

geol

COMMENTAIRE D'UNE COUPE SCHÉMATIQUE A TRAVERS LES ANDES CENTRALES DU PÉROU ⁽¹⁾

par F. MEGARD *

RESUME. — Cet article cherche à faire le point des connaissances actuelles sur la structure des Andes Centrales péruviennes et propose une coupe d'ensemble de la chaîne.

La transversale choisie (Lima-Bouclier brésilien), soit 600 km, permet d'étudier :

- la tectonique hercynienne encore mal connue, mais qui semble avoir été importante dans une grande partie de la chaîne;
- la tectonique andine, essentiellement d'âge fini-crétacé et éotertiaire, qui a édifié les structures principales;
- la surrection de la chaîne qui s'est produite au cours du Pliocène et au début du Quaternaire.

ABSTRACT. — This article is an attempt to survey the present knowledge about the Central Peruvian Andes structure, and it proposes a comprehensive section of the range.

The elected cross-section (Lima-Brazilian shield), which is 600 km long, allows to study :

- the *hercynian tectonics*, still unsufficiently known, but which appear to affect deeply an important part of the range;
- the *andean tectonics*, which essentially took place in the late Cretaceous and in the early Cenozoic and built the principal structures;
- the range uplift which occurred during the Pliocene and the early Quaternary.

RESUMEN. — En este artículo, el autor presenta una sección de conjunto a través de los Andes Centrales del Perú y de sus piedemontes, y trata de hacer la síntesis de los conocimientos actuales sobre su estructura.

En la transversal escogida (Lima-escudo brasileiro), que tiene una longitud de 600 km, se puede estudiar :

- la tectónica *hercínica*, mal conocida hasta ahora, que sin embargo fue importante en gran parte de la cadena;
- la tectónica *andina*, esencialmente de edad finicretácica y eoterciaria, creadora de las principales estructuras;
- el levantamiento de la cadena que se produjo en el curso del Pliocénico y al principio del Cuaternario.

A la suite d'un certain nombre d'auteurs, notamment Steinmann(1904 repris en 1929) et Douglas (1921), nous essayons de donner ici une coupe générale des Andes Centrales du Pérou et de leurs piémonts ¹. (Cf. planche hors-texte).

Elle va du Pacifique à la frontière brésilienne et a un axe approximativement N 60 E - S 60 W. Dans sa partie andine, elle suit à peu près l'itinéraire routier Lima-La Oroya-La Merced, qui relie en une journée Lima au piémont amazonien en franchissant un col à plus de 4 800 m.

Le matériel qui compose la chaîne sur cette transversale a été tectonisé à des âges divers : précambrien, calédonien (?), hercynien, névadien (?), finicrétacé, tertiaire et même quaternaire.

Pour l'étude des terrains anciens, nous décrivons les structures en allant du bouclier brésilien vers la côte pacifique.

A partir du Mézozoïque la paléogéographie est bien connue et on sait que toutes les invasions marines viennent de l'W; aussi nous partirons du Pacifique, mer ouverte, pour nous diriger vers le continent représenté par le bouclier brésilien.

1. Ce travail a été rendu possible par le C.N.R.S. qui m'a permis d'effectuer un séjour de plus de deux ans au Pérou, et par la « Comisión Carta Geológica Nacional » du Pérou qui m'a aidé matériellement (moyens de transport entre autres) et m'a permis d'accéder à certaines sources de documentation. Je leur en suis profondément reconnaissant.

* C.N.R.S. (Géologie Structurale, Montpellier) et Comisión Carta Geológica Nacional, Lima, Pérou.

23 JANV 1968 n° 12024

I. — LE PRÉCAMBRIEN

Aucun affleurement cambrien n'est connu au Pérou, les plus proches étant ceux du Nord de la Bolivie, aussi peut-on discuter l'attribution au Précambrien de nombreuses roches métamorphiques ou ignées.

Au NE de notre coupe, le *bouclier brésilien*, en grande partie précambrien, est recouvert par une épaisse couverture sédimentaire; on lui attribue un granite trouvé à 1 500 m dans un sondage à Ganso Azul, sous des séries transgressives vraisemblablement ordoviciennes (Koch, 1962).

Dans les *Andes*, on ne connaît que quelques rares noyaux de paragneiss, tous dans la Cordillère Orientale, tel celui du Huaytapallana, près de Huancayo, qui pourraient être précambriens.

Sur la *Côte centrale*, il n'y a pas de roches antérieures au Jurassique supérieur. Néanmoins, il est probable que l'axe paléozoïque côtier du Sud du Pérou, connu entre le 17° parallèle Sud et Pisco

(15° 50' S), se prolonge vers le Nord, immergé au large de la côte centrale.

Dans ce cas, des terrains anciens en partie métamorphiques formeraient, un peu au large de la côte actuelle, une bande NNW-SSE. Deux arguments appuient cette thèse : les sédiments détritiques du Crétacé inférieur de la région de Lima contiennent des minéraux provenant de roches métamorphiques², l'étude des figures de sédimentation prouve que ces sédiments proviennent en général de l'Ouest² et Wilson, 1963).

Le problème de l'âge du socle métamorphique de la Côte Sud n'est pas résolu : signalons que dans la vallée de Majes et vers Cocachacra (vers 16° 30' S), des paragneiss très plissés sont recouverts en discordance par le Dévonien inférieur et que le granite de Mejia, d'âge absolu ordovicien et repris dans le conglomérat de base du Dévonien inférieur à Cocachacra, les recoupe; là ils sont donc pré-ordoviciens.

II. — LES MOUVEMENTS CALÉDONIENS

Leur existence même est souvent mise en doute. Sur le tracé de notre coupe, on ne peut reconnaître leurs effets éventuels.

Cependant, il semble y avoir au Pérou une lacune générale du Silurien (Gothlandien). Dans les zones où le Dévonien moyen est pratiquement concordant avec le Carbonifère inférieur, comme c'est le cas au long de la coupe classique d'Ambo-Virroy (Steinmann, 1929; Newell, 1953), 200 km au N de

notre coupe, ou dans la région de Macusani et Crucero, 500 km au SE, il semble logique de séparer par une discordance *calédonienne* ou éventuellement *taconique* les terrains affectés par une schistosité marquée et des plis semblables, où l'on connaît des faunes de l'Ordovicien, des terrains plissés en plis concentriques où l'on connaît des faunes du Dévonien moyen.

