R. Marocco

GEOLOGIE

DES ANDES PERUVIENNES

TRAVAUX ET DOCUMENTS DE L'O.R.S.T.O.M.
N° 94

GÉOLOGIE DES ANDES PÉRUVIENNES

O.R.S.T.O.M.
PARIS
1978

Cette étude a fait l'objet d'une Thèse de Doctorat d'État ès Sciences présentée à l'Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, le 23 septembre 1977.

.....
« La loi du 11 mars 1957 n'autorisant, aux termes des alinéas 2 et 3 de l'article 41, d'une part, « que les «copies ou reproductions strictement réservées à l'usage privé du copiste et non destinées « à une utilisation collective» et, d'autre part, que les analyses et les courtes citations dans un but « d'exemple et d'illustration, «toute représentation ou reproduction intégrale, ou partielle, faite « sans le consentement de l'auteur ou de ses ayants droit ou ayants cause, est illicite» (alinéa 1er de « l'article 40).
« Cette représentation ou reproduction, par quelque procédé que ce soit, constituerait donc une « contrefaçon sanctionnée par les articles 425 et suivants du Code Pénal.»
.....

I.S.B.N. 2-7099-0524-8

© O.R.S.T.O.M. Paris, 1978

René Marocco

Un segment E-W de la chaîne des Andes péruviennes : la déflexion d'Abancay

Étude géologique de la Cordillère orientale et des hauts plateaux entre Cuzco et San Miguel sud du Pérou (12° 30'S à 14° 00 S)

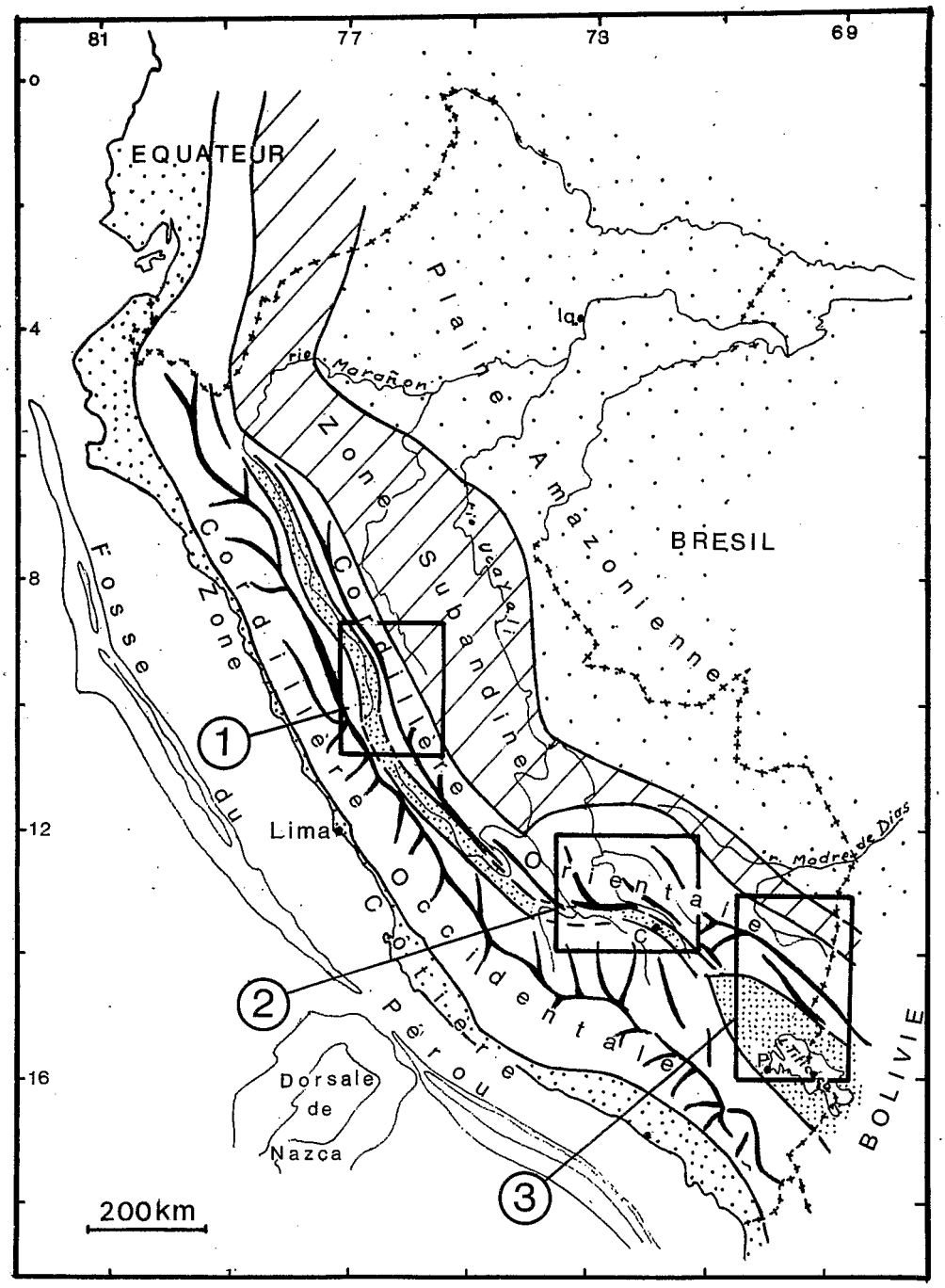


Fig. 1 - Localisation des zones d'études.
(1) B. DALMAYRAC ; (2) R. MAROCCO; (3) G. LAUBACHER.

Table des matières

p.

– *INTRODUCTION* 5

1 - LE FOND TOPOGRAPHIQUE DE LA CARTE AU 1/500 000 6

2 - HISTORIQUE 6

3 - LE CADRE DE L'ÉTUDE : LES ZONES MORPHOSTRUCTURALES 9

3.1 - Les unités morphologiques 9

3.2 - La zonation stratigraphique, structurale et magmatique 11

– *Première Partie : LE SUBSTRATUM ANTÉ–ANDIN* 19

Chapitre 1 - LE PROBLEME DE L'EXISTENCE DU PRÉCAMBRIEN 21

Chapitre 2 - LE MATÉRIEL PALÉOZOÏQUE 23

2.1 - Le Paléozoïque inférieur et moyen 24

2.2 - Le Paléozoïque supérieur 35

Chapitre 3 - LES MOUVEMENTS HERCYNIENS 53

3.1 - La tectonique éohercynienne 53

3.2 - Les évènements tardihercyniens 80

– *Deuxième Partie : L'ÉVOLUTION ANDINE* 81

Chapitre 1 - LE MATÉRIEL ANDIN 83

1.1 - Du Lias au Santonien 84

1.2 - La sédimentation continentale du Crétacé supérieur à l'Éocène 98

1.3 - La sédimentation continentale et le volcanisme au Tertiaire moyen et supérieur 102

1.4 - Les dépôts récents 104

Chapitre 2 - LA TECTONIQUE ANDINE 113

2.1 - Les domaines d'influence de chaque phase 117

2.2 - La tectonique souple 117

2.3 - La tectonique cassante 129

p.

– *Troisième Partie : LES CARACTÈRES MAGMATIQUES* 141

Chapitre 1 - LE MAGMATISME HERCYNIEN 145

1.1 - Le plutonisme hercynien
1.2 - Le volcanisme hercynien 152

Chapitre 2 - LE MAGMATISME ANDIN 159

2.1 - Le plutonisme andin 159
2.2 - Le volcanisme andin 163

Chapitre 3 - L'INTRUSIF TECTONISÉ D'ABANCAY 165

3.1 - Description pétrographique sommaire 165
3.2 - Relations avec l'encaissant - Hypothèse de mise en place 169
3.3 - Conclusions 170

Chapitre 4 - CONCLUSIONS 173

– *Quatrième Partie : CONCLUSIONS* 175

1 - La déflexion d'Abancay 179
2 - Coupe transversale des Andes au niveau du méridien 73° W 180

– *BIBLIOGRAPHIE* 189

INTRODUCTION

En 1968, dans le cadre d'un accord de coopération entre le Service Géologique et Minier du Pérou, le Ministère français des Affaires Etrangères et l'ORSTOM, j'entrepris l'étude de la Cordillère Orientale de la région de Cuzco et de sa bordure méridionale (Fig. 1). Le texte qui suit et la carte géologique au 1/500.000ème qui l'accompagne en sont les principaux résultats.

La figure 2 montre l'extension de la région étudiée et sa place dans le contexte régional du Pérou. Les reliefs et la plupart des structures ont une orientation E-W, nettement différente de la direction générale NW-SE qu'a la chaîne des Andes depuis la déflexion de Santa Cruz (Bolivie) et la déflexion de Huancabamba (Nord du Pérou). Nous appellerons "déflexion d'Abancay" (1) ce changement de direction visible sur 200 km entre les villes d'Andahuaylas et de Cuzco.

La chaîne hercynienne, hors le fait qu'elle a une direction E-W à N.110°, anormale par rapport à celle des autres régions (N.130-140°), ne présente pas de modification fondamentale de nature au niveau de la déflexion d'Abancay. La chaîne andine montre par contre certaines singularités.

Il y a d'abord des particularités stratigraphiques. Au niveau de la déflexion d'Abancay le Mésozoïque marin que l'on connait depuis le nord et le centre du Pérou, passe aux faciès continentaux du sud du Pérou et de Bolivie : le bassin marin subsident qui fonctionne du Trias au Crétacé supérieur se termine au niveau d'Abancay. Notre région est donc remarquable du point de vue de la paléogéographie du Mésozoïque.

Elle l'est tout autant du point de vue tectonique. Les directions structurales sont E-W, nettement différentes de celles observées normalement dans les Andes péruviennes (N.150°-160°); les structures sont généralement bien moins spectaculaires qu'ailleurs au Pérou. La déformation cassante, par contre est particulièrement importante et complexe; plusieurs systèmes de failles obliques les uns par rapport aux autres découpent notre région en compartiments de dimensions inégales. Ces failles ayant une histoire complexe, il est souvent difficile de suivre une structure ou un contact lithologique d'un compartiment à un autre.

---

(1) Ce terme est plus généralement admis que celui de "déflexion de Pisco" utilisé par HAM et HERRERA (1963).

1 - LE FOND TOPOGRAPHIQUE DE LA CARTE AU 1/500 000

La base topographique de la carte géologique est constituée par un réseau hydrographique simplifié dont l'emplacement par rapport aux coordonnées vraies n'est pas rigoureux. La région étudiée n'est pas entièrement couverte par des cartes topographiques ou des photographies aériennes et les documents existants proviennent de sources différentes. Leur échelle est souvent différente et leur qualité très variable.

La bordure méridionale de la Cordillère Orientale (partie sud de la carte) est couverte par la carte au 1/200.000 du Pérou, de l'Instituto Geografico Militar (I.G.M.) dont la qualité est très satisfaisante; de plus, cette zone possède une couverture aérienne presque complète.

La Cordillère Orientale proprement dite a posé plus de problèmes. Seule la Cordillère de Vilcabamba est cartographiée et encore très imprécisément (certaines zones sont l'agrangissement de la carte au 1/1.000.000), par une une carte au 1/200.000; de plus la couverture aérienne est réduite (50 %). L'Est de la Cordillère Orientale (région entre Urubamba et Ocongate) et la zone subandine ne possèdent pas d'autre couverture que la carte au 1/1.000.000 du Pérou. Chaque fois que cela fut possible les erreurs de tracé des cours d'eau (parfois déplacés de plus de 10 km) furent corrigées. Dans les zones sans couverture aérienne (en gros la moitié nord de la Cordillère Orientale) de graves erreurs subsistent et la carte géologique y est adaptée au réseau hydrographique souvent inexact (1).

2 - HISTORIQUE

Si l'on excepte les voyages scientifiques de RAIMONDI dans la région du Cuzco (fin du XIXème siècle), ce n'est qu'à partir de la première décade de notre siècle que se manifeste un intérêt pour la géologie de cette région.

Il y eut d'abord les explorations d'ingénieurs du Corps des Mines du Pérou qui parcoururent la Cordillère Orientale (DUENAS 1908) ou sa bordure méridionale (JOCHAMOVITZ 1908). De 1907 à 1911 les expéditions de l'Université de Yale, dirigées par I. BOWMAN et dont le titre de gloire principal fut de porter à la connaissance du monde l'existence du groupe archéologique de Machu Picchu, réalisèrent des travaux géologiques. C'est ainsi

---

(1) Les coordonnées de la carte géologique hors-texte ont été dessinées par le Service du dessin des Services Scientifiques Centraux de l'ORSTOM à partir des trois cartes topographiques au 1/100 000 (restitution aérophotogrammétrique) de Cuzco, Andahuaylas et San Miguel.

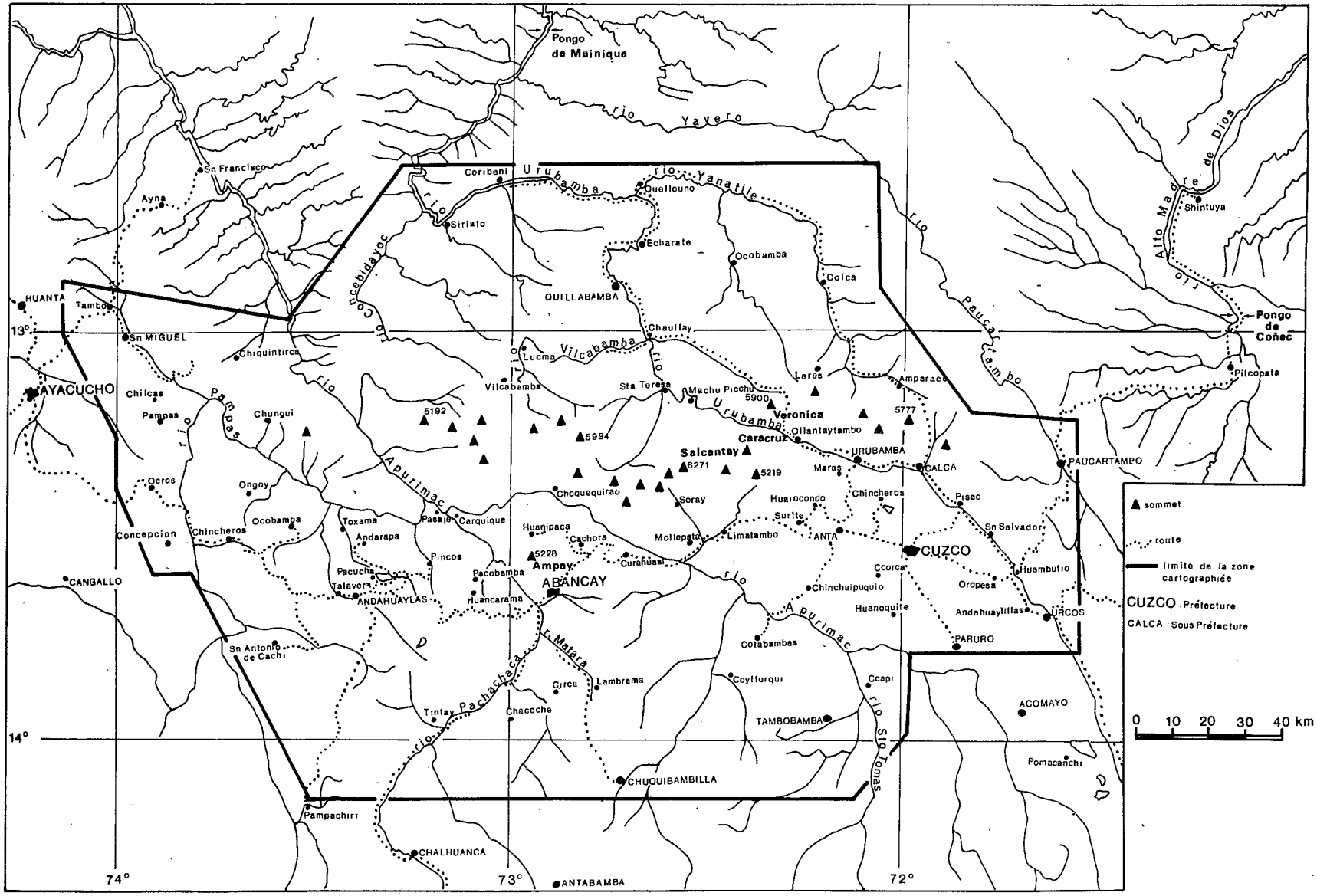


Figure 2 - Carte toponymique de la région étudiée.

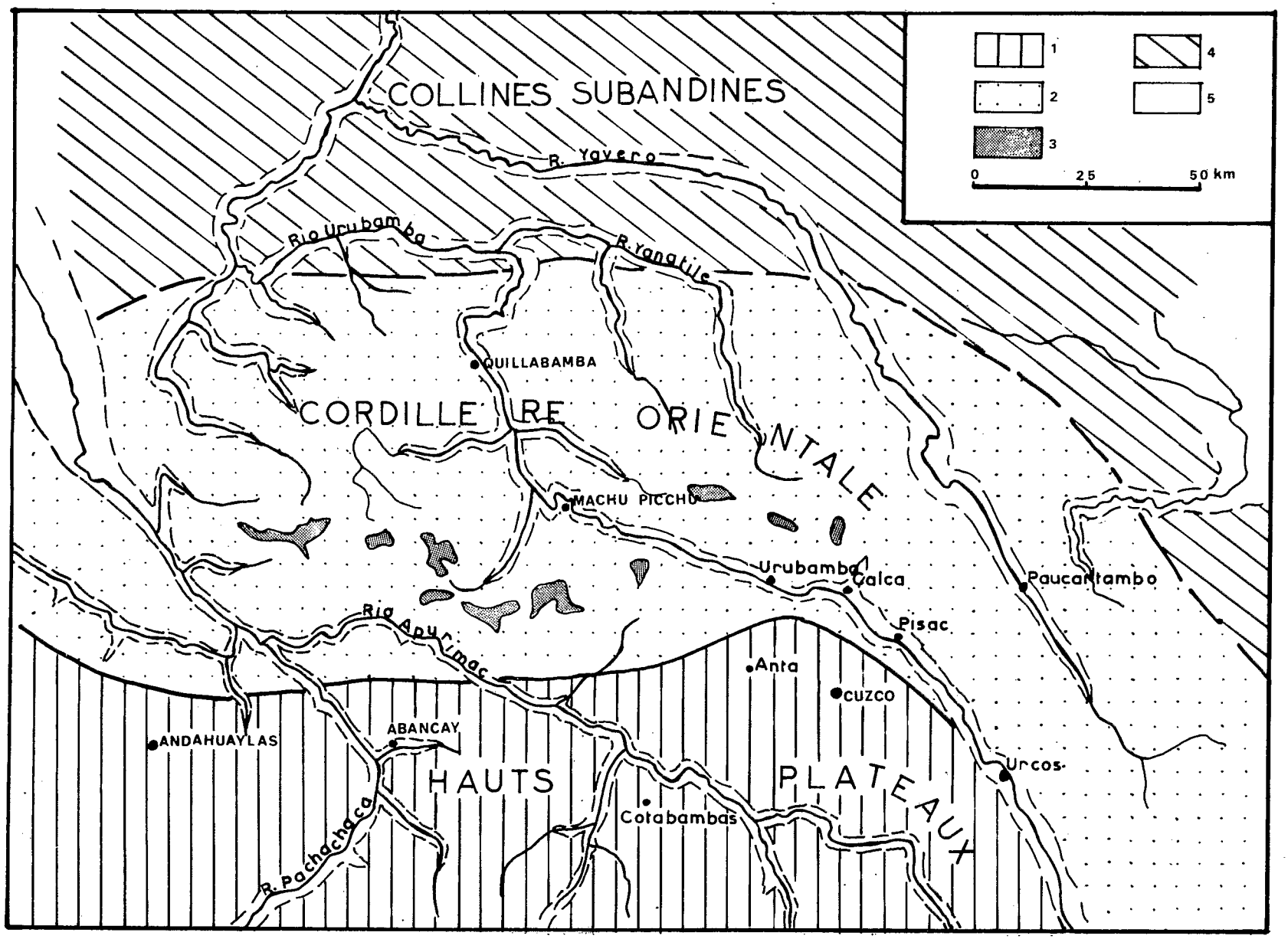


Figure 3 - Schéma morphologique de la région étudiée.
1- Hauts Plateaux; 2- Cordillère Orientale; 3- Glaciers; 4- Zones subandine;
5- Vallées.

GREGORY (1914, 1916) étudia les environs de Cuzco et les gisements fossilifères pléistocènes de la région d'Ayusbamba.

Ce n'est qu'après la deuxième guerre mondiale que des études plus détaillées furent réalisées. Certains travaux sont d'ordre stratigraphique comme par exemple NEWELL et al. (1953) qui traite du Paléozoïque supérieur. D'autres plus nombreux sont consacrés à l'étude géologique des différentes portions de la Cordillère de Vilcabamba ou de sa bordure sud : MORALES et OCAMPO (1956), HEIM (1948), FRICKER (1960), EGELER et DE BOOY (1957-1961). Enfin certaines publications sont de caractère pétrographique ou métallogénique : FRICKER et WEIBEL (1960), LENZ et WENDT (1965), VON BRAUN (1967), JUNTA DE CONTROL DE ENERGIA ATOMICA (1959).

Ces dernières années le Service Géologique et Minier du Pérou s'est attaché à la cartographie au 1/100.000ème du département d'Apurimac. Ces études, souvent inédites, auxquelles j'ai participé (feuilles d'Andahuyalas, Abancay et Cotabamba), ont été utiles à la compréhension de la bordure sud de la Cordillère Orientale.

3 - LE CADRE DE L'ÉTUDE : LES ZONES MORPHOSTRUCTURALES

La nette zonation morphologique que montre la région de Cuzco, et qui apparait sur la figure 3, est le reflet d'une zonation stratigraphique, structurale et magmatique qui s'est dessinée peu à peu tout au long de l'évolution de la chaîne des Andes.

3.1 - Les unités morphologiques

La coupe topographique schématique de la Cordillère des Andes au niveau de notre région (Fig. 4) montre les grandes divisions morphologiques qui, de l'Océan Pacifique à la plaine amazonienne, sont caractéristiques de la Cordillère : la zone côtière, la Cordillère Occidentale, les Hauts Plateaux, la Cordillère Orientale, les collines subandines, et la plaine amazonienne qui n'a pas été représentée sur la coupe.

Sur cette transversale de la Cordillère des Andes notre région occupe une portion recouvrant les Hauts Plateaux (sud de la carte), la Cordillère Orientale et les collines subandines. Ces unités sont profondément entaillées par des cours d'eau.

3.1.1 - Les hauts plateaux

Cette unité correspond à une zone à reliefs relativement doux, tronqués par une surface d'érosion située à une altitude variant de 4200 à 4700 m. Cette surface a été modelée par une forte abrasion glaciaire.

Les marques de glaciations se notent actuellement au-dessus de 3500 m d'altitude : vallées en U, moraines, etc. On distingue au moins deux types de glaciations qui peuvent peut-être se corréler avec les glaciations G1 et G2 décrites par DOLLFUS (1965) dans le centre du Pérou. La succession des phases glaciaires s'observe dans les zones hautes situées au sud d'Andahuaylas et d'Abancay où l'on voit des vallées glaciaires et des moraines (G1) recoupées par des structures glaciaires plus récentes (G2). Les différences lithologiques déterminent des formes de relief différentes. Ainsi les vastes affleurements de calcaire du Crétacé supérieur montrent, outre les formes glaciaires, des traces d'érosion karstique. Alors que l'on voit une forte dissolution superficielle (lapiez) on ne note pas d'érosion notable en profondeur. Pour des raisons climatiques ou lithologiques, les eaux d'écoulement doivent se saturer rapidement et ne plus avoir de pouvoir dissolvant au moment de leur infiltration (DOLLFUS 1965).

L'épaisse série quartzitique du Néocomien (Groupe Yura) qui affleure au sein d'anticlinaux à grand rayon de courbure (sud de Cotabambas par exemple), détermine des zones hautes (4700-5000 m) à topographie plate uniforme du fait de la quasi-horizontalité des couches dans l'axe de l'anticlinal.

Les roches intrusives, généralement granodioritiques, ont bien résisté à l'érosion dans les Hauts Plateaux. Elles constituent souvent des reliefs résiduels dominant la surface d'érosion.

3.1.2 - La Cordillère Orientale

La Cordillère Orientale de notre région est constituée par la Cordillère de Vilcabamba, à l'Ouest du rio Urubamba et la Cordillère de Vilcanota à l'est.

Cette unité se situe au nord et au NE des Hauts Plateaux dont elle est séparée par une zone de failles orientée NW-SE à EW. La morphologie est plus tourmentée que dans la précédente unité. Les sommets y sont plus aigus et se trouvent à une altitude moyenne de 4700 à 5000 m. Ils sont les témoins de la surface d'érosion déjà décrite dans les Hauts Plateaux.

Ici la surface d'érosion se trouve soulevée, mais sur le versant amazonien de la Cordillère Orientale elle s'abaisse progressivement.

Les plus hauts sommets de notre région, dépassant souvent 6000 m se situent dans la Cordillère Orientale. Ils correspondent en général à des plutons granodioritiques et doivent être interprétés comme des reliefs résiduels.

3.1.3 - La zone subandine

Vers le nord et le NE, la Cordillère s'abaisse progressivement et passe à l'unité dite des "collines subandines" qui s'échelonnent de 2500 à 1000 m d'altitude. Les reliefs sont plus doux que dans la Cordillère Orientale bien que les rivières y soient très encaissées.

3.1.4 - Les vallées

Les trois unités que nous venons de décrire sont profondément entaillées par des vallées formant parfois des canyons de plusieurs milliers de mètres de profondeur.C'est le cas des rios Urubamba et Apurimac et de plusieurs de leurs tributaires.Tous les cours d'eau de la région étudiée coulent vers le nord et le NE,c'est à dire vers le bassin amazonien.Dans les parties en canyon,les parois sont très abruptes,souvent quasi-verticales. Quand les versants sont moins escarpés,ils sont recouverts par de grosses épaisseurs d'éluvions(région d'Abancay par exemple).

La grande vitesse des eaux indique que les rivières n'ont pas atteint leur profil d'équilibre.Le soulèvement récent et contemporain des Andes est responsable du déséquilibre existant entre les grands cours d'eau et leurs affluents.Ces derniers n'ont pas eu le temps d'accomoder leur cours à celui de la rivière principale.Sur le terrain,cela se traduit par une zone de rapides au niveau de la confluence(tributaires du rio Pachachaca par exemple).Certaines vallées montrent une exagération de ce phénomène et sont suspendues au dessus du cours d'eau principal;c'est le cas pour le rio Curahuasi(affluent du rio Apurimac) et pour le rio Sahuinto(petit affluent de rive droite du rio Pachachaca).

Dans la région subandine il semble que les principaux cours d'eau existaient à la même place avant la tectonique importante de cette région qui se produisit au Tertiaire supérieur. Les grands cours d'eau sont perpendiculaires à ces structures qu'ils entaillent fortement. Les cours d'eau sont antécédents, leur surcreusement est dû au soulèvement récent des Andes pendant le Quaternaire. Si les rivières étaient postérieures aux structures, elles leur seraient parallèles.

3.2 - La zonation stratigraphique, structurale et magmatique

3.2.1 - Les grands traits de la stratigraphie

a)- Le Précambrien : sa présence n'a pas été établie clairement du fait de l'existence d'un métamorphisme hercynien qui vient masquer l' analyse des séries antérieures. Il n'est pas exclu que certains affleurements d'orthogneiss de la Cordillère Orientale soient des témoins d'orogénèse précambrienne.

b)- L'Hercynien : Les terrains hercyniens sont localisés à la Cordillère Orientale. La sédimentation paléozoïque débute au Cambro-Ordovicien par une série volcano-sédimentaire. Dès l'Arénigien un bassin marin subsident s'établit, dans lequel se déposent plus de 7000 m de sédiments essentiellement silico-alumineux.

La tectonique éohercynienne (Dévonien supérieur) interrompt un temps la sédimentation qui reprend peut-être dès le Carbonifère inférieur (Mississipien) et de toutes façons au Carbonifère supérieur (Pennsylvanien) pour déposer une série essentiellement calcaire jusqu'au Permien moyen. Puis la mer se retire (phase tar-

dihercynienne) et il se dépose une grosse épaisseur de molasses volcano-détritiques rouges (Permien supérieur et peut-être Trias inférieur).

c)- L'Andin : La transgression mésozoïque n'atteint notre région que vers le Lias. Certaines zones sont épargnées par la mer comme la chaîne hercynienne (Cordillère Orientale) qui reste zone positive émergée. C'est le cas aussi pour la zone limitée par la Cordillère Orientale, le rio Apurimac et se terminant à l'W à la ville de Limatambo; il s'agit de la terminaison septentrionale du domaine de l'Altiplano où le Mésozoïque est à faciès continental. On observe dans notre région la coexistence du Mésozoïque à faciès marin et à faciès continental ainsi que le passage de l'un à l'autre.

Le Mésozoïque marin est épicontinental, il débute au Lias par une série calcaire; le Jurassique supérieur - Crétacé inférieur est représenté par des shales noirs et des quartzites. Au Crétacé supérieur (Albien-Turonien) des calcaires se déposent dans le bassin de sédimentation (800 m) ainsi que sur la Cordillère Orientale (quelques dizaines de mètres) qui jusque là était restée émergée. Là où il est le plus épais (ouest des Hauts Plateaux) le Mésozoïque marin atteint 4000 m.

La sédimentation continentale mésozoïque débute au Néocomien pour déposer des grès rouges suivis par une série de shales et grès rouges, gypses et calcaires correspondant à l'Aptien-Turonien. L'ensemble de la série ne dépasse pas 1500 m.

La première phase de la tectonique andine provoque au Sénonien un retrait général de la mer suivi par le dépôt d'une épaisse série (2000 m) de couches rouges. La tectonique andine principale (Eocène supérieur) plisse l'ensemble de la série mésozoïque qui est recouverte en discordance angulaire par plusieurs milliers de mètres de molasses rouges conglomératiques puis par des volcanites. La dernière phase tectonique affecte ces dépôts au Tertiaire supérieur. Le Plio-Quaternaire est représenté par de faibles épaisseurs de dépôts variés et localisés : sédiments lacustres, coulées volcaniques, moraines, etc. Actuellement, certaines failles E-W de la bordure sud de la Cordillère Orientale, jouent (jeu normal) au cours des séismes.

3.2.2 - La zonation structurale et magmatique

La division de la zone étudiée en trois unités morphologiques ne fait que traduire une zonation structurale et magmatique nette.

a)- Les Hauts Plateaux. C'est le domaine de la chaîne andine, on n'y connait aucun pointement de Paléozoïque; il est séparé de la Cordillère Orientale par une zone de failles qui ont servi de limites paléogéographiques pendant la sédimentation méso-cénozoïque. La première tectonique andine (Sénonien) n'a provoqué qu'un soulèvement, par contre les phases de l'Eocène supérieur et du Pliocène

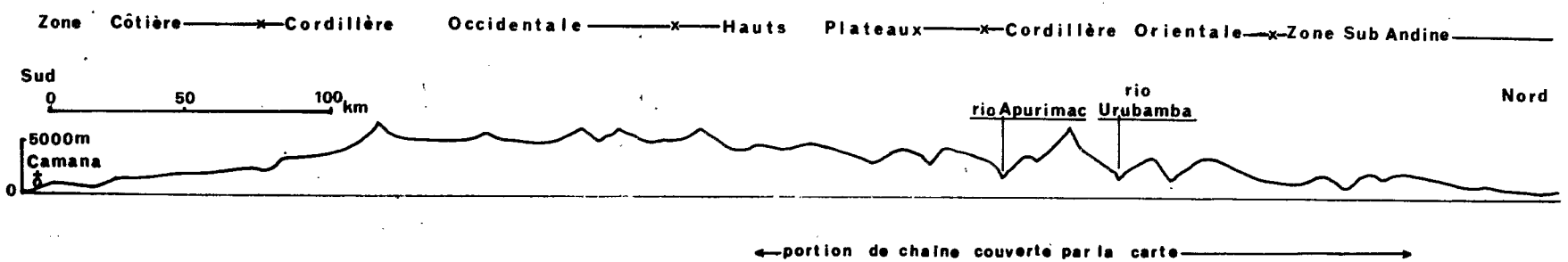


Figure 4 - Coupe morphologique schématique des Andes péruviennes au niveau de la Déflexion d'Abancay. Echelle verticale x 5.

