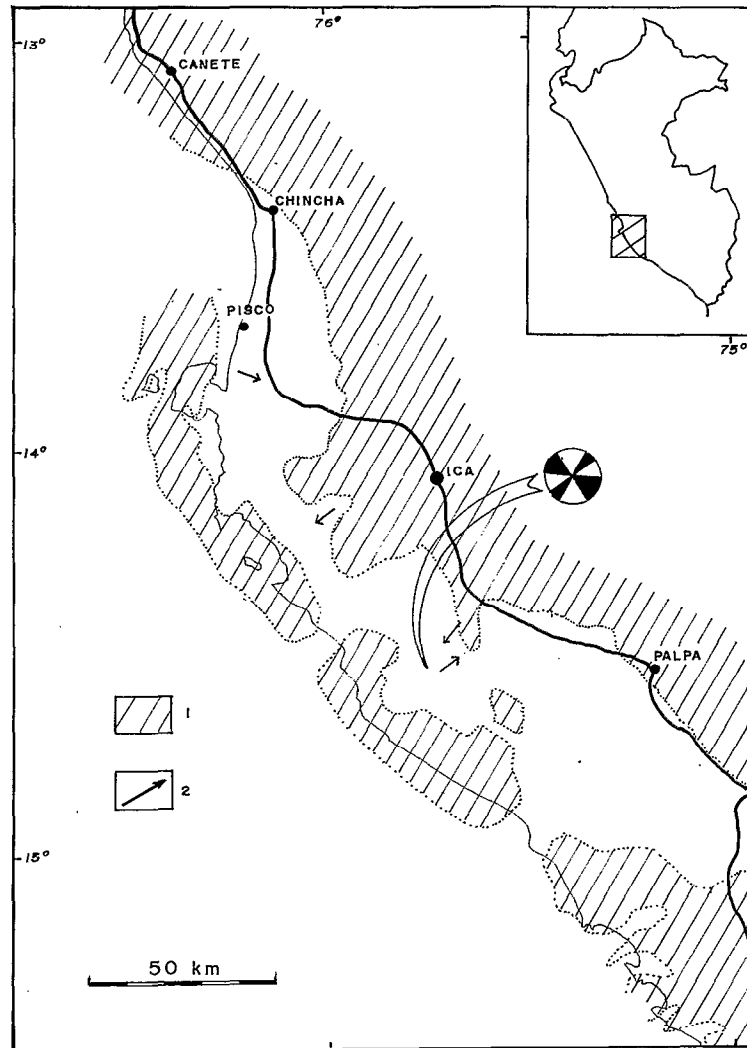


Fig. 9. — Carte paléogéographique au moment du dépôt de la formation Pisco. *Paleogeographic map during the Pisco formation sedimentation*
 1. Zones émergées ; 2. directions de transports de sédiments. Le diagramme en rosace indique les deux directions de vagues observées.
 1. On shore land ; 2. Paleocurrents directions. Diagram indicates the two directions of waves observed in the Pisco formation

Reconstitution paléogéographique

La figure 9 est un essai de reconstitution de la paléogéographie de la région étudiée, établie à partir de la carte géologique au 1/1 000 000 du Pérou (INGEMMET 1976) et des cartes géologiques au 1/100 000 de la région entre Pisco et Palpa (FERNANDEZ DAVILA, inédit) et des coupes levées.

Le Bassin Pisco était une zone littorale de faible profondeur, isolée du large par une guirlande d'îles entre lesquelles la mer pouvait pénétrer. Dans ce bras de mer régnait un régime tidal (inter- et infratidal), peut-être un peu plus profond pendant la période Caballas. L'analyse des ripple marks affectant les diatomites montre que deux régimes de vagues agitaient les eaux du bassin, l'un parallèle à la côte, l'autre perpendiculaire.