III. — LES MOUVEMENTS HERCINIENS ET LA SÉDIMENTATION AU PALÉOZOÏQUE SUPÉRIEUR

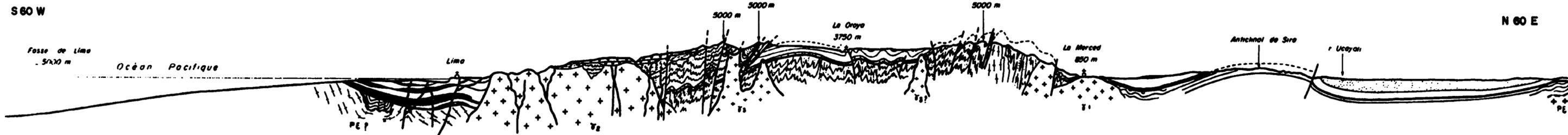
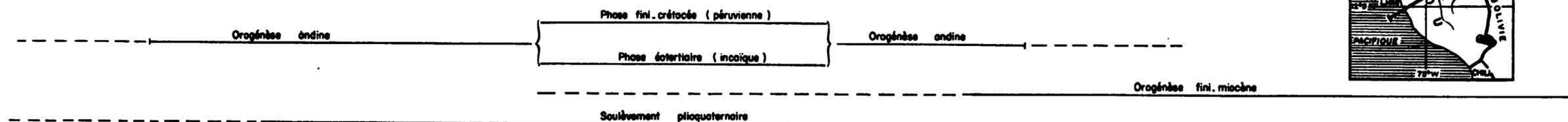
A. — LA PHASE ÉOHERCINIENNE.

Les premiers mouvements bien connus sont dus à une phase que l'on peut appeler *éohercynienne*, qui se place entre le Dévonien moyen et le Mississipien, et dont l'importance a été déjà soulignée

notamment par Steinmann (1929), Ruegg (1956), Katz (1959), Egeler et de Booy (1961). Elle se traduit par une lacune très générale du Dévonien supé-

2. Renseignements aimablement communiqués par A. Par-do Arguedas.

Coupe des Andes péruviennes centrales



- | | | | | | | | | | | | |
|--|----------------------------------|--|---|--|--|--|---|--|--|------------|-----------------------------------|
| | Gneiss et granites pré-cambriens | | Paléozoïque inférieur, en partie métamorphique avec gneiss (gn) | | a: Paléozoïque supérieur e: Mésozoïque
c: coulées volcaniques | | Crétacé - Tertiaire (couches rouges) | | Volcanites tertiaires de la vallée du Rimac (basiques et intermédiaires) | | Volcanites acides du Pliocène (?) |
| | Granites anciens (éohercyniens) | | Batholite de la Côte (tardicrétacé) | | Intrusions acides tertiaires | | Filons, sills et lacolles mésozoïques et tertiaires | | | Schistoïté | |

Cette mire doit être lisible dans son intégralité
 Pour A0 et A1: ABERPFTHLJDOCQVWMNSZXY
 zsaecmuvnwixrfkhdpggyjt 7142385690
 Pour A2A3A4: ABERPFTHLJDOCQVWMNSZXY
 zsaecmuvnwixrfkhdpggyjt 7142385690



rieur et, dans certaines zones, par des plissements intenses accompagnés de métamorphisme.

Ils affectent une série détritique : schistes noirs avec d'importantes lentilles de quartzites, quartzites et schistes alternant en lits très minces, allant du mm au cm, flyschs typiques enfin. Les seuls fossiles que l'on y ait trouvés sont des Brachiopodes du Dévonien inférieur (Harrison, 1943, 1951 a) ; une partie de ces terrains est probablement ordovicienne, mais les gisements de Graptolites connus les plus proches de notre coupe sont ceux d'Ambo-Virroy³ et ceux du Salcantay, 400 km à l'WSW⁴. Ce matériel a été repris dans les plis et les accidents cassants ultérieurs et retrouver le style de la phase éohercynienne n'est pas simple.

1°) Amazonie.

Dans la partie centrale de l'Amazonie péruvienne, les affleurements paléozoïques sont rares.

Le plus oriental est celui des collines de Contaya, 100 km au N de notre coupe, où, au cœur d'un vaste anticlinal NW-SE néotertiaire, apparaissent des schistes à Graptolites de l'Ordovicien moyen plissés assez mollement selon des axes obliques. Ils ne montrent pas de schistosité. Le Crétacé les recouvre directement en discordance.

Le seul massif paléozoïque amazonien que recoupe notre section est celui de Sira, qui se trouve dans une position plus occidentale. C'est un grand anticlinal NNW-SSE lui aussi néo-tertiaire. Le Paléozoïque inférieur, Dévonien et peut-être Ordovicien, qui en forme le centre, est en concordance angulaire avec les sédiments du Paléozoïque supérieur et du Mésozoïque.

La tectogenèse éohercynienne semble donc avoir peu affecté les abords mêmes du bouclier brésilien et encore moins le bassin amazonien péruvien.

2°) Cordillère Orientale.

Plus à l'W, par l'intermédiaire d'une bande faillee légèrement chevauchante vers le NE, on passe très brutalement du Mésozoïque subandin plissé avec un style concentrique à la Cordillère Orientale constituée essentiellement de roches paléozoïques très redressées, schisteuses, en partie métamorphiques et traversées par de multiples intrusions.

Son aspect actuel est dû en grande partie à la tectonique andine⁵.