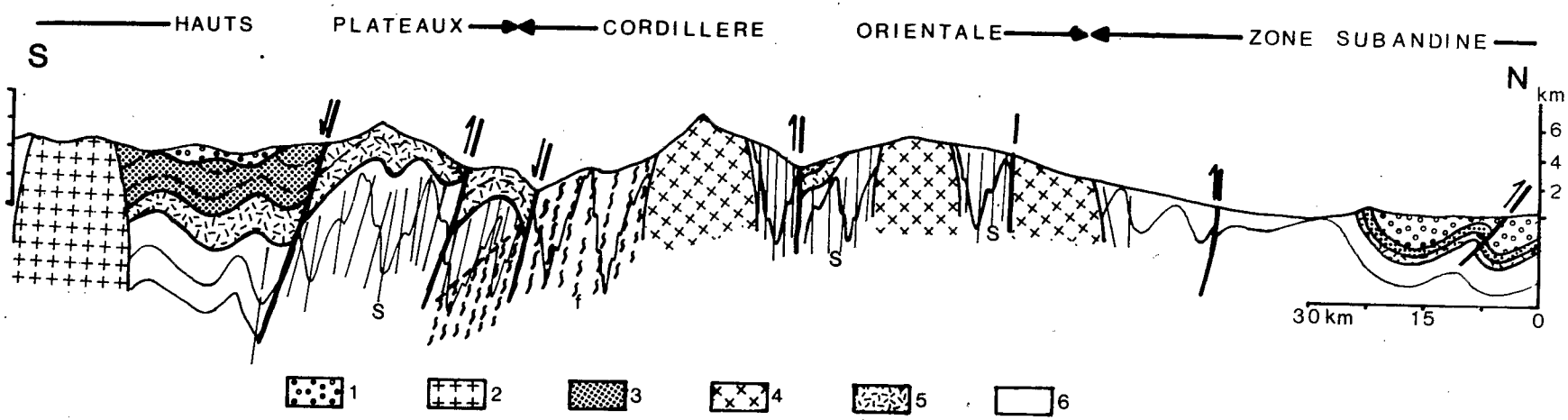


Figure 5 - Coupe structurale idéale et schématique de la région étudiée.
1 : Oligo-Miocène; 2 : Granitoïdes cénozoïques; 3 : Mésozoïque, Paléocène, Eocène; 4 : Granitoïdes permiens; 5 : Permo-Carbonifère; 6 : Paléozoïque inférieur (Ordovicien à Dévonien); S : Schistosité éohercynienne (Carbonifère inf.); f : Foliation éohercynienne.

inférieur sont plus actives . Elles se traduisent par des plis à plans axiaux verticaux sans déversements préférentiels associés à des failles inverses jamais très spectaculaires. Les directions structurales sont en général E-W dans la zone de la déflexion d'Abancay; elles se raccordent à l'ouest et à l'est aux directions andines normales (NW-SE).

Les Hauts Plateaux ont connu un important magmatisme intrusif pendant le Tertiaire moyen, représenté par un batholite essentiellement granodioritique, d'orientation E-W, long de 150 km et large de 50 km. Ce batholite recoupe des molasses rouges d'âge supposé oligocène (discordantes sur les roches plissées à l'Eocène supérieur) Mais ses parties les plus jeunes pourraient être d'âge oligo-miocène.

Le magmatisme effusif débute au Tertiaire supérieur avec des laves et des roches pyroclastiques. Il se poursuit épisodiquement pendant le Quaternaire pour donner des coulées localisées de laves (latites en général) ou d'ignimbrites. Les foyers d'émission sont localisés à la zone de faille limitant les Hauts Plateaux et la Cordillère Orientale.

b)- La Cordillère Orientale. C'est le domaine d'affleurement de la chaîne hercynienne qui est caractérisée par une tectonique paroxysmale polyphasée au Dévonien supérieur - Carbonifère inférieur. Les structures principales sont orientées WNW-ESE. La tectonique tardihercynienne (Permien moyen) ne s'y traduit que par des mouvements verticaux provoquant le retrait de la mer du Paléozoïque supérieur.

Pendant le Méso-Cénozoïque, la Cordillère Orientale est une zone positive séparant le bassin de sédimentation occidental du bassin subandin. La tectonique andine affecte la Cordillère Orientale; la série méso-cénozoïque, réduite, est plissée à l'Eocène supérieur. L'absence de dépôts tertiaires ne permet pas d'évaluer l'importance relative des tectoniques éocène et pliocène . Les traces les plus marquantes de la tectonique andine sont les failles inverses qui affectent les séries hercyniennes et andines.

De nombreux plutons granodioritiques à composition caractéristique de l'ensemble de la Cordillère Orientale du Pérou, recoupent les séries hercyniennes. Leur âge est Permien supérieur. Le magmatisme effusif est surtout important au Permien supérieur.

c)- La zone subandine. Les structures hercyniennes et andines de la Cordillère Orientale s'amortissent vers le nord et le NE, vers le bassin amazonien. Dans la zone subandine qui a connu une sédimentation presque continue (marine ou continentale selon les époques) depuis le Paléozoïque inférieur jusqu'au Tertiaire supérieur, la seule tectonique importante a lieu au Mio-Pliocène. Elle donne des plis simples peu déversés dans notre région mais montrant ailleurs une nette polarité orientale. De grandes failles inverses indiquent un déversement vers le nord et le NE. La zone subandine se caractérise aussi par l'absence de magmatisme effusif ou intrusif.

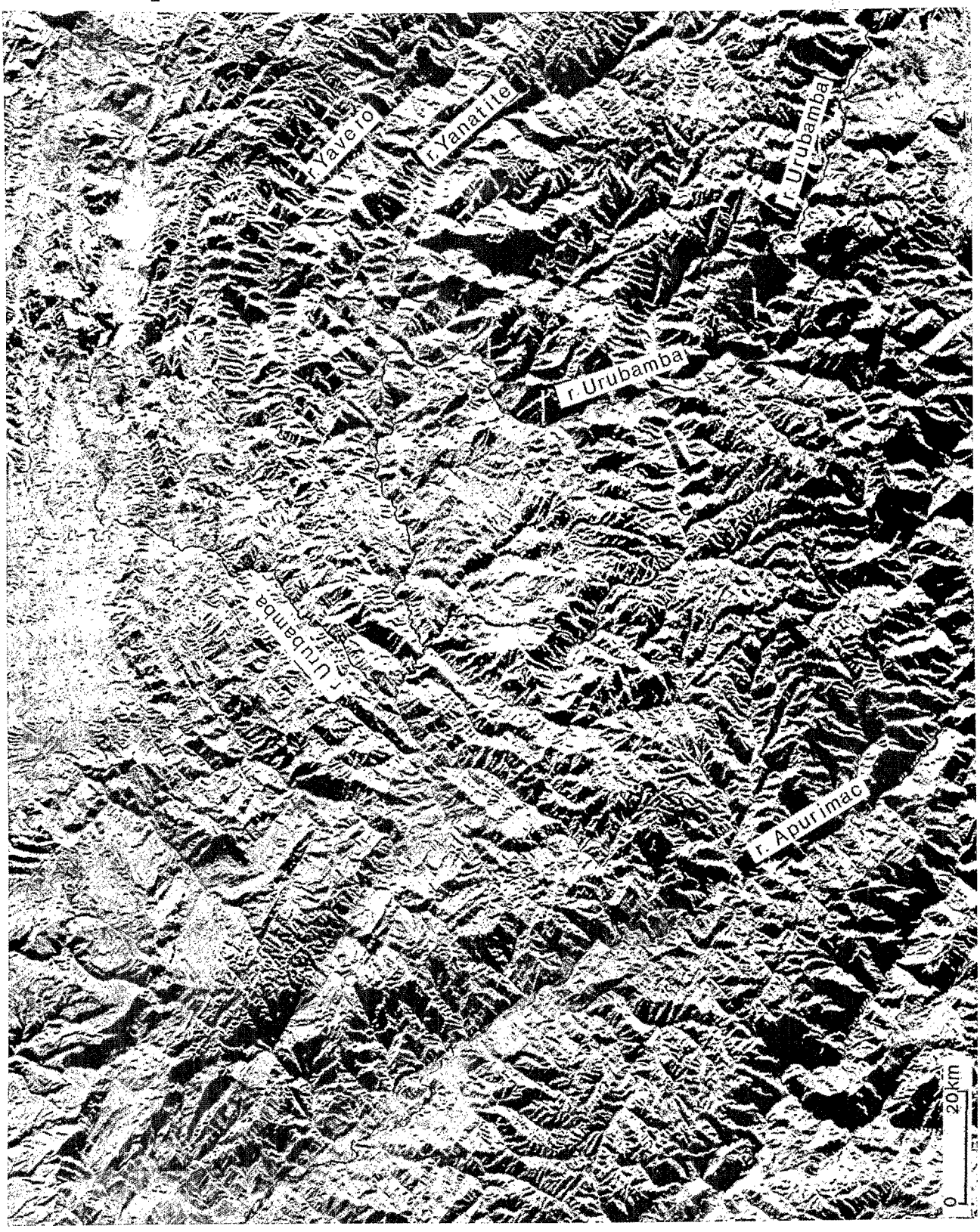
* *

*

PLANCHE I

Assemblage d'images radar (SLAR) de la Cordillère de Vilcabamba et de la zone subandine.

PL. I


N
r. Yavero
r. Yanatile
r. Urubamba
r. Urubamba
r. Urubamba
r. Apurimac
0
20 km

PREMIERE PARTIE

LE SUBSTRATUM ANTÉ–ANDIN

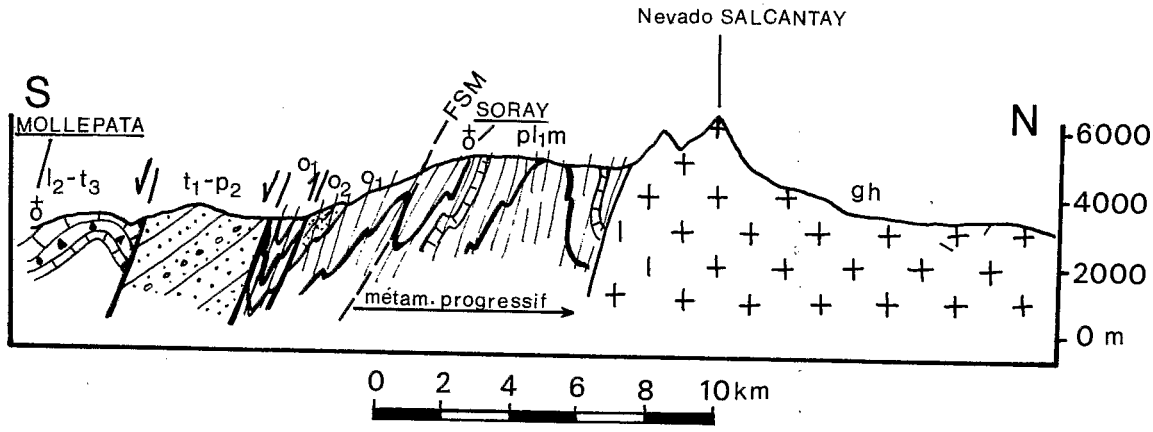


Figure 6 - Coupe de Mollepata au Salcantay montrant le métamorphisme progressif vers le nord du Paléozoïque inférieur (tectonique éohercynienne). o_1 : Ordovicien inférieur; o_2 : Caradocien; pl_1m : Paléozoïque inférieur métamorphique; t_1-p_2 : molasses du Permien supérieur; l_2-t_3 : Trias supérieur-Lias (calcaires et gypse); gh : granitoïdes permiens; FSM : front supérieur du métamorphisme éohercynien.

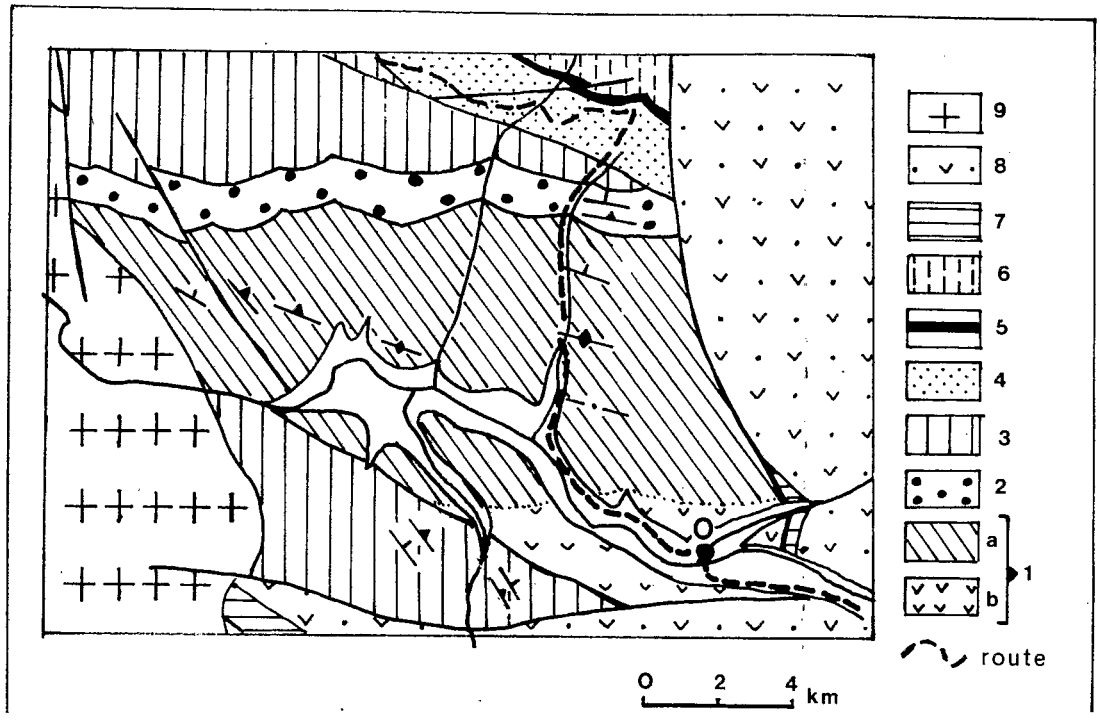


Figure 7 - Carte d'affleurement de la série d'Ollantaytambo. 1 : série d'Ollantaytambo (a : sédiments; b : volcanites); 2 : conglomérat basal de l'Ordovicien; 3 : Arenigien-Llanvirnien; 4 : Caradocien; 5 : Tillite Zapla; 6 : Siluro-Dévonien; 7 : Permien inférieur (Groupe Copacabana); 8 : Permien supérieur (Groupe Mitu); 9 : Batholite de Machu Picchu (Permien supérieur). O : Village d'Ollantaytambo.

Chapitre 1

LE PROBLEME DE L'EXISTENCE DU PRÉCAMBRIEN

Les géologues ayant traité de la Cordillère de Vilcabamba (HEIM 1948, FRICKER 1960, EGELER et DE BOOY 1957, 1961) attribuèrent au Précambrien les grandes étendues de roches métamorphiques qui affleurent sur la rive nord du rio Apurimac; personne, cependant, ne put décrire avec précision la discordance du Paléozoïque inférieur sur le Précambrien.

EGELER et DE BOOY (1957, 1961) considèrent que les roches métamorphiques de la Cordillère de Vilcabamba sont précambriennes et qu'elles se divisent en deux séries. La première série, la plus ancienne, est composée de micaschistes à grenats (parfois à sillimanite et staurotide) et d'amphibolites. L'autre série, plus récente, moins métamorphique, correspond à des ardoises et des quartzites associées à des cipolins. Le métamorphisme thermique dû aux plutons granodioritiques postérieurs, peut déterminer dans ces roches des recristallisations de feldspaths donnant des gneiss micacés d'aspect migmatitique.

Dans l'étude de la Cordillère de Vilcabamba, ma première hypothèse de travail fut de considérer comme précambriennes ces séries métamorphiques. M'attachant surtout à la caractérisation des structures hercyniennes, le fait de ne jamais observer de discordance entre "Précambrien" métamorphique et hercynien peu ou pas métamorphique, me conduisit à admettre un contact faillé plutôt qu'à mettre en doute l'existence du Précambrien.

Dans un stade plus avancé de l'étude, des itinéraires transversaux dans les terrains métamorphiques de la Cordillère de Vilcabamba (Mollepata-Santa Teresa ; Cachora-Choquequirao; Chaullay-Yanama) modifièrent ma façon de voir les choses. Sur ces transversales on passe progressivement de l'Ordovicien souvent fossilifère, épimétamorphique (schistosité de fracture ou de strain-slip cleavage), à des terrains de plus en plus métamorphiques sans noter ni discordance angulaire, ni saut métamorphique et structural (Figure 6 et coupes accompagnant la carte géologique).

La transversale Mollepata-Santa Teresa est significative à cet effet. La coupe de la Fig. 6 montre qu'en allant de Mollepata vers le nord en direction du Nevado Salcantay, après un système de failles normales E-W à pendages au sud qui font apparaître le Lias et le Permien supérieur, on trouve une série paléozoïque inférieur. C'est d'abord, au sud, l'Ordovicien fossilifère (Arénigien-Llanvirnien); puis après une faille inverse laissant apparaître par endroit des lambeaux de Permien supérieur, on trouve des grès caradociens surmontant les shales arénigiens-llanvirniens. Cette série est affectée par une schistosité hercynienne S_1 (E-W à N.130°) reprise par une crénulation N.60°.

Progressivement la schistosité devient plus intense, passe à une schistosité de flux et de minéraux néoformés (séricite, chlorite) apparaissent dans les plans de schistosité. Quelques kilomètres avant le hameau de Soray la série prend une couleur verte qui fait penser aux séries volcano-sédimentaires connues à la base du Paléozoïque inférieur (voir plus bas: "Série d'Ollantaytambo"). Au niveau de Soray, on entre dans la zone de la muscovite et on voit aussi un banc de cipolin épais de 100 m dessinant un anticlinal. Entre Soray et le massif du Salcantay le métamorphisme continue à croître et on trouve des amphibolites, des micaschistes à muscovite et biotite, des paragneiss. Cette série métamorphique, probablement affectée de nombreuses failles se poursuit le long du rio Sta Teresa. Vers le rio Urubamba, le métamorphisme décroît et à partir de Chaullay on retrouve les séries du Paléozoïque inférieur peu métamorphiques. Les recristallisations observées dans l'Ordovicien des environs de Chaullay semblent être dues à un métamorphisme de contact des plutons granodioritiques permiens.

On ne note donc ni saut de métamorphisme, ni saut structural entre les shales peu ou pas métamorphiques plissés à l'Hercynien et les roches métamorphiques de la Cordillère de Vilcabamba. Les roches métamorphiques sont plus intensément déformées mais ne montrent pas un plus grand nombre de phases de déformations que les séries épimétamorphiques.

Des observations identiques ont pu être faites le long d'autres coupes (Cachora-Choquequirao, Vilcabamba-Abra Chucuito, Vilcabamba-Yanama). Mais là, la série étant hachée de failles, le passage progressif des terrains non métamorphiques aux terrains métamorphiques est moins net.

En conclusion, je pense que la plus grande partie des roches métamorphiques de la Cordillère de Vilcabamba est due à la tectogénèse hercynienne. Un métamorphisme hercynien a d'ailleurs été déjà signalé par AUDEBAUD (1967, 1973) dans la région d'Ocongate, à 80 km à l'est de Cuzco. Toutefois nous n'excluons pas la possibilité d'existence de noyaux précambriens repris dans la chaîne hercynienne. En effet, l'échelle à laquelle cette étude a été réalisée, la végétation tropicale recouvrant une grande partie des affleurements et l'inaccessibilité de nombreuses zones, n'ont pas permis de faire une cartographie détaillée des zones métamorphiques. De plus, l'ouest de la Cordillère de Vilcabamba n'a pas été exploré et le Précambrien pourrait affleurer dans cette région; la carte schématique qu'en donne FRICKER (1960) indique une série de roches métamorphiques compatibles avec le métamorphisme hercynien : amphibolites, micaschistes, cipolins, etc. Rappelons enfin que des roches granulitiques précambriennes (1000 MA) ont été découvertes dans la zone subandine (rio Pichari) 150 km environ au NW de la Cordillère de Vilcabamba; on ne connaît pas les relations de ces roches avec la chaîne hercynienne: il s'agit sûrement d'un morceau du Bouclier brésilien repris dans la tectonique andine (LANCELOT et al. 1976).

En l'absence de datations radiométriques et en nous basant sur les observations de terrain, nous attribuons les roches métamorphiques de la Cordillère de Vilcabamba, pour l'essentiel, au cycle hercynien.

* *
*

Chapitre 2

LE MATÉRIEL PALÉOZOÏQUE

L'existence du Paléozoïque dans la Cordillère Orientale de la région de Cuzco est connue depuis les voyages de RAIMONDI (fin du XIXème siècle) et les explorations de DUENAS (1907) et de BOWMAN (1913).

En 1929, STEINMANN, s'il n'apporte pas de renseignements nouveaux sur le Paléozoïque de notre région, donne pour la première fois une synthèse de l'évolution, au Primaire, des Andes péruviennes.

En 1946, DUNBAR et NEWELL, puis en 1953 NEWELL et al., réalisent leur magnifique étude du Paléozoïque supérieur du Pérou. Ces travaux précisent en particulier la stratigraphie et la paléontologie du Permo-Carbonifère de la bordure sud de la Cordillère de Vilcabamba.

EGELER et DE BOOY (1961), FRICKER (1960) et VON BRAUN (1967) découvrent dans la Cordillère de Vilcabamba la discordance angulaire du Paléozoïque supérieur sur le Paléozoïque inférieur, témoin de la tectonique hercynienne du Dévonien supérieur que KATZ (1959) avait mise en évidence plus au Sud. Les premiers résultats que j'obtins dans l'étude de la Cordillère de Vilcabamba ont été intégrés dans la synthèse sur la chaîne hercynienne péruano-bolivienne de MEGARD et al. (1971).

Le Paléozoïque de notre région est constitué par :

1)- Du Paléozoïque inférieur et moyen dont on ne voit pas les relations avec le substratum précambrien. Il a été intensément plissé et par endroit métamorphisé par la phase principale des plissements hercyniens (phase éohercynienne) d'âge dévonien supérieur à carbonifère inférieur.

2)- Du Paléozoïque supérieur (Carbonifère et Permien) discordant sur les terrains plissés à l'Eohercynien. La deuxième étape des plissements hercyniens (phase tardihercynienne) ne se manifeste ici que par des jeux de failles. Elle précède le dépôt, pendant le Permien supérieur d'une épaisse série de molasses rouges volcano-sédimentaires qui viennent clore le cycle hercynien.

La Cordillère Orientale est le domaine exclusif d'affleurement du complexe éohercynien. Les observations seront souvent gênées par l'inaccessibilité de certains affleurements (altitude souvent supérieur à 5000 m) et l'abondante végétation tropicale sur le versant amazonien. La complexité tectonique et surtout la tectonique cassante postérieure au cycle hercynien empêche souvent le levé de coupes continues. La série stratigraphique du Paléozoïque

inférieur et moyen n'a pu être reconstituée qu'à partir d'observations fragmentaires réalisées çà et là dans la Cordillère Orientale.

Le Paléozoïque supérieur affleure aussi dans la Cordillère Orientale, mais c'est surtout sur sa bordure occidentale que sont exposées les meilleures coupes de Permo-Carbonifère. Le Paléozoïque supérieur atteint dans cette zone les plus grosses épaisseurs connues au Pérou. On retrouve le Paléozoïque supérieur dans la zone subandine (Pongo de Mainique, Pongo de Coñec) mais il y est bien moins épais que dans la Cordillère.

2.1 - LE PALÉOZOÏQUE INFÉRIEUR ET MOYEN

Le Paléozoïque inférieur et moyen affleure exclusivement dans la Cordillère Orientale dont il constitue la majorité des affleurements de roches sédimentaires. La partie basale de la série est volcano-sédimentaire. A partir de l'Ordovicien inférieur (Arénigien) et jusqu'au Dévonien supérieur se dépose une série flyschoïde assez monotone.

Vers le SW les affleurements de Paléozoïque inférieur et moyen sont limités par la zone de faille bordant au sud et au SW la Cordillère Orientale. Au nord et au NE, ils sont limités par les premiers affleurements du Permo-Carbonifère et du Mésozoïque de la zone subandine (Pongo de Coñec, Pongo de Mainique). -

2.1.1 - LA SÉRIE D'OLLANTAYTAMBO

La route Cuzco-Quillabamba, entre Ollantaytambo et le Col Panticalla, traverse une série de roches plus ou moins bien stratifiées, de couleur dominante verdâtre et d'origine volcano-sédimentaire. Cette unité, dont on ne connait pas la base est couverte en concordance par l'Ordovicien inférieur; n'ayant pas livré de fossiles son âge est encore problématique, nous l'appellerons "série d'Ollantaytambo".

L'extension de l'affleurement est de 80 km2 (Fig. 7) et c'est le seul reconnu précisément par sa position infra ordovicienne. Toutefois les shales verts et les quartzites qui affleurent entre les deux branches du V inversé formé par le batholite de Machu Picchu paraissent appartenir à la série d'Ollantaytambo. Il en est de même pour certains terrains métamorphiques hercyniens (amphibolites, schistes verdâtres) dont la nature et la position suggèrent une appartenance à cette série d'Ollantaytambo.

1- <u>DESCRIPTION DE LA SERIE.</u>

La partie inférieure visible de la série d'Ollantaytambo est constituée par des grès quartzitiques très durs, d'altération brune et à cassure grise ou blanche. Au-dessus viennent 150 à 200 m de ro-

ches volcaniques de couleur sombre (gris à lie de vin) et très dures. Ce sont des ignimbrites, bien représentées au pied des ruines incas d'Ollantaytambo où elles montrent un débit en plaquette (3 à 10 cm d'épaisseur) qui soulignent les déformations subies par la série . Au microscope on note que la schistosité qui affecte la série est soulignée par des recristallisations de séricite.

Sur les ignimbrites vient une série de schistes cinéritiques verdâtres très fins, intercalés vers le sommet avec des schistes noirs et quelques bancs de grès fins. Sauf quand les bancs de grès viennent la repérer, la stratification est rarement visible. Vers le bas de la série des schistes cinéritiques on peut observer des encroûtements ferrugineux sur les surfaces de stratification.

La base de la série étant inconnue, il est difficile de donner une épaisseur précise, d'autant plus que l'intense plissement hercynien perturbe l'évaluation. Sans crainte d'exagérer on peut proposer une épaisseur dépassant 1000 m.

Les roches volcaniques et l'abondance de schistes verts cinéritiques suggèrent une origine volcano-sédimentaire pour la série d'Ollantaytambo et un milieu de sédimentation probablement continental.

2- AGE DE LA SERIE.

La série d'Ollantaytambo, qui n'a jamais livré de fossiles, est concordante sous l'Arénigien supérieur daté. Son âge est donc compris entre la dernière tectonique anté-ordovicienne ayant affecté la région et l'Arénigien supérieur. Il est probable que la dernière tectonique anté- ordovicienne corresponde au cycle brasilide (550-600 MA). L'âge de la série d'Ollantaytambo se situe donc entre cette tectonique et l'Arénigien supérieur, sans que l'on puisse être plus précis.

En quelques points du Pérou et de la Bolivie il a été décrit, sous l'Ordovicien daté, des séries volcano-sédimentaires plus ou moins comparables à la série d'Ollantaytambo.

Ainsi, dans la zone subandine du Pérou central (Shira), les géologues pétroliers signalent sous l'Ordovicien à *Didymograptus* sp., 200 m d'arkoses et conglomérats, intercalés de basaltes. Le sommet de cette unité est coiffé par un conglomérat remaniant les basaltes et des roches du socle métamorphique; ces conglomérats constituent la base de l'Ordovicien (MEGARD 1973).

En Bolivie, dans la région du Chapare (NE de Cochabamba), FRANKL (1953) et P. TOMASI (comm. verbale) décrivent sous le nom de formation Limbo une série de "mudstones" verts comportant des conglomérats vers le sommet. L'ensemble est surmonté par le Trémadoc à graptolites. Des relations analogues sont signalées par TURNER (1970) dans le NW argentin.

Dans notre région il n'est pas impossible qu'une partie des roches métamorphiques hercyniennes correspondent à la série d'Ollantaytambo. Sur le flanc sud de la Cordillère de Vilcabamba et dans la région du dôme d'Amparaes, on voit les faciès ordoviciens épimétamorphiques passer progressivement et sans discordance angulaire à des séries de plus en plus métamorphiques constituées par des schistes verts à séricite de chlorite puis à muscovite passant vers le bas à des amphibolites. Ces roches pourraient provenir du métamorphisme de la série volcano-sédimentaire d'Ollantaytambo.

Il subsiste toutefois un problème car cette série métamorphique est souvent associée à un banc de 100 à 200 m de cipolins, or la série d'Ollantaytambo ne montre pas de calcaire à l'affleurement. Peut-être ces calcaires se situent-ils sous les premiers niveaux visibles de la série d'Ollantaytambo ?

3- CONCLUSIONS.

La série d'Ollantaytambo et ses équivalents du Pérou, de Bolivie et d'Argentine pourraient correspondre à des molasses volcanosédimentaires postérieures à la tectogénèse brasilide. Intuitivement, pour combler la lacune stratigraphique entre l'Arénigien supérieur daté et la tectonique brasilide (550-600 MA), on a tendance à attribuer ces molasses au Cambrien, rien n'est plus hypothétique. Quoi qu'il en soit, l'épisode conglomératique précédant le dépôt de l'Ordovicien inférieur semble lié à des mouvements (épirogéniques ?) fini-cambriens ou ordovicien inférieur précurseurs de la formation du bassin marin subsident dans lequel se déposera la série du Paléozoïque inférieur et moyen.

2.1.2 - DE L'ORDOVICIEN AU DÉVONIEN SUPÉRIEUR

Le Paléozoïque inférieur et moyen daté de notre région est représenté par des terrains flyschoïdes de plus de 7000 m d'épaisseur dont l'âge va de l'Ordovicien inférieur (Arénigien) au Dévonien supérieur. Il affleure exclusivement dans la Cordillère Orientale au nord et NE d'une ligne passant par le rio Apurimac, Mollepata, Urubamba, Sicuani. Dans la zone subandine le Paléozoïque inférieur et moyen, encore mal connu, est toujours présent; il y est recouvert en concordance par le Paléozoïque supérieur (Pongo de Mainique par exemple).

Nos prédécesseurs dans l'étude de la Cordillère Orientale de la région de Cuzco (HEIM 1948, FRICKER 1960, EGELER et DE BOOY 1961, VON BRAUN 1967) avaient déjà mentionné l'existence de Paléozoïque inférieur et moyen fossilifère. Cependant, ne bénéficiant pas des études réalisées depuis cette époque dans le sud du Pérou (MEGARD et al. 1971, LAUBACHER 1974), ils ne différencièrent pas d'unités lithostratigraphiques et parlèrent de série compréhensive allant de l'Ordovicien au Dévonien.

La limite inférieure de la série n'est connue qu'en un point, sur le flanc sud du massif de la Veronica, le long de la route Cuzco-Quillabamba. Là, on voit l'Arénig reposer en concordance sur la série d'Ollantaytambo par l'intermédiaire d'un épais conglomérat. Ailleurs la base de la

série n'est pas connue, soit du fait de l'intense fracturation, soit parce que le front du métamorphisme hercynien monte jusque dans l'Ordovicien inférieur. Ce n'est que dans le centre et le nord du Pérou, là où le Précambrien affleure largement dans la Cordillère Orientale que l'on peut observer la discordance angulaire de l'Ordovicien sur un socle métamorphique plus ancien (DALMAYRAC 1970).

La sédimentation du Paléozoïque inférieur et moyen est interrompue vers la fin du Dévonien supérieur par la première étape de la tectonique hercynienne (phase éohercynienne). Cette tectonique détermine une discordance générale des terrains permo-carbonifères sur le Paléozoïque inférieur et moyen. Cette discordance est nette dans la Cordillère de Vilcabamba, 6 km au SW du village de Vilcabamba. Elle se voit aussi à 100 km au SW de Cuzco sur les feuilles au 1/100.000 de Sicuani et Ocongate (AUDEBAUD 1973).

Les terrains, qui dans notre région montrent un âge allant de l'Ordovicien au Dévonien supérieur, sont analogues, bien que moins épais, à ceux du sud péruvien (LAUBACHER 1974) et de Bolivie; ils sont cependant bien moins fossilifères. Les attributions d'âge seront basées sur la découverte de quelques gisements fossilifères, sur la présence en certains points d'un horizon guide (tillite Zapla) du Silurien inférieur, et aussi sur les analogies de faciès avec les séries bien datées du sud du Pérou.

Deux principales unités constituent la série du Paléozoïque inférieur et moyen; elles sont séparées par une période d'émersion soulignée par la tillite Zapla. L'unité inférieure correspond en gros à l'Ordovicien (Arénig à Caradocien); l'unité supérieure représente le Siluro-Dévonien. La colonne stratigraphique du Paléozoïque inférieur et moyen est résumée sur la Fig. 8.

1- L'ORDOVICIEN.

L'Ordovicien est représenté par environ 4500 m de sédiments marins se divisant en deux séries lithostratigraphiques. La série inférieure, composée de shales noirs à gris, correspond à l'Arénigien-Llanvirnien; la série supérieure, essentiellement gréseuse, doit appartenir au Caradocien.

1.1- De l'Arénigien au Llanvirnien.

L'Arénigien-Llanvirnien est une série essentiellement silico-alumineuse; ce sont des shales noirs à gris, souvent ampélitiques, intercalés de quelques bancs de 10 à 30 cm de grès fins, pouvant localement devenir plus épais - environ 50 m - et conglomératiques (Quebrada Silque par exemple). Cette série affleure surtout au nord de la ligne des plus hauts glaciers de la Cordillère de Vilcabamba; on en connait aussi quelques affleurements au Sud de cette ligne de crête (Quebrada Silque, sud de Soray, route Calca-Quellouno).