Le sens des transports détritiques dans les bases grossières des séquences de deuxième ordre est indiqué par des flèches sur la fig. 9. Périodiquement, du fait de grands séismes ou d'une baisse temporaire du niveau de la mer, les plages sont érodées et les produits d'érosion transportés dans le bassin par des chenaux creusés dans les diatomites. Ces produits viennent, soit du rivage côtier, soit de celui des îles barrière.

La disposition paléogéographique proposée permet aussi d'expliquer le dépôt des diatomites par des remontées épisodiques du niveau de la mer lors des saccades de transgressions. En période de hautes eaux, par « upwelling », les eaux riches en éléments nutritifs passent largement la guirlande d'îles, pénètrent dans le bassin, permettant le développement de diatomées. En période de basses eaux, le milieu se confine et, par évaporation, la salinité augmente, favorisant la formation de dolomie. En effet, les sommets de séquences diatomitiques, qui correspondent à des arrêts de sédimentation, sont fréquemment dolomitiques et même évaporitiques (sommets de la coupe de Cerro Blanco par exemple).

CONCLUSIONS

L'étude du Bassin Pisco ne fait que commencer, mais nous pouvons déjà préciser quelques caractéristiques de l'évolution dynamique du bassin.

La transgression cénozoïque dans le Pérou central

Le Bassin Pisco, partie actuellement émergée du Bassin Est Pisco de KULM *et al.* (1981), se termine vers le sud, dans la région de Nazca (fig. 1). Dans les régions plus méridionales, les affleurements de sédiments tertiaires correspondent plutôt au bord oriental du Bassin Ouest Pisco.

La période Eocène supérieur-Pliocène est marquée, dans le Bassin Pisco, par une transgression en trois

étapes, responsable du dépôt de trois séquences. La première, Eocène supérieur à Oligocène supérieur, marque le retour de la mer sur le bord du continent, après les bouleversements paléogéographiques consécutifs des tectoniques péruvienne et incaïque. Cette transgression, qui donne la formation Paracas, ne semble pas dépasser beaucoup, vers l'est, les limites des rivages actuels du Pacifique. La deuxième étape transgressive, se produit à l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur, donnant la formation Caballas, postérieurement à la tectonique N1 (30 Ma environ) qui provoqua une régression temporaire. La mer pénètre plus largement à l'intérieur des terres. La transgression cénozoïque atteint son maximum d'extension au Miocène supérieur-Pliocène, après la tectonique N2 (16 Ma environ) ; elle produit le dépôt de la formation Pisco, dont on trouve des témoins jusqu'à 50 km à l'intérieur des terres actuelles (fig. 10).

MACHARE *et al.* (1988) montrent que pour l'Oligocène-Miocène inférieur, la corrélation n'est pas bonne entre la courbe des changements relatifs de niveau de la mer, proposée par VAIL *et al.* (1977), et les observations de terrain. Il en est de même pour la troisième étape transgressive (formation Pisco). En effet, c'est au Miocène supérieur-Pliocène, que la mer pénètre le plus largement à l'intérieur des terres, ce qui est en contradiction avec la courbe de VAIL *et al.* (1977).

Pendant le Cénozoïque, le bord occidental du craton sud-américain, les Andes Centrales en particulier, acquièrent une grande mobilité tectonique : phases tectoniques successives (ou régime compressif continu ?), soulèvement andin. Il semble que les allées et venues de la mer cénozoïque soient contrôlées, dans les Andes Centrales, plus par des mouvements verticaux du continent que par l'eustatisme. L'ordre de grandeur des deux phénomènes est très différent ; la tectonique masque l'eustatisme. Ainsi, alors que pour VAIL *et al.* (1977), l'Oligocène inférieur (anté 30 Ma) est la période où le niveau de la mer est au plus haut niveau pendant le Cénozoïque, dans le Pérou Central la mer ne semble pas dépasser beaucoup vers l'est la Côte actuelle. Le bassin continental côtier Moquegua inférieur (MAROCCO 1984, HUAMAN 1985), qui a fonctionné à l'Eocène supérieur et à l'Oligocène inférieur, n'est, à aucun moment, occupé par la mer. Ce même bassin, vers 25-28 Ma (MAROCCO 1984, MAROCCO *et al.* 1985, HUAMAN 1985), est envahi par la mer au moment de l'extension maximale de la transgression oligocène, à une période pendant laquelle VAIL *et al.* (1977) signalent un niveau eustatique nettement au-dessous de l'actuel. La transgression pliocène, plus importante, dans notre région, que celle de l'Oligocène-Miocène inférieur, est aussi en désaccord avec la courbe de VAIL *et al.*