3. Datés du Llanvirn inférieur.

4. Daté du Llanvirn et de l'Arenig.

5. Cf. IV, B, 2°, (e).

On arrive cependant en certains endroits à retrouver les restes de structures plus anciennes : c'est le cas de la zone de Huancayo, où des flyschs en partie dévoniens nous montrent des plis andins NW-SE et presque isoclinaux replissant des plis plus anciens à axes très obliques (angle de 60° à 90°), les deux schistosités étant presque confondues. Si on « déplisse » les premiers, ces plis apparaissent donc comme des plis couchés souples à axes NE-SW à E-W, qui correspondent à la phase éohercynienne, car ils n'affectent pas le Paléozoïque supérieur marin qui les recouvre en discordance.

Il semble que l'on doive attribuer un âge éohercynien à la plupart des séricitoschistes, chloritoschistes et micascistes de la Cordillère Orientale du Centre. Le problème de l'âge des quelques noyaux gneissiques de la Cordillère Orientale : précambrien, calédonien ou éohercynien, n'est pas encore résolu.

En dehors de ces régions complexes à tectoniques superposées et souvent à leur proximité presque immédiate, la Cordillère Orientale en montre d'autres où la tectonique andine plisse ensemble des séries paléozoïques anciennes et récentes pratiquement concordantes selon des axes typiquement andins : entre Huanta et l'Apurimac par exemple, à peine 100 km au SE de Huancayo, à Ambo et Virroy, etc.

3°) Andes Occidentales et Côte.

Dans les Andes Occidentales un des rares affleurements de Paléozoïque inférieur est le dôme de Yauli, un peu au Sud de notre coupe; les roches anciennes, schisteuses et légèrement métamorphiques, y sont recouvertes en discordance angulaire marquée par le Permien supérieur continental, discordance qui semble être un héritage de la phase éohercynienne.

Sur la Côte centrale, on ne connaît pas d'affleurements paléozoïques.

4°) Conclusion.

On peut donc en conclure que dans les Andes, où elle est la plus nette, cette phase a affecté intensément des massifs bien délimités, plissés puis surélevés, entre lesquels ont subsisté des dépressions calmes où, au Mississipiien, se sont sédimentées, presque en concordance avec le Dévonien (voir Katz, 1959, p. 728), des séries élastiques à restes de plantes, qui provenaient de l'érosion des massifs en relief : c'est le cas à Ambo, localité qui a donné

son nom à la formation-type du Mississipien (Newell *et al.*, 1953). Lorsque ces mêmes sédiments remplissent des poches de moindre extension à l'intérieur des massifs, on les trouve fortement discordants. La localisation de ces reliefs permettra de mesurer plus exactement l'importance de ces mouvements.

B. — LA SÉDIMENTATION MARINE PERMO-CARBONIFÈRE.

A la suite de la période mississippienne, marquée par des dépôts surtout continentaux, eurent lieu successivement deux grandes invasions marines d'extensions différentes, l'une au Pennsylvanien⁶, l'autre au début du Permien⁷.

Vers l'Est, les sondages pétroliers montrent que la mer permocarbonifère dépassa à peine le rio Ucayali en quelques endroits (Koch, 1962); à hauteur de notre coupe, elle n'atteignit pas le flanc Est de l'anticlinal de Sira.

Dans les Andes, des zones au moins en partie émergées séparaient plus ou moins efficacement la mer permocarbonifère amazonienne de la mer ouverte: on voit les sédiments marins de cet âge s'amincir dans la région de Huancayo et passer à des faciès continentaux; ils sont absents au dôme de Yauli.

C. — LA PHASE HERCYNIENNE.

Après le Léonardien inférieur, équivalent de l'Artinskien inférieur, une phase de faible intensité, que l'on peut appeler *hercynienne*, vient plisser localement les sédiments plus anciens, notamment les calcaires carbonifères et permien. Il s'agit de mouvements à très grand rayon de courbure car les discordances angulaires dépassent rarement quelques degrés.

Cette phase s'accompagne d'une régression et est suivie d'une époque d'érosion des reliefs qui restaient de la phase éohercynienne et de ceux qui venaient de se construire, sinon dans la Cordillère Orientale, du moins peut-être plus à l'W, dans la Cordillère Occidentale ou même dans la bande côtière, zones où le Primaire n'affleure pratiquement pas.

6. Formation marine « Tarma ».

7. Formation marine « Copacabana », datée par des Fusulinidés du Wolfcampien (Sakmarien) et du Léonardien inférieur.

D. — LA SÉDIMENTATION CONTINENTALE DU PERMIEN SUPÉRIEUR.

Sur la surface d'érosion se dépose ensuite une épaisse série rouge-violacé de conglomérats, grés, quartzites et argilites, avec d'importantes intercalations de roches volcaniques⁸. Absente ou très mince dans le bassin amazonien, où on ne la rencontre qu'à partir du flanc W de l'anticlinal de Sira, elle est bien représentée dans la Cordillère Orientale et au dôme de Yauli.

Comme elle est transgressive, elle repose souvent directement sur les sédiments intensément plissés du Paléozoïque inférieur. Il s'ensuit une confusion fréquente sur l'importance relative des phases éohercynienne et hercynienne, alors qu'il est sûr que cette importante discordance angulaire, attribuée à tort à la phase hercynienne, est due en fait à la phase éohercynienne et parfois même à la phase calédonienne.

E. — CONCLUSION.

Au cours du Paléozoïque, à hauteur de notre coupe, deux phases tectoniques modèlent principalement les Andes Centrales.

La première, *éohercynienne*, située entre le Dévoien moyen et le Mississipien, est de loin la plus importante: elle plisse intensément certains secteurs des Andes actuelles et est accompagnée d'un métamorphisme à échelle régionale. Elle ne touche pratiquement pas l'Amazonie et on ignore si elle affecte la zone côtière.

La seconde, *hercynienne s.s.*, approximativement d'âge permien, plisse peu les couches, mais marque le début d'une importante sédimentation détritique rouge et d'une puissante phase de volcanisme.

Des problèmes importants restent posés, comme celui de l'âge des noyaux gneissiques de la Cordillère Orientale, celui de l'existence et de l'importance relative d'une phase calédonienne...

Ils trouveront une solution à mesure qu'avancera l'étude de la Cordillère Orientale et surtout celle de son flanc Est, rendue spécialement difficile par une topographie déchiquetée et une végétation presque impénétrable.