La base de la série n'est visible qu'en un point, sur la route Cuzco-Quillabamba, entre Ollantaytambo et le col Panticalla. On y voit les shales arénigiens reposer en concordance sur

la série d'Ollantaytambo par l'intermédiaire de 300 à 400 m de conglomérats à galets de quartzites, à ciment gréseux et sans stratification nette (photo n°). Les galets peuvent provenir des niveaux quartzitiques de la série d'Ollantaytambo (SW de Machu Picchu). Ils sont bien roulés, leur diamètre varie de 1 à 10 cm, avec un maximum de fréquence aux alentours de 4 à 5 cm. On note souvent un étirement des galets dans la schistosité hercynienne qui affecte les conglomérats. Le banc de conglomérats se poursuit vers l'ouest où il semble former les hauts sommets du massif de la Veronica; il est interrompu par le batholite de Machu Picchu à l'ouest du Nevado Veronica.

Ces conglomérats sont surmontés par des shales noirs à gris intercalés de quelques bancs de grès. Le long de la route l'affleurement est réduit à quelques centaines de mètres du fait d'une grande faille qui met en contact la base de l'Arénigien-Llanvirnien avec le sommet du Caradocien.

Plus à l'ouest, sur le flanc nord du Nevado Veronica, la série est bien développée et on peut mieux apprécier sa lithologie et son épaisseur que nous estimons à 2000 m environ. Les shales sont souvent ampélitiques et montrent fréquemment des cristaux de pyrite alignés dans la stratification; on observe aussi des exsudations de soufre. Ces caractères sont de bons critères de reconnaissance de l'Arénigien-Llanvirnien.

La série arénigienne à llanvirnienne affleure en d'autres points de la Cordillère Orientale : vallée du rio Vilcabamba entre Pucyura et Chaullay, Quebrada Silque, flanc sud du Nevado Salcantay, route Calca-Amparaes.

a)- Age de la série.

Beaucoup moins fossilifère que son équivalent du sud du Pérou, l'Arénigien-Llanvirnien de notre région a toutefois livré quelques graptolites ainsi qu'un trilobite.

EGELER et DE BOOY (1961) découvrirent des graptolites arénigiens et llanvirniens au sud du rio Urubamba (Quebrada Silque, Nevado Cara Cruz, nord de Limatambo). FRICKER (1960), au sud de Soray et près de Potrero (ouest de la Cordillère de Vilcabamba) trouva des graptolites llanvirniens.

J'ai pu retrouver plusieurs de ces sites fossilifères et découvrir quelques autres gisements. L'un se situe à 6 km environ au nord du Nevado Veronica, le long de la route Ollantaytambo-Chaullay; un autre se trouve sur le sentier Chaullay-Vilcabamba, 1 à 2 km au sud de Pucyura. Malheureusement, les fossiles découverts, envoyés en Bolivie pour être étudiés, sont encore en grande partie restés indéterminés.

L'Arénigien est indiqué par les graptolites découverts à la Quebrada Silque (EGELER et DE BOOY 1961 et C.G. EGELER comm. écrite 1975). On y trouve une association de graptolites qui furent déterminés par I. STRACHAM (Birmingham) :

Glyptograptus cf. *dentatus*
Glossograptus sp.
Tetragraptus quadribrachiatus
Didymograptus sp.

Cette association suggère un âge arénigien pour les couches du rio Silque. Les schistes ampélitiques noirs fossilifères de la Quebrada Silque sont surmontés par une série gréseuse, conglomératique à la base. A moins d'admettre une érosion anté-caradocienne en complet désaccord avec ce que l'on sait de la paléogéographie Ordovicienne des Andes centrales, ces grès ne peuvent qu'être attribués à une variation de faciès (proximité de la bordure sud-occidentale du bassin ?) de l'Arénigien-Llanvirnien. L'affleurement de la Quebrada Silque, malheureusement limité par des failles, ne permet de voir qu'une portion faible de la série; le doute persiste donc quant à l'interprétation de ces grès.

Au nord du Nevado Veronica, j'ai recueilli des fossiles dont R. SUAREZ S. a donné la détermination suivante :

Graptolites : *Didymograptus* sp. cf. *D. nicholsoni* (LAPW.)
Trilobites : *Megalaspidella* sp. cf. *M. kayseri* (KOBAYASHI)

qui indiquent l'Arénigien supérieur.

L'existence de Llanvirnien est prouvée par les associations de graptolites du sud du Nevado Salcantay et de l'ouest de la Cordillère de Vilcabamba (FRICKER 1960) et du nord du Nevado Cara-Cruz (EGELER et DE BOOY 1961). Au sud du Salcantay et près de Potrero FRICKER mentionne :

Didymograptus sp.
Glossograptus ciliatus EMMONS

Au nord du Nevado Cara Cruz, EGELER et DE BOOY découvrirent :

Phyllograptus cf. *anna*
Didymograptus aff. *bifidus*
Glossograptus cf. *holmi*
Amplexograptus cf. *confertus*
Diplograptus aff. *priscus*
Cryptograptus cf. *tricornis* var. *schaeferi*

Quoique la sédimentation semble être continue depuis l'Arénigien jusqu'au Caradocien, le Llandeléien n'a jamais été repéré paléontologiquement, ni au Pérou, ni en Bolivie.

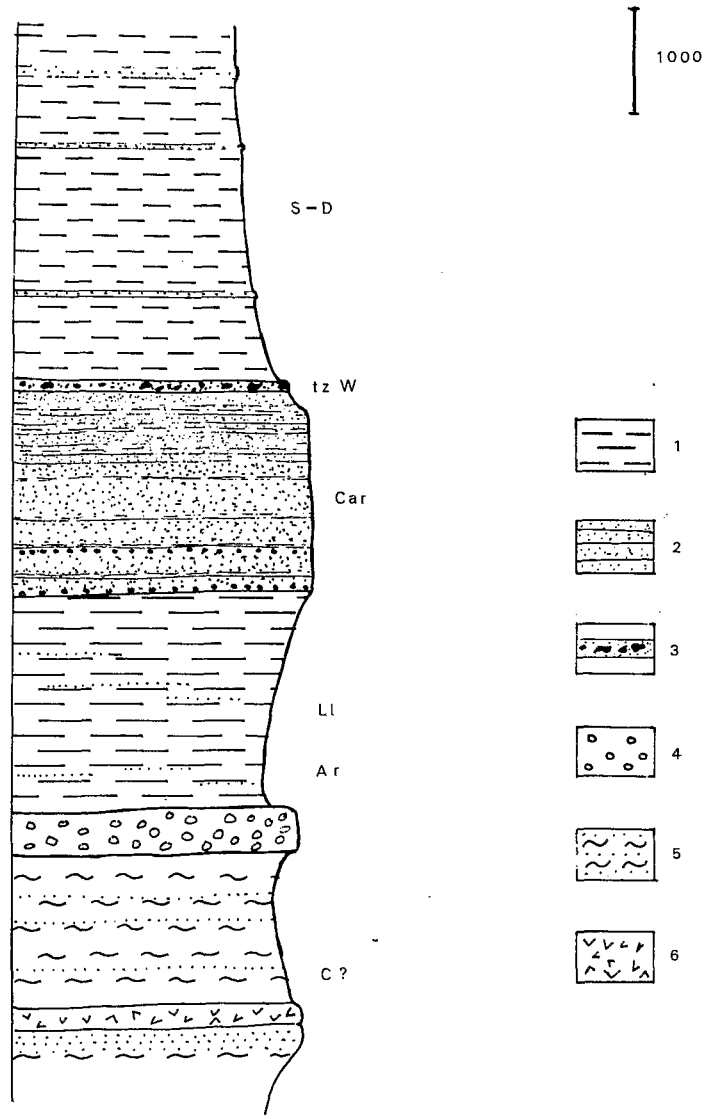


Figure 8 - Colonne stratigraphique du Paléozoïque inférieur de la Cordillère de Vilcabamba.
1 : shales; 2 : grès; 3 : tillite; 4 : conglomérats; 5 : volcano-sédimentaire; 6 : volcanites (ignimbrites).
C : Série d'Ollantaytambo (Cambrien ?); Ar : Arenigien; Ll : Llanvirnien; Car : Caradocien; tzW : tillite Zapla (Wenlockien); S-D : Siluro-Dévonien.

b)- Conclusion.

L'Ordovicien inférieur et moyen est l'équivalent de la formation San José décrite par LAUBACHER (1974) dans le sud du Pérou. Cette période correspond à une sédimentation silico-alumineuse dans un bassin subsident centré sur la Cordillère Orientale actuelle. Ce bassin, connu depuis l'Argentine jusqu'à notre région, s'étendait probablement plus au nord vers le Pérou central. Toutefois, au nord de la région de Cuzco, les seules faunes ordoviciennes connues ont été trouvées dans des faciès de plate-forme peu épais : région de Huanuco (LEMON et CRANSWICK 1956, DALMAYRAC 1970), région de Pataz (WILSON et REYES 1964) et dans la zone subandine (NEWELL et TAFUR 1943), ce qui laisse supposer que l'axe du bassin ordovicien s'infléchissait vers l'ouest.

1.2- Le Caradocien.

A la sédimentation silico-alumineuse de l'Arénigien-Llanvirnien succède une sédimentation détritique correspondant approximativement au Caradocien. Composée essentiellement de grès et de quartzites, cette série repose en concordance sur l'Arénigien-Llanvirnien et montre une épaisseur de 2000 m environ. Elle affleure en de nombreux points de notre région : route Calca-Quellouno, nord du Nevado Veronica, vallée du rio Vilcabamba.

Les conditions structurales d'affleurement ne permettent pas de relever une coupe continue de cette série; l'étude de plusieurs coupes nous a quand même permis d'avoir une idée des faciès. La vallée du rio Vilcabamba montre des affleurements de la partie inférieure de la série. La partie supérieure étant soit oblitérée par le batholite granodioritique, soit cachée dans la végétation tropicale impénétrable. Par contre, cette partie supérieure est bien visible sur la route Ollantaytambo-Chaullay, en contact faillé avec les schistes noirs de l'Arénigien-Llanvirnien.

A la base de la série on trouve des grès quartzitiques en général gris ou bruns pouvant prendre localement une couleur noire (vallée du rio Vilcabamba). Les bancs de grès ont de 10 cm à quelques mètres d'épaisseur; les interbancs schisteux sont irrégulièrement répartis et n'excèdent jamais quelques dizaines de centimètres d'épaisseur.

Vers le haut, la série prend un aspect flyschoïde finement stratifié, en bancs de quelques centimètres de grès et de shales gréseux. L'allure de cette unité lui a valu le nom, en Bolivie, de "lutitas bandeadas".

Cette série gréseuse n'a pas fourni de fossiles, mais sa position concordante sur l'Arénig-Llanvirnien et ses analogies de faciès avec le sud du Pérou en font l'équivalent des grès caradociens décrits sous le nom de formation Sandia par LAUBACHER (1974). L'épaisseur de ces grès dans la Cordillère de Vilcabamba (2000 m) est nettement inférieure à celle relevée dans le sud péruvien (3500 m).

La base des grès n'est pas obligatoirement la base du Caradocien, c'est seulement la base d'une unité cartographiable, en grande partie caradocienne. D'ailleurs, LAUBACHER (1974) a montré que la partie supérieure des schistes "arénigiens-llanvirniens" montait jusque dans le Caradocien inférieur; au contraire, en Bolivie, le faciès gréseux peut envahir le Llanvirnien supérieur.

L'Ordovicien supérieur a donc été marqué dans l'ensemble du bassin subsident par une sédimentation détritique probablement consécutive d'une mise en relief des régions voisines du bassin. Certaines variations de faciès du Caradocien bolivien font penser à une émersion des zones occidentales du bassin subsident (MARTINEZ, comm. verbale).

2- LA LIMITE ORDOVICIEN-SILURIEN.

L'Ashgillien et le Llandovérien n'ont jamais été reconnus dans la chaîne hercynienne d'Argentine, de Bolivie et du Pérou et l'on admet généralement une lacune de ces deux étages, consécutive à une émersion générale du bassin. Ces mouvements verticaux (le Siluro-Dévonien est concordant sur le Caradocien) pourraient être mis en relation avec l'orogenèse calédonienne qui, en d'autres régions (Colombie et peut-être Equateur), a donné un plissement. La lacune de l'Ordovicien terminal et du Silurien basal, effective dans la Cordillère Orientale, n'est pas aussi sûre dans l'Altiplano péruvien où certains niveaux pourraient correspondre à cette période (LAUBACHER 1974). Comme le souligne ce dernier auteur, si la découverte de l'Ashgillien et du Llandovérien se confirme, le problème de la durée de l'émersion et l'importance de l'érosion pré-silurienne est reposé.

3- LE SILURO-DEVONIEN.

Le Siluro-Dévonien est représenté par une épaisse série de shales intercalés de quelques bancs de grès. Il affleure sur de très grandes surfaces dans la Cordillère de Vilcabamba et repose en concordance sur l'Ordovicien. La lithologie très monotone et le manque de fossiles ne permettent pas de différencier plus de deux unités :

- à la base la tillite Zapla, d'âge Silurien moyen,
- au- dessus une série essentiellement silico-alumineuse, d'âge siluro-dévonien.

3.1- La tillite Zapla.

C'est un horizon de sédiments glaciaires (*) déposés (ou redéposés) dans la mer, bien développé depuis l'Argentine jusqu'à notre région. C'est un excellent niveau repère qui souligne la lacune de l'Ashgillien-Llandovérien et marque la base de la série siluro-dévonienne.

(*) Certains auteurs (TURNER 1972) mettent en doute l'origine glaciaire de cet horizon et préfèrent l'attribuer à des courants de turbidité.

Cet horizon, de grande extension dans la chaîne hercynienne des Andes centrales, est d'épaisseur inégale. Il peut être absent ou suffisamment réduit pour passer inaperçu dans les zones couvertes de végétation tropicale (versant N de la Cordillère de Vilcabamba p. e.). Dans notre région, la tillite Zapla a été reconnue nettement dans un seul endroit (route Calca-Amparaes); d'autres fois elle a été déduitepar sa présence en blocs éboulés (flanc N du rio Sta Maria), parfois enfin elle n'a pas été mise en évidence(rio Vilcabamba) bien que certains niveaux du sommet des grès caradociens rappellent la tillite Zapla.

Sur la route Calca-Amparaes (versant nord de la vallée de l'Urubamba) la tillite Zapla a 200 à 250 m d'épaisseur. Elle se présente comme un microconglomérat à ciment grésopélitique sombre et à galets de quartz anguleux à sub-arrondis ne dépassant pas quelques millimètres de diamètre (photo 2,II). On observe aussi quelques grains détritiques de plagioclases. En général les gros galets sont plus arrondis que les petits. Quelques bancs de shales noirs sont intercalés avec le microconglomérat.

La tillite Zapla, souvent décrite en Bolivie sous le nom de "Grauwacke Cancañiri", est un niveau marin comme l'indiquent les chitinozoaires découverts par DAVILA et PONCE DE LEON (1971) dans le sud du Pérou. L'âge de cette tillite, encore en discussion, est basé sur les découvertes de fossiles réalisées essentiellement en Bolivie. Selon les auteurs, la tillite Zapla aurait un âge pré-llandovérien supérieur (BERRY et BOUCOT 1972) à Llandovérien supérieur-Wenlockien (BRANISA et al. 1972).

Quel que soit l'âge exact de ce niveau glaciaire marin, il est intéressant de noter que, tant dans les Andes centrales qu'en Afrique (Sahara, Afrique du Sud), la limite Ordovicien-Silurien est marquée par une glaciation (LAUBACHER 1974).

3.2- Le Silurien moyen-Dévonien.

C'est une épaisse série silico-alumineuse affleurant au nord de Chaullay, le long de la route Calca-Ampares et au NE de Huambutillo. Cette unité, épaisse de plus de 4000 m, repose sur l'Ordovicien avec ou sans intercalation de la tillite Zapla. C'est la plus récente des unités stratigraphiques affectées par la phase paroxysmale hercynienne (phase éohercynienne du Dévonien terminal - Carbonifère inférieur).

La lithologie, assez uniforme dans les différents affleurements, est constituée par des shales généralement noirs ou gris, monotones et sans stratification visible sauf quand des niveaux psammitiques ou noduleux viennent la souligner. Quelques rares bancs de grès fins de 10 à 50 cm d'épaisseur et des conglomérats à petits galets de quartz ou de quartzite, s'intercalent avec les shales.

Jusqu'à présent, cette unité silico-alumineuse n'a fourni que des fossiles dévoniens, mais la continuité d'affleurements, l'épaisseur et les similitudes de faciès avec le Siluro-Dévonien daté du sud du Pérou, ainsi que les relations stratigraphiques équivalentes nous font admettre que, dans la Cordillère Orientale de la région de Cuzco, le Silurien est représenté.

FRICKER (1960) cite la découverte dans la région de Potrero (ouest de la Cordillère de Vilcabamba) d'un brachiopode dans des shales et quartzites gris. Il s'agit de *Schuchertella* cf. *agassizi* HARTT, qui indique le Dévonien inférieur.

Pour ma part, je n'ai jamais découvert de macrofossiles sinon des restes mal conservés de plantes (route Calca-Amparaes) mais des échantillons de shales noirs charbonneux prélevés dans les différents affleurements de la série siluro-dévonienne furent envoyés à J. DOUBINGER (Strasbourg) pour une étude micropaléontologique. Ces échantillons ont fourni essentiellement des chitinozoaires et des scolénodontes dévoniens. En particulier, des shales noirs provenant de 1 km au nord de Quillabamba, sur la route Quillabamba-Quellouno ont fourni une riche association de chitinozoaires :

Lagenochitina macrostoma Tang.et Jeck. identique à des faunes trouvées au Sahara.
Lagenochitina saacencis Grign.et Mont.identique à des faunes trouvées en Tunisie.
Spherochitina brevispinosa
Chonochitina sp.
Linochitina sp.

Pour J. DOUBINGER ces fossiles indiquent le Dévonien moyen à supérieur et, plus précisément, le passage Givétien-Frasnien. Les échantillons de Quillabamba ont de plus, fournis des fragments de tissus chitineux à trous, comparables à des algues décrites dans le Dévonien du Brésil.

La série siluro-dévonienne, comme les séries plus anciennes, n'est pas connue au sud de la Cordillère de Vilcabamba. Au nord, vers la zone subandine, une faille EW limite le Siluro-Dévonien et le met en contact avec le Permo-Carbonifère dont on connait quelques affleurements dans le rio Ichiquiato (KALAFATOVICH 1964). Le Siluro-Dévonien réapparaît plus au nord car, au Pongo de Mainique (HEIM 1948) le Permo-Carbonifère repose en concordance (il n'y a plus de plissement hercynien à ce niveau) sur des schistes noirs dont l'âge dévonien a été prouvé par les géologues pétroliers (J. PAREDES comm. orale).

Au Pongo de Coñec (215 km au NE du Cuzco, route Cuzco-Shintuya), en situation comparable par rapport à la chaîne hercynienne et en concordance sous le Permo-Carbonifère, les géologues pétroliers ont trouvé une épaisse série de shales gris à noirs et de grès qu'ils attribuent au Dévonien.

4- CONCLUSIONS SUR LE PALEOZOIQUE INFERIEUR ET MOYEN.

Le Paléozoïque inférieur et moyen de la Cordillère de Vilcabamba correspond à la continuation vers le NW du bassin subsident qui a fonctionné depuis l'Ordovicien inférieur jusqu'au Dévonien supérieur en Argentine, en Bolivie et dans le Pérou du Sud. Les épaisseurs des séries, quoique légèrement inférieures à celles relevées plus au sud, sont encore considérables (8000 m pour l'Arénig-Dévonien supérieur). Le type de sédimentation aussi est comparable : Ordovicien inférieur et moyen silico-alumineux, Ordovicien supérieur gréseux; lacune de l'Asghillien et du Llandovérien, Siluro-Dévonien silico-alumineux avec à la base un horizon tillitique. Tous ces terrains sont concordants, indiquant qu'aucun épisode tectonique, sauf l'émersion post caradocienne, ne s'est produit pendant le Paléozoïque inférieur et moyen.

Les conditions géologiques ne nous permettent pas d'observer les bordures du bassin de sédimentation dont l'axe de majeure subsidence est centré sur la Cordillère Orientale, future zone axiale de la chaîne hercynienne. La bordure occidentale du bassin doit se trouver sous les dépôts méso-cénozoïques des régions des Hauts Plateaux ou de la Cordillère Occidentale, puisque sur la côte pacifique du sud du Pérou le Précambrien est recouvert par des terrains dévoniens à faciés très détritiques (Majes) et le plus souvent par le Permo-Carbonifère ou le Mésozoïque. La bordure orientale se situe nettement sous la plaine amazonienne car tant au Pongo de Mainique qu'au Pongo de Coñec (400 mètres d'altitude environ), le Paléozoïque inférieur et moyen, non affecté par les plissements hercyniens (et dont on ne voit pas la base) montre des épaisseurs de l'ordre de 1000 m à plusieurs milliers de mètres.

Rappelons enfin que la Cordillère de Vilcabamba est la seule région du Pérou où l'on voit en concordance sous l'Ordovicien inférieur marin, une série plus ancienne volcano-sédimentaire (série d'Ollantaytambo).

2.2 - LE PALÉOZOÏQUE SUPÉRIEUR

Vers le Carbonifère inférieur, la tectonique éohercynienne plisse intensément le Paléozoïque inférieur et moyen. Ce plissement a pour conséquence la discordance angulaire générale du Paléozoïque supérieur sur les terrains affectés par cette tectonique. Dans la région étudiée, du fait de la fracturation méso-cénozoïque et de l'érosion, cette discordance angulaire n'est visible que dans la zone située au sud du village de Vilcabamba.

Au Pérou, le Palézoïque supérieur est une des époques les mieux connues, tant du point de vue stratigraphique que paléontologique.

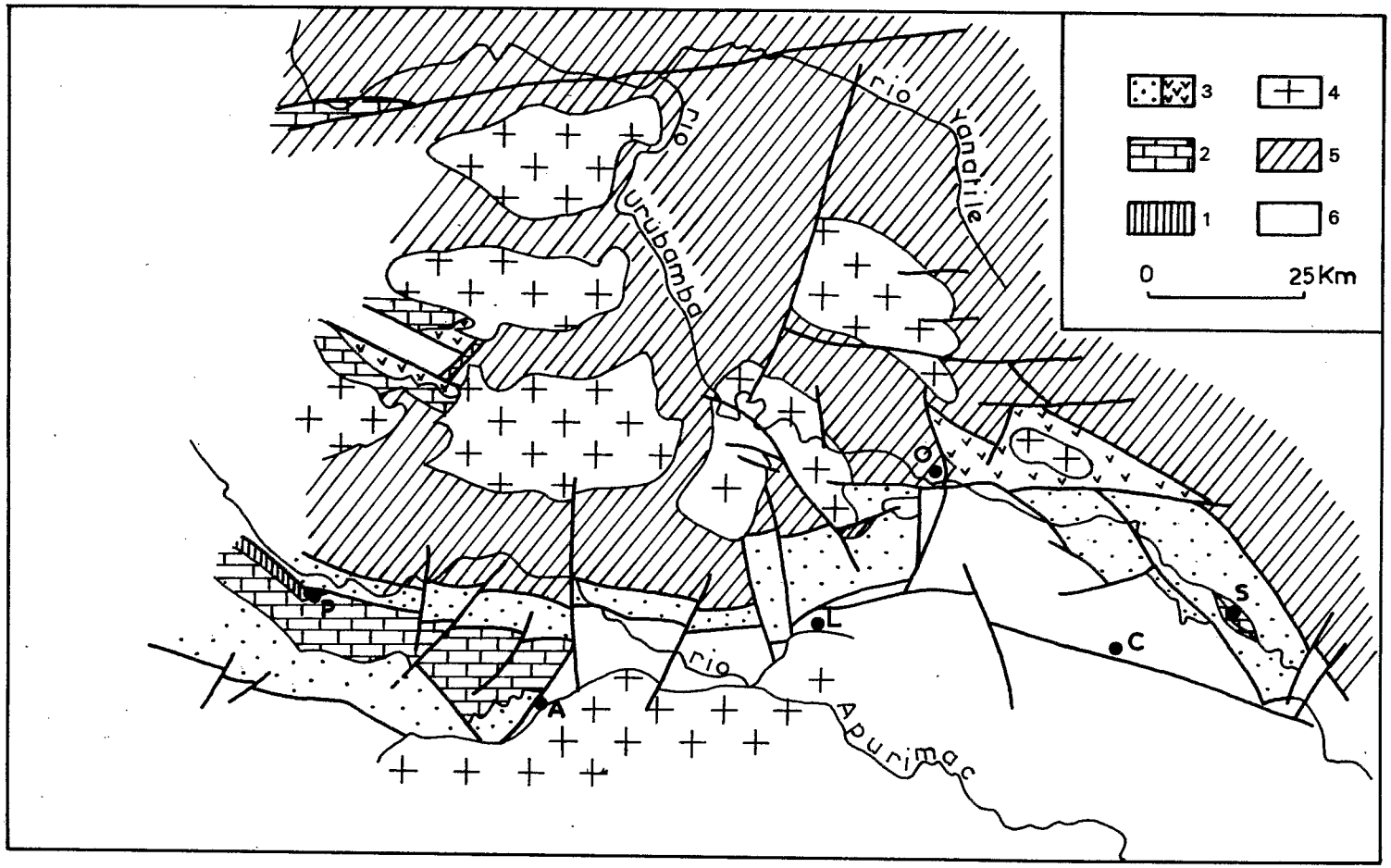


Figure 9 - Principaux affleurements de Paléozoïque supérieur.
1 : Pennsylvanien (Groupe Tarma); 2 : Permien inférieur (Groupe Copacabana); 3 : Permien supérieur (Groupe Mitu), volcanites et sédiments continentaux; 4 : Plutons; 5 : Paléozoïque inférieur plissé à l'Eohercynien; 6 : Terrains post-paléozoïques. P : Pasaje; A : Abancay; L : Limatambo; O : Ollantaytambo; C : Cuzco; S : San Salvator.

Après la synthèse de STEINMANN (1929), DUNBAR et NEWELL (1946) puis NEWELL, CHRONIC et ROBERTS (1953) établirent les subdivisions du Paléozoïque supérieur du Pérou, et en particulier de notre région sur la base de macrofaunes et surtout de fusulines. Quatre principales unités ont été définies dans le Paléozoïque supérieur péruvien : le Mississipien (Viséen supérieur, Namurien inférieur) encore appelé groupe Ambo; le Pennsylvanien (Namurien, Westphalien, Stéphanien) ou gourpe Tarma; le Permien inférieur ou groupe Copacabana; le Permien moyen et supérieur et peut-être le Trias (?) ou groupe Mitu.

La figure 9 montre la situation des affleurements de Paléozoïque supérieur de notre région. Les plus grosses épaisseurs sont localisées à la bordure sud-occidentale de la Cordillère Orientale. L'axe de majeure subsidence qui était centré sur la Cordillère Orientale au Paléozoïque inférieur et moyen migre vers le SW au Paléozoïque supérieur. Les failles EW qui bordent au sud la Cordillère Orientale (failles d'Abancay-Andahuaylas) semblent avoir participé à la subsidence du Paléozoïque supérieur.

Nous ne ferons qu'une brève description des séries du Paléozoïque supérieur de notre région qui ont été exposées en détail par NEWELL, CHRONIC et ROBERTS (1953) dans "Upper Paleozoïc of Peru" où l'on trouvera toutes les sections mesurées, le contenu paléontologique et les discussions d'âge des sites caractéristiques situés entre Andahuaylas et Cuzco. Pour la Cordillère Orientale (Cordillère de Vilcabamba) une description détaillée de la série a été donnée par VON BRAUN (1967). Pour la zone subandine, les données manquent. Je me baserai sur des observations personnelles réalisées au Pongo de Coñec en 1972 en compagnie de E. AUDEBAUD et F. GARCIA ZAVALETA, sur les travaux de HEIM (1948) pour le Pongo de Mainique, ainsi que sur quelques informations inédites des géologues pétroliers.

Sur la figure 10 ont été résumées les colonnes stratigraphiques du Paléozoïque supérieur des différentes zones de notre région.

2.2.1 - LE PROBLÈME DU MISSISSIPIEN

Il ne m'a jamais été possible de mettre en évidence le Mississipien (Groupe Ambo). NEWELL et al. (1953) signalent l'existence de cette unité dans la coupe de Pasaje (rive gauche du rio Apurimac, 40 km au NW d'Abancay) avec un faciès de conglomérats et de grès rouges continentaux, reposant en discordance angulaire sur des roches métamorphiques et recouverte en concordance par le Pennsylvanien (Groupe Tarma).

Des observations que j'ai pu réaliser sur le même affleurement, quelques kilomètres en amont, à la confluence des rios Apurimac et Pachachaca (mine de sel de Carquique), montrent que cette série clastique rouge contient des galets de calcaires fossilifères du Permien inférieur. Il s'agit donc de molasses du Permien supérieur qui sont en contact faillé avec les métamorphites éohercyniennes au nord et avec le Pennsylvanien au sud. La figure 11 montre l'interprétation que je donne de la coupe de Pasaje.

Sur la bordure méridionale de la Cordillère de Vilcabamba, le premier terrain de Paléozoïque supérieur qui affleure est le Pennsylvanien. Comme on ne voit pas sa base, il est impossible de se prononcer sur l'absence ou la présence de Mississipien au-dessous. Signalons que les plus proches affleurements de Mississipien se trouvent à Sicuani (AUDEBAUD 1973) à 150 km au SW de Cuzco et à Huanta (MEGARD 1973) 120 km au NW d'Andahuaylas; quoique dans cette dernière région, les terrains attribués au Mississipien pourraient être plus jeunes (Pennsylvanien).

Dans la Cordillère de Vilcabamba on ne connait pas de Mississipien puisque c'est directement le Permien inférieur qui repose en discordance angulaire sur les terrains plissés par la tectonique éohercynienne.

Dans la zone subandine, HEIM (1948), puis les travaux des géologues pétroliers, ont montré que là non plus on ne connaissait pas de Mississipien puisque le Dévonien est directement couvert en concordance par le Pennsylvanien ou le Permien inférieur.

2.2.2 - LE PENNSYLVANIEN (GROUPE TARMA)

Le Pennsylvanien est bien représenté dans la coupe classique de l'Hacienda Pasaje, au fond du rio Apurimac, près de la confluence du rio Pampas. Il n'est pas connu dans la Cordillère Orientale. On le retrouve dans la zone subandine où, du fait de son faciès calcaire, il est confondu cartographiquement avec les calcaires du Permien inférieur (Groupe Copacabana).

1- DESCRIPTION DE LA SERIE.

A Pasaje (Fig. 10 et 11), le Pennsylvanien est représenté par une série silico-alumineuse à intercalations de calcaires dont la base n'est pas exposée. L'épaisseur mesurée par NEWELL et al. (1953) atteint 2300 m.

La partie inférieure de l'unité à l'affleurement montre 200 m de calcaires gris, rougeâtres et beiges contenant des fusulines. Vers le sommet on trouve une autre intercalation d'environ 200 m de calcaires.

Le reste de l'unité est composé par des shales noirs à gris contenant des petites intercalations de calcaires à différents niveaux dont l'épaisseur varie de 1 à 30 m. Certaines de ces intercalations calcaires, lenticulaires, pourraient correspondre à des anciens récifs.