La transgression cénozoïque qui envahit le Bassin Pisco est donc contrôlée plus par les mouvements relatifs du continent sud-américain que par l'eustatisme ; ce dernier a joué, mais ses effets sont mas-

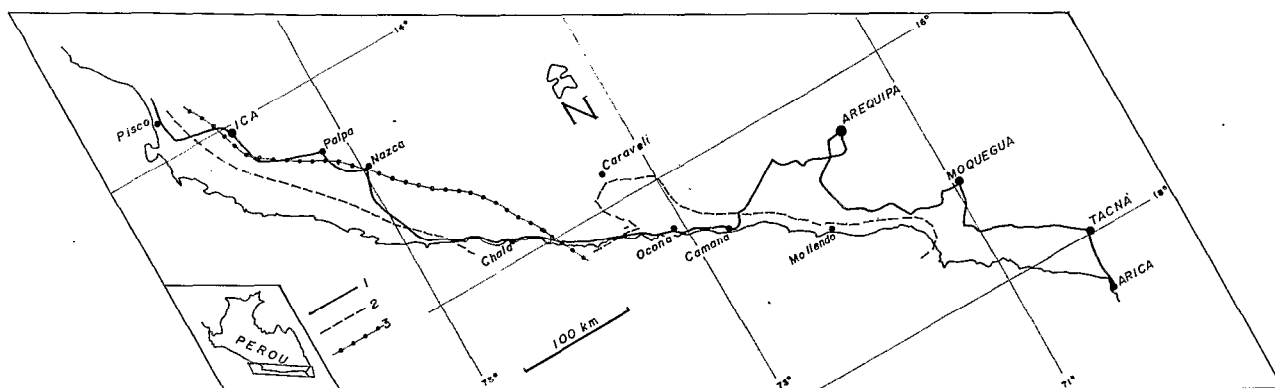


Fig. 10. — Extension de la transgression cénozoïque dans le Pérou Central et Méridional. *Extension of the cenozoic transgression in Central and Southern Peru*
 1. Route Pan Américaine ; 2. Limite de la mer à l'Oligocène supérieur ; 3. Limite de la mer au Miocène supérieur-Pliocène.
 1. Pan American highway ; 2. Upper Oligocene Shore line ; 3. Upper Miocene-Pliocene shore line

qués par les mouvements tectoniques d'amplitude beaucoup plus importante. Par ailleurs, les effets de la tectonique sur la topographie ne sont pas les mêmes aux différentes époques : à l'Oligocène supérieur, c'est au niveau d'Ocoña-Caraveli que se produit la plus grande pénétration de la mer ; au Miocène supérieur-Pliocène, le maximum de pénétration est observé plus au nord, dans la zone entre Ica et Palpa (fig. 10).

Le taux de sédimentation

La sédimentation responsable du remplissage du Bassin Pisco a duré environ 35 Ma. L'épaisseur cumulée des dépôts ne semble pas dépasser 1 500 mètres (c'est le chiffre donné par NEWELL 1956), dans la région entre Pisco et Ica. Plus au sud, entre Ica et la Bahía de la Independencia, où nous avons réalisé l'essentiel de nos observations, l'épaisseur est plutôt moindre car la séquence inférieure (formation Paracas) n'existe pas. En tenant compte de la compaction des sédiments, le taux de sédimentation ne dépasse pas 50 à 60 mètres par million d'années. A titre comparatif, le bassin continental Moquegua, qui prolonge vers le SE le Bassin Pisco et qui fonctionna de l'Eocène supérieur au Miocène inférieur, a un taux de sédimentation de 55 mètres par million d'années. Ce sont des taux très faibles par rapport à ceux notés dans les bassins intramontagneux continentaux contemporains qui fonctionnaient plus à l'est : plusieurs centaines de mètres par million d'années (NOBLET 1985, CORDOVA 1986).