8. Groupe « Mitu », daté du Permien supérieur (post-Léonardien inférieur) par la seule intercalation marine que l'on y connaisse jusqu'à présent dans la région de Tarma.

IV. — LA SÉDIMENTATION MÉSOZOÏQUE ET LES MOUVEMENTS « ANDINS »

A. — LA SÉDIMENTATION MÉSOZOÏQUE.

Aucune rupture ne marque le passage du Permien au Trias et il est probable que la partie supérieure des sédiments détritiques rouges du Mitu représente le Trias inférieur et moyen.

1°) *Au Trias et au Lias.*

La grande invasion marine du Secondaire commence au Carnien et se poursuit sans discontinuité jusqu'au Lias supérieur; la transgression se fait sans discordance angulaire sur la surface irrégulière du Mitu.

Sur la Côte centrale, on ne connaît aucun dépôt du Trias ou du Lias. Il est probable, si on en juge d'après les sédiments connus au Sud de Pisco (Ruegg, 1956), que d'épaisses séries volcano-sédimentaires, mi-marines, mi-continentales, se déposent alors aux abords de l'axe paléozoïque côtier.

Dans les Andes, on rencontre une épaisse séquence carbonatée qui compte 1 500 m de calcaires et calcaires marneux vers Huancayo⁹, dont 1 300 déposés entre le Sinémurien et la fin du Lias. Vers l'E, dans la Cordillère Orientale, cette épaisseur décroît et la série se condense.

Mais dans le bassin amazonien, tout au moins jusqu'à La Merced vers le Sud, des calcaires noirs souvent schisteux témoignent de l'existence d'une mer liasique qui ne dépassait guère le flanc W de l'anticlinal de Sira.

Ainsi commence à se dessiner le dispositif paléogéographique, d'orientation NNW-SSE dans ses grandes lignes, qui, à partir de cette époque et jusqu'au Sénonien, va conditionner la sédimentation dans le N et le Centre du Pérou (Benavides, 1956; Fisher, 1956; Wilson, 1963; Debelmas et Trottereau, 1964). A partir du Pacifique, mer ouverte, on rencontre, en allant vers le bouclier brésilien émergé :

- un géanticlinal occidental, qui probablement correspondait le plus souvent à un arc d'îles, siège d'activités volcaniques presque continues durant le Mésozoïque;
- un bassin de sédimentation à caractère essentiellement néritique et subsident, ouvert vers l'W à l'influence du Pacifique;

⁹ 9. Groupe « Pucará ».

- un géanticlinal oriental correspondant approximativement à l'actuelle Cordillère Orientale et qui, plus au Nord, devient le géanticlinal du Marañón (Benavides, 1956);
- un bassin oriental à sédimentation plus détritico, mi-marine, mi-continentale.

Ce dispositif classique cesse d'être valable plus au Sud : le bassin oriental passe à une zone émergée dans laquelle vient se fondre le géanticlinal oriental; le bassin occidental lui-même montre une sédimentation qui, au moins sur son flanc E, est continentale et très épaisse (4 à 5 000 m pour le seul Secondaire et 16 000 m pour l'ensemble secondaire et tertiaire dans la région du lac Titicaca); la mer ouverte transgresse sur le géanticlinal occidental et fait quelques incursions vers l'Est, le plus souvent limitées à la partie W du bassin occidental (Jenks, 1948; Newell, 1949).

2°) *Au Jurassique et au Néocomien.*

Entre le Lias supérieur et la fin du Jurassique, le bassin occidental est en grande partie inconnu. A partir de la fin du Jurassique et durant tout le Néocomien, dans sa partie E alternent des faciès marin et continentaux (Rivera, 1951; Bellido, 1956; Wilson, 1963), les faciès marins étant plus fréquents et l'ensemble des dépôts plus épais vers le Pacifique.

Dans le détail, les limites orientales de ces transgressions sont souvent obliques par rapport aux grands alignements de la tectonique « andine ». Néanmoins, à l'approche de l'actuelle ligne de partage des eaux entre Atlantique et Pacifique, parallèle à la Côte dont elle est distante d'à peu près 100 km, on remarque, surtout au Néocomien, un amincissement de tous les faciès marins et leur passage fréquent à des faciès continentaux.

Le géanticlinal oriental semble être émergé et les quelques sédiments détritiques grossiers qu'on y trouve parfois sont très minces.

A l'opposé, dans le bassin amazonien se dépose une épaisse séquence continentale avec parfois quelques intercalations néritiques.

Les mouvements *névadiens* signalés par Ruegg (1956) dans la région de Nazca et également dans le bassin amazonien ne semblent pas avoir joué un rôle notable au long de notre coupe; peut-être ont-ils tout au plus déterminé des ondulations à très

grand rayon de courbure que la précision actuelle des levés ne permet pas d'apprécier.

3°) *Au Crétacé moyen et supérieur.*

A partir de l'Albien moyen et jusqu'au Sénonien, la mer, à la suite d'une importante transgression, recouvre les deux bassins et une grande partie des géanticlinaux. La stratigraphie de ces dépôts marins très fossilifères est connue dans le détail par, entre autres, les œuvres de : Mac Laughlin, 1924; Steinmann, 1929; Benavides, 1956; Wilson, 1963...

B. — LES MOUVEMENTS ANDINS.

1°) *Leur chronologie.*

Vers la fin du Sénonien, la phase « péruvienne » de Steinmann (1929), premier stade des mouvements « andins », vient clore ce cycle sédimentaire.

Elle est immédiatement suivie par le dépôt de couches rouges intercalées de conglomérats et de lentilles calcaires; elles sont datées localement du Santonien par des intercalations marines (Wilson, 1963), mais montent dans le Tertiaire (Koch, 1960; Mabire, 1961). D'épaisseur très irrégulière, on les trouve dans les Andes et dans le bassin amazonien; vers l'W elles ne dépassent guère la ligne de partage des eaux.

Dans les Andes, les couches rouges et les dépôts antérieurs déjà plissés sont ensuite affectés par la phase « incaïque » (Steinmann, 1929), qui se placerait, selon les auteurs auxquels on se réfère, entre l'Eocène moyen et... le Miocène. L'attribution à l'Eocène moyen, que nous adoptons ici, est la plus vraisemblable.