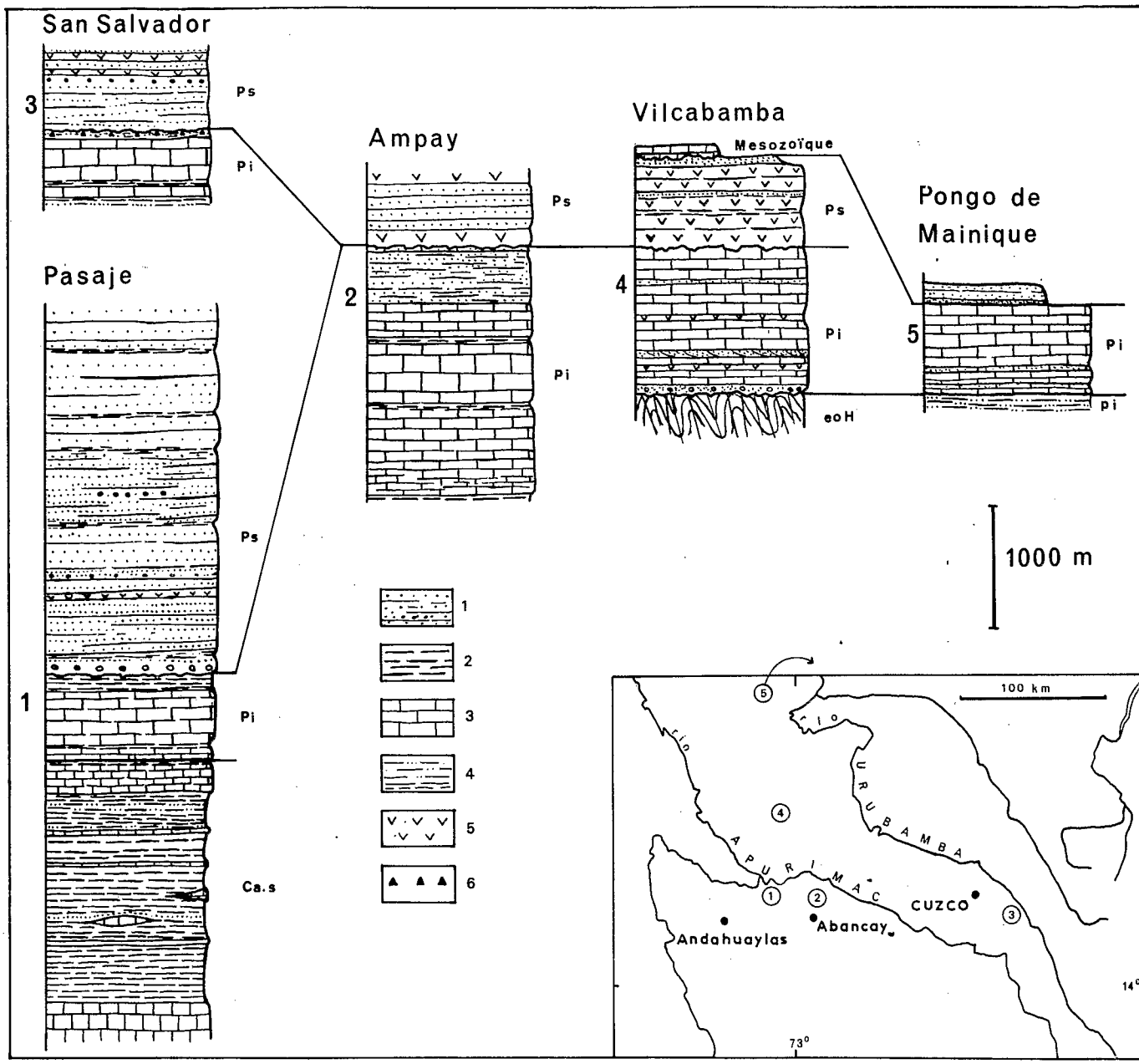


Fig. 10 - Colonnes stratigraphiques du Paléozoïque supérieur de la région étudiée.
1 = couches rouges continentales; 2 = shales; 3 = calcaires; 4 = shales et grès marins; 5 = volcanites continentales; 6 = évaporites (gypse, Cl Na). eoH = terrains plissés à l'Eohercynien; Ca.s = Carbonifère supérieur (G. Tarma); Pi = Permien inférieur; Ps = Permien supérieur (G. Mitu).

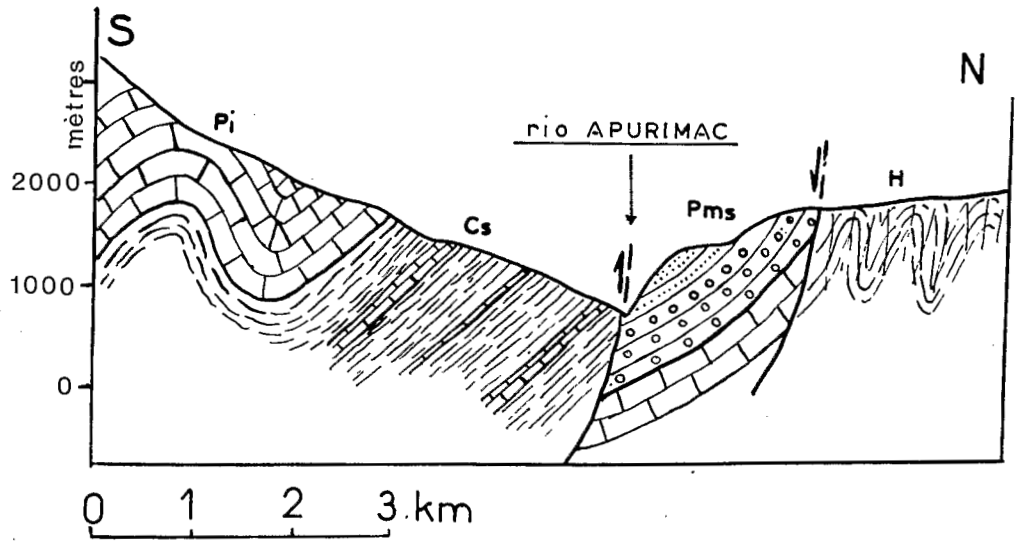


Figure 11 - Coupe du Paléozoïque supérieur, 5 km en amont de Pasaje. H : terrains plissés à l'Eohercynien; Cs : Carbonifère supérieur (Groupe Tarma); Pi : Permien inférieur (Groupe Copacabana; Pms : Permien supérieur (Groupe Mitu).

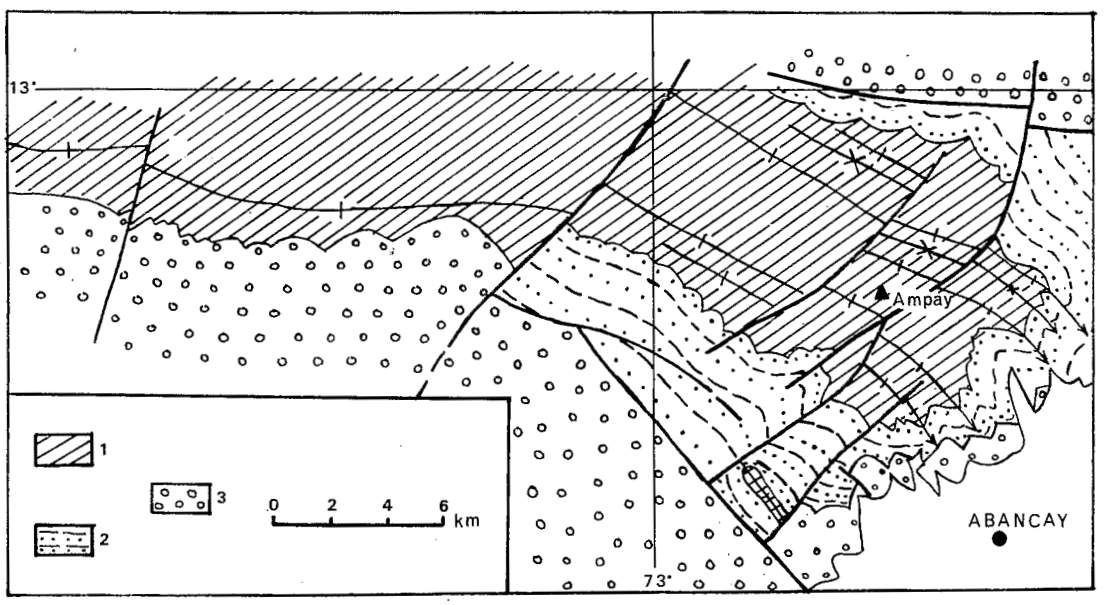


Figure 12 - Carte de détail du Permien du Nevado Ampay.
1 : Partie inférieure calcaire du Groupe Copacabana (Permien inférieur); 2 : Partie supérieure flyschoïde du Groupe Copacabana; 3 : molasses rouges du Groupe Mitu (Permien supérieur).

Dans la Cordillère Orientale, le Pennsylvanien n'est pas connu. Dans la zone subandine - Pongo de Mainique, Pongo de Coñec - on a coutume d'attribuer au Pennsylvanien la partie inférieure d'une série carbonatée épaisse de 600 à 700 m et correspondant au Pennsylvanien-Permien inférieur (Groupes Tarma et Copacabana).

2- AGE DE LA SERIE.

Dans la partie inférieure du Groupe Tarma affleurant à Pasaje, NEWELL et al. (1953) trouvèrent des fragments de bryozoaires silicifiés et des fusulinidés. Les foraminifères font penser à la partie inférieure du Pennsylvanien moyen. Les bryozoaires ont des affinités avec des espèces du Pennsylvanien supérieur du Nord du Texas (U.S.A.).

Les fossiles de la partie supérieure de la série ne sont pas caractéristiques, mais il est probable qu'ils correspondent à une faune comparable à celle de Tarma (centre du Pérou) où fut relevée la coupe type.

Le Groupe Tarma de notre région a un âge pennsylvanien moyen à supérieur. Le Pennsylvanien inférieur n'a jamais été reconnu au Pérou.

2.2.3 - LE PERMIEN INFÉRIEUR ET MOYEN (GROUPE COPACABANA)

Le passage du Pennsylvanien au Permien inférieur est progressif; les deux étages sont difficilement différenciables sans fossiles caractéristiques. Le Pennsylvanien étant essentiellement silico-alumineux, on place arbitrairement la limite inférieure du Groupe Copacabana à la base de la grosse série calcaire du Permien inférieur.

Dans notre région on connait bien la base du Groupe Copacabana (coupe de Pasaje - Fig. 10-1), mais on ne peut déterminer avec précision son sommet car le Permo-Trias le recouvre en "overlap". La coupe la plus complète du Permien inférieur est celle relevée par NEWELL et al. (1953) au Nevado Ampay (10 km au nord d'Abancay - Fig. 10-2).

La transgression marine du Paléozoïque supérieur atteint sa plus grande extension au Permien inférieur. Des régions qui comme la Cordillère Orientale, étaient émergées depuis la tectonique éohercynienne, sont recouvertes par la mer.

1- LE GROUPE COPACABANA DE LA BORDURE SUD DE LA CORDILLERE ORIENTALE. (Fig. 10-1, 2, 3).

C'est sur la bordure sud de la Cordillère de Vilcabamba que le Groupe Copacabana montre ses meilleurs affleurements, sa plus grosse épaisseur et ses plus complètes faunes fossiles; c'est donc là qu'il fut le mieux étudié.

Le Permien inférieur de cette région occupe le coeur d'un anticlinorium d'orientation EW qui s'interrompt au niveau d'Abancay à la faveur d'un accident NS. Le Groupe Copacabana réapparaît plus vers le NE, d'abord près d'Ollantaytambo (Quebrada Ocororoyoc) puis dans la région de Pisac-San Salvador.

Au Nevado Ampay (10 km au nord d'Abancay) le Groupe Copacabana a une épaisseur de 2100 m. Il nous servira d'exemple pour décrire la lithologie du Permien inférieur. La série est constituée par des calcaires et shales (Fig. 12).

Les calcaires forment 60 % de la série, ils sont de nature variable. Leur couleur va de gris clair à noir; ils peuvent être à grains fins, oolithiques ou noduleux. Les bancs dolomitisés sont fréquents. Les fossiles silicifiés (fusulines, brachiopodes, coraux, bryozoaires, gastéropodes, etc.) sont abondants à tous les niveaux de la série.

Les shales sont en général noirs, charbonneux, contenant de nombreux restes de plantes et de troncs d'arbres (*Lepidodendron*). Ils forment des niveaux de quelques mètres à quelques dizaines de mètres d'épaisseur, intercalés avec les calcaires. Dans la partie supérieure de l'unité on note une grosse intercalation (650 m) d'un flysch constitué par des bancs gréseux fins de quelques millimètres alternant avec des couches de 1 à 5 cm de shales gréseux noirs.

Sur la coupe de Pasaje, 20 km à l'Ouest du Nevado Ampay, le Groupe Copacabana est moins épais (740 m). Cette différence d'épaisseur n'est pas due à une différence de subsidence, mais à l'overlap du Permo-Trias (Groupe Mitu). Un jeu de failles post-Permien inférieur a provoqué une érosion différentielle du Groupe Copacabana. En particulier, ni à Pasaje, ni à San Salvador, on ne retrouve les 650 m de flysch fin comme à l'Ampay. La figure 13 schématise cet overlap du Permo-Trias sur différents termes du Groupe Copacabana.

Dans la région de Pisac - San Salvador, le Groupe Copacabana, dont la base n'affleure pas, est identique à celui de Pasaje et de l'Ampay. Là non plus on ne retrouve pas la série flyschoïde supérieure. L'épaisseur visible est environ 600 m (2006 pieds). Par contre, à San Salvador, la limite entre le Groupe Copacabana et le Permien moyen et supérieur est marquée par un banc de quelques mètres de gypse.

2- LE GROUPE COPACABANA DE LA CORDILLERE ORIENTALE. (Fig. 10-4)

Le Permien inférieur affleure dans la Cordillère de Vilcabamba, d'abord dans les environs de Pucyura, puis surtout au sud du village de Vilcabamba où il montre une épaisseur de 1200 m au Cerro Tembladera (VON BRAUN 1967).

Là, le Permien inférieur repose directement en discordance angulaire sur les terrains plissés au Dévonien supérieur. La série débute par un conglomérat de 80 m à galets peu arrondis de 0,2 à 5 cm de diamètre.

Les galets sont composés de calcaires (rares), grès, shales, roches volcaniques et roches métamorphiques; le ciment est pélitique et rougeâtre.

Au-dessus, la série est essentiellement calcaire avec des intercalations en général minces de grès ou de shales à différents niveaux de la série. Les calcaires peuvent être massifs ou en petits bancs; ils contiennent de nombreux fossiles silicifiés (fusulines, brachiopodes, bryozoaires, etc.). Vers le sommet de la série, les calcaires à cherts sont fréquents.

Un caractère particulier de cette série est de contenir deux intercalations de roches volcaniques acides (rhyolites), épaisses de 20 à 40 m. Pour VON BRAUN (1967), ces roches volcaniques sont des coulées et non des sills, car elles déterminent un thermométamorphisme (grenat) dans les calcaires du mur et ne modifient pas ceux du toit.

3- LE GROUPE COPACABANA DE LA ZONE SUBANDINE. (Fig. 10-5).

Le Permien inférieur de la zone subandine est peu épais et concordant sur le Paléozoïque inférieur et moyen. Il est souvent inclu dans une même unité cartographique avec le Pennsylvanien.

Le faciès de la série correspond à des calcaires fossilifères intercalés de bancs plus ou moins épais de marnes gréseuses, de grès ou de shales.

Au Pongo de Coñec, la série ne dépasse pas 400 m, les 150 à 200 m inférieurs représentent le Pennsylvanien. Au Pongo de Mainique elle atteint 700 m environ.

KALAFATOVITCH (1964) a établi l'existence de calcaires fossilifères du Permien inférieur dans la région située entre les rios Pigiato et Ichiquiato (partie nord de la carte). Je n'ai pas eu la possibilité de visiter cette zone faute de moyens matériels (pirogues) permettant d'atteindre les affleurements.

4- AGE DU GROUPE COPACABANA.

NEWELL et al. (1953) sur la base de faunes de fusulines purent établir une zonéographie du Permien inférieur du sud de la Cordillère Orientale de la région étudiée. Les macrofossiles (brachiopodes, bryozoaires, etc.) donnent des résultats moins précis. Nous citons ci-dessous les zones de fusulines découvertes dans les trois coupes caractéristiques de notre région :

- Coupe de San Salvador :

  Zone à *Triticites opimus*

- Coupe du Nevado Ampay :

  Zone à *Parafusulina*
  Zone à *Pseudoschwagerina uddeni*
  Zone à *Triticites opimus*
  Zone à *Silvaseptora*

- Coupe de Pasaje :

  Zone à *Triticites opimus*
  Zone à *Silvaseptora*

La zone à *Silvaseptora* est la plus basse dans le Wolfcampien. La zone à *Triticites opimus* est du Wolfcampien. La zone à *Pseudoschwagerina uddeni* est du Wolfcampien supérieur. La zone à *Parafusulina*, la plus haute du Groupe Copacabana indique le Léonardien inférieur (partie inférieure du Permien moyen). Le Groupe Copacabana de notre région a un âge Permien inférieur et moyen p.p. (Wolfcampien-Léonardien inférieur).

Les zones de fusulines reconnues dans les différentes coupes indiquent bien l'importance qu'a eue l'érosion post-Copacabana (Fig. 13). C'est la coupe du Nevado Ampay qui est la plus complète puisqu'elle est la seule à montrer la zone à *Parafusulina*. Puis vient la coupe de la Cordillère de Vilcabamba qui semble présenter la zone à *Pseudoschwagerina*. Les coupes de Pasaje et de San Salvador ont, elles, souffert une forte érosion qui a enlevé au moins la moitié de l'unité.

Dans les shales noirs de la partie supérieure du Groupe Copacabana du Nevado Ampay, j'ai recueilli des débris de plantes et de troncs d'arbres. J. DOUBINGER a étudié ces échantillons, elle y a découvert :

Gangamopteris
Sphenopteris
Pecopteris

qui sont caractéristiques d'une flore gondwanienne. Les shales ont livré une microflore montrant des affinités à la fois avec le Permien supérieur d'Amérique du Nord et avec le Permien inférieur d'Australie. Cette microflore est identique à celle d'Apillapampa (Bolivie) décrite par COUSMINER (1965) et qui appartient au Wolfcampien-Léonardien inférieur.

2.2.4 - LA TECTONIQUE TARDI-HERCYNIENNE

Dans le sud du Pérou, la sédimentation marine permo-carbonifère est interrompue par une phase tectonique nette : la phase tardihercynienne (AUDEBAUD et LAUBACHER 1969a). Cette tectonique est matérialisée par la discordance angulaire du Permien moyen et supérieur sur le Permo-Carbonifère.

Au contraire, dans notre région, le Permo-Trias est concordant mais en "overlap" sur différents termes du Permien inférieur (Fig. 13). La

	PASAJE	NW LIMATAMBO	ABANCAY	San SALVADOR
	molasses volcano-sédimentaires permo-triasiques (groupe Mitu)			
Permien inf.	z.à Triticites opimus z.à Silvaseptora	Paléozoïque inférieur	z.à Parafusulina z.à Pseudoschwagerina uddeni z.à Triticites opimus z.à Silvaseptora	z.à Triticites opimus

Figure 13 - Schématisation de l'"overlap" des molasses du Permien supérieur sur différents termes du Permien inférieur et même localement sur du Paléozoïque inférieur.

phase tardihercynienne ne s'est traduite que par une tectonique cassante et le retrait de la mer.

2.2.5 - LE PERMO-TRIAS : GROUPE MITU (Fig. 9 et Fig. 10-1,2,3,4)

Le soulèvement tardihercynien est accompagné d'une activité volcanique et d'une sédimentation clastique continentale qui occupent le Permien moyen et supérieur et probablement une partie du Trias. Ces dépôts volcanosédimentaires molassiques bien représentés dans tout le Pérou correspondent au Groupe Mitu (MAC LAUGHLIN 1924). Leur couleur rouge brique à lie de vin et leur nature en font un niveau repère précieux pour la cartographie.

Dans la région étudiée, le Groupe Mitu affleure largement sur la bordure sud de la Cordillère Orientale. Il repose en concordance sur le Permien inférieur; il est surmonté en concordance par le Mésozoïque.

Son épaisseur est difficilement mesurable du fait des failles qui l'affectent. La plus grosse épaisseur a été relevée sur la coupe de Pasaje où affleurent 3400 m de molasses rouges. Au nord de Limatambo, dans la région du Nevado Caracruz, le Mitu repose directement sur l'Ordovicien plissé à l'Eohercynien. Dans cette zone, l'érosion anté-Mitu aurait fait disparaître plusieurs milliers de mètres de Paléozoïque supérieur et de Siluro-Dévonien. Les autres coupes mesurées par NEWELL et al. (1953) montrent à l'affleurement un Groupe Mitu moins complet, ne dépassant pas 600 à 1000 m (1). Dans la Cordillère Orientale le Groupe Mitu est essentiellement volcanique; VON BRAUN (1967) mentionne une épaisseur de 700 m environ près du village de Vilcabamba. Au NE d'Ollantaytambo le Groupe Mitu est représenté par une accumulation de roches volcaniques sans stratification dont l'épaisseur doit être de l'ordre de 1000 à 2000 m.

1- LA LITHOLOGIE.

Alors que sur la bordure sud de la Cordillère Orientale le Groupe Mitu est très épais et présente un faciès essentiellement détritique, dans la Cordillère Orientale il est composé presqu'exclusivement de roches volcaniques.

1.1- Le Groupe Mitu sédimentaire du sud de la Cordillère Orientale. (Fig. 10-1,2,3).

Dans cette région, le Groupe Mitu est constitué surtout par du matériel grossier : conglomérats, grès grossiers plus ou moins conglomératiques. On trouve aussi des sédiments plus fins tels que silts ou argilites qui s'intercalent à différents niveaux de la série. Il y a enfin quelques lentilles d'évaporites.

---

(1) Signalons que l'épaisseur de 4000 m mesurée par NEWELL et al. (1953) pour le Groupe Mitu de San Salvador est erronée. Les auteurs ont considéré comme Mitu, le Mitu s.s., le Crétacé inférieur, le Crétacé supérieur-Eocène.

Bien qu'aucune étude sédimentologique n'ai encore été réalisée, la sédimentation rythmique, les stratifications entrecroisées, l'existence fréquente de chenaux indiquent clairement le caractère molassique de cette série.

Les conglomérats forment des bancs de 1 à 100 m d'épaisseur. On les rencontre à la base mais aussi intercalés à tous les niveaux de la série. Les galets montrent un degré d'émoussé variable selon les bancs et les lieux mais il n'est jamais très important. Les roches constituant ces galets proviennent de séries pré-Mitu (roches métamorphiques ou plutoniques, calcaires du Permien inférieur) mais surtout il y a une forte proportion de roches volcaniques provenant de l'érosion des zones où régnait à cette époque une intense activité volcanique. Le ciment est en général gréseux.

Les grès sont en général à grains grossiers; ils forment des bancs de 0,5 à 5 m d'épaisseur. Ils sont souvent feldspathiques et peuvent passer à des grauwackes. Fréquemment, alors que la partie inférieure du banc est conglomératique, on voit les grès devenir de plus en plus fins vers le haut pour passer à un silstone et même à une argilite rouge.

On trouve des évaporites interstratifiées dans le Groupe Mitu à 10 km au nord de la laguna Pacucha (Hacienda Toxama) à la confluence des rios Apurimac et Pachachaca où elles contiennent du sel (Cl Na) exploité à la mine Carquique; à San Salvador quelques mètres de gypse marquent la limite Copacabana-Mitu. Ces évaporites forment des lentilles épaisses de 2 à 30 m et longues parfois de plusieurs centaines de mètres (Carquique). Elles sont constituées essentiellement par du gypse associé à du Cl Na.

Entre la limite ouest de la carte et la région de Limatambo on ne trouve pas de roches volcaniques dans le Groupe Mitu, sauf une intercalation de 2 à 3 m de brèche andésitique vers le bas de la série (observée au nord de Huancarama). Par contre dans la région d'Urubamba-Pisac les intercalations deviennent plus nombreuses car on se rapproche des foyers d'émission situés sur la Cordillère Orientale. La série devient aussi plus conglomératique et les grauwackes deviennent abondants. Ainsi à San Salvator, le Mitu contient plusieurs intercalations volcaniques et il se termine par 70 à 100 m de basaltes.

1.2- Le Groupe Mitu volcanique de la Cordillère Orientale. (Fig. 10-4).

Dans la Cordillère Orientale le Groupe Mitu est constitué par une accumulation de roches volcaniques montrant peu ou pas de sédiments intercalés. Ces roches volcaniques forment soit des coulées (Cordillère de Vilcabamba) soit des masses sans stratifications correspondant à d'anciens appareils érodés (nord d'Ollantaytambo). La couleur de ces roches est à dominante lie de vin. La composition est variable et va des rhyolites aux andésites.

Les termes acides (rhyolites, dacites) se présentent sous forme d'ignimbrites montrant fréquemment des "fiami" comme par exemple à 5 km au nord d'Urubamba (photo 5,II).

Les andésites semblent être plus importantes en volume. Elles sont souvent porphyriques et montrent des cristaux de plagioclases atteignant 2 à 3 cm de long dans une pâte microlithique rougeâtre.

Alors que la région au nord d'Ollantaytambo montre un Groupe Mitu exclusivement volcanique (zone de foyers d'émission) dans la Cordillère de Vilcabamba on trouve une succession de coulées intercalées vers le haut de la série avec des bancs de quelques mètres de grès et d'argilites rouges. Dans cette dernière zone FRICKER (1960) mentionne la découverte d'un mince horizon marin qui a livré un brachiopode permien.

2- AGE ET PALEOGEOGRAPHIE DU GROUPE MITU.

L'âge du Groupe Mitu n'est pas déterminable directement car les rares fossiles trouvés çà et là au Pérou dans des intercalations marines ont donné un âge permien sans qu'il soit possible de préciser plus les déterminations. Dans notre région, FRICKER (1960) mentionne la découverte d'un brachiopode - *Marginifera capaci* d'Orbigny - dans une intercalation marine du Groupe Mitu de la Cordillère de Vilcabamba; ce fossile indique lui aussi un âge permien. On ne peut donc qu'établir une fourchette limitée par les âges du plus jeune terrain recouvert et du plus vieux terrain recouvrant.

La limite inférieure est fixée assez précisément par l'âge du sommet du Groupe Copacabana : Léonardien inférieur.

La limite supérieure est plus délicate à définir. Dans la région étudiée le plus vieux terrain recouvrant le Groupe Mitu est le Néocomien (rive gauche du rio Urubamba entre Urubamba et Ollantaytambo). Par contre, dans le centre du Pérou et même sûrement dans l'ouest de la carte (mais là on en voit jamais le contact), le Groupe Mitu est recouvert par les calcaires du Trias supérieur-Lias.

Ces considérations nous font admettre un âge allant du Permien moyen au Trias pour le Groupe Mitu. Il est possible que dans certaines régions la sédimentation volcano-clastique ait pu continuer jusque dans le Jurassique.

La distribution des faciès du Groupe Mitu suggère le dispositif paléogéographique suivant :

- la Cordillère Orientale actuelle constituait une zone volcanique avec une majorité de foyers d'émissions dans la région au nord d'Ollantaytambo.

- Vers le sud les produits de l'érosion des régions soulevées et de la zone volcanique se déposaient dans des dépressions continentales subsidentes.

Il est à remarquer que pour des raisons topographiques et tectoniques (absence de subsidence) les produits de l'érosion allaient vers le sud et non vers le nord, où l'on ne connait pas le Groupe Mitu, ni dans le nord de la Cordillère Orientale, ni dans la zone subandine. De temps en temps quelques volcanites s'intercalaient dans des dépôts clastiques.

* *
*

PLANCHE II

Photo 1 : Lame mince LP (x5 linéaire). Conglomérat basal de l'Ordovicien. Galets de quartzites englobés dans une matrice gréseuse. Route Ollantaytambo-Quillabamba, échantillon 70-10b.

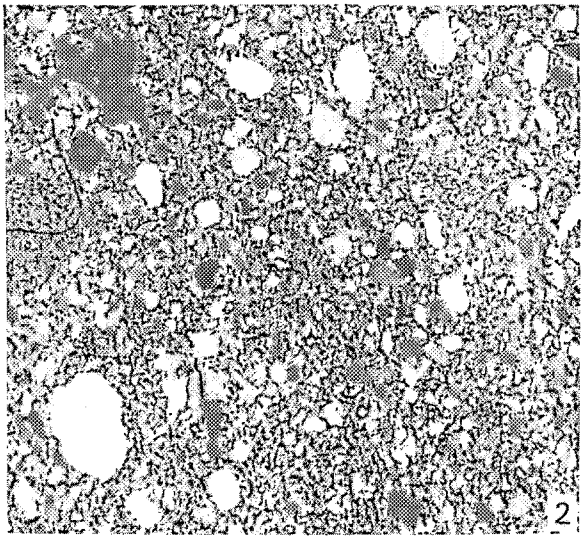
Photo 2 : Lame mince, LP(x7 linéaire). Tillite Zapla (Wenlockien) Route Calca-Ampar aes, échantillon M-1Z.

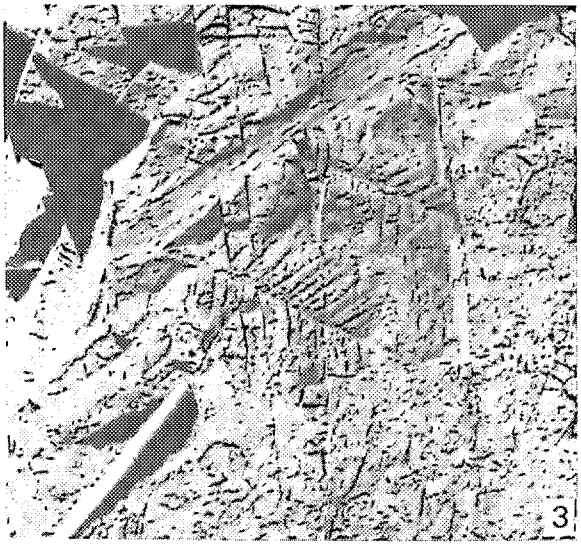
Photo 3 : Fougère dans le Permien inférieur (groupe Copacabana) du Nevado Ampay (Nord d'Abancay). Route Abancay-Huanipaca.

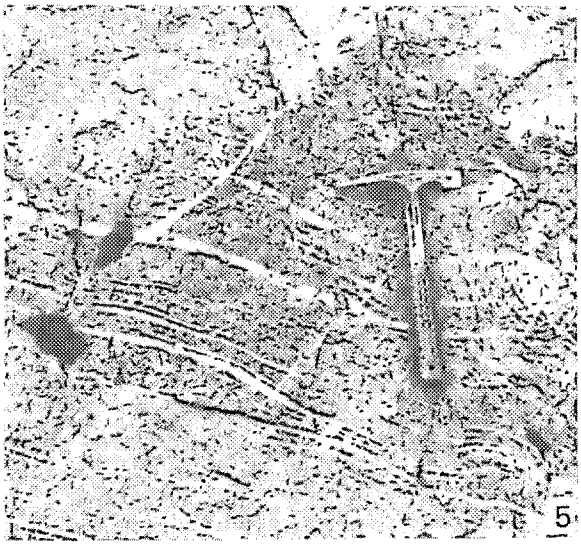
Photo 4 : Lame mince, LP, (x7 linéaire). Ignimbrite du Permien supérieur (groupe Mitu) montrant des structures "flammées". Quebrada Chicon, 5 kilomètres au Nord d'Urubamba.

Photo 5 : Affleurement de l'ignimbrite de la photographie précédente.

PL. II







Chapitre 3

LES MOUVEMENTS HERCYNIENS

Nous avons vu que la concordance des terrains du Paléozoïque inférieur et moyen depuis le Cambrien (?) jusqu'au Dévonien supérieur, écartait l'éventualité d'une tectonique calédonienne. La tectonique hercynienne, par contre, est nettement établie.

La discordance angulaire générale du Permo-Carbonifère sur le Palézoïque inférieur et moyen, place cette tectonique vers le Dévonien supérieur-Carbonifère inférieur : c'est la phase "éohercynienne" (MEGARD 1967).

La datation du Carbonifère inférieur (330 MA) d'un granite syntectonique éohercynien (dôme d'Amparaes) indique que, dans notre région au moins, la tectonique éohercynienne se place nettement dans le Carbonifère.

La tectonique "tardihercynienne", mise en évidence dans le sud du Pérou (AUDEBAUD et LAUBACHER 1969a) par la discordance angulaire du Permo-Trias sur le Permo-Carbonifère, ne se manifeste dans notre région que par des mouvements verticaux ne provoquant pas de discordance angulaire.

3.1 - LA TECTONIQUE ÉOHERCYNIENNE

La tectonique éohercynienne est polyphasée. Elle présente, dans les zones les plus intensément déformées, un épimétamorphisme pouvant atteindre et dépasser l'isograde de la biotite. De plus, des roches plutoniques se sont mises en place pendant la tectonique.

3.1.1 - MISE EN ÉVIDENCE ET EXTENSION DU PLISSEMENT ÉOHERCYNIEN

EGELER et DE BOOY (1961) attribuaient à une tectonique hercynienne précoce, d'âge pré-carbonifère, les traits structuraux essentiels de la Cordillère de Vilcabamba. VON BRAUN (1967) observa à quelques kilomètres au sud du village de Vilcabamba la discordance angulaire du Permien inférieur (Groupe Copacabana) sur le Paléozoïque inférieur et moyen. Il ne nous a pas été possible de trouver ailleurs cette discordance car, du fait des tectoniques cassantes postérieures, le Paléozoïque inférieur et moyen

est toujours en contact par faille avec le Permo-Carbonifère. Toutefois, 17 km au NW de Limatambo, les molasses du Permo-Trias (Groupe Mitu) reposent directement en discordance angulaire sur l'Ordovicien (EGELER et DE BOOY 1961); comme on sait que la série du Paléozoïque supérieur - depuis le Carbonifère jusqu'au Trias - est concordante, cette discordance angulaire a la même valeur que celle observée par VON BRAUN (1967).

La tectonique éohercynienne est représentée dans la Cordillère de Vilcabamba où elle montre une grande intensité de déformation. Au sud on ne connait pas d'affleurement de Paléozoïque inférieur et moyen. Cependant, par analogie avec ce que l'on sait de la région du lac Titicaca, on peut admettre que le plissement éohercynien s'étend de quelques dizaines de kilomètres au sud et SW de la Cordillère Orientale.