Géodynamique du Bassin Pisco

Le Bassin Pisco est issu de la restructuration paléogéographique des Andes Centrales, à la fin du Crétacé et à l'Eocène. La transgression cénozoïque enva-

hit le bassin en trois périodes successives séparées par des régressions plus ou moins marquées. Ces trois saccades transgressives, chacune plus importante que la précédente, est marquée par le dépôt d'une grande séquence sédimentaire correspondant à chacune des trois formations Paracas, Caballas et Pisco.

Le milieu sédimentaire varie peu de l'une à l'autre des séquences : ambiance de plage ou de plateforme sous-marine de peu de profondeur. Le Bassin Pisco n'est que la terminaison sud orientale d'un bassin plus important, dont la majeure partie se trouve sous l'eau : le Bassin Est Pisco (fig. 1). Ce Bassin Est Pisco est limité à l'ouest par un haut-fond : « outer shelf high » (OSH) de HULM *et al.* (1981). A terre, dans le Bassin Pisco, l'OSH correspond à la guirlande d'îles qui limitait, à l'ouest, le bassin pendant la sédimentation et constituant actuellement des massifs côtiers, plus ou moins bien exprimés topographiquement. Le Bassin Pisco était donc une sorte de grand golfe peu profond et subsident qui se fermait, au SE, dans la région de Nazca. Les eaux riches en éléments nutritifs attiraient les animaux de toutes natures ; les chutes de cendres volcaniques favorisaient la prolifération de diatomées sous faible tranche d'eau.

Peu (ou pas) de matériel continental silico-clastique détritique arrive au bassin. Ceci est en apparence contradiction avec le fait que pendant tout le Cénozoïque les Andes se soulèvent fortement. Ce soulèvement (plusieurs milliers de mètres pour certaines parties de la Cordillère) se traduit, dans les bassins continentaux intramontagneux contemporains, par de fortes venues conglomératiques témoignant des saccades de soulèvement. Rien de tel dans le Bassin Pisco où les seuls dépôts grossiers observés correspondent au remaniement de récifs côtiers ou de beach rocks. Il faut sûrement voir là les effets d'un

climat désertique que connaissait la zone côtière cénozoïque. Les seuls produits arrivant à la mer étaient des cendres volcaniques transportées par le vent. Comme actuellement, il devait exister des rivières descendant à la côte, mais espacées de plusieurs centaines de kilomètres : elles étaient absentes des zones où nous avons réalisé nos observations.

Le régime tectonique du Bassin Pisco est plutôt distensif, entrecoupé de périodes de tectonique compressive interrompant les saccades de transgression et provoquant les discordances angulaires entre les grandes séquences. Pendant ce temps, dans la Cordillère, les bassins intramontagneux continentaux fonctionnent en régime compressif. Durant le Cénozoïque, les bassins d'avant arc auraient donc connu un régime tectonique différent de celui des bassins d'arrière arc.

Les événements géodynamiques andins si aisément repérables dans l'étude du remplissage des bassins intramontagneux continentaux (MAROCCO 1984, HUAMAN 1985, NOBLET 1985, CORDOVA 1986, etc.) ne semblent pas s'être inscrits dans le Bassin Pisco, exception faite des discordances angulaires. Le soulèvement andin qui a débuté de manière importante à

partir de l'Oligocène supérieur, après la phase tectonique N1 (SEBRIER *et al.* 1979, MAROCCO 1984), ne se traduit par aucune modification de la sédimentation. Il faut peut-être voir là un effet du climat désertique côtier de l'époque et aussi une paléo-topographie donnant un drainage presque exclusif vers l'est. Les Andes de l'époque, étaient peut-être un gigantesque plan incliné vers l'est naissant au pied oriental de l'arc magmatique ; le flanc occidental de l'arc étant un désert côtier.