2°) *Les structures.*

Les structures « péruviennes » et « incaïques » sont orientées de la même façon : elles forment des faisceaux dont les directions sont le plus généralement NNW-SSE à NW-SE, pouvant aller parfois jusqu'à N-S, comme vers Huancavelica. Aussi, lorsque les couches rouges sont absentes, est-il impossible de les différencier; pour cette raison nous les appellerons plus souvent « andines » d'une façon générale.

a) *Sur la Côte*, les mouvements « andins » provoquent la formation de plis concentriques le plus souvent à grand rayon de courbure, comme dans la région de Lima par exemple; mais vers Cañete, 150 km plus au SE, on trouve une schistosité

verticale prononcée et parallèle à l'axe des plis dans les calcaires marneux du Crétacé inférieur.

b) *Dans le flanc pacifique de la Cordillère Occidentale*, la plupart des sédiments anciens ont été oblitérés lors de la mise en place du « grand batholite de la Côte » ou sont recouverts par une épaisse couverture volcanique discordante sur l'ensemble. Quelques enclaves de grande taille dans le batholite et quelques pointements isolés sous les masses volcaniques dans les vallées profondes qui recoupent ce versant, celle du rio Rimac entre autres que suit la route Lima-La Oroya, montrent les sédiments mésozoïques affectés par une schistosité nette, proche de la verticale, qui sert de plan axial à des plis semblables aigus et serrés là où alternent marnes et calcaires, plus amples dans les masses calcaires en gros bancs. Le fait que l'on trouve le front de schistosité dans le Mésozoïque est dû à la présence de sédiments épais à faciès souvent calcaro-argileux ou argileux et peut-être à l'action de forces de compression plus intenses au voisinage de l'axe paléozoïque côtier.

c) Un peu plus à l'Est, la *ligne de partage des eaux* coïncide avec une bande large de quelques km caractérisée par des failles raides chevauchantes vers le NE associées à des plis déversés dans la même direction; les failles suivent souvent des niveaux plastiques, entre autres les marnes albiennes.

Dans ce secteur les structures gravitationnelles sont peu développées; néanmoins, 20 km au Sud de notre coupe, Szekely (1967) décrit une grande lame glissée de 10 km sur 10 km, décollée au niveau des marnes albiennes, qui est reprise par les failles chevauchantes.

Ces structures chevauchantes, même si elles sont finicrétacées, ont au moins rejoué lors de la phase tertiaire « incaïque » car elles affectent aussi les couches rouges. Les accidents sont localisés dans une bande étroite qui se poursuit latéralement sur plus de 100 km : il semble donc qu'ils soient la manifestation en surface d'une ligne de rupture importante du socle. Cette ligne, qui au Jurassique supérieur et au Néocomien a souvent été la ligne de rivage pacifique, était probablement alors l'homologue des grandes failles qui déterminent actuellement l'allure de grands secteurs côtiers du Pacifique Sud, celui du Nord du Chili par exemple.

Plus au Nord, on voit le front de la zone chevauchante migrer 70 ou 100 km plus à l'Est jusqu'à la vallée du Marañón, cependant que les glissements par gravité prennent de plus en plus d'importance (Wilson et Reyes, 1964); la raison de ce déplacement vers l'Est est, semble-t-il, le grand développement des faciès argileux du Jurassique supérieur.

Il est possible que, très en arrière du front de chevauchement (on peut même parler là de charriage), la ligne de rupture profonde continue.

d) Entre ce secteur complexe et les premiers affleurements permien du bord W de la Cordillère Orientale s'étendent des *hauts plateaux* d'une largeur approximative de 50 km que les mouvements andins ont marquée d'une série de plis concentriques réguliers. Un examen des relations entre les couches rouges et les séries crétacées calcaires permet d'y séparer les effets des phases « péruvienne » et « incaïque ».

Dans leur partie centrale, les couches rouges et leur substratum sont plissés en concordance.

A l'W, sur les calcaires crétacés, on rencontre des conglomérats discordants qui s'amincissent progressivement vers l'E en se fondant dans les couches rouges. A l'Est, dans la région de Huancayo, les couches rouges recourent toute la série crétacée et jurassique et viennent reposer sur les calcaires du Trias avec une forte discordance angulaire.

La tectogenèse « péruvienne » a donc édifié des massifs de direction NW-SE entre lesquels subsisteraient des bassins peu ou pas plissés où se déposeraient les couches rouges. Lors de la phase « incaïque », l'ensemble fut plissé et faillé selon des axes de même direction.

Vers La Oroya, une étroite bande faillée et plissée dissymétriquement rompt l'homogénéité de cette zone. On en trouve un équivalent plus au Sud dans la vallée du Mantaro en aval du Huancayo et de même plus au Nord dans celle du Marañón (Wilson, 1964). Il ne s'agit pas d'une bande continue, mais d'une série de structures faillées reprises à différentes époques qui se relaient en échelon.

e) Dans la *Cordillère Orientale*, les structures qui affectent les terrains d'âge carbonifère ou postérieur sont essentiellement andines, et on peut assez bien les étudier sur son bord W, par exemple vers Tarma et vers Huancayo. Elles sont de deux types :

α) Le Paléozoïque supérieur, dont un des éléments essentiels du point de vue mécanique est le Permien supérieur continental volcanique, montre le plus souvent des plis lourds NNW-SSE; mais les quelques rares synclinaux calcaires triasico-liasiques qu'il contient présentent des plis semblables très disharmoniques. De plus, en divers endroits, ce Paléozoïque est affecté par une schistosité raide dans l'axe des plis et même par un épimétamorphisme, qui fait passer les grès et pélites rouges du Permien supérieur à des quartzites sériciteux et séricitoschistes verts; ce métamorphisme atteint même parfois les synclinaux calcaires, où l'on observe alors des étirements et des recristallisations.

Ainsi que nous l'avons déjà signalé (III, A, 2°), le Paléozoïque inférieur a réagi souplement à cette tectonique dans la plupart des cas.