Vers le nord, on sait qu'au Pongo de Mainique le Permo-Carbonifère est concordant sur le Dévonien. La chaîne éohercynienne s'amortit donc au sud du Pongo, probablement au niveau de la confluence des rios Urubamba et Yavero.

3.1.2 - LES STRUCTURES ÉOHERCYNIENNES

La tectonique éohercynienne est polyphasée; on peut mettre en évidence au moins deux phases superposées, chacune caractérisée par des plis accompagnés de schistosité de plan axial. Sauf dans les régions de transition avec la zone subandine, les affleurements de la chaîne hercynienne de notre région se placent sous le front supérieur de schistosité (Fig. 15 et 18).

Ce sont les directions de la première phase qui sont les plus visibles. Elles varient d'ouest en est : dans l'extrême NW de la carte on note des directions N.60° bien visibles sur les photographies "radar", seul document topographique existant dans ces régions couvertes par la forêt vierge; dans la Cordillère de Vilcabamba et jusqu'au niveau d'Amparaes, elles varient de E-W à N.120°; à partir d'Amparaes elles passent brusquement à N.140°. Cette dernière rotation correspond à la terminaison orientale de la déflexion d'Abancay.

Les structures sont peu ou pas déversées, mais chaque fois qu'un pli montre un certains déversement, c'est toujours vers le SW. Seul le Siluro-Dévonien de la route Calca-Amparaes présente un net déversement des plis vers le SW, avec des plans axiaux parfois proches de l'horizontale, mais en général avec un pendage de 45° à 50° vers le NE (Fig. 14). Je pense qu'il faut voir là l'influence de la tectonique andine : le Siluro-Dévonien s'est trouvé coincé entre deux failles inverses au moment de la compression de l'Eocène supérieur et les structures éohercyniennes ont pu être surdéversées.

Dans les zones métamorphiques l'observation est plus délicate, mais il apparait nettement que la foliation de première phase est en général proche de la verticale (coupes Cachora-Choquequirao; Huancancalle-Yanama; Mollepata-Sta Teresa).

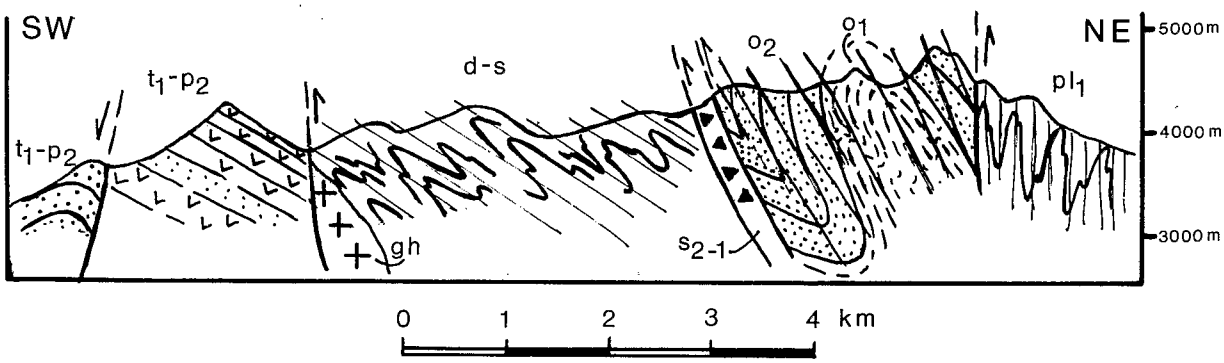


Figure 14 - Coupe le long de la route Calca-Amparaes, montrant les structures éohercyniennes déversées vers le SW. Le lit du rio Urubamba et la ville de Calca se trouvent à 1 km hors de la limite SW de la coupe.
o_1 : Arenigien-Llanvirnien; O_2 : Caradocien; s_{2-1} : tillite Zapla; d-s : Siluro-Dévonien; pl_1 : Paléozoïque inférieur indifférencié; t_1-p_2: Permien supérieur (Groupe Mitu); gh : granitoïdes permiens.

Le style de la déformation varie en fonction de la lithologie : les séries schisto-gréseuses de l'Ordovicien et du Siluro-Dévonien montrent en général une déformation plus spectaculaire que celle affectant la grosse barre quartzitique du Caradocien.

Il y a aussi une variation du style en fonction de la situation dans la Cordillère Orientale. La fracturation postérieure à la tectonique éohercynienne a compartimenté la chaîne et l'érosion a mis à l'affleurement des niveaux structuraux différents. Ainsi on trouve des zones à plis isopaques et à schistosité fruste (nord de la carte), des zones à schistosité de fracture fine (route Ollantaytambo-Quillabamba), des zones à schistosité de flux subparallèle à la stratification (région d'Amparaes) et des zones à foliation métamorphique (sud de la Cordillère de Vilcabamba).

1- LES STRUCTURES DE LA PREMIERE PHASE F_1.

La phase F_1 est généralisée à l'ensemble de la Cordillère Orientale de notre région. Vers le nord, en direction du Pongo de Mainique, elle s'amortit et disparait au niveau du rio Yavero en même temps que toute autre trace de tectonique hercynienne.

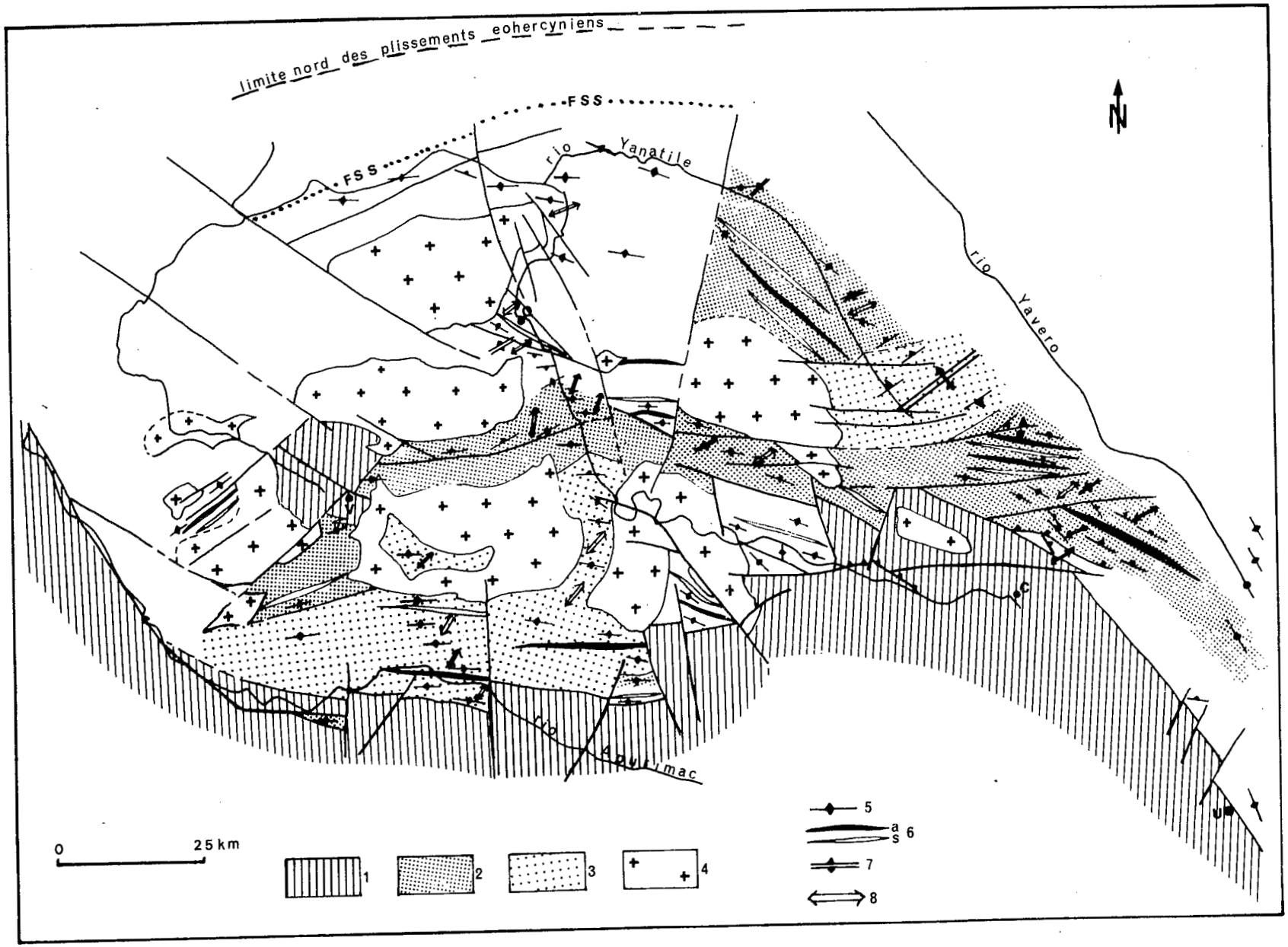
Les directions structurales sont en général E-W à N.120°, sauf dans l'est de la carte où elles s'infléchissent brusquement au niveau d'Amparaes pour passer à N.140°.

Les plis F_1 sont d'amplitude décimétrique à kilométrique et ne montrent pas de déversement net. Leur plan axial et leur schistosité S_1 sont proches de la verticale. Ces plis sont anisopaques dans les séries essentiellement lutitiques de l'Ordovicien inférieur et du Siluro-Dévonien. Lorsque des bancs de grès viennent s'intercaler dans les lutites (Siluro-Dévonien de la route Calca-Amparaes), on note dans les bancs gréseux des plis isopaques et souvent microfaillés; les bancs de lutites, eux, montrent un net épaississement des charnières des plis. Il y a donc juxtaposition de deux modes de déformation guidés par la lithologie : flexion et cisaillement dans les grès, aplatissement et glissement dans les lutites.

La grosse série quartzitique du Caradocien (2000 m) montre des plis en général isopaques comme ceux que l'on voit sur le sentier Chaullay-Pucyura ou sur la route Ollantaytambo-Quillabamba. Par contre le flysch gréseux fin du sommet du Caradocien peut montrer en certaines zones des plis nettement anisopaques.

Dans les zones très tectonisées ou à lithologie lutitique monotone, les mégastructures sont invisibles et l'on ne peut repérer que des microplis centimétriques ou décimétriques. De plus, ces zones très tectonisées de la chaîne correspondent en partie à la bordure supérieure du versant amazonien où la végétation tropicale masque les affleurements; les observations ne peuvent se faire que sur les tranchées de routes ou dans les ravins.

Fig. 15 - Schéma structural du plissement éohercynien de la Cordillère de Vilcabamba. 1 : Terrains post-éohercyniens ; 2 : zone à schistosité intense (flux ou strain-slip cleavage); 3 : zone à métamorphisme ; 4 : granitoïdes permiens supérieurs ; 5 : schistosité de première phase (S_1) ; 6 : axes de plis de 1ère phase (a : anticlinaux; s : synclinaux); 7 : schistosité de deuxième phase (S_2); 8 : axes des plis de 2ème phase. FSS : front supérieur de la schistosité éohercynienne; V : Vilcabamba ; Q : Quillabamba ; C : Cuzco; A : Amparaes; U : Urcos.


limite nord des plissements eohercyniens
FSS
FSS
rio Yanatile
rio Yavero
rio Apurimac
N
0
25 km
1
2
3
4
5
a
s
6
7
8

Les zones peu tectonisées ou à lithologie différenciée seront plus favorables pour observer les grandes structures. C'est ainsi que la grosse barre gréseuse caradocienne permet de mettre en évidence des plis F_1 hectométriques à kilométriques : partie haute de la route Calca-Amparaes (Fig. 14), zone à l'est de Chaullay.

L'étude des relations plis F_1-schistosité S_1 montre que cette dernière évolue depuis la schistosité de fracture (Quebrada Silque; région de Quillabamba; nord de la carte), jusqu'à la schistosité de flux avec recristallisation de muscovite dans les plans d'aplatissement.

Dans les zones où S_1 est de fracture, elle forme un angle de 10° à 40° avec la stratification selon la lithologie et la partie du pli considéré. Ainsi, dans le Siluro-Dévonien du nord de Quillabamba ou dans l'Ordovicien inférieur de la Quebrada Silque, la schistosité S_1 de fracture montre une nette réfraction dans les bancs gréseux où elle correspond à de petites failles bien moins réglées que dans les lutites.

Dans les régions plus tectonisées (route Calca-Amparaes, certaines zones de la route Ollantaytambo-Chaullay), S_1 est nettement une schistosité de flux qui peut être oblique de 10° à 20° à la stratification (Siluro-Dévonien de la route Calca-Amparaes) ou plus généralement parallèle à la stratification. Les lames minces montrent des recristallisations de muscovite dans les plans de schistosité. Dans ces zones on est en présence d'un plissement isoclinal subvertical.

Dans la grosse série gréseuse du Caradocien, S_1 ne s'exprime que sous forme d'une schistosité de fracture assez fruste, souvent localisée aux charnières des plis.

En conclusion, la phase F_1 présente les caractéristiques suivantes :

- directions E-W à N.120°.
- pas de déversement net, structures en général subverticales,
- intensité de déformation très variable selon les endroits : du front supérieur de schistosité à la foliation métamorphique.

312.2- LES STRUCTURES DE LA DEUXIEME PHASE F_2.

La phase F_2 reprend les structures F_1 suivant les directions qui varient de N.30° à N.60°. Elle est caractérisée par des plis à plans axiaux verticaux accompagnés d'une schistosité S_2.

Cette deuxième phase est moins généralisée que la première et on ne la voit clairement que dans les portions les plus tectonisées de la chaîne éohercynienne. Elle se traduit par des microplis millimétriques à décimétriques associés à une schistosité de fracture. Ailleurs elle est

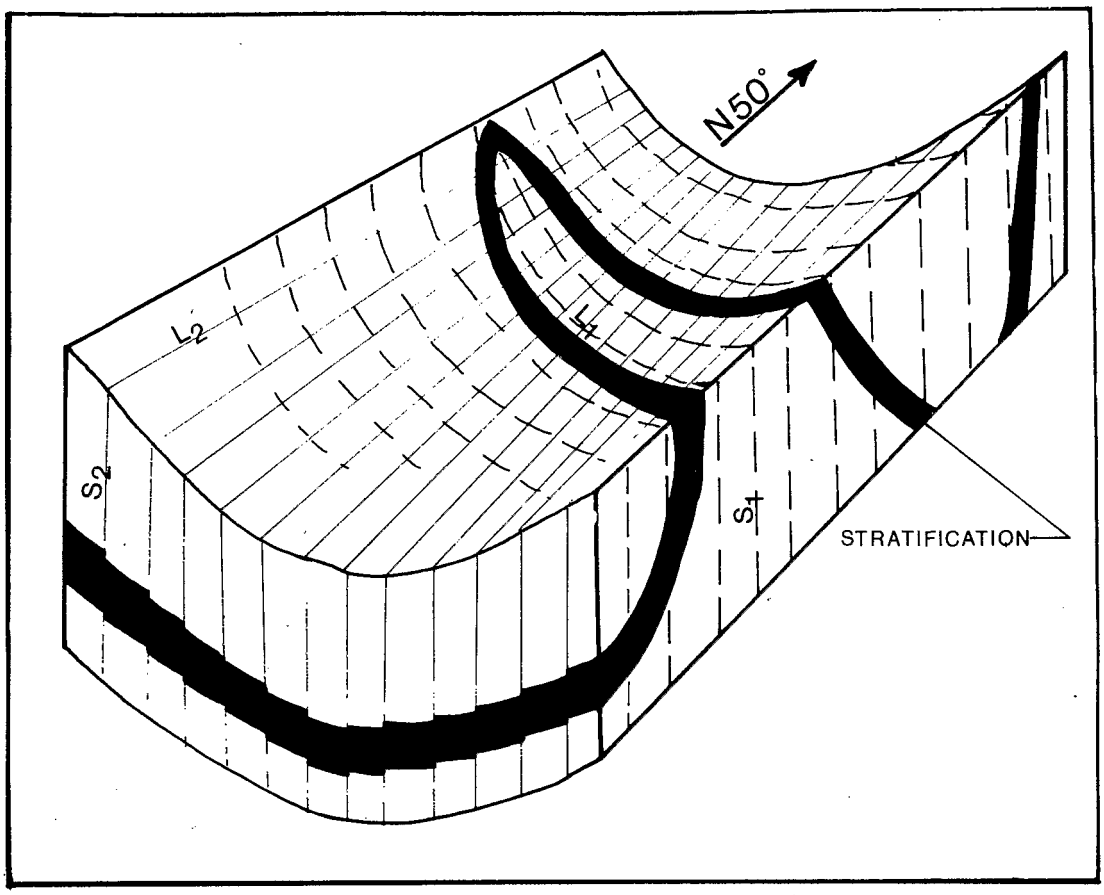


Figure 16 - Superposition des deux phases éohercyniennes dans le Siluro-Dévonien(5 km au sud du Quillabamba).
S_1,L_1:schistosité et linéation de la 1° phase ;

S_2,L_2:schistosité et linéation de la 2° phase.
Le dessin correspond à un volume rocheux de 3 dm3 environ.

PLANCHE III

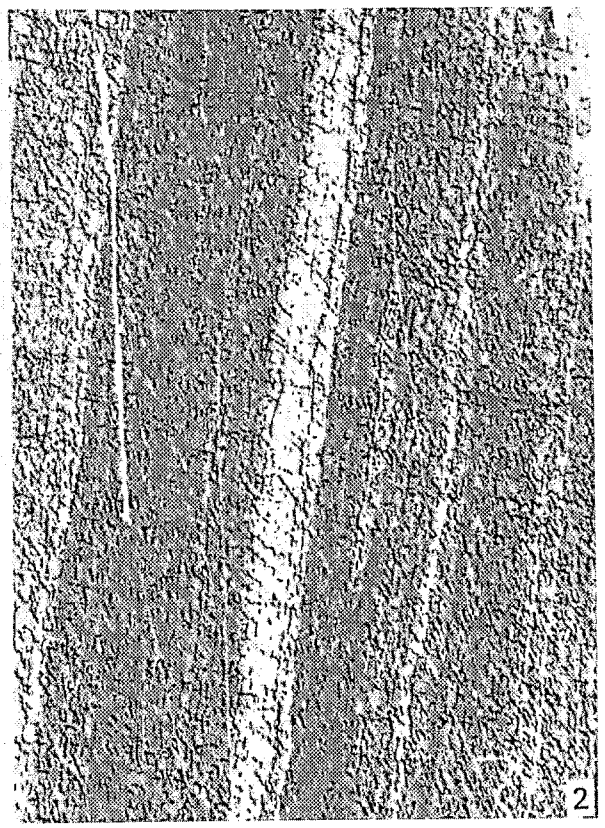
Photo 1 : Lame mince, LP (x3 linéaire). Pli de première phase éohercynienne dans les cinérites vertes de la série d'Ollantaytambo. Schistosité axiale. Echantillon 73-22.

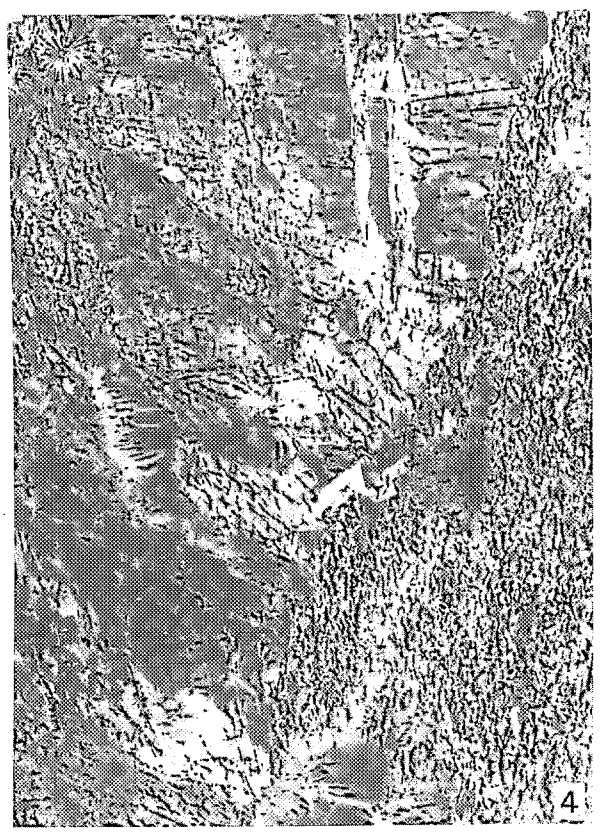
Photo 2 : Lame mince, LP (x8 linéaire). Superposition des deux schistosités éohercyniennes (S1 et S2) dans les schistes ordoviciens de la route Calca-Amparaes. S1 est oblique au banc gréseux clair, S2 est perpendiculaire à ce même banc.

Photo 3 : Lame mince, LP (x7 linéaire). Schistosité de fracture de la première phase éohercynienne dans les cinérites de la série d'Ollantaytambo.

Photo 4 : Plis en chevron de la première phase éohercynienne. Grès finement lités (faciès "lutitas bandeadas") de la partie supérieure des grès caradociens. Route Ollantaytambo- Quillabamba.

PL. III





marquée par des kinks ou bien elle n'existe pas, comme dans le nord de la carte.

Il n'a pas été reconnu de grandes structures de deuxième phase. Toutefois, le dôme métamorphique éohercynien d'Amparaes (NE de la carte) correspond à un anticlinorium de foliation orienté N.50°, donc de même direction que la deuxième phase éohercynienne. La foliation correspond à la première phase F_1 et l'anticlinorium de foliation, orienté N.50°, serait dû à la deuxième phase.

La superposition des phases F_1 et F_2 se voit bien en de nombreux points de l'affleurement éohercynien. Elle est nette en particulier dans l'Ordovicien de la route Calca-Amparaes, dans le Siluro-Dévonien des environs de Quillabamba, dans l'Ordovicien des environs de Lucma. Les zones profondes métamorphiques de la chaîne montrent elles aussi cette superposition.

3- LES STRUCTURES DANS LES ZONES METAMORPHIQUES.

Nous avons vu plus haut (Chapitre 1 : Problème du Précambrien) que sur plusieurs coupes on observait un passage progressif, sans discordance angulaire ni saut important de métamorphisme, des séries plissées et schistosées par la tectonique éohercynienne, à des séries de plus en plus métamorphiques. Ceci nous a conduit à admettre l'existence d'un métamorphisme éohercynien dont nous analyserons les caractéristiques pétrographiques plus loin. Pour l'heure nous nous bornerons à décrire rapidement les structures observées dans les roches cristallophylliennes attribuées à l'Eohercynien.

Ces structures ont pu être relevées principalement le long de trois coupes transversales de la Cordillère de Vilcabamba : Mollepata-Sta Teresa, Cachora-Choquequirao, Pucyura-Yanama. Nous mettons à part les terrains affleurant dans l'anticlinorium d'Amparaes qui semblent être le produit d'un métamorphisme de contact dû à l'intrusion syntectonique d'un granite.

La lithologie est assez homogène : on passe progressivement des ardoises ordoviciennes à graptolites à des schistes verts, micaschistes, amphibolites, paragneiss, cipolins, etc.

L'intensité de la déformation croît avec le degré de métamorphisme, mais le nombre de phases tectoniques est le même dans les roches cristallophylliennes que dans les séries datées du Paléozoïque inférieur et moyen.

On note en général une foliation bien nette qui selon les lieux considérés correspond à des recristallisations de chlorite, muscovite ou biotite. Cette foliation, d'orientation E-W à N.120°, représente la première phase F_1 de la tectonique éohercynienne. Il est probable que les grandes structures anticlinales et synclinales de direction E-W à N.110° soulignées par les bancs de cipolins soient des plis de cette première phase. Les plans axiaux de ces plis (environs de Soray, région de Yanama)

sont proches de la verticale; il en est de même pour la foliation. Les plis d'écoulement relevés dans les cipolins (photo 3,IV) doivent correspondre à F_1.

La foliation S_1 est déformée par des microplis de direction N.40° à N.70°, d'amplitude centimétrique à décimétrique et à plans axiaux proches de la verticale. En lame mince on voit ces plis F_2 déterminer des arcs polygonaux dans S_1. Il n'a pas été possible de repérer de grandes structures de la deuxième phase, à moins que l'anticlinorium d'Amparaes, orienté N.50°, qui replisse une foliation soit à relier à F_2. S_2 est en général une schistosité de "strain-slip" qui affecte la foliation S_1. Dans les zones où le métamorphisme est élevé (rio Santa Teresa par exemple) S_2 passe à une schistosité de flux avec recristallisation de muscovite.

Dans certaines portions du rio Santa Teresa, on observe une foliation S_1 subhorizontale, plissée par des plis de deuxième phase décimétriques (Fig. 17) à plans axiaux verticaux. Peut-être s'agit-il de zones de charnières de grandes structures F_2. L'épaisseur de la forêt tropicale dans cette vallée abrupte ne permet pas de relever une coupe continue, les affleurements étant isolés les uns des autres. Il est difficile de faire le lien entre les zones où S_1 est verticale et celles où S_1 est sub-horizontale.

Vers le bas de la vallée du rio Santa Teresa, entre les lieux dits Sahuayacu et Paltaychayo, la déformation due à la deuxième phase est intense et donne des plis couchés sub-isoclinaux. Peut-être sommes-nous en présence d'un affleurement basculé par les nombreuses failles E-W qui recoupent la vallée ? Là encore, le manque de continuité dans les affleurements n'est pas fait pour faciliter la compréhension de la zone.

4- LES STRUCTURES TARDIVES.

Les structures dues aux deux phases de la tectonique éohercynienne sont reprises par des knicks, des failles et localement par des plis à grands rayon de courbure.

Les knicks sont d'orientation très variable (de E-W à N-S). Ils sont en général localisés à des zones restreintes. Les failles inverses ou normales qui affectent les structures éohercyniennes ont une direction variant de E-W à N.140°. Ces failles mettent en contact les terrains hercyniens avec le Paléozoïque supérieur, ce qui nous conduit à les attribuer aux tectoniques cassantes tardihercyniennes (Permien) ou andines.

Enfin, sur certaines coupes on a pu mettre en évidence des variations de pendage de la schistosité dues à des plis amples E-W. Il faut voir là l'influence du serrage andin (Méso-Cénozoïque).

5- CONCLUSIONS.

Une des caractéristiques principales de la chaîne éohercynienne est la verticalité de ses structures. Dans les zones très tectonisées où

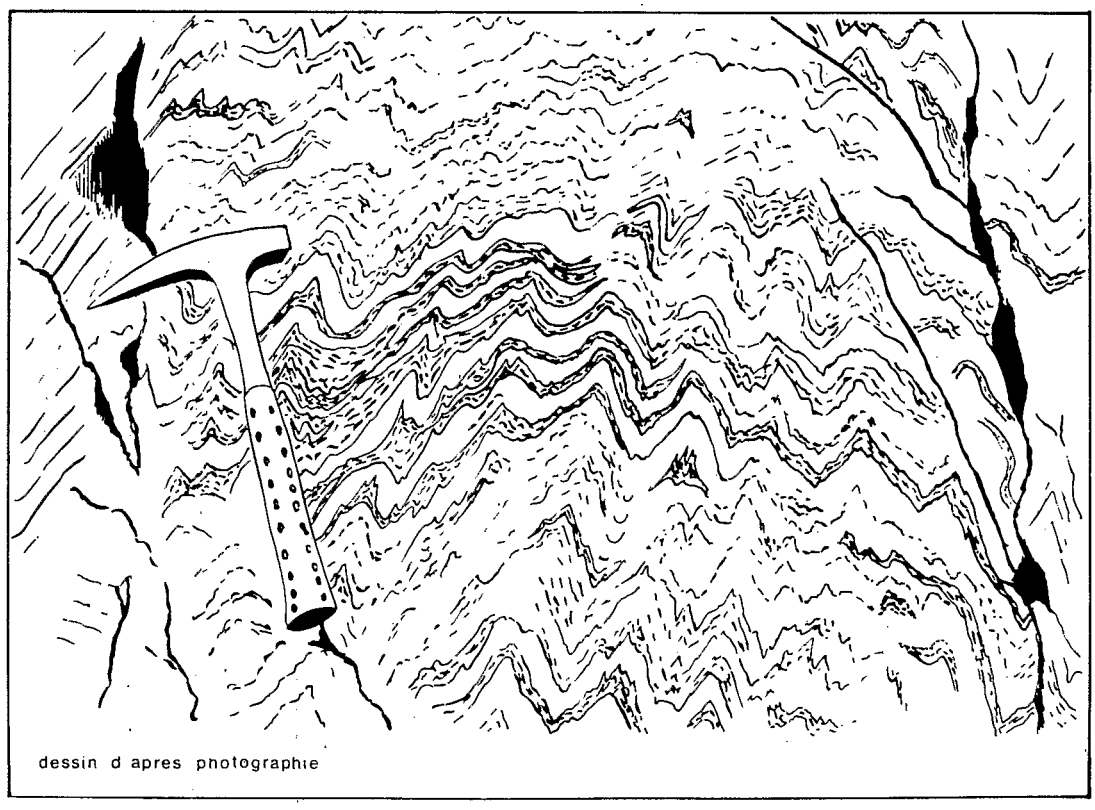


Figure 17 - Foliation de la première phase éohercynienne replissée par des plis à plans axiaux verticaux. Paragneiss du rio Sta Teresa. Dessin d'après une photographie de M. RIBEYROLLES.

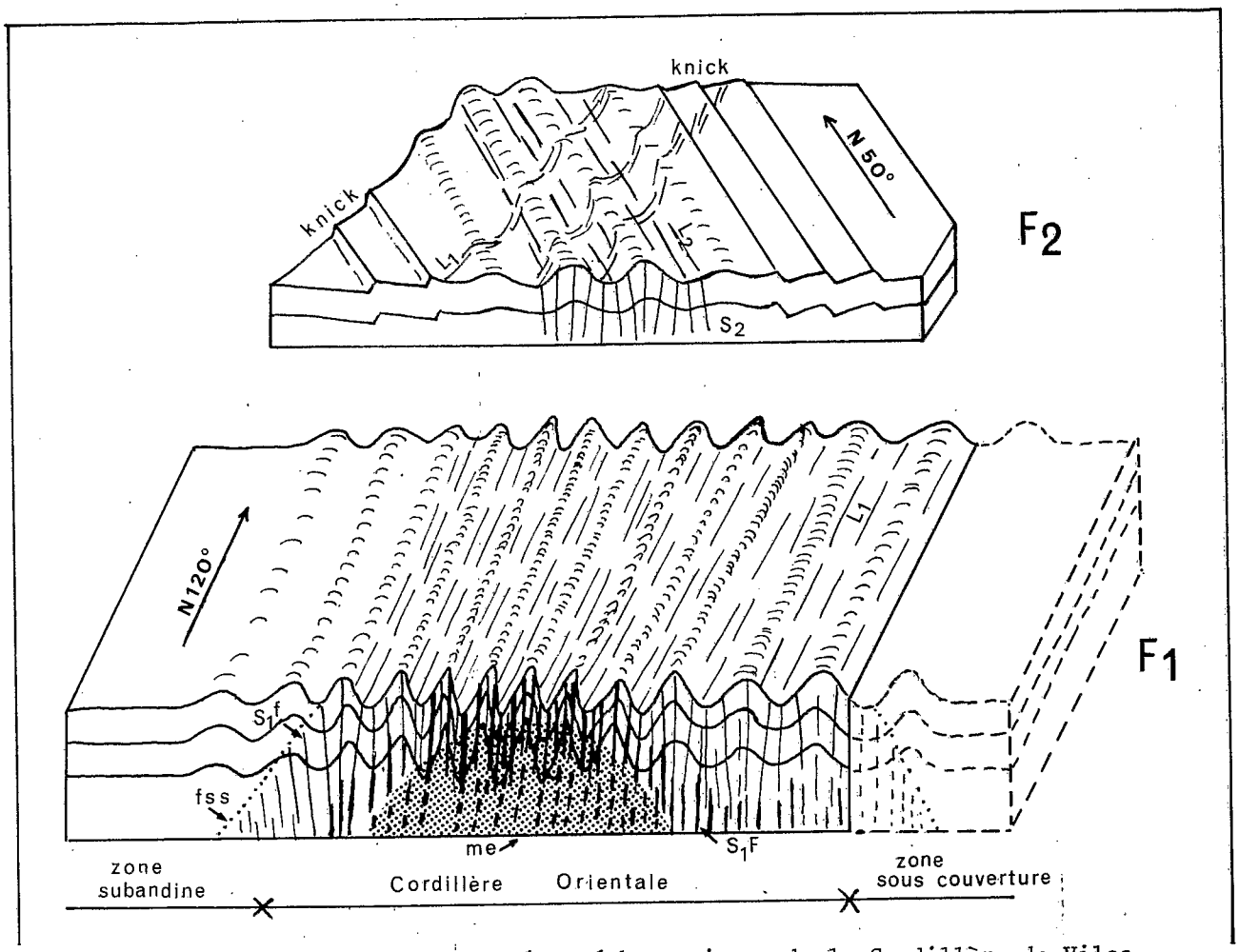


Figure 18 - Récapitulatif de la tectonique éohercynienne de la Cordillère de Vilcabamba.
F_1 : Première phase N-120°; me : Métamorphisme; S_1F et S_1f : respectivement schistosité de flux et schistosité de fracture de la première phase; L_1: linéation de la première phase; fss : front supérieur de la schistosité de la première phase. F_2 : Deuxième phase N-50°; S_2 et L_2 : schistosité (fracture) et linéation de la deuxième phase.

les plis F_1 sont sub-isoclinaux et affectés d'une schistosité S_1 de flux, les rares déversements observés se font vers le SW et encore, le pendage des plans axiaux des plis n'est-il jamais inférieur à 50° ou 60°. Il est difficile d'apprécier l'influence exacte que la tectonique andine a pu avoir sur les structures hercyniennes; les a-t-elle redressées ou bien les a-t-elle inclinées comme le Siluro-Dévonien de la route Calca-Amparaes ?