Remerciements

Ce travail doit beaucoup à T. DEVRIES, co-responsable du projet N.S.F. « Evolution of neogene coastal upwelling and littoral ecosystems within andean forearc basins : a study of the Pisco formation (southern Peru) », ses conseils sur le terrain et ses critiques nous ont été précieux.

Les auteurs remercient aussi : la National Science Foundation qui a financé un voyage et les frais de fonctionnement sur le terrain, la mission ORSTOM au Pérou et l'Institut Français d'Etudes Andines de Lima qui ont mis gracieusement leurs véhicules à notre disposition. Monsieur Mario JEANTET P.D.G. de R.B. Engineering et Monsieur Bernard SABATE, chef de l'Informatique de cette entreprise, qui ont mis à notre disposition le matériel informatique et de reproduction pour traiter le texte et réaliser les figures de cet article.
Manuscrit accepté par le Comité de Rédaction le 18 février 1988.

BIBLIOGRAPHIE

- ADAMS (G.I.), 1908 — An outline review of the geology of Peru Smithsonian Institution, *Ann. rep.* 385-429.
- BARRON (J.A.), 1985 — Late Eocene to Holocene diatom biostratigraphy of the equatorial Pacific Ocean. Deep Sea Drilling Project. Leg 85. in Mayer L., Theyer F. et al., *Init. Repts. DSDP*, 85 : Washington (U.S. Govt. Print. Off.) 413-456.
- CHARRIER (R.), 1986 — Ciclos de transgresión y regresión en el Cretácico de Chile Central y su relación con las fluctuaciones eustáticas. 1^o Symposium PICG n° 242 « Cretácico de América Latina ». La Paz, 119.
- CORDOVA (E.), 1986 — Un bassin intramontagneux andin péruvien. Les Couches Rouges du Bassin de Cuzco (Maestrichtien-Paléocène) Thèse 3^e Cycle, Univ. Pau, 272 p.
- DALMAYRAC (B.), LAUBACHER (G.) et MAROCCO (R.), 1980. — Géologie des Andes Péruviennes. *Trav. et Doc. de l'ORSTOM*, n° 122, 501 p.
- FERNANDEZ DAVILA (M.), inédit. — Cartes géologiques au 1/100 000 de Pisco. Guadalupe, Punta Grande, Ica et Cordova. INGEMMET, Lima.
- HERM (D.), 1969. — Marines Pliozän und Pleistozän in Nord und Mittel Chile unter besonder Berücksichtigung der Entwicklung der Mollusken Fauna. *Zitteliana*, 2, 159 p.
- HUAMAN (D.), 1985. — Evolution tectonique cénozoïque et Néotectonique du piémont pacifique dans la région d'Arequipa (Andes du Sud du Pérou). Thèse Univ. Paris XI, Orsay, 219 p.
- INGEMMET, 1976. — Carte géologique du Pérou au 1/1 000 000, Lima.
- INGEMMET, 1980. — Sinopsis explicativa del mapa geológico del departamento de Ica, escala 1/250 000. Bull. n° 2, série F. Lima.
- JAILLARD (E.), 1985. — La formation Cajamarca (Turonien supérieur) dans la région de Bambamarca (Andes Nord péruviennes). Approche sédimentologique. *Bull. Inst. Fr. Et. And.* XIV, n° 1-2, 49-56. Lima.
- JAILLARD (E.), 1987. — Évolution tectono-sédimentaire d'une marge active au Crétacé supérieur : exemple des Andes nord-péruviennes de l'Aptien supérieur au Santonien. Séminaire « Andes Centrales », ORSTOM. Résumé.
- KULM (L.D.), DYMOND (J.), DASH (E.J.), HUSSONG (D.M.), RODERICK (R.), 1981 — Nazca Plate Crustal Formation and Andean Convergence. *Geol. Soc. Amer.*, *Memoir* 154.
- LISSON (C.I.), 1898. — Los fosfatos de Ocucaje. *Bol. Minas Ind. Constr.* 14, 5 : 33-34. Lima.
- LISSON (C.I.), 1925. — Algunos fósiles del Perú. *Soc. Geol. Peru. Bol* 1 : 23-30.
- MACHARE (J.), 1981 — Geología del Cuaternario en la Costa del Perú Central. *Thèse d'Ingénieur*. Univ. Nac. Ing., Lima.
- MACHARE (J.), DEVRIES (T.), BARRON (J.) et FOURTANIER (E.), 1988. — Oligo-Miocene transgression along the Pacific Margin of South-America : new Paleontological and Geological evidence from the Pisco Basin (Peru). *Géodynamique* 3 (1) 1-2 : 25-37.
- 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 DELFAUD (J.), 1985. — Alluvial fans of the intramontaneous basin of Moquegua (Oligocene of Southern Peru). Anatomy and dynamic signification. 6^e Europ. Reg. Meet. Sedimentology of I.A.S., Résumés : 274-276. Lérida.
- MAROCCO (R.), LAVENU (A.) et DELFAUD (J.), 1985. — Ambiente deposicional de una cuenta continental intramontaña andina : el grupo Moquegua (Sur del Perú). Primeros resultados. *Bol. Soc. Geol. Peru.* n° 75 : 73-90 Lima.
- MARQUILLAS (R.), 1986 — Ambiente de depósito de la Formación Yacoraita (Grupo Salta). Cretácico-Eocénico, Norte Argentino. 1^o Symposium PICG n° 242 « Cretácico de América Latina ». La Paz.
- MEGARD (F.), 1978. — Étude géologique des Andes du Pérou Central. *Mem. ORSTOM* n° 86, 310 p., Paris.