β) Entre les secteurs assez larges qui exposent cette tectonique souple, on en rencontre d'autres, larges de quelques km, où s'empilent des écailles très raides à pendage en général SW qui montrent également schistosité et métamorphisme. Ces structures cassantes se sont probablement mises en place après les structures souples : elles seraient « incaïques » et les premières « péruviennes ». Ici, la montée du front de schistosité est liée à une surrection plus intense suivie d'érosion à la fin du Tertiaire et au Quaternaire.

Plus à l'Est, l'érosion plus profonde du flanc amazonien de la Cordillère Orientale dégage des séries métamorphiques profondes et des intrusions anciennes.

Ce matériel a évidemment été repris lors des mouvements « andins », la direction généralement « andine » des foliations très redressées en fait foi, mais l'essentiel du métamorphisme est certainement ancien (III, A, 2°).

f) En arrivant aux *collines du piémont amazonien*, on repasse brutalement aux sédiments mésozoïques par des failles raides, légèrement chevauchantes vers le NE, que nous aurions tendance à considérer également comme « incaïques ».

L'amplitude des plis « andins » décroît alors très rapidement et dans l'Amazonie proprement dite, on ne trouve pas de trace nette des mouvements « andins ».

3°) Conclusion.

C'est la tectogenèse « andine » qui, sur la Côte et dans les Andes, édifie la « chaîne des Andes » en tant que chaîne plissée et en constitue l'armature d'orientation essentiellement NNW-SSE. Ce n'est que lorsque sont présentes les couches rouges, discordantes sur les structures de la phase « péruvienne » finicrétacée et plissées lors de la phase « incaïque » éotertiaire, que l'on peut différencier ces deux phases de la tectogenèse « andine ».

Le problème des relations dans le temps entre ces deux phases et la mise en place du *batholite* n'est pas résolu. U. Petersen, dans sa mise au point de 1958, conclut que « l'évidence de terrain fait penser que l'intrusion eut lieu à la fin de la période de plissement du Crétacé supérieur ». C'est l'opinion la plus communément admise.

Il faut cependant préciser que sous ce terme de « batholite de la Côte » on rassemble des tonalites des granodiorites, des granites et des diorites et

qu'il s'agit de corps intrusifs souvent bien individualisés, séparés par d'importants septa de méta-sédiments. Le plus probable est qu'ils se sont mis en place à diverses époques allant du Crétacé supérieur jusqu'à un Tertiaire avancé postérieur

à la phase « incaïque ». Autrement dit, certaines parties du batholite seraient contemporaines des intrusions accompagnées de minéralisation situées plus à l'Est, que U. Petersen (1958) date essentiellement de l'Oligocène.

V. — SÉDIMENTATION ET TECTONIQUE AU COURS DU TERTIAIRE MOYEN ET SUPÉRIEUR ET DU QUATERNAIRE

1°) *Les séries marines.*

Entre le Crétacé moyen et le début du Quaternaire, on ne connaît pas de dépôts sédimentaires ou volcaniques sur la Côte centrale, alors que dans le bassin pétrolier du NE du Pérou, ou, plus au Sud, dans la zone de Pisco (Ruegg, 1956) on rencontre des séries marines très fossilifères.

2°) *Le Volcanisme et la tectonique « oligocène » dans les Andes.*

Ces transgressions mordent à peine sur le littoral actuel, et, dans les Andes, au Tertiaire moyen et supérieur, les dépôts les plus importants sont volcaniques. Leur âge est mal connu, quoiqu'un certain nombre de chronologies relatives d'intérêt local ou régional y aient été établies.

Nous ne nous intéresserons ici qu'à ceux que recoupe notre section. Il s'agit essentiellement d'une série volcano-sédimentaire plissée et discordante sur une surface topographique très irrégulière qui recoupe à la fois les couches rouges et les terrains mésozoïques.

Cette série, surtout basique, comporte des termes discordants les uns sur les autres. Ceci permet d'interpréter des observations en apparence contradictoires concernant ses contacts avec le batholite : vers Matucana, dans la vallée du Rimac, la partie inférieure de la série est recoupée par une intrusion appartenant au batholite; or, un peu plus au Sud, d'autres termes de ce qui paraît être la même série reposent en discordance sur le batholite altéré (Harrison, 1951 *b*). Mais on peut tout aussi bien penser qu'il s'agit de 2 intrusions d'âges différents dans une série de laves homogène (voir IV, B, 3°).

Cette série est en général faiblement ondulée. Mais, à l'approche de la ligne de partage des eaux, elle montre quelques synclinaux et anticlinaux très marqués, comme à Rio Blanco et vers Casapalca, qui sont encore orientés NNW-SSE; elle est même parfois reprise dans des chevauchements.

Dans la partie proprement andine de notre coupe, ce sont là les seuls indices d'une tectonique postérieure à la phase « incaïque »; pour l'instant, aucun élément ne permet de la dater. Selon U. Petersen (1958), il est vraisemblable que cette phase est oligocène. Selon les auteurs et les endroits, les intrusions accompagnées de minéralisation qui la suivent sont attribuées à l'Oligocène, au Miocène et même au Pliocène.

Postérieurement encore, une surface d'érosion, peut-être la surface « Puna » (voir V, 4°), recoupe ces roches volcaniques de couleur sombre puis est plombée par des épanchements de tufs ryolitiques clairs, qui semblent en relation directe avec des filons de même composition orientés ENE-WSW, presque parallèles à la vallée du rio Rimac.

Actuellement, là où les phases tertiaires postérieures à la phase « incaïque » sont presque aussi mal connues que du temps de Steinmann (1929). C'est dans les rares bassins lacustres comme celui de Huanta-Ayacucho, 200 km au Sud de notre coupe, que ce problème trouvera en partie sa solution : nous y avons trouvé des fossiles actuellement en cours de détermination dans trois formations lacustres séparées par des discordances angulaires nettes.

3°) *Les couches rouges et la tectonique « miocène » en Amazonie.*

Pendant que les Andes sont le théâtre de la tectogenèse « andine », dans le bassin amazonien les couches rouges continuent à se déposer calmement.