La figure 18 essaie de schématiser les caractères de la chaîne éohercynienne de notre région, on y remarque:

- une zone axiale où peut affleurer le front supérieur du métamorphisme; F_2 est bien exprimée par des plis et une schistosité de fracture.
- de part et d'autre de la zone axiale, plissement moins intense; pas de métamorphisme; F_2 absente ou réduite à des knicks.

3.1.3 - LES GRANDS TRAITS DU MÉTAMORPHISME

Les roches métamorphiques hercyniennes de la région étudiée se répartissent régionalement en deux grands groupes :

- le dôme d'Amparaes, correspondant probablement à un métamorphisme de contact syntectonique.
- la Cordillère de Vilcabamba, correspondant à un métamorphisme essentiellement épizonal.

En ce qui concerne le dôme d'Amparaes , les descriptions pétrographiques et les conclusions qui en découlent, sont le fruit du travail de J.P. BARD qui, en 1971, m'accompagna pendant 6 jours sur le terrain pour échantillonner les roches métamorphiques de la région de Cuzco.

1- LE DÔME D'AMPARAES.

C'est une structure anticlinoriale orientée N.50° affectant des roches métamorphiques et dont le coeur est constitué par un orthogneiss granitique. Une coupe de ce massif montre du sommet à la base (Fig. 19):

- des micaschistes,
- des marbres et des roches calcomagnésiennes,
- des orthoamphibolites,
- un orthogneiss granitique.

Ces roches montrent trois phases tectoniques, les deux premières synmétamorphes et homoaxiales, la 3° est une crénulation à développement localisé. Seuls les micaschistes montrent nettement la superposition des trois phases, du fait de leur lithologie favorable.

1.1- La lithologie.

Les micaschistes montrent souvent des gros minéraux de staurotides pouvant atteindre 2 cm de long; ils sont mouchetés de poecilobblastes de biotite. Ils renferment l'association :

biotite-muscovite ± staurotide ± grenat ± cordiérite.

Les trois phases tectoniques mentionnées plus haut et visibles dans les micaschistes sont synthétisées sur la figure 20.

L'étude des relations cristallisation-déformation montre que :

- les biotites forment de gros poeciloblastes statiques sur une schistosité primaire S_1; mais elles sont antérieures à une deuxième schistosité de flux $S_{1'}$.
- les staurotides et les grenats sont synchrones de $S_{1'}$ et ont continué à croître légèrement après cette deuxième phase.
- les cordiérites sont statiques sur $S_{1'}$.
- les conditions thermiques pendant S_2 étaient assez élevées pour permettre la recristallisation de muscovite dans les arcs polygonaux affectant $S_{1'}$.

Les roches calco-magnésiennes affleurent sous les micaschistes; elles forment un ensemble varié : marbres, roches à silicates calciques (skarns s.l.), métacalcarites microrythmiques associées à des quartzites impurs, des micaschistes et des para-amphibolites à calcite résiduelle. On ne trouve cette série de roches que sur le flanc sud de l'anticlinorium d'Amparaes. Sur le flanc nord les micaschistes sont directement en contact avec les orthoamphibolites.

Les marbres sont rares, nous n'avons identifié qu'un banc de 5 à 6 m d'épaisseur. Les roches microrythmées montrent les assemblages minéraux suivants :

- calcite - épidote - opaques frangés et leucoxènes
- quartz - biotite - muscovite - calcite - sphène
- hornblende verte en gerbe - plagioclase (andésine) - calcite - chlorite.

Certains niveaux particulièrement riches en amphibole présentent les associations suivantes :

- quartz - hornblende vert pale - calcite - plagioclases - clinozoïsite - chlorite - biotite brune ou verte.
- quartz - plagioclase - clinoamphibole (cummingtonite ?)- hornblende ± grenat ± biotite brune ou verte ± chlorite ± calcite.

On trouve aussi des niveaux holo-amphiboliques ou à hornblende verte - cummingtonite-grenat; ils sont probablement dus à des différenciations métamorphiques ou métasomatiques.

Une série d'orthoamphibolites affleure à proximité du coeur de la structure anticlinoriale. Sur le flanc nord du dôme, là où les failles postérieures troublent le moins l'observation, les amphibolites doivent atteindre 1000 m d'épaisseur et forment des falaises abruptes surplombant de plusieurs centaines de mètres le rio Yanatile.

Ces amphibolites sont finement litées et montrent localement le faciès "striped amphibolite" moucheté de petits plagioclases. Ces roches à minéralogie plus simple que les para-amphibolites et les roches calco-magnésiennes précédentes, montrent les associations suivantes :

- plagioclases zonés (An 25/30)- hornblende vert bleuté - sphène - opaques - titanés.

Le quartz, très peu abondant représente moins de 10 % de la roche. Les microlithes quartzo-plagioclasiques dessinent des plis isoclinaux très aplatis dans la schistosité de flux.

Si on se réfère aux micaschistes où 3 phases de déformation s'expriment nettement, la foliation des amphibolites pourrait correspondre à S_2 transposé sur S_1.

Des filons d'aplite de 1 à 5 cm d'épaisseur injectent les ortho-amphibolites et soulignent le plissement dû à la deuxième phase.

Les orthogneiss affleurent au coeur du massif d'Amparaes et montrent leur foliation fruste S_1, plissée en dôme (plis N.50°, probablement dû à la troisième phase de déformation). La roche correspond à un granite orthogneissifié à :

- quartz - microcline quadrillé - plagioclase (An 20)± biotite vert brunâtre à brune ± épidote ± muscovite.

On ne voit aucune trace de mylonitisation.

Feldspath, quartz et biotite se constituent en deux générations:

- la première génération est représentée par de gros cristaux (0,5 à 1 cm) de microcline quadrillé perthitique et xénomorphe , de plagioclase An 20 ou d'agrégats de plagioclases à tendance automorphiques frangés et myrmékite et mouchetés de muscovite et de grain d'épidote (pistachite et alanite, cette dernière souvent très bien cristallisée). Le quartz forme des gros cristaux ou des amas polycristallins. La biotite est souvent déchiquetée sur les bordures; elle forme des paquets associés à des grains d'épidote et d'apatite; elle souligne la foliation de l'orthogneiss.

- la deuxième génération correspond à un assemblage, grossièrement orienté, de grains xénomorphes et engrénés de quartz; plagioclases (An 18/20), microcline quadrillé et petites biotites. La taille des constituants de cette mésostase varie d'un point à l'autre de l'affleurement d'orthogneiss.

L'analyse chimique d'un échantillon de cet orthogneiss, recueilli par R. CAPDEVILA en 1969, a été réalisée au C.R.P.G. de Nancy; elle a donné les résultats suivants

SiO_2	73,47
Al_2O_3	13,98
Fe_2O_3	2,08
MnO	0,10
MgO	0,67
CaO	2,29
Na_2O	4,04
K_2O	2,88
TiO_2	0,23
Total	100,11

Echantillon n° P-450, route Amparaes-Quellouno.

Cette composition chimique est très proche de celle des orthogneiss de la région de Marcapata (120 km à l'est de Cuzco) (CAPDEVILA comm. orale).

Des apophyses de pegmaplites et de pegmatites probablement associées au massif d'orthogneiss recoupent les orthoamphibolites. Elles présentent une schistosité fruste (S_2 ?), parallèle à celle de l'encaissant.

1.2- Le type de métamorphisme.

Les caractères cristalloblastiques du métamorphisme de l'anticlinorium d'Amparaes sont comparables à ceux du massif de Zongo-Yani, en Bolivie (BARD et al. 1974). Il s'agit de micaschistes à minéraux mouchetés par des poeciloblastes de biotite brune. Tant à Amparaes qu'à Zongo ces biotites ont le même âge relatif par rapport à la schistosité: syn- à tardi- S_1 et ante S_2. Le métamorphisme est du type basse pression à intermédiaire de basse pression; il est centré sur un intrusif syncinématique.

Dans les deux régions il s'agit d'un granite calco-alcalin orthogneissifié à :

- microcline - plagioclase An 15/20 - biotite ± muscovite.

Ce granite se serait mis en place vers la fin de la première phase de déformation, provoquant dans l'encaissant une auréole thermique à :

- biotite - staurotide - cordiérite.

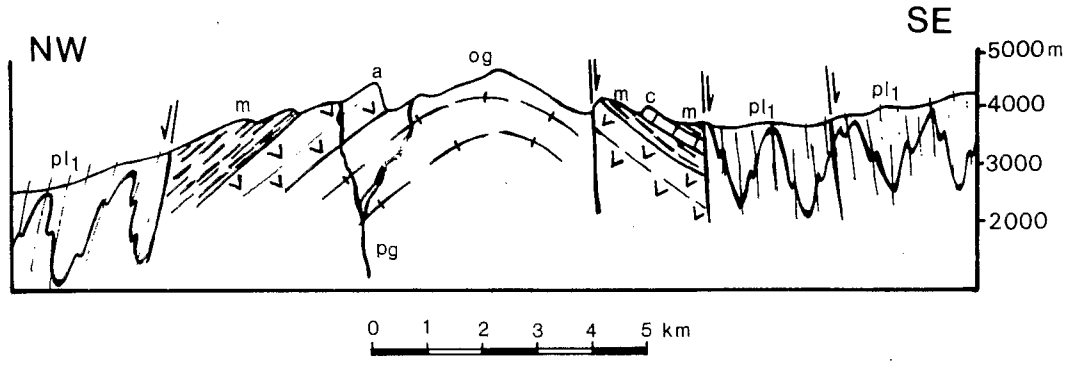


Figure 19 - Coupe du dôme métamorphique d'Amparaes.
og : orthogneiss; a : amphibolite; m : micaschistes; c : cipolins; pl_1: Paléozoïque inférieur plissé à l'Eohercynien; pg : filons de pegmaplites.

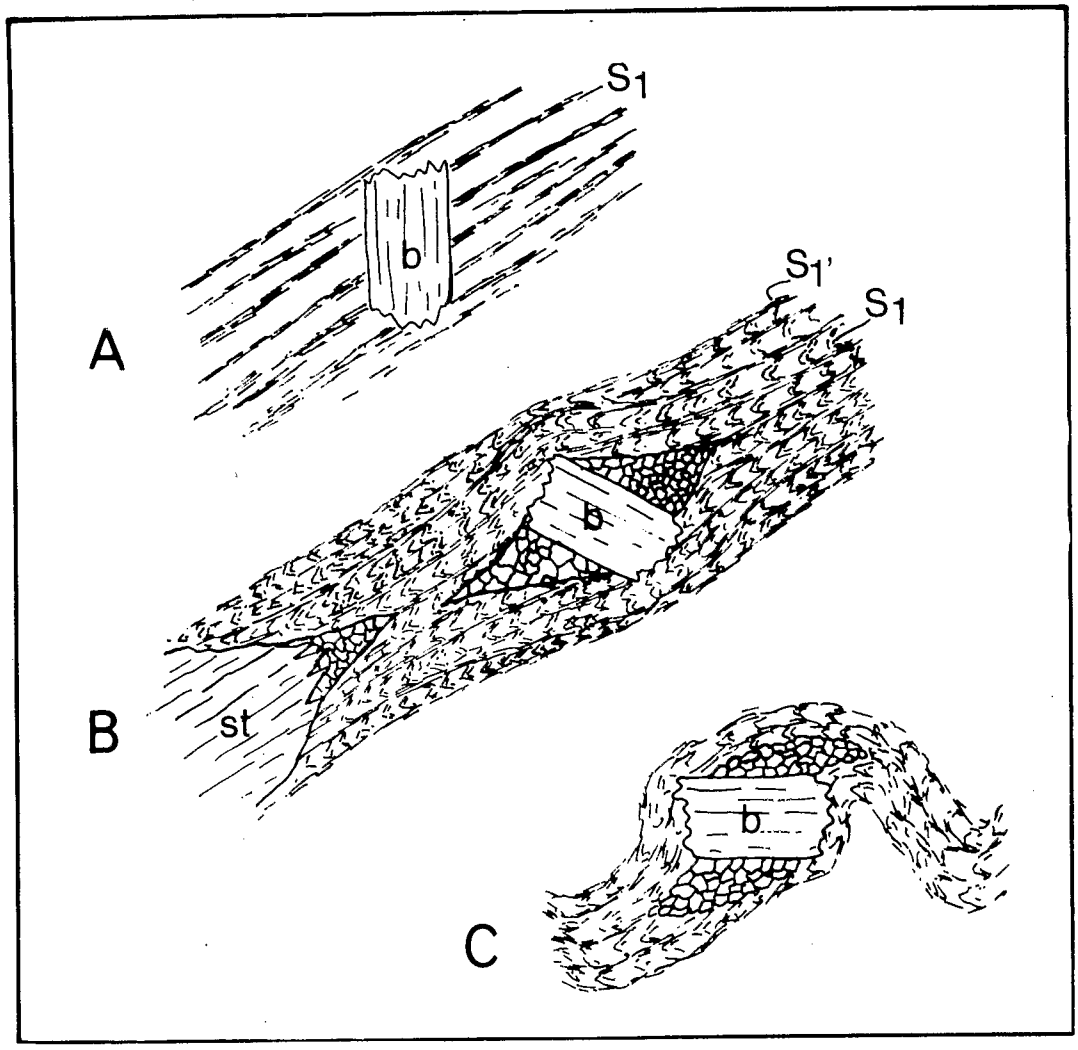


Figure 20 : Schéma évolutif des relations cristallisation-déformation dans les micaschistes du dôme d'Amparaes.
A: début de la première phase tectonique, naissance de la foliation S_1. Biotite (b) due au début du métamorphisme de contact du magma déjà en ascension. B : poursuite de la première phase. S_1' reprend S_1. La biotite pivote donnant des zones abritées ("queues"de quartz). Le métamorphisme de contact se poursuit et s'intensifie et donne des staurotides (st). C : deuxième phase tectonique replissant (N-50°?) l'ensemble et déterminant probablement la forme en dôme.

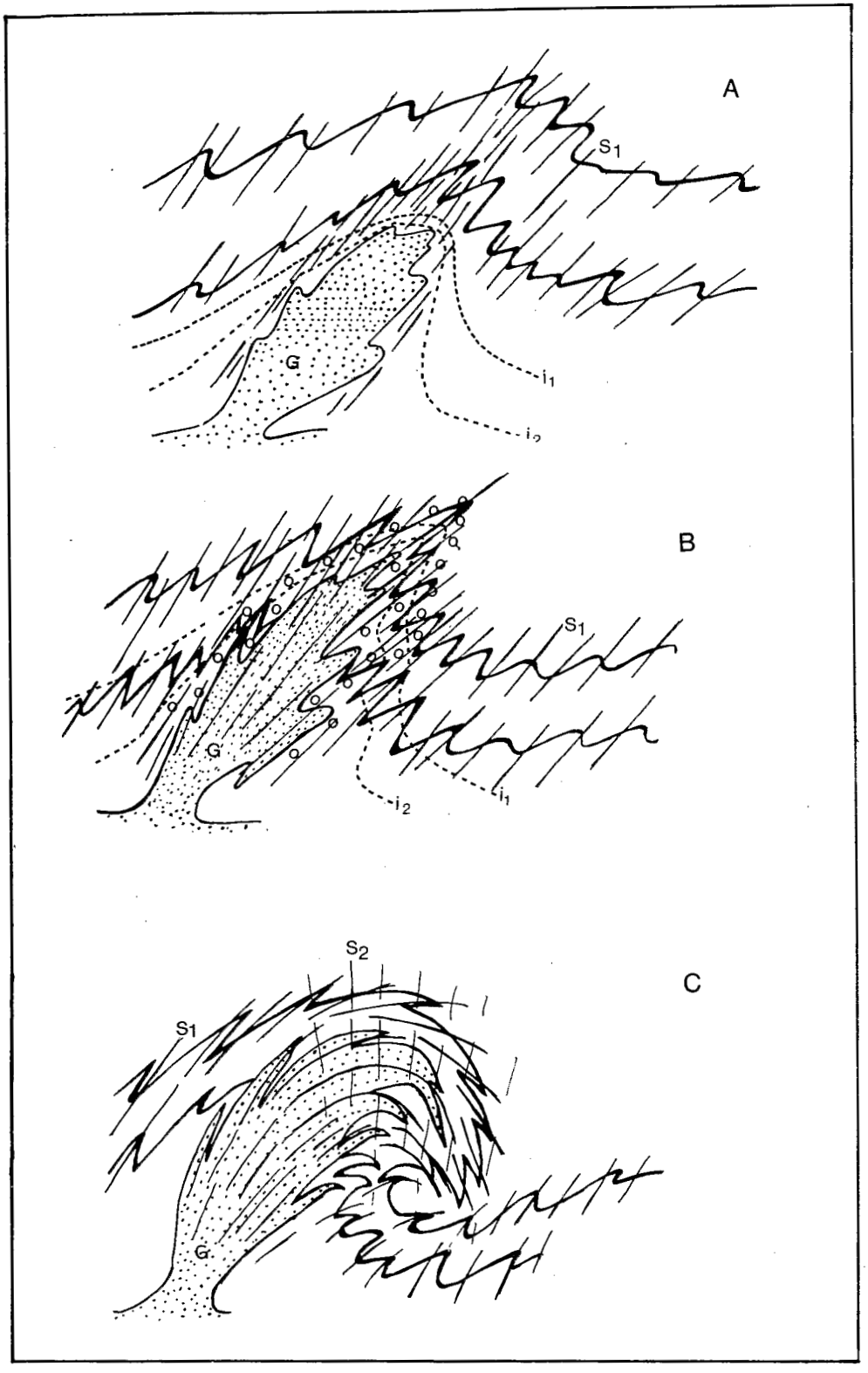


Figure 21 - Mécanisme hypothétique de mise en place du granite syntectonique d'Amparaes.
A : Le début de la première phase tectonique affecte le granite (G) en cours d'ascension. B : Continuation du processus, montée importante des isogrades (i_1,i_2), thermo-métamorphisme autour de l'intrusion. C : dernière étape du plissement éohercynien provoquant la schistosité fruste S_2 et la structure en dôme.

Le granite aurait ensuite été orthogneissifié par la deuxième phase.

Les deux premières phases, homoaxiales, doivent correspondre à deux stades successifs - séparés par l'intrusion granitique - de la première phase éohercynienne des zones non métamorphiques. La phase de crénulation, peut-être contemporaine de la formation du dôme, correspondrait à la deuxième phase éohercynienne.

1.3- Conclusions.

La figure 21 propose une hypothèse de mise en place de l'orthogneiss d'Amparaes et de ses relations avec la tectonique éohercynienne; cette hypothèse, du moins pour les stades A et B, est largement inspirée de BARD et al. (1974).

Le stade A correspond au commencement de la première phase tectonique éohercynienne (schistosité S_1) et de l'intrusion syntectonique. Les isothermes (symbolisés par i_1 et i_2) forment un dôme autour de l'intrusion.

Dans le stade B, le granite poursuit son ascension, les isothermes accentuent leur montée et il se produit dans l'encaissant un thermométamorphisme (o) à staurotide-biotite-cordiérite. La tectogénèse continue (S_1 ı), orthogneissifie le granite et déforme S_1.

Le stade C propose une hypothèse pour la formation du dôme: plissement par la deuxième phase éohercynienne (F_2) d'orientation N.50°. Cette hypothèse, théoriquement vraisemblable, pose toutefois des problèmes. Pour provoquer un plissement en dôme de l'orthogneiss et de son encaissant il faut admettre une deuxième phase éohercynienne (F_2) très intense; or partout ailleurs dans la Cordillère de Vilcabamba (sauf dans la vallée du rio Sta Teresa) F_2 est peu marquée. Comme le dôme d'Amparaes constitue un horst remonté postérieurement, on peut penser que l'orthogneissification et le plissement en dôme se sont produits à une grande profondeur.

Malgré les problèmes qu'elle soulève, l'hypothèse du plissement postérieur me semble plus vraisemblable qu'une foliation magmatique syntectonique.*

J. LANCELOT a réalisé une étude géochronologique par la méthode U/Pb sur des zircons de l'orthogneiss d'Amparaes. Cette étude a donné un âge de 330 ± 10 MA pour la formation de l'intrusion syntectonique Cet âge, en même temps qu'il place dans le Carbonifère inférieur (Viséen) la tectonique éohercynienne, écarte l'attribution au Précambrien du métamorphisme d'Amparaes.

L'orthogneiss d'Amparaes est le seul granite syntectonique éohercynien reconnu. Il n'est pas impossible qu'il en existe d'autres au sein des zones métamorphiques de la Cordillère de Vilcabamba. En particulier un pointement d'orthogneiss affleurant au coeur d'un anticlino-

---

* - Un granite syntectonique hercynien (Oulmès, Maroc central), à foliation en dôme primaire, a été décrit par A. PIQUE (1976, Bull. Soc. Géol. France, t. 18, n° 5).

rium de micaschistes, d'amphibolites et de cipolins, observé au fond du rio Apurimac (entre Cachora et Choquequirao), pourrait être comparable au gneiss d'Amparaes.

2- LES ROCHES METAMORPHIQUES DE LA CORDILLERE DE VILCABAMBA.

Le sud de la Cordillère de Vilcabamba est constitué par un vaste affleurement de roches métamorphiques en général épizonales. Ces roches montrent une phase de déformation synmétamorphique reprise par une deuxième phase, moins intense, mais pouvant s'accompagner localement de recristallisation de muscovite.

On passe progressivement des séries non métamorphiques du Paléozoïque inférieur aux roches épimétamorphiques, sans saut structural ni saut métamorphique. Ceci nous conduit à admettre un métamorphisme éohercynien (voir plus haut Chapitre 1 : Problème de l'existence du Précambrien).

2.1- La lithologie.

Les roches, à l'affleurement, sont essentiellement des chloritoschistes, des séricitoschistes et des micaschistes. Elles sont associées à des paragneiss, des amphibolites et des cipolins.

. Les schistes chloriteux et sériciteux.

Ils affleurent surtout en bordure du massif métamorphique de la Cordillère de Vilcabamba et constituent les stades les moins intenses du métamorphisme éohercynien.

Ce sont des roches à grain très fin montrant des alternances centimétriques à millimétriques de lits quartzeux et de lits chloriteux et/ou sériciteux dans lesquels on trouve quelques biotites et quelques cristaux de quartz.

Localement, en général aux approches de bancs de cipolins, on trouve des bancs de quartzites francs pouvant atteindre plusieurs mètres d'épaisseur.

. Les micaschistes.

Ils sont associés plus ou moins intimement avec des paragneiss et des amphibolites. Ce sont des roches finement litées montrant des alternances de lits quartzeux et de lits micacés à muscovite et biotite (cette dernière n'étant pas toujours présente). La muscovite, toujours plus abondante que la biotite, forme en général de gros cristaux.

Dans les zones les plus métamorphiques (alentours de Yanama par exemple) on voit apparaître de petits cristaux de staurotide au sein des lits micacés; d'autres fois ce sont des cristaux de sillimanite fibreuse (fibrolite) qui sont présents.

Certaines lames montrent des grenats globuleux et altérés, entièrement entourés par la foliation; il semble s'agir de grenats antétectoniques.

Par leur caractère bien lité les micaschistes se prêtent à l'observation de la déformation. Ces roches montrent une foliation S_1 dans laquelle ont crû des cristaux de muscovite, biotite, staurotide, sillimanite. S_1 est replissée par une deuxième phase donnant une schistosité S_2 déterminant une crénulation de S_1 ou plus rarement un net "strain slip cleavage". On observe parfois des recristallisations de petits cristaux de muscovite dans S_2.

Les paragneiss.

Ils forment des bancs de quelques centimètres à quelques mètres d'épaisseur, intercalés avec les micaschistes. Leur grain est en général plus gros que celui des roches précédentes.

Le litage est moins marqué que dans les micaschistes et à la différence de ces derniers, les micas sont moins abondants. La majeure partie de la roche est composée de quartz et de feldspaths (orthose, albite).

On voit souvent de gros cristaux d'orthoclases ou d'albite, nettement antétectoniques, qui doivent être des reliques de la roche préexistante (probablement des tufs volcaniques). La taille de ces phénocristaux peut atteindre 2 à 3 cm de long sur 1 cm de large.

Les micas, muscovite et biotite, soulignent la foliation S_1, elle-même souvent replissée par la deuxième phase éohercynienne.

Les amphibolites.

On ne retrouve pas dans la Cordillère de Vilcabamba les grosses accumulations d'amphibolites observées dans le massif d'Amparaes. Elles forment des intercalations décimétriques à métriques dans les micaschistes et le paragneiss.

Ce sont des roches massives, de couleur noire, avec des taches blanches allongées dans la foliation et correspondant à des ségrégations de feldspaths. Les plans de foliation sont tapissés de cristaux d'amphiboles disposés en gerbe ("Garben Schieffer").

En lame mince on note en général 50 à 70 % de hornblende vertes allongées dans la foliation et la soulignant. Le reste de la roche est composé de fines lentilles allongées quartzo-feldspathiques. On trouve souvent des petits grenats et toujours des minéraux opaques. La biotite est rare.

Certaines amphibolites, très riches en éléments sombres sont probablement orthodérivées (à partir d'andésites ou de basaltes); d'autres, plus leucocrates, pourraient être paradérivées et provenir de roches pyroclastiques (tufs, cinérites, etc.).

Les roches carbonatées.

Elles sont rares et constituent une seule intercalation de 50 à 100 m d'épaisseur, soulignant les structures des roches métamorphiques (voir carte géologique au 1/500.000).

Ce sont essentiellement des marbres massifs associés à des calcschistes et à des gneiss calco-magnésiens.

Les affleurements de roches carbonatées (marbres surtout) montrent des plis d'écoulement très complexes (voir photo).

2.2- Le métamorphisme éohercynien.

Les roches métamorphiques de la Cordillère de Vilcabamba font penser à une série d'origine volcanosédimentaire comme l'indiquent les bancs d'amphibolites intercalées à tous les niveaux. Je pense que pour l'essentiel, ces roches proviennent du métamorphisme de la base volcanosédimentaire du Paléozoïque inférieur (série d'Ollantaytambo).

La plupart des paragenèses observées indiquent des conditions de métamorphisme épizonales :

chlorite - muscovite
chlorite - muscovite - biotite
muscovite - biotite - grenat

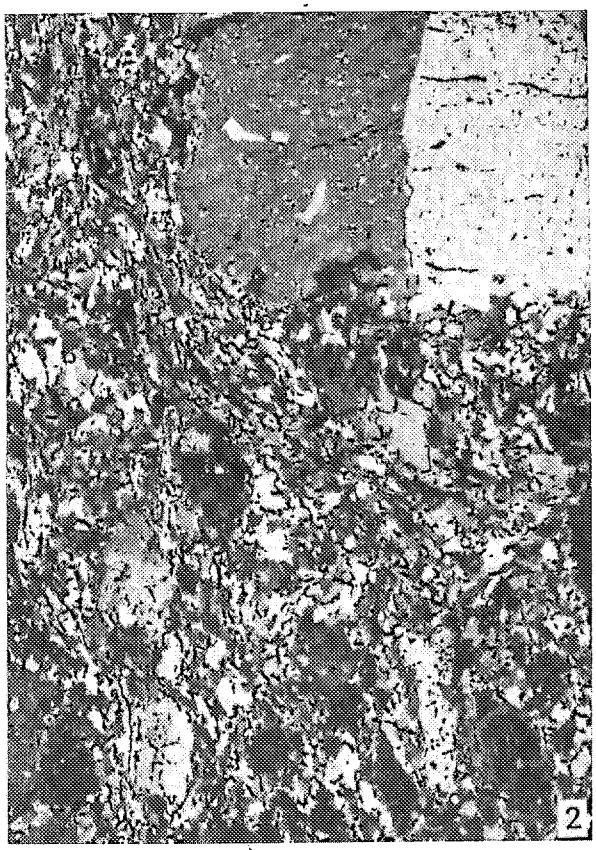
Certaines paragenèses observées dans les zones les plus métamorphiques et les plus intensément déformées (rio Santa Teresa, région de Yanama par exemple) :

muscovite - biotite - staurotide - grenat
muscovite - biotite - sillimanite (fibrolite)

indiquent des conditions déjà mésozonales et doivent correspondre au sommet de l'"amphibolite-facies".

La connaissance pétrologique des roches métamorphiques de la Cordillère de Vilcabamba est encore trop fragmentaire pour pouvoir déterminer avec précision le type de métamorphisme. Il pourrait s'agir d'un métamorphisme de type intermédiaire de basse pression.

PL. IV



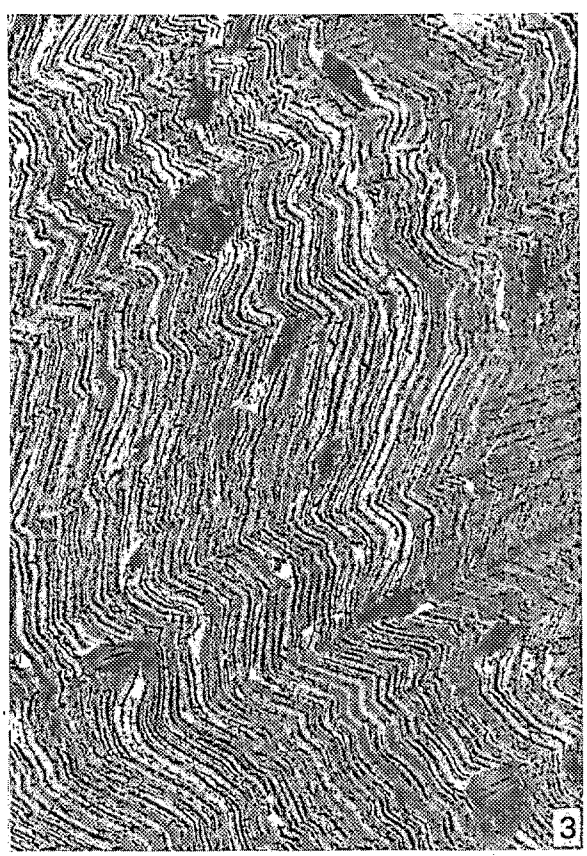


PLANCHE IV : Le dôme d'Amparaes.

Photo 1 : Lame mince, LP (x7 linéaire). Micaschiste à biotite et muscovite. La deuxième phase éohercynienne détermine le microplissement de la foliation primaire. Echantillon PB203, route Quellouno-Amparaes, flanc sud du dôme d'Amparaes.

Photo 2 : Lame mince, LP (x10 linéaire). Orthogneiss formant le coeur du dôme d'Amparaes. Dans le coin supérieur droit phénocristal de feldspath potassique maclé Carlsbad. Echantillon P450.

Photo 3 : Lame mince, LP (x10 linéaire). Micaschiste à muscovite et biotite. La biotite forme des gros poeciloblastes statiques sur la foliation primaire S1 (voir page 42). La deuxième phase détermine une schistosité S2 de crénulation. Echantillon PB 191, flanc sud du dôme, route Quellouno-Amparaes.

Photo 4 : Lame mince, LP (x5 linéaire). Micaschiste à phénocristaux de staurotide. Flanc sud du dôme d'Amparaes. Echantillon PB 181.

PLANCHE V : Roches métamorphiques éohercyniennes de la Cordillère de Vilcacamba.

Photo 1 : Lame mince LP (x3,5 linéaire). Amphibolite ; lits sombres d'amphibole verte ; lits clairs quartzo-feldspathiques. Deux phases éohercyniennes superposées : foliation (F1) replissée par la seconde phase. Echantillon ST1, vallée du rio Santa Teresa.

Photo 2 : Lame mince LP (x7 linéaire). Micaschiste à muscovite, biotite (rare) et grenat (coin supérieur gauche). Foliation de première phase replissée. Echantillon 71-18, versant sud de la Cordillère de Vilcabamba.

Photo 3 : Plis de flux dans les marbres. Sentier Huancancalle-Yanama, versant sud de la Cordillère de Vilcabamba.

Photo 4 : Lame mince LP (x15 linéaire). Micaschiste à muscovite et biotite (rare). La deuxième phase éohercynienne détermine un "strain slip cleavage" de la foliation de première phase. Echantillon ST2, vallée du Rio Santa Teresa.