- MERTZ (D.), 1966. — Mikropalaontologische und sedimentologische Untersuchung der Pisco-Formation Sudperus. *Palaentographica*. Abt. A., 118 : 1-51, Stuttgart.
- MUIZON (C. de), 1981. — Les Vertébrés fossiles de la formation Pisco (Pérou). Première partie : deux nouveaux Monachinae (Phocidae, Mammalia) du Pliocène inférieur de Sud-Sacaco. *Trav. Inst. Fr. Et. Andines*, 22 : 1-160 in Recherches sur les Grandes Civilisations, mém. 6, ADPF, Paris.
- MUIZON (C. de), 1984. — Les Vertébrés fossiles de la formation Pisco (Pérou). Deuxième partie : les Odontocètes (Cetacea, Mammalia) du Pliocène inférieur de Sud Sacaco. *Trav. Inst. Fr. Et. Andines*, 27 : 1-187. In Rech. sur les Civilisations, mém. 50, ADPF, Paris.
- MUIZON (C. de) (sous presse) — Les Vertébrés fossiles de la formation Pisco (Pérou). Troisième partie : les Odontocètes (Cetacea, Mammalia) des niveaux miocènes. *Trav. Inst. Fr. Etud. andines*. In Rech. sur les Civilisations, ADPF, Paris.
- MUIZON (C. de) et BELLON (H.), 1980. — L'âge mio-pliocène de la formation Pisco, Pérou. *C.R. Hebd. Séanc. Acad. Sci. sér. D.*, 290 : 1063-1066, Paris.
- MUIZON (C. de) et BELLON (H.), 1986. — Nouvelles données sur l'âge de la Formation Pisco (Pérou). *C.R. Hebd. Séanc. Acad. Sci. sér. II*, 303 : 1401-1404, Paris.
- MUIZON (C. de) et DEVRIES (T.J.), 1985. — Geology and Paleontology of late Cenozoic marine deposits in the Sacaco area (Peru). *Geol. Rdsch.*, 74 : 547-563.
- MYERS (J.S.), 1975. — Cauldron Subsidence and Fluidization : Mechanism of intrusion of the Coastal Batholith of Peru into its own ejecta. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 86 : 1209-1220.
- NEWELL (N.D.), 1956. — Reconocimiento geológico de la región Pisco-Nazca : *Bol. Soc. Geol. Perú*, 30 : 261-295. Lima.
- NOBLE (D.C.), SEBRIER (M.), MEGARD (F.) et Mc KEE (E.), 1985. — Demonstration of two pulses of Paleogene deformation in the Andes of Peru. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 73 : 345-349.
- NOBLET (Ch.), 1985. — Analyse sédimentologique des Couches Rouges sud péruviennes. Rapport VSN ORSTOM, 64 p., Lima.
- OLSSON (A.A.), 1928. — Contribution to the Tertiary paleontology of Northern Peru : part 1, Eocene Mollusca and Brachiopoda. *Bull. American Paleontology*, 14 (52) : 5-102.