C'est seulement à la fin du Miocène et peut-être même au début du Pliocène (Ruegg et Fyfe, 1948; Koch, 1962) qu'intervient la seule tectonique marquante.

Elle se caractérise généralement dans la zone subandine par des structures étroites souvent failées et déversées vers le NE qui passent rapidement vers l'Est à des structures très amples, l'anticlinal

de Sira d'abord, lui aussi déversé vers le NE, puis le synclinal de l'Ucayali.

La relative abondance de roches-mères et la très grande quantité de roches magasins ont permis l'accumulation de pétrole et de gaz dans plusieurs petites structures situées plus au Nord et le bassin amazonien est encore actuellement prospecté activement.

4°) La surface « Puna » et sa déformation.

A partir de la phase « incaïque » éotertiaire, l'émergence généralisée de la zone andine commence et les problèmes morphologiques prennent de l'importance. Plusieurs surfaces d'érosion successives recoupent les reliefs faibles de ces premières Andes.

La plus connue est la surface « Puna » : sans entrer dans les détails (voir U. Petersen, 1958, et Dollfus, 1965), nous dirons que cette pénéplaine *s.l.* s'est établie à la fin du Miocène ou au début du Pliocène, puis a été soulevée d'approximativement 4 000 m durant le Pliocène et peut-être le début du Quaternaire jusqu'à son altitude actuelle qui, dans le Centre du Pérou, varie entre 4 000 et 4 500 m. Le mécanisme de ce soulèvement est mal connu : il est dû à des failles et au jeu de nombreuses diaclases, mais aussi à des déformations à grand rayon de courbure, anticlinaux et synclinaux; ces derniers forment des gouttières longitudinales dans lesquelles s'est installée une partie du réseau hydrographique.

5°) Dépôts continentaux et mouvements quaternaires.

Depuis le travail récent d'O. Dollfus (1965), le Quaternaire des Andes Centrales et de leurs piémonts côtier et amazonien est beaucoup mieux connu. Des dépôts conservés dans les quelques grands bassins longitudinaux andins, et surtout dans celui de Huancayo, permettent de se faire une idée de la chronologie relative des événements du Quaternaire : aux couches lacustres de climat frais du Pliocène supérieur ou de la base du Quaternaire font suite des terrasses corrélatives de 3 grandes glaciations.

La tectonique de cette époque semblait se résumer à des jeux de failles en « touches de piano » sur la Côte pacifique et au jeu des bords de quelques bassins andins. Une observation nouvelle¹⁰ nous montre qu'à Huancayo, après la première glaciation, une phase de plissement très nette intervient : le matériel lacustre et la terrasse la plus ancienne sont plissés en anticlinaux étroits et prononcés et en synclinaux larges et plats; là encore, la direction des axes est la direction « andine » NNW-SSE.

Des efforts de compression se sont donc produits, au moins localement, jusque dans le Quaternaire.

6°) Conclusion.

Quoique la succession des événements postérieurs à la phase « incaïque » soit encore très mal connue, on peut dire que, exception faite de la zone selvatique, ce sont les mouvements de surrection qui dominent. Les Andes, au sens morphologique du terme, s'édifient alors.

VI. — CONCLUSIONS

D'un point de vue structural, les Andes Centrales péruviennes se sont édifiées essentiellement en deux temps :

1) à l'éo-hercynien, où se place la première phase de plissement bien connue.

2) entre la fin du Crétacé et le début du Quaternaire, où se placent au moins trois phases de plissement, toutes de même direction, et une phase de surrection.

1°) La chaîne éo-hercynienne.

La chaîne éo-hercynienne est encore très mal connue. Nous savons seulement qu'elle existe et que,

au moins dans la zone de Huancayo, sa direction est nettement oblique par rapport à celle des structures finicrétacées et tertiaires.

Ces dernières donnent à la chaîne sa remarquable unité, mais remanient si profondément l'édifice ancien que le reconstruire est un travail difficile qui ne fait que commencer.

2°) La chaîne « Andine ».

La chaîne à proprement parler « andine », construite dans le deuxième temps, est très homo-

10. Faite au cours d'une sortie avec O. Dollfus en juillet 1966.

gène, car toutes ses structures, qu'elles soient de compression ou de distension et qu'elles appartiennent à une phase ou à une autre, ont une direction NNW-SSE.

Si on laisse de côté les intrusions, au long de notre section la chaîne montre des « plis de fond » et une tectonique de revêtement dans la couverture. Cette dernière est une tectonique souple, que caractérisent des plis concentriques à axes verticaux ou disposés en éventail, exception faite de deux bandes longitudinales à schistosité et plis semblables, l'une située dans la partie supérieure du versant pacifique de la Cordillère Occidentale, l'autre correspondant à l'ensemble de la Cordillère Orientale; de plus, des accidents de socle souvent anciens qui ont joué à différentes époques délimitent des lanières étroites très mobiles comme la zone imbriquée de la ligne de partage des eaux et la bande Maraón-Mantaro.

A partir de la Cordillère Orientale, les structures, bien que toujours raides, ont une tendance générale à se déverser en direction du bassin amazonien, qui joue le rôle d'avant-pays des Andes.

La caractéristique de ce bassin est d'avoir été plissé non pas lors des grandes phases qui formèrent les Andes, mais seulement au cours d'une phase tardive, qui dans les Andes n'eut qu'une importance réduite ou même nulle.

L'absence totale de sédimentation marine à partir du Crétacé supérieur fait qu'ensuite la chronologie des événements est très imprécise. Elle ne peut être éclairée que par :

- une étude stratigraphique et paléogéographique des bassins continentaux du Crétacé supérieur et du Tertiaire (Capas Rojas);
- une étude générale du volcanisme et des dépôts continentaux associés, tant du point de vue stratigraphique que pétrologique et paléomagnétique;
- une étude de la morphologie et des déformations des diverses surfaces d'érosion, qui devrait être effectuée en rapport direct avec celle du volcanisme.

3°) L'ORIGINE DES MOUVEMENTS.

Il est pour le moment impossible d'émettre la moindre hypothèse sur l'origine des mouvements éohercyniens.