PL. V

3.2 - LES ÉVÈNEMENTS TARDIHERCYNIENS

AUDEBAUD et LAUBACHER (1969a) mirent en évidence dans le sud du Pérou une tectonique "tardihercynienne" d'âge post-léonardien inférieur (post-Groupe Copabana), se traduisant par la discordance angulaire des molasses volcanosédimentatires permo-triasiques (Groupe Mitu) sur le Permo-Carbonifère.

Cette tectonique, polyphasée et accompagnée d'un épimétamorphisme, reste localisée au sud du Pérou. Dans notre région, les molasses permo-triasiques sont parfaitement concordantes sur les calcaires du Permien inférieur (région de Pisac; sud de Pasaje; Cordillère de Vilcabamba).

Toutefois, une tectonique cassante contemporaine ou subcontemporaine du plissement tardi-hercynien précède le dépôt des molasses Mitu qui reposent en "overlap" sur différents termes du Permien inférieur et même localement (15 km au NW de Limatambo) sur le Paléozoïque inférieur plissé à l'Eohercynien (EGELER et DE BOOY 1961). La figure 13 schématise cet "overlap".

Cette tectonique cassante tardi-hercynienne est caractérisée par un jeu vertical important de failles éohercyniennes mais aussi probablement par un jeu décrochant (sénestre ?) de ces mêmes fractures. Nous verrons plus loin que ce jeu décrochant tardihercynien a pu provoquer la mylonitisation d'un massif quartzo-dioritique du sud d'Abancay.

* *
*

DEUXIEME PARTIE

L'ÉVOLUTION ANDINE

Sous la rubrique "évolution andine" nous décrirons un ensemble d'événements qui se sont déroulés depuis le début du Mésozoïque jusqu'à l'époque actuelle et qui ont conduit à l'édification de la Cordillère des Andes. Ces événements sont de différentes natures et de durée très variable. C'est ainsi qu'à une longue période de sédimentation marine et continentale (Trias à Santonien) succède une période de plutonisme, d'épanchements volcaniques, de sédimentation continentale, entrecoupés de phases tectoniques.

On a coutume de faire débuter le cycle andin avec la transgression mésozoïque (Trias supérieur). Toutefois si l'on considère les directions structurales qui ont guidé les subsidences puis les tectoniques hercyniennes et andines, on s'aperçoit que dès le Permien moyen les directions "andines" (NW-SE) prennent le pas sur les directions "hercyniennes" (WNW-ESE). On peut donc se poser la question de savoir si les molasses volcanosédimentaires du Permien supérieur (Groupe Mitu) représentent la phase ultime du cycle hercynien ou le premier épisode du cycle andin. Cette discussion peut paraître byzantine si l'on ne considère que les limites étroites d'une zone comme celle couverte par notre carte. Elle acquiert plus de valeur si on se place dans le contexte de l'évolution générale des Andes péruviennes. C'est en effet peut-être dès le Permien moyen que se mettent en place les éléments qui vont caractériser l'évolution "andine" de la Cordillère des Andes, à savoir la naissance d'une zone de subduction en bordure du craton sud-américain et parallèle à la côte actuelle. Pour la commodité de l'exposé nous ferons débuter le cycle andin avec la transgression mésozoïque, mais en gardant à l'esprit que le dispositif paléogéographique andin est un héritage d'événements ayant commencé dès le Permien moyen (LAUBACHER et MAROCCO 1975).

* *
*

Chapitre 1

LE MATÉRIEL ANDIN

Au Mésozoïque, la paléogéographie andine est caractérisée par un dispositif comprenant d'ouest en est : un arc magmatique à volcanisme andésitique synsédimentaire, un bassin marin subsident, la zone axiale hercynienne (actuelle Cordillère Orientale) émergée formant zone positive, un bassin oriental (sub-andin) subsident, marin et continental. Ce schéma, observable dans le Pérou central (MEGARD 1973) reste valable jusqu'au niveau d'Abancay. Plus vers le sud, le dispositif se complique par l'adjonction entre le bassin marin occidental et la zone positive de la Cordillère Orientale, d'une zone qui, à partir du Néocomien, connaîtra une subsidence et une sédimentation surtout continentale : c'est l'Altiplano peruano-bolivien (AUDEBAUD et al. 1976). La région étudiée se trouve à cheval sur ces deux dispositifs paléogéographiques (Fig. 22)°.

A partir du Santonien la paléogéographie se simplifie, la mer andine se retire du territoire péruvien et l'ensemble Altiplano-bassin occidental a une évolution cénozoïque commune : sédimentation continentale et volcanisme. La Cordillère Orientale conserve en général son caractère positif. Le bassin oriental subandin voit la sédimentation continuer en milieu continental.

La série stratigraphique andine de la région étudiée se subdivise en trois grandes périodes :

- du Trias au Santonien,
- du Santonien à l'Eocène moyen,
- de l'Oligocène au Quaternaire.

La série andine repose en concordance sur les molasses volcanoclastiques du Permien supérieur. Il n'y a pas dans notre région de mouvements tectoniques fini-hercyniens comme dans certaines régions du Pérou central (MEGARD 1973).

(°) Les cartes de faciés aux différentes époques seront présentées en fonction de la géographie actuelle, c'est à dire en respectant la direction E-W de la déflexion d'Abancay.

1.1 - DU LIAS AU SANTONIEN

Les terrains mésozoïques affleurent essentiellement dans la partie sud de la carte; c'est la zone du bassin marin occidental et de l'Altiplano. Dans le bassin marin on trouve une série marine complète débutant au Lias et peut-être au Trias supérieur et se terminant vers le Turonien. Sur l'Altiplano (est de la carte) la sédimentation est surtout continentale; la série, réduite, débute au Néocomien et se termine vers le Sénonien. Sur la Cordillère Orientale, la série est très réduite; le Mésozoïque n'est représenté que par l'Albo-Turonien. Dans la zone subandine la série est marine et continentale; elle débute probablement au Néocomien.

Les séries sont en général peu fossilifères et il n'est pas possible d'établir des subdivisions aussi fines que celles réalisées dans le nord et le centre du Pérou (HARRISON 1943, BENAVIDES 1956, WILSON 1963, MEGARD 1973). Nous avons résumé sur la figure 22 les colonnes stratigraphiques du Mésozoïque des différentes zones de la région étudiée.

1.1.1 - LE LIAS ET LE DOGGER

Les premiers terrains mésozoïques affleurant dans les limites de la carte sont environ 1000 m de calcaires contenant des fossiles - mal conservés - du Lias. C'est ce qui m'avait fait écrire en 1971 que la transgression marine qui atteint au Trias supérieur le centre du Pérou, n'arrivait qu'au Lias dans notre région. Toutefois, le contact Lias-Permien supérieur est toujours faillé et on ne sait combien de mètres ou de centaines de mètres de série sont masqués par les failles. On peut donc envisager la possibilité de l'existence du Trias supérieur dans notre région.

D'autre part, les premiers terrains datés surmontant ces calcaires sont calloviens. Il est donc possible que, comme dans le centre et le sud (région d'Arequipa) du Pérou, le Dogger soit représenté par le Bajocien. La lacune du Bathonien étant générale dans toute l'Amérique du Sud andine (HARRINGTON 1962) nous admettons l'absence de cet étage dans notre région.

1- <u>LE LIAS ET LE DOGGER DU BASSIN MARIN OCCIDENTAL.</u>

Cette période est représentée par une série calcaire appelée Groupe Pucara, par analogie avec le centre du Pérou. L'affleurement est restreint à une bande E-W, large de 1 à 10 km, limitée par des failles. On ne voit pas les relations du Groupe Pucara avec le Paléozoïque supérieur, mais tout au long de la faille E-W qui limite ces deux unités, on se rend compte qu'il n'existe pas de différence d'état tectonique. D'autre part, près de Cuzco, le Néocomien est concordant sur le Permien supérieur. Nous admettons donc des relations concordantes entre le Lias et le Permien supérieur.

Les meilleurs affleurements du Groupe Pucara se trouvent au nord et NW d'Andahuaylas (rio Chumbao, laguna Pacucha, Huancarama). On y voit que la série, dont on peut estimer l'épaisseur à plus de 500 m, est composée de calcaires plus ou moins bien stratifiés, d'altération gris clair et à cassure souvent sombre. Ils sont en général détritiques et contiennent de nombreux fragments de fossiles (coquilles de Lamellibranches, Crinoïdes). Les calcaires Pucara sont souvent bitumineux et d'odeur fétide. A tous les niveaux de la série les calcaires contiennent des cherts.

Les couches de calcaires sont intercalées de bancs de lutites noires en général minces (quelques centimètres), mais pouvant atteindre exceptionnellement plusieurs mètres d'épaisseur. On trouve aussi des bancs de 2 à 3 m d'évaporites : gypse et Cl Na (vallée du rio Chumbao par exemple).

Vers le bas de la série affleurante, on note fréquemment des passées détritiques rouges à vertes de 3 à 5 m d'épaisseur, composées de grès grossiers, d'argilites et de conglomérats à nombreux galets de roches volcaniques. Ces passées continentales miment les faciès du Permien supérieur (Groupe Mitu).

Vers l'est le Groupe Pucara change de faciès et semble diminuer d'épaisseur. Entre Abancay et Limatambo, les faciès rouges continentaux et les évaporites envahissent de plus en plus la série. Les calcaires deviennent plus bitumineux et plus détritiques. Les intercalations d'évaporites arrivent à atteindre de grandes épaisseurs (plus de 100 m), comme au Cerro San Cristobal au nord de Curahuasi et au SW de Mollepata où le sel est exploité artisanalement.

Vers Limatambo, le Groupe Pucara n'est plus représenté que par des accumulations de gypse difficilement cartographiables car entièrement remobilisées par les glissements de terrain le long des flancs abrupts des vallées. Cette région correspondait à la ligne de rivage, bordée de lagunes côtières, entre la mer du Lias et les terres émergées du futur Altiplano (fig.24).

La fracturation ne permet pas de voir comment se réalisait le passage entre le bassin marin occidental et la Cordillère Orientale émergée. On peut supposer que la transition était semblable à celle avec l'Altiplano car au niveau de Curahuasi, le Groupe Pucara est plus gypseux au nord (près de la Cordillère Orientale) qu'au sud.

Ce n'est qu'au Néocomien que la sédimentation débute sur l'Altiplano et dans la zone subandine. Quant à la Cordillère Orientale, elle forme une zone positive pendant toute l'évolution andine, sauf pendant une brève période du Cénomanien .

2- CONCLUSION.

Nous avons vu les incertitudes qui pesaient sur les limites d'âge du Groupe Pucara de notre région. Les rares fossiles découverts l'ont été dans la région d'Andahuaylas (rio Chumbao) et de Curahuasi. Malgré leur

mauvais état de conservation on a pu reconnaître :

des Brachiopodes : *Terebratula sp.*
des Crinoïdes : *Pentacrinus sp.*
des Lamellibranches : Pectens, Huîtres

qui indiquent un âge liasique sans plus de précision.

Le bassin marin Pucara qui vient du Pérou central semble s'étendre vers le SW où l'on connait les dépôts d'âge équivalent. C'est ainsi que, dans la région de Puno, la partie inférieure du Groupe Lagunillas (NEWELL 1949) correspond au Lias et au Dogger (PORTUGAL 1974). Vers Arequipa JENKS (1948) décrit une série liasique volcano-marine en relation avec l'arc volcanique côtier (Groupe Chocolate). Le Bajocien est représenté à Arequipa par les calcaires Socosani.

1.1.2 - LE MALM

Pendant le Malm, la disposition des unités paléogéographiques reste sensiblement la même qu'au Lias-Dogger; seul le bassin occidental connaît une sédimentation marine. Les autres régions restent émergées. Après l'émersion bathonienne, conséquence possible de mouvements épirogéniques d'âge névadien, la mer revient occuper le bassin occidental. Ces mouvements épirogéniques mettent en place dans le nord et le centre du Pérou les unités paléogéographiques andines en individualisant le "Géanticlinal du Marañon" (BENAVIDES 1956) qui sépare le bassin marin occidental du bassin oriental subandin. Dans notre région c'est seulement à la fin du Malm que se produira ce changement paléogéographique.

Le Malm de la région étudiée est donc localisé à la partie sud de la carte. Il est représenté par des shales noirs intercalés plus ou moins régulièrement de grès fins. On a pu reconnaître des intercalations, jamais très épaisses (quelques mètres), de calcaires souvent bitumineux qui n'ont livré que des débris de coquilles de Lamellibranches non identifiables (région de Huancarama; vallée du rio Matara).

Dans les limites de la carte, cette série n'affleure que sporadiquement sous les quartzites du Néocomien et il est impossible d'évaluer son épaisseur, sauf le long du rio Matara (sud d'Abancay) où nous avons une série continue depuis les calcaires du Lias-Dogger jusqu'aux quartzites néocomiens. Là, la série du Malm semble atteindre 500 à 700 m d'épaisseur. (Fig. 23-3).

Hors des limites sud de la carte, le Malm affleure plus largement comme à Chalhuanca (Fig. 23-2) où la série peut être estimée à 1500 m d'épaisseur (V. PECHO, comm. orale). Lithologiquement le Malm de Chalhuanca et celui de notre région sont identiques. On observe cependant une nette tendance de la série à se charger en détritiques aux approches de la Cordillère Orientale. Ainsi dans la coupe du rio Matara, on observe plusieurs

intercalations de grès et quartzites de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur à différents niveaux de la série.

A part la coupe du rio Matara qui montre une série complète, dans notre région le Malm n'affleure que sporadiquement au coeur d'anticlinaux ou en bordure de failles. Les meilleurs affleurements reconnus sont ceux de la zone située entre Andahuaylas et Santa Maria de Chicmo où là encore la série est composée de shales noirs intercalés de grès. Enfin il convient de signaler qu'à Curuhuasi les calcaires du Lias-Dogger sont directement recouverts par une grosse série de quartzites. Y a-t-il lacune du Malm dans cette région ? A mon avis il faut plutôt y voir l'envahissement de la série du Malm par un faciès gréseux du fait de la proximité des zones émergées (Fig. 23 - 4 et fig.24).

1- AGE DE LA SERIE.

Dans les limites de la carte la série de shales noirs et grès n'a jamais livré de fossiles; mais à Chalhuanca il a été découvert *Posidonomia escuttiana* Douglas (NEWELL et al. 1953, p. 20) qui indique un âge callovien. C'est le seul fossile trouvé à ce jour dans cette série de notre région et de ses environs.

Vers le SE on peut suivre les shales noirs et les grès jusque dans la région d'Arequipa où ils correspondent à la partie inférieure du Groupe Yura (JENKS 1948). BENAVIDES (1962) pût réaliser dans le Yura inférieur d'Arequipa de nombreuses subdivisions lithostratigraphiques. Il montre que cette série avait un âge callovien à tithonique; les derniers niveaux de la série (calcaire Gramadal) peuvent représenter la limite Jurassique-Crétacé. C'est donc par analogie avec la stratigraphie établie à Arequipa que nous attribuons au Malm les shales noirs et les grès de notre région.

Au SW du lac Titicaca, dans la région de Santa Lucia-Juliaca, la partie médiane du Groupe Lagunillas (NEWELL 1949, PORTUGAL 1974), constituée de shales noirs et de calcaires bitumineux, est l'équivalent latéral, du moins partiel, du Malm de notre région.

1.1.3 - LE CRÉTACÉ INFÉRIEUR JUSQU'A L'APTIEN

A la fin du Malm se produisent des mouvements épirogéniques que l'on peut rattacher à une phase névadienne s.l., qui vient modifier le schéma paléogéographique du sud du Pérou. Dans notre région c'est à cette époque que s'individualisent nettement, à côté du bassin marin occidental : 1) une zone subsidente à sédimentation surtout continentale (Altiplano), 2) une zone positive (Cordillère Orientale), 3) un bassin oriental subsident à sédimentation essentiellement continentale.

1- BASSIN MARIN.

Après une régression probable à la fin du Malm, la mer revient dès le début du Crétacé mais la sédimentation devient essentiellement

détritique. Il se dépose environ 1000 à 1500 m de quartzites blanches et dures en bancs de 0,5 à 3 m d'épaisseur et à fréquentes mouchetures de limonite. Quelques niveaux de conglomérats jamais très épais et quelques intercalations de 1 à 5 m de shales noirs ont été observés entre les bancs de quartzites, ainsi que quelques niveaux charbonneux (Huancarama par exemple).

Cette grosse barre de quartzites se marque dans la topographie par une falaise impressionnante, comme le long du rio Pachachaca qui, à ce niveau forme un canyon très profond. D'autres fois, ils affleurent en surfaces structurales au coeur d'anticlinaux de calcaires albo-turoniens et montrent des formes lourdes et arrondies comme dans les zones situées au sud d'Abancay et de Cotabambas.

L'abondante sédimentation détritique qui a donné ces quartzites indique que les régions émergées proches de la mer offraient plus de relief que pendant le Malm.

2- L'ALTIPLANO.

C'est près d'Ollantaytambo, sur la rive gauche du rio Urubamba que l'on voit apparaître les premiers témoins du Crétacé inférieur à faciès continental. Ce sont 30 à 50 m de grès fins à grossiers, rougeâtres, à nombreuses stratifications entrecroisées. Ils correspondent à la série décrite sous le nom de formation Huancané au Lac Titicaca (NEWELL 1949) et dont l'âge avait été estimé du Crétacé inférieur.

Nous avons vu que le Jurassique n'est pas représenté sur l'Altiplano et les grès Huancané qui reposent directement sur le Permien supérieur qu'ils ravinent, représentent le premier terrain mésozoïque. Ils sont recouverts par les gypses et calcaires de l'Albo-Turonien.

Très rapidement, vers l'est, la série des grès Huancané augmente d'épaisseur. Ainsi, au niveau de Pisac, elle atteint près de 100 m d'épaisseur; à Huambutillo 150 à 200 m et à Sicuani 200 à 300 m.

La Cordillère Orientale, zone positive à cette époque, ne montre pas de dépôts d'âge crétacé inférieur.

3- ZONE SUBANDINE.

C'est aussi vers le début du Néocomien que débute la subsidence mésozoïque du bassin oriental subandin, où se déposent 100 à 150 m de grès à stratification entrecroisée intercalés de quelques niveaux de shales et d'argilites. La nature de cette unité fait penser à une ambiance continentale à influence marine réduite ou nulle.

Cette série, observable au Pongo de Conec où elle repose en concordance sur les calcaires du Permien inférieur (Groupe Copacabana), a été décrite par les géologues pétroliers sous le nom de

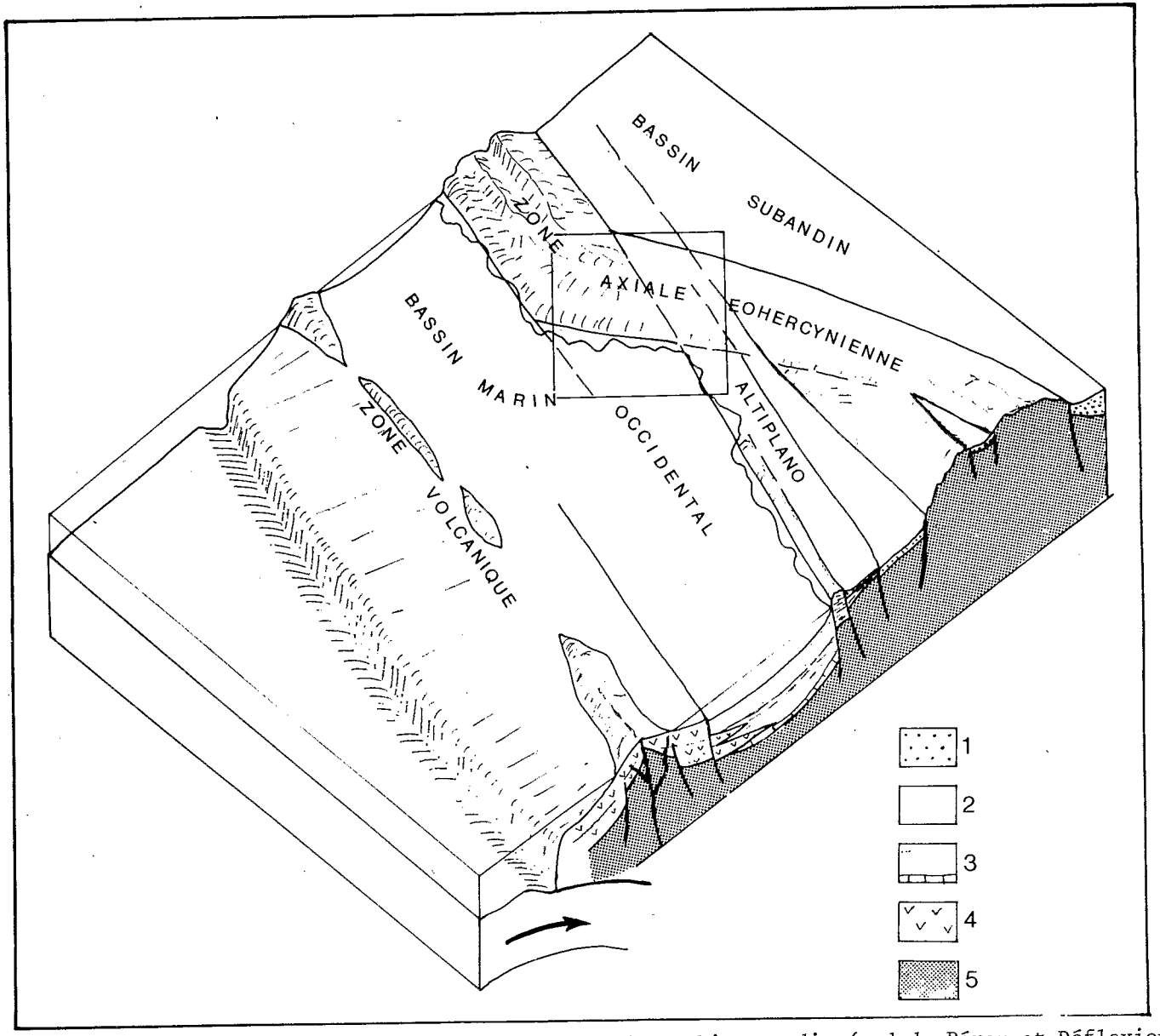


Figure 22 - Vue dans l'espace du dispositif paléogéographique andin (sud du Pérou et Déflexion d'Abancay) vers la fin du Crétacé inférieur. 1 : Grès continentaux (bassin subandin et Altiplano); 2 : Grès marins (Crétacé inférieur); 3 : Shales et calcaires du Lias-Dogger-Malm; 4 : volcanisme synsédimentaire; 5 : terrains anté-mésozoïques. La région étudi-e est située dans l'encadré.

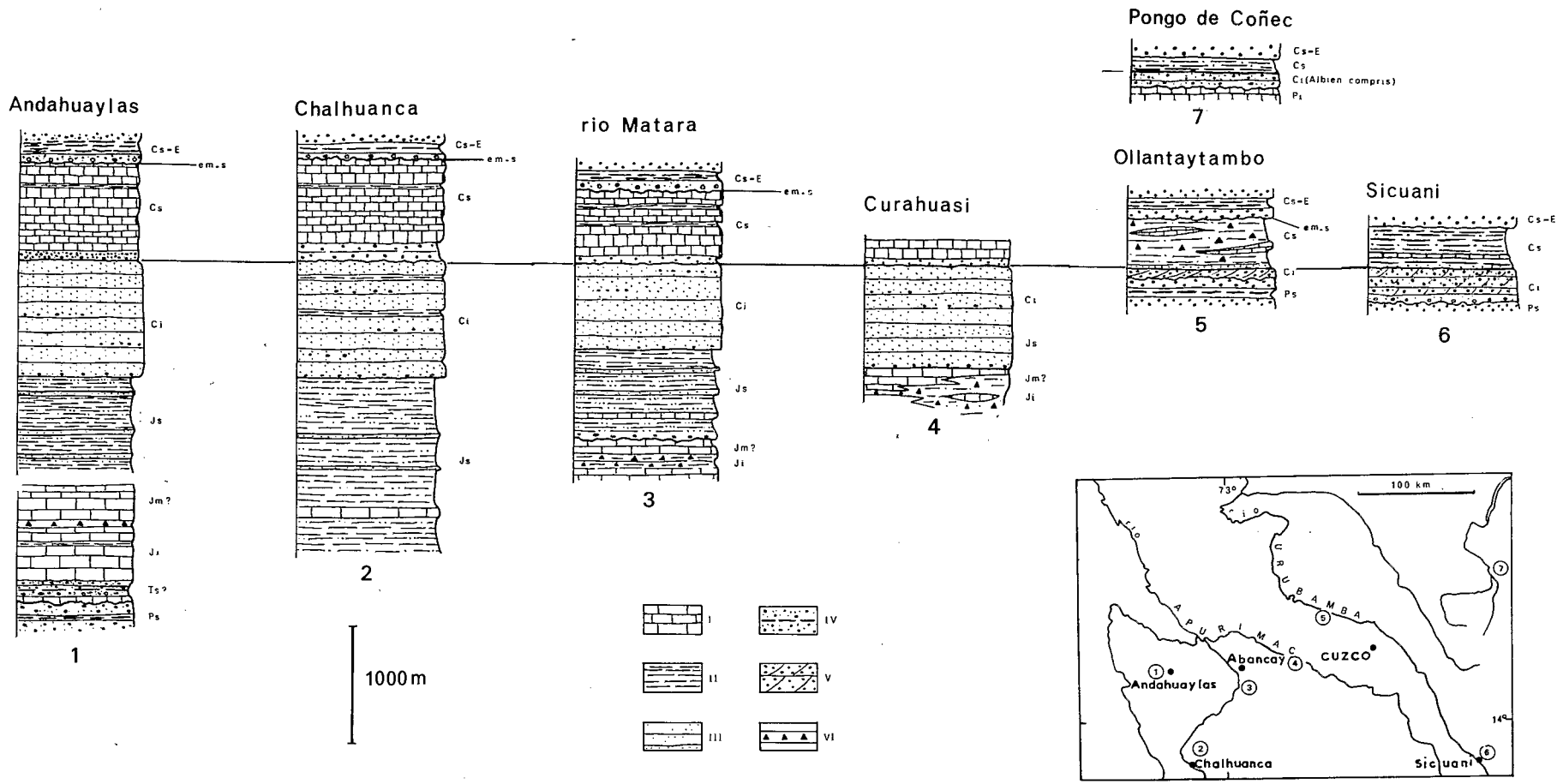


Figure 23 - Colonnes stratigraphiques du Mésozoïque en différents points de la zone étudiée.
I : Calcaires; II: Shales; III : Grès et quartzites littoraux; IV: Molasses rouges (Permien supérieur); V: Grès continentaux (faciès Huancané du Crétacé inférieur); VI: Evaporites. Ps : Paléozoïque supérieur; Ts : Trias supérieur; Ji: Lias; Jm: Dogger; Js: Malm; Ci: Crétacé inférieur, Albien non compris dans la cordillère; Cs : Crétacé supérieur, Albien compris dans la cordillère; Cs-E: Couches Rouges du Crétacé terminal-Eocène; em-s : Emersion santonienne.

Groupe Oriente qui est l'équivalent de la partie inférieure de la formation Agua Caliente des régions subandines du Pérou central (MEGARD 1973).

4- AGE DES SERIES; LEUR CORRELATION.

Les quartzites marins du bassin occidental n'ont pratiquement pas fourni de fossiles. GERTH (1915) découvrit au pont sur l'Apurimac de la route Abancay-Cuzco (lieu dit "Puente Cunac") une *Exogyra couloni* dans un banc calcaire intercalé dans les quartzites. Ce fossile indique le Néocomien.

Nous avons découvert, dans des niveaux de shales noirs, des restes de plantes non identifiables. D'autre part, les couches de charbon de la région de Huancarama, étudiées par J. DOUBINGER n'ont livré aucune microflore.

L'attribution au Crétacé inférieur (moins l'Albien) de cette série, plus que du contenu paléontologique, provient de sa position stratigraphique : elle recouvre le Malm et elle est recouverte par les calcaires albo-turoniens.

Ces quartzites constituent la partie supérieure des terrains cartographiés sous le nom de Groupe Yura sur les feuilles au 1/100.000ème d'Andahuaylas, Abancay et Cotabambas (MAROCCO 1971) et de Chalhuanca, Chuquibamba et Santo Tomas (V. PECHO, comm. orale). Ils se corrèlent aussi avec les quartzites Hualhuani (partie supérieure du Groupe Yura d'Arequipa) et les grès Murco de la région d'Arequipa (JENKS 1948, BENAVIDES 1962). Vers le centre et le nord du Pérou, les quartzites du Crétacé inférieur de notre région sont équivalents en âge à l'ensemble des séries marines décrites sous le nom de formations Oyon et Chimu (shales et quartzites néocomiens), Santa (calcaires valanginiens supérieurs) et Caruaz (shales et grès de l'Hauterivien à l'Albien inférieur).

Les grès Huancané de la région de l'Altiplano sont continentaux. Ils étaient jusqu'à présent considérés du Crétacé inférieur par leur position stratigraphique sous l'Albo-Turonien. Nous avons pu découvrir à Huambutillo (30 km à l'est du Cuzco) un horizon de shales noirs contenant des plantes mal conservées mais aussi une riche microflore qui a donné un âge wealdien (DOUBINGER, MAROCCO 1976). Nous corrélons les grès Huancané de notre région avec les séries de même nom décrites à Sicuani (AUDEBAUD 1967) et au lac Titicaca (NEWELL 1949). Vers le centre du Pérou les grès Huancané sont l'équivalent de la formation Goyllarisquisgua (continentale à deltaïque) qui a fourni récemment une microflore identique à celle de Huambutillo (DALMAYRAC et DOUBINGER, comm. orale).

On peut donc mettre en parallèle les quartzites du bassin marin occidental et les grès Huancané de l'Altiplano. Ces deux séries détritiques correspondent à un même épisode sédimentaire qui s'est

produit pendant le Crétacé inférieur anté-albien. Les études sédimentologiques et stratigraphiques manquent pour préciser quels étages sont effectivement représentés et pour indiquer que tel niveau de quartzites marins correspond à tel niveau des grès Huancané.

Dans la zone subandine, l'indétermination est encore plus grande. La série gréseuse du Pongo de Coñec (Groupe Oriente) est attribuée au Crétacé inférieur par sa position sous la formation Chonta du Cénomano-Turonien.

1.1.4 - LE CRÉTACÉ SUPÉRIEUR (DE L'ALBIEN AU SANTONIEN)

C'est au Crétacé supérieur que la transgression mésozoïque atteint sa plus grande extension puisqu'en de nombreuses régions du Pérou, bassin marin occidental et bassin subandin peuvent communiquer par-dessus la Cordillère Orientale qui, à cette époque, n'est plus une barrière paléogéographique absolument infranchissable (Fig. 24).

Dans le sud du Pérou et dans notre région, en particulier, la disposition paléogéographique reste la même qu'auparavant, mais à la sédimentation terrigène et détritique du Malm et du Crétacé inférieur, succède une sédimentation carbonatée dans le bassin marin occidental. C'est seulement au Cénomanien (époques de majeure extension de la mer mésozoïque) que la Cordillère Orientale semble permettre le passage de la mer vers la zone subandine, le long de couloirs relativement étroits.

1- LE BASSIN OCCIDENTAL.

Après une courte émersion de la région vers l'Aptien ou l'Albien inférieur, marquée par quelques mètres à quelques dizaines de mètres de conglomérats et de lutites rouges, la mer du Crétacé supérieur dépose 700 à 800 m de calcaires bien stratifiés en bancs de 0,5 à 2 m d'épaisseur. Ces calcaires sont souvent très détritiques, contenant de nombreux petits grains de quartz arrondis ou sub-anguleux ainsi que de nombreux fragments de fossiles. Les restes organiques sont presque toujours silicifiés et, du fait de l'altération météorique, la surface des calcaires est toujours rugueuse. Les cherts noirs à marrons sont fréquents à tous les niveaux de la série.

Ces calcaires ont souvent été cartés sous le nom de calcaires Ferrobamba dans les zones situées au sud de la carte. Dans notre région ils sont bien représentés au sud d'une ligne passant par Andahuaylas, Abancay et Cotabambas, où ils forment de vastes affleurements au coeur de grands synclinaux EW. Souvent des plissements disharmoniques donnent des accumulations chaotiques de ces calcaires (entre Cotabambas et Tambobamba p.e.).

2- L'ALTIPLANO.

Le Crétacé supérieur de l'Altiplano fut décrit par NEWELL (1949) au lac Titicaca sous le nom de formation Moho. Ce sont quelques centaines de mètres de grès et argilites rouges contenant vers le bas un niveau marin (calcaires Ayavacas) correspondant à la transgression cénomanienne. Cette série est connue avec le même faciès jusque dans la région de Sicuani-Urcos.