- OLSSON (A.A.), 1930a. — Idem : part 2, Upper Eocene Mollusca and Brachiopoda. *Bull. American Paleontology*, 15 (57) : 70-116.
- OLSSON (A.A.), 1930b. — Idem. : Part 3, Eocene Mollusca. *Bull. American Paleontology*, 17 (62) : 5-73.
- RIVERA (R.), 1957. — Moluscos fósiles de la formación Paracas. Dpto de Ica. *Soc. Geol. Perú. Bol.* 32 : 165-219. Lima.
- RÜEGG (W.), 1957. — Geologie zwischen Gañete-San Juan, 13°00-15°00 Sudperus. *Geol. Rdsch.*, 45 (3) : 776-856, Stuttgart.
- RÜEGG (W.), 1962. — Rasgos morfológicos-geológicos intramarinos y sus contrapartes en el suelo continental peruanos. *Bol. Soc. Geol. Perú*, 38 : 97-142. Lima.
- SEBRIER (M.), MAROCCO (R.), GROSS (J.J.), MACEDO (S.) et MONTOYA (M.), 1979. — Evolución neogena del piedemonte pacífico de los Andes del Sur del Perú. 2^e Congrès Chilien Géol., 3 : 171-188.
- SEMPERE (Th.), 1986. — Contribución a la estratigrafía del Mesozoico boliviano en el dominio andino. Informe nº 1 convenio UMSA/ORSTOM, 34 p., La Paz.
- SOLER (P.) et BONHOMME (M.), 1987. — Données radiochronologiques K-Ar sur les granitoïdes de la Cordillère Orientale des Andes du Pérou Central. Implications tectoniques. *C.R. Hebd. Séanc. Acad. Sci. sér. II*, 304 (14) : 841-844.
- STEINMANN (G.), 1929. — Geologie von Peru, 448 p., Karl Winter, Heidelberg.
- THORNBURG (T.) et KULM (L.D.), 1981. — Sedimentary basins of the Peru Continental Margin : Structure, Stratigraphy and Cenozoic tectonics from 6°S to 16°S latitude. *Geol. Soc. Amer. Mem.* 154 « Nazca Plate » : 393-422.
- VAIL (P.), MITCHUM (R.) et THOMPSON (S.), 1977. — Seismic stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 4 : Global Cycles of Relative Changes of Sea Level. *Am. Ass. Pet. Geol. Mem.* 26 : 83-97.
- VICENTE (J.C.), BEAUDOUIN (B.), CHAVEZ (A.) et LEON (I.), 1982. — La cuenca de Arequipa (Sur Perú) durante el Jurásico-Cretácico inferior. 5^o Congrès Latino-Amer. Géol., Buenos Aires, Argentine, Actas 1 : 121-153.
- WOODS (H.), 1922. — Mollusca from the Eocene and Miocene Deposits of Peru. In : Bosworth T.O. Geology and Paleontology of Northwest Peru. *Mac Millan and Co., Ltd.* London : 51-111.