Pour le mouvement « andins s.l. », une thèse qui semble toujours valable est celle de Douglas (1920), qui imagine un serrage entre deux mâchoires, l'une représentée par le bouclier brésilien qui se prolongerait sous l'Amazonie péruvienne, l'autre par la bande côtière de terrains anciens en partie méta-

morphiques ici immergés; plus au Nord, un abaissement axial de cette dernière joint à l'influence d'un noyau ancien induré au NE de Chiclayo, pourrait expliquer le fort changement de direction que subissent les plis « andins » qui dans le Nord du Pérou, vers Cajamarca, deviennent WNW-ESE. Dans cette hypothèse, l'axe côtier du Nord du Pérou, connu de la frontière équatorienne aux Illescas (6° S) et formé de terrains dévonien et carbonifères légèrement métamorphiques, ne serait pas le prolongement direct de l'axe côtier du Sud.

BIBLIOGRAPHIE

- BELLIDO, E. (1956). — Geología del curso medio del río Huaytará. *Bol. Soc. Geol. Perú*, t. 30, p. 33-47.
- BENAVIDES, V. (1956). — Cretaceous System in Northern Peru. *Bull. amer. Mus. nat. His.*, vol. 108, p. 357-493.
- DEBELMAS, J. et TROTTEREAU, G. (1964). — Essai sur les grands traits structuraux et l'évolution des Andes du Pérou. *Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn.*, (2), VI, fasc. 4, p. 259-268.
- DOLLFUS, O. (1965). — Les Andes Centrales du Pérou et leurs piémonts. *Trav. Inst. Fr. Etudes Andines*, t. X, 404 p.
- DOUGLAS, J. A. (1920). — Geological Sections through the Andes of Perú and Bolivia: From the Port of Mollendo to the Inambari River. *Quart. J. geol. Soc. London*, vol. 76, p. 1-61.
- DOUGLAS, J. A. (1921). — Geological Sections through the Andes of Perú and Bolivia: From the Port of Callao to the River Perené. *Quart. J. geol. Soc. London*, vol. 77, p. 245-284.
- EGELER, C. G. et De Booy, T. (1961). — Preliminary Note on the Geology of the Cordillera Vilcabamba (SE Peru), with Emphasis on the Essentially Pre-andean Origin of the Structure. *Geol. en Mijnbouw*, 40 Jaargang, p. 319-325.
- FISCHER, A. G. (1956). — Desarrollo geológico del Noroeste peruano durante el Mesozoico. *Bol. Soc. Geol. Perú*, t. 30, p. 177-190.
- HARRISON, J. V. (1943). — The Geology of the Central High Andes in Part of the Province of Junin, Peru. *Bol. Soc. Geol. Perú*, t. 16, p. 55-97.
- HARRISON, J. V. (1951 a). — Geología de los Andes Orientales del Perú Central. *Ibid.*, t. 21, p. 1-97.
- HARRISON, J. V. (1951 b). — Geología entre Pomacocha y Quebrada Tinaja. *Ibid.*, t. 23, p. 1-28.
- JENKS, W. F. (1948). — Geology of the Arequipa Quadrangle of the Carta Nacional del Perú. *Inst. Geol. Perú Bol.* 9, p. 105-204.
- KATZ, H. (1959). — Zur Geologie des Paläozoikums in den südöstlichen Anden von Peru. *Eclogae Geol. Helv.*, 52-2, p. 721-734.
- KOCH, E. (1962). — Die Tektonik im Subandin des Mittel-Ucayali-Gebietes, Ostperu. *Geotektonische Forschungen*, Heft 15, Fasc. 1-2, 67 p.
- KOCH, E. et BLISSENBACH, E. (1960). — Die gefalteten oberkretazich-tertiären Rotschichten im Mittel-Ucayali-Gebiet, Ostperu, Beihefte zum geol. Jahrbuch, Heft 43, p. 1-103.

COUPE DES ANDES CENTRALES DU PÉROU

- MABIRE, B. (1961). — La serie de Capas Rojas cretaceo-terciarias en los Andes centrales del Perú. *Bol. Soc. Geol. Perú*, t. 36, p. 151-185.
- McLAUGHLIN, D.H. (1924). — Geology and Physiography of the Peruvian Cordillera, Departments of Junin and Lima. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 35, p. 591-632.
- NEWELL, N.D. (1949). — Geology of the Lake Titicaca Region, Peru and Bolivia. *Geol. Soc. Amer., Mem.* 36, 111 p.
- NEWELL, N.D.; CHRONIC, B.J. et ROBERTS, T.G. (1953). — Upper Paleozoic of Peru. *Ibid., Mem.* 58, 276 p.
- PETERSEN, U. (1958). — Structure and Uplift of the Andes of Peru, Bolivia, Chile and adjacent Argentina. *Bol. Soc. Geol. Perú*, t. 33, p. 57-144.
- RIVERA, R. (1951). — La fauna de los estratos de Puente Inga. *Ibid.*, t. 22, 53 p.
- RUEGG, W. (1956). — Geologie zwischen Cañete-San Juan, 13°-15°24', Südperu. *Geol. Rdsch.*, Bd. 45, Heft 3, p. 775-858.
- RUEGG, W. et FYFE, D. (1948). — Some Outlines on the Tectonics of the Upper Amazon Embayment. *Int. Geol. Congress, Rep. 18th. Session, Great Britain, Part VI*, p. 77-85.
- STEINMANN, G. (1929). — Geologie von Peru. Heidelberg. 448 p.
- SZEKELY, T.S. (1967). — Geology near Huallacocha Lakes, Central High Andes (Peru). *Bull. of the Amer. Ass. of Pet. Géol.*, à paraître.
- WILSON, J.J. (1963). — Cretaceous Stratigraphy of Central Peru. *Ibid.*, vol. 47, No. 1, p. 1-34.
- WILSON, J.J. et REYES, L. (1964). — Geología del Cuadrángulo de Patáz. *Bol. Comisión Carta Geol. Nac.*, N° 9, 91 p.

Manuscrit déposé le 6 décembre 1966.