Dans notre région, on observe le passage des faciès marins (calcaires Ferrobamba) aux faciès continentaux de la formation Moho. Cette transition est représentée par une série de gypses, grès et argilites rouges, de calcaires marins détritiques à débris de fossiles silicifiés. Le gypse est très abondant et peut même se mobiliser pour constituer des diapirs (plaine de Chincheros-Maras entre Umbamba et Izcuchaca). Les calcaires forment des lentilles de quelques dizaines à quelques centaines de mètres de longueur. Cette série se présente toujours sous un aspect chaotique de chicots de calcaires ou de grès rouges affleurant au sein de masses de gypses et d'argilites (région de Sacsayhuaman, Quencco, Chincheros). De ce fait, il est difficile de savoir si les lentilles de calcaires sont situées à différents niveaux de la série ou s'il s'agit d'un même niveau tronçonné tectoniquement.

Cette lithologie se modifie vers l'est et le SE où la série devient de moins en moins évaporitique pour passer, vers Urcos-Sicuani, aux faciès de la formation Moho.

KALAFATOVICH (1957) décrivit cette série sous le nom de formation Yuncaypata. Son épaisseur est difficile à évaluer. Le long de la coupe relevée sur la route Cuzco-Pisac, nous estimons la formation Yuncaypata à 500 ou 600 m d'épaisseur.

3- LA CORDILLERE ORIENTALE ET LA ZONE SUBANDINE.

La Cordillère Orientale du sud du Pérou est restée positive pendant le Crétacé supérieur et n'a pas permis à la mer du bassin occidental d'atteindre la zone subandine. Par contre, dans le centre et le nord du Pérou, la communication était largement établie. Notre zone semble être intermédiaire entre ces deux extrêmes.

En effet, au coeur de la Cordillère de Vilcabamba (quelques kilomètres au sud du village de Vilcabamba), affleurent quelques dizaines de mètres de calcaires détritiques à débris de fossiles que VON BRAUN (1967) attribue au Crétacé supérieur. Bien que ne contenant aucun fossile identifiable, ces calcaires - nommés calcaires Ccolpa par VON BRAUN - transgressifs sur le Permien supérieur, font penser par leur faciès aux calcaires Ayavacas et aux calcaires Yuncaypata (détritiques, débris de fossiles). D'autre part, paléogéographiquement, les enseignements du Pérou central (MEGARD 1973) nous indiquent qu'il est plus logique d'attribuer les calcaires Ccolpa au Cénomanien (extension majeure de la transgression mésozoïque) qu'à une autre époque du Mésozoïque.

Si les calcaires Ccolpa sont du Crétacé supérieur (Cénomanien ?), la série marine est très réduite sur la Cordillère Orientale et doivent correspondre à la transgression cénomanienne qui dans notre région a pu franchir cette zone positive en profitant de couloirs tectoniques déterminés par les grandes failles NW-SE contemporaines de la sédimentation andine et qui recoupaient obliquement la Cordillère Orientale.

Dans la zone subandine du centre du Pérou le Crétacé supérieur est représenté par des grès et des shales irrégulièrement intercalés de petits bancs de calcaires et correspondent aux formations Agua Caliente (partie supérieure) et Chonta (MEGARD 1973). Cette série, peut-être moins calcaire, est représentée au Pongo de Coñec où elle montre 100 à 150 m d'épaisseur; il semble en être de même au Pongo de Mainique. Par corrélation avec le centre du Pérou, nous attribuons un âge albo-turonien à cette série correspondant au sommet du Groupe Oriente et à la formation Chonta.

4- AGE DES SERIES - CORRELATIONS.

Les calcaires Ferrobamba du bassin marin occidental contiennent des fossiles silicifiés qu'A. PARDO étudia. Il put déterminer :

- des Lamellibranches : *Exogyra boussingaulti*,
  Exogyra mermeti,
  Pecten (Neitheia) texanus,
  Ostrea sp.,
  Lopha sp.,
  Toucasia sp.
- des Gastéropodes : *Turritella sp.*,
- des Echinides : *Pseudodiadema rotulare*.

Tous ces fossiles proviennent des affleurements de calcaires Ferrobamba situés au sud d'Abancay et d'Andahuaylas.

Cette faune indique un âge albo-cénomanien. Cependant les calcaires Ferrobamba correspondent à un épisode marin qui, plus au SE, vers Arequipa ont donné les calcaires Arcurquina (JENKS 1948) datés de l'Albo-Turonien (BENAVIDES 1962). Vers le NW, ce même épisode sédimentaire a donné les formations calcaires Chulec , Pariatambo (Albien moyen) et Jumasha (Albo-Turonien). D'autre part, les calcaires Ferrobamba sont recouverts par des couches rouges dont la base est datée du Maestrichtien. Un épisode tectonique santonien sépare les calcaires des couches rouges. Nous pensons que le Turonien doit être représenté dans la formation Ferrobamba qui aurait donc un âge albo-turonien.

Sur l'Altiplano, seul le Cénomanien a été reconnu paléontologiquement, d'une part dans les calcaires de la formation Yuncaypata où KALAFATOVICH (1957) découvrit *Neolobites* sp. (*) quelques kilomètres au nord de Cuzco, d'autre part dans les calcaires Ayavacas

---

(*) GREGORY (1916) avait déjà trouvé de nombreux fossiles dans cette série, mais aucun n'avait donne un âge précis.

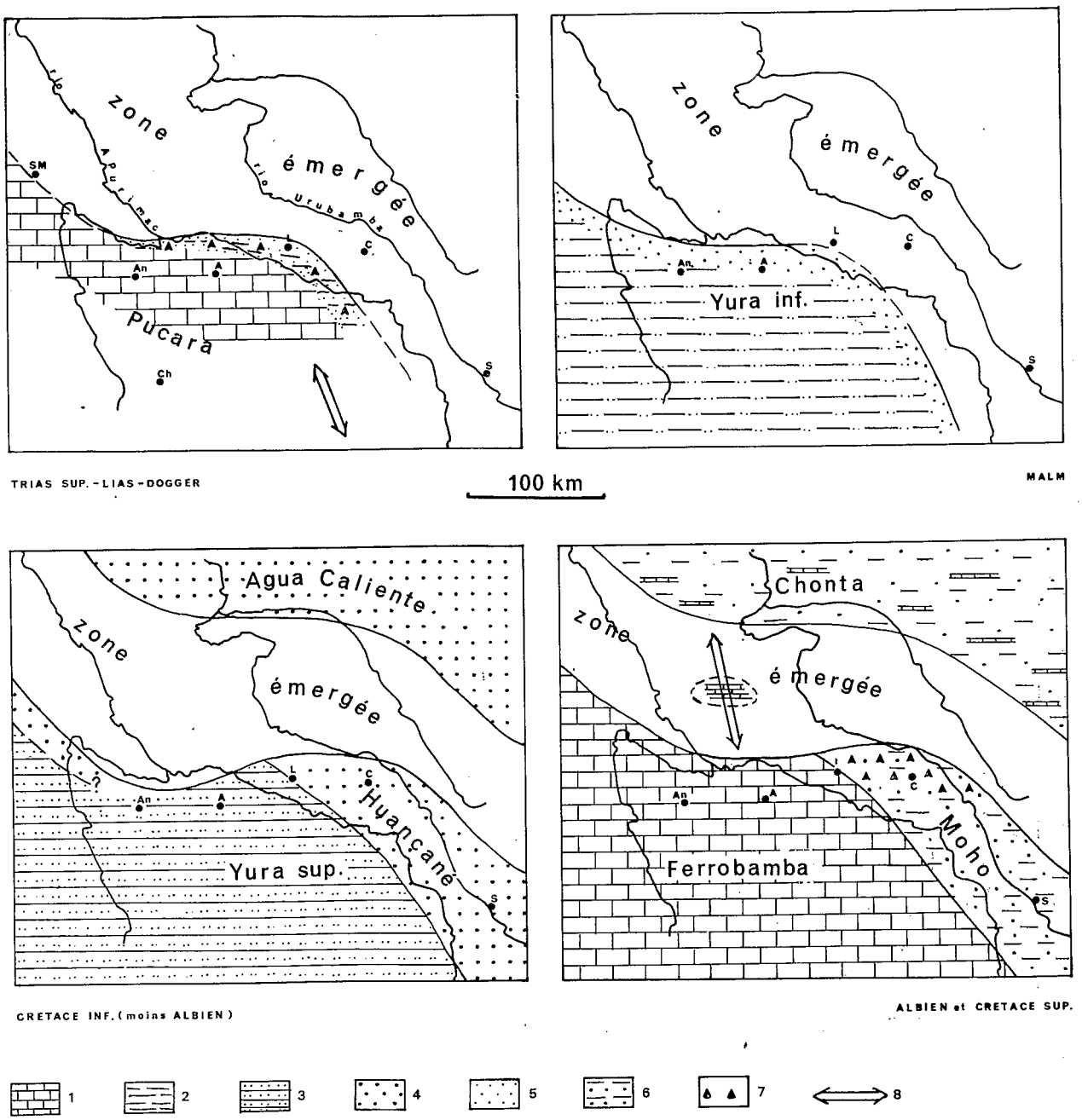


Figure 24 - Répartition des lithofaciès pendant le Mésozoïque.
1 : Calcaires marins; 2 : Shales; 3 : Quartzites littoraux; 4: Grès continentaux; 5 : Faciès littoraux à deltaïques; 6 : Couches rouges; 7 : Evaporites; 8 : Communications possibles entre bassins. SM : San Miguel; An : Andahuaylas; A : Abancay; Ch : Chalhuanca; L : Limatambo; C : Cuzco; S : Sicuani.

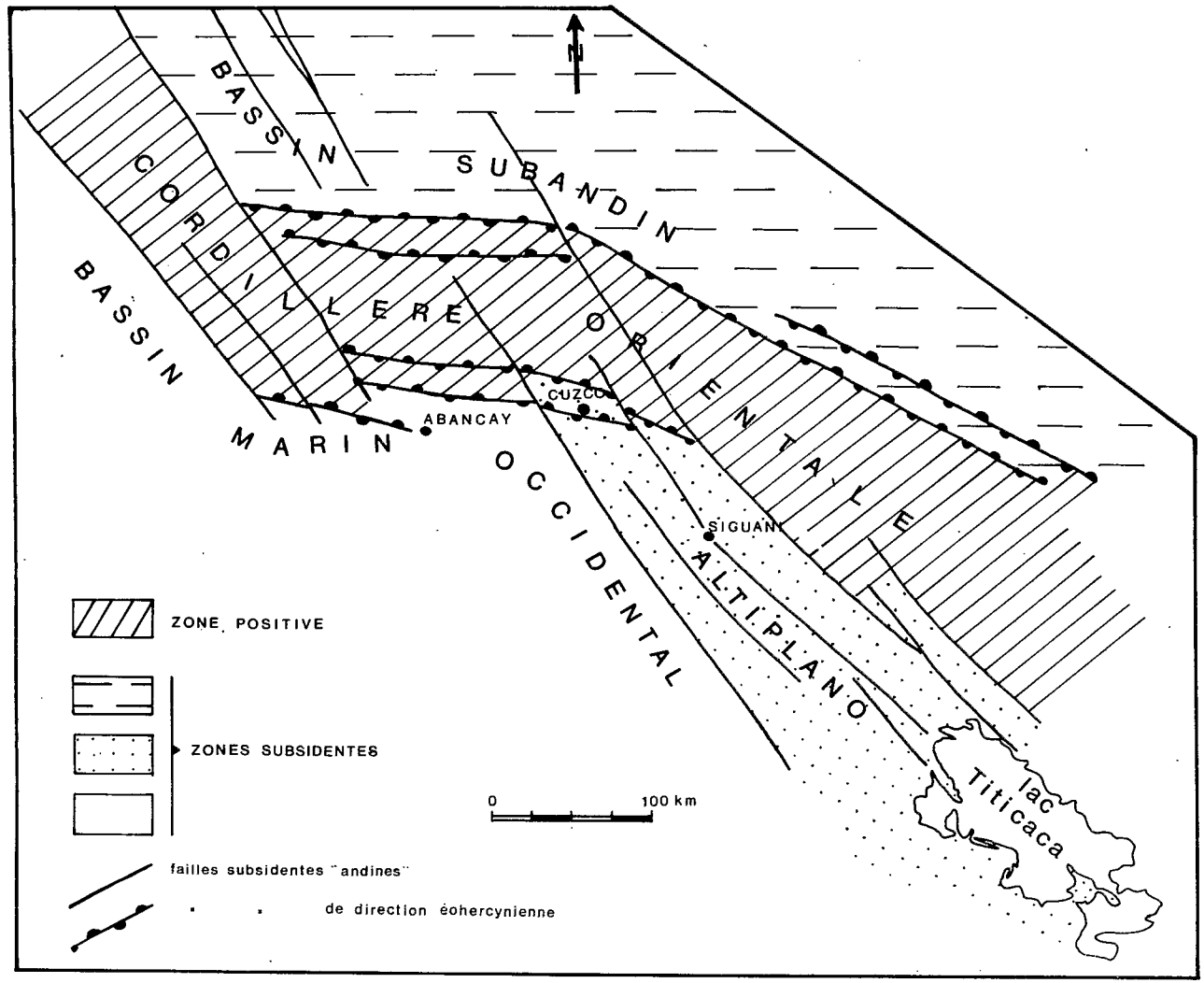


Figure 25 - Carte hypothétique du dispositif paléogéographique mésozoïque contrôlé à la fois par les failles andines et les failles hercyniennes.

du sud du Pérou (NEWELL 1949). Cette fois encore, tant la formation Yuncaypata que la formation Moho (qui contient les calcaires Ayavacas) reposent sur le Crétacé inférieur et sont recouverts par le Maestrichtien, la tectonique santonienne les sépare. Je pense que la formation Yuncaypata, comme la formation Moho, occupe la période albo-turonienne.

Nous avons vu plus haut que les calcaires Ccolpa de la Cordillère de Vilcabamba pouvaient être considérés comme un témoin de la transgression cénomanienne. Ils ne contiennent malheureusement que des débris non caractéristiques d'oursins et petits lamellibranches desmodontes (VON BRAUN 1967).

Dans la zone subandine, le Crétacé jusqu'au Santonien est représenté par deux séries distinctes :

- le Groupe Oriente (Formation Agua Caliente) représentant le Crétacé inférieur (Albien inclus),

- la Formation Chonta d'âge cénomano-turonien. Le cycle sédimentaire comme dans le reste des Andes est interrompu au Santonien.

Nous avons vu que la partie inférieure et moyenne du Groupe Oriente pouvait correspondre au Crétacé inférieur cordillérain (quartzites Yura, grès Huancane).

L'Albo-Turonien correspond donc au sommet du Groupe Oriente et à la Formation Chonta. Ces séries ont été reconnues par les géologues pétroliers au Pongo de Mainique et au Pongo de Coñec, mais aucune publication n'a été faite sur ces zones et on ne sait pas si ces séries ont fourni des fossiles permettant de corréler Groupe Oriente et Formation Chonta de la zone subandine de notre région avec les séries du même nom du centre du Pérou.

1.1.5 - CONCLUSIONS

Au Pérou, la paléogéographie andine est contrôlée par des failles NW-SE dont les premières se sont mises en place dès le Permien moyen et supérieur (LAUBACHER, MAROCCO 1975). Pendant le Mésozoïque, dans le centre et le sud du Pérou, ces failles NW-SE contrôlent la subsidence; la limite bassin occidental - Cordillère Orientale, donc en gros, la ligne de rivage, a la même orientation. Par contre, dans notre région, cette limite est actuellement EW. Je pense qu'au niveau de notre région, la subsidence mésozoïque a été guidée par des failles éohercyniennes. Deux hypothèses peuvent être émises :

- pendant le Mésozoïque, la subsidence a été guidée par des failles WNW-ESE, reliques du cycle hercynien. Postérieurement, pendant le Tertiaire, le jeu sénestre des failles "andines" NW-SE a provoqué la torsion de la région étudiée pour l'amener à une direction EW.

- au niveau de notre région, la chaîne éohercynienne était déjà EW avant la subsidence mésozoïque, soit qu'elle ait été tordue au Permien (phase tardihercynienne), soit qu'elle se soit formée avec cette direction (découpe du bassin paléozoïque inférieur).

De toute façon, quelle que soit l'hypothèse envisagée, les rivages du bassin occidental avaient au niveau de notre région, une forme de baïonnette.

Il en est de même pour le bassin subandin, quoique pour ce dernier, depuis notre région jusqu'à la frontière bolivienne, il semble que ce ne soient que des directions hercyniennes qui aient guidé la subsidence mésozoïque puis tertiaire.

Les figures 24 et 25 indiquent, à partir de directions et données géologiques actuelles, les différentes natures des failles qui ont guidé la subsidence mésozoïque dans le sud du Pérou.

1.2 - LA SÉDIMENTATION CONTINENTALE DU CRÉTACÉ SUPÉRIEUR A L'EOCÈNE

Au Pérou, la sédimentation marine ou continentale du Crétacé supérieur est interrompue par un événement tectonique souvent appelé "phase péruvienne" (STEINMANN 1929) et daté du Santonien (MEGARD 1973). Cette phase tectonique ne se traduit par des structures plissées que sur la côte et dans quelques régions du Pérou central. Dans notre région cette première phase andine ne donne aucun plissement; elle se traduit par un soulèvement qui provoque le retrait de la mer, clôturant ainsi l'histoire marine de notre région. Cependant, dans l'extrême NW de la carte (région de San Miguel), on observe un plissement de cet âge (observations réalisées en août 1975).

L'ancien bassin marin, l'Altiplano et le bassin subandin reprennent dès le Maestrichtien leur caractère subsident et reçoivent de grosses séries de couches rouges continentales. La Cordillère Orientale conserve son caractère de zone positive alimentant tout ou partie de la sédimentation continentale aussi bien vers la zone subandine que sur le bord occidental (Fig. 26).

La sédimentation continentale du Crétacé terminal-Eocène, conséquence des mouvements santoniens, est interrompue par la phase majeure des plissements andins (Eocène supérieur-Oligocène inférieur).

1.2.1 - LA LITHOLOGIE

Les couches rouges du Crétacé terminal-Eocène sont des sédiments continentaux rythmiques à faciès molassique. Elles affleurent largement dans le sud de la carte, depuis Andahuaylas jusqu'à Cuzco et au-delà vers le sud-est où elles passent en continuité d'affleurement à celles du lac Titicaca.

1- AU SUD DE LA CORDILLERE ORIENTALE.

On y trouve 2000 m environ de sédiments continentaux rouges reposant en concordance sur les calcaires marins albo-turoniens ou sur les gypses et calcaires de même âge de la formation Yuncapayta.

La lithologie est monotone, composée essentiellement de grès et d'argilites rouge brique, parfois bruns, gris ou verts. Les conglomérats sont fréquents vers le bas de la série. Quelques lentilles de calcaires et des bancs d'évaporites ont été reconnus.

Les grès se présentent en bancs de 0,10 à 2 m d'épaisseur, de grain fin à moyen, parfois argileux. Ils montrent des litages entrecroisés, obliques ou horizontaux. On observe de nombreuses figures à la base des bancs. Vers le sommet de la série, à l'W de Cuzco, on observe des rythmes de 2 à 5 m d'épaisseur de grès vert-bleu, contenant des charophytes et pouvant correspondre à une pédogénèse tropicale concomitante du dépôt (J. PERRIAUX, comm. verbale).

Les conglomérats, situés essentiellement à la base de la série (route Cuzco-Paruro; nord de Huanoquite), montrent des galets de 1 à 5 cm de diamètre, peu émoussés, à façonnement fluviatile.

Des évaporites (Cl Na et gypse) en couches de 10 à 20 m, ont pu être observés à 10 km au sud de Cuzco où leur présence a déterminé des complications tectoniques. A l'extrémité ouest de la carte, à Huancaray, Cl Na est exploité industriellement.

Le massif de couches rouges du sud de Cuzco contient quelques rares lentilles de 1 à 2 m d'épaisseur de calcaires détritiques café au lait, azoïques. Ce sont, soit des calcaires lacustres, soit des calcaires marins correspondant à des venues épisodiques d'une mer épicontinentale mieux représentée dans le sud du Pérou (formation Vilquechico du Crétacé terminal).

Le métamorphisme de contact dû aux intrusions plutoniques tertiaires peut provoquer des changements de couleur des couches rouges. C'est le cas au sud d'Abancay (région de Lambrama) où la série prend la couleur uniforme verdâtre.

Dans notre région, il n'a pas été réalisé d'étude sédimentologique des couches rouges à part quelques observations faites par J. PERRIAUX en 1969 au sud de Cuzco (route Cuzco-Puno) et au nord (route Cuzco-Pisac), qui ont indiqué des directions de courant NW-SE à NNW-SSE.

Par contre, J. PERRIAUX (rapport de mission 1969) a étudié plus précisément les couches rouges de la région de Sicuani qui sont la continuation cartographique de celles du sud de Cuzco. Nous pensons que ses conclusions sont valables pour la région étudiée.

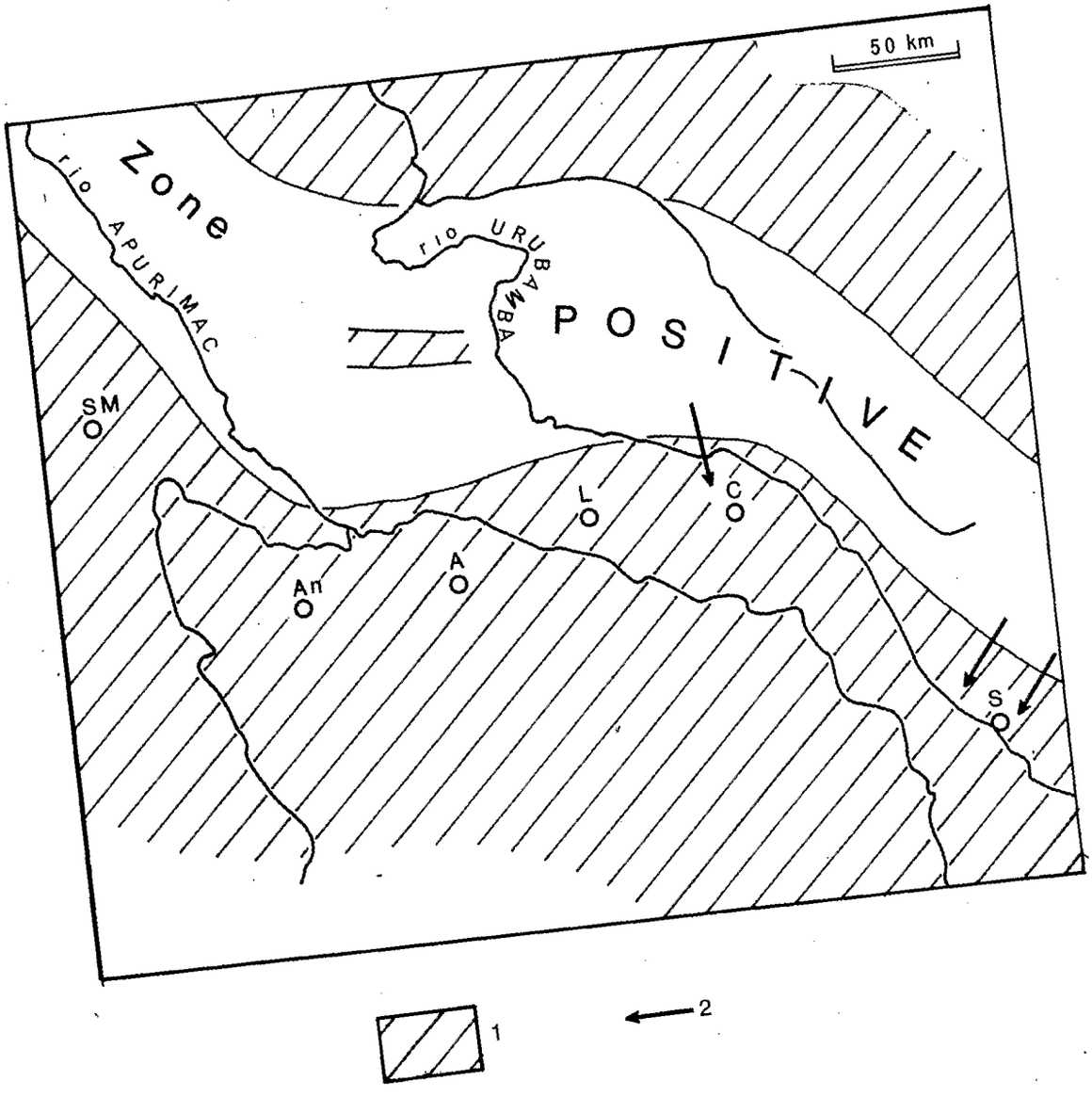


Figure 26 - Carte paléogéographique au Crétacé terminal-Eocène.
1 : Zones où se déposaient les Couches Rouges; 2 : Principales directions d'apport. SM : San Miguel; An : Andahuaylas; A : Abancay; L : Limatambo; C : Cuzco; S : Sicuani.

La série peut être divisée en trois parties :

- une partie inférieure présentant les rythmes de 5 m d'épaisseur. A la base rythmes conglomératiques à litage entrecroisé (chenaux), le milieu à rythmes gréseux et litage oblique, le sommet à rythmes de grès fins à litage horizontal.

- le milieu de la série montre des grès argileux et des argilites rouges à litage horizontal.

- au sommet, rythmes de 5 à 50 cm à base gréseuse (grès fins) et sommet argileux. Ces rythmes s'intercalent avec des rythmes centimétriques d'argile gréseuse. On note des "mud-cracks" et des "ripple marks".

J. PERRIAUX conclut que l'on est en présence d'une sédimentation détritique de type molasse. La série, d'abord grossière, indiquant un apport rapide et abondant, devient de plus en plus fine (sédimentation plus lente); elle s'achève par des dépôts de décantation et des évaporites.

2- LA ZONE SUBANDINE ET LA CORDILLERE ORIENTALE.

Dans la zone subandine, le Crétacé terminal-Eocène constitue la partie inférieure d'une grosse série continentale de 3000 m d'épaisseur environ, qui ne se termine qu'au Pliocène avec la seule tectonique andine que connait cette zone. La lithologie est assez semblable à celle des couches rouges de la Cordillère.

Dans le sud du Pérou, le Crétacé terminal-Pliocène a été décrit par les géologues pétroliers sous le nom de :

- Formation Vivian : Crétacé terminal.
- Groupe Huayabamba : Tertiaire inférieur.
- Formation Ipururo : Tertiaire supérieur.

Pendant le Crétacé terminal-Eocène, la Cordillère Orientale était une zone positive qui alimentait la sédimentation des couches rouges. Toutefois quelques petits bassins ont pu s'établir au sein de la Cordillère Orientale (Fig. 26). C'est à ces bassins que nous rattachons l'affleurement de couches rouges azoïques situé dans la Cordillère de Vilcabamba à l'ouest de Pucyura, que VON BRAUN (1967) décrivit sous le nom de formation Ccolpaccasa. Ce sont quelques centaines de mètres de sédiments rouges continentaux bien stratifiés, contenant des conglomérats à galets d'andésite et de grès rouges provenant du Permien supérieur (Groupe Mitu). La couleur de la formation Ccolpaccasa est rouge brique, différente de la teinte lie de vin du Groupe Mitu de cette région. Comme on ne connait pas les relations de cette formation Ccolpaccasa avec les calcaires attribués au Crétacé supérieur (contact faillé), le doute subsiste quant à son âge.

1.2.2 - AGE DES SÉRIES, CORRÉLATIONS, PALÉOGÉOGRAPHIE

Les couches rouges sont postérieures à l'émersion santonienne et antérieures à la tectonique de l'Eocène supérieur-Oligocène inférieur (elles sont recouvertes par les conglomérats rouges oligocènes du Groupe Puno. D'autre part, à la sortie de Cuzco (nouvelle route d'Abancay), des grès bleu-vert ont livré des charophytes parmi lesquels H. DALMAYRAC et L.GRAMBAST ont reconnu *Porochara* sp. qui indique un âge allant du Maestrichtien à l'Eocène moyen.

Les couches rouges de notre région se rattachent cartographiquement à celles du lac Titicaca dont l'âge est mieux connu et où les formations Vilquechico et Muñani de NEWELL (1949) ont été datées, l'une du Crétacé terminal (GRAMBAST et al. 1967), l'autre de l'Eocène (AUDEBAUD 1975). Ces considérations nous font admettre un âge crétacé terminal-éocène pour les couches rouges de notre région.

Vers le Pérou central, ces formations continentales rouges sont bien représentées. Des études paléontologiques détaillées ont permis de différencier le Crétacé terminal, le Paléocène et l'Eocène et même l'Oligocène basal (MEGARD 1973, BIZON et al. 1973).

1- PALEOGEOGRAPHIE AU CRETACE TERMINAL - EOCENE. (Fig. 26)

Les mouvements santoniens, qui font émerger les régions andines, sont suivis par une période qui détermine, de part et d'autre de la Cordillère Orientale restant zone positive, des bassins de sédimentation probablement lacustres où venaient se déposer les produits de l'érosion des zones en relief.

Comme pendant le Mésozoïque, dans notre région, la subsidence est contrôlée par des failles de direction éohercynienne (WNW-ESE ou peut-être déjà EW).

Les faciès rouges indiquent que les zones soumises à l'érosion connaissaient un climat chaud à saison sèche et humide alternante.

1.3 - LA SÉDIMENTATION CONTINENTALE ET LE VOLCANISME AU TERTIAIRE MOYEN ET SUPÉRIEUR

La phase paroxysmale des plissements andins dont l'âge est encore controversé, mais qui dans le sud du Pérou se situe entre des dépôts datés de l'Eocène et d'autres de l'Oligocène inférieur, plisse les couches rouges du Crétacé terminal-Eocène. Elle est suivie par une période d'érosion déterminant une surface sur laquelle viennent se déposer les dépôts clastiques puis volcaniques du Tertiaire moyen et supérieur. Dans la partie SE de la carte (région de Ccapi), on peut voir ces dépôts post-tectoniques de l'Eocène su-

périeur reposer en forte discordance angulaire sur les calcaires albo-turoniens et les couches rouges du Crétacé terminal-Eocène.

Les terrains postérieurs à la tectonique éocène supérieur ne sont pas datés. Ils sont affectés par une phase tectonique constituant le dernier plissement andin de notre région et d'âge probable miocène supérieur.

Le Tertiaire moyen et supérieur affleure dans la partie SE de la carte de part et d'autre du grand batholite granodioritique allongé d'est en ouest. On a pu différencier deux séries, l'une inférieure, conglomératique, recoupée par le batholite, l'autre supérieure, volcanique, discordante sur le batholite.

1.3.1 - LES CONGLOMÉRATS INFÉRIEURS

Au nord du batholite, dans la région de Ccapi, les terrains plissés à l'Eocène supérieur sont couverts en discordance angulaire par plus de 1500 m de conglomérats en bancs de 5 à 10 m d'épaisseur, intercalés d'argilites rouges. Les galets sont peu émoussés, constitués par des quartzites, des calcaires, des grès rouges et des roches intrusives altérées, c'est-à-dire que ces galets proviennent des séries plissées à l'Eocène supérieur. La couleur d'ensemble de la série est rouge sombre.

Le versant abrupt de la rive droite du rio Santo Tomas permet de se faire une idée de la série. On se rend compte que la partie inférieure est constituée par 100 à 150 m d'alternances de grès et argiles rouges intercalés de bancs de conglomérats, alors que la partie supérieure de la série est formée de gros bancs de conglomérats ou de brèches.

Dans les limites de la carte, on ne connait pas le sommet de cette série conglomératique, ni les terrains plus récents qui la recouvrent. Plus au sud et à l'est (V. PECHO et S. MENDIVIL, comm. verbale), on sait que ces conglomérats sont couverts en concordance par une grosse série volcanique.

Nous n'avons pas découvert de fossiles dans ces conglomérats, mais nous pensons qu'ils ont la même signification que les molasses rouges conglomératiques décrites sous le nom de Groupe Puno dans le sud du Pérou et dont la base est datée de l'Oligocène par des charophytes (CHANOVE et al. 1969).

L'analogie avec le Groupe Puno du Pérou méridional est confirmée par le fait que, comme au lac Titicaca, les conglomérats sont surmontés par une grosse série volcanique - un équivalent probable du volcanique Tacaza de NEWELL (1949) - plissée en concordance avec eux.

En l'absence d'éléments de datation plus précis (fossiles, datation radiométrique du batholite et du volcanisme supérieur) je suppose les conglomérats de Ccapi équivalents au Groupe Puno et d'âge probable oligocène.

1.3.2 - LA SÉRIE VOLCANIQUE

Elle affleure au nord du batholite, dans la région de Chinchaïpuquio et de la Pampa de Anta. Il s'agit d'une grosse série de laves andésitiques, de tufs volcaniques et d'ignimbrites avec des niveaux de conglomérats et d'arkoses. L'ensemble de la série montre une couleur gris violet assez sombre; elle a une épaisseur qui dépasse 1000 m.

Les bancs de tufs sont grisâtres. Les ignimbrites sont blanches ou roses, parfois très épaisses (20 à 30 m) comme à quelques kilomètres au sud de Chinchaïpuquio.

Les conglomérats intercalés avec les roches volcaniques varient d'un niveau à l'autre. Parfois les galets sont bien roulés, d'autres fois ce sont de véritables brèches. Les galets sont toujours hétérométriques (5 cm à 2 m de diamètre); leur nature est très variable : grès rouges, roches volcaniques, granodiorite. Le ciment est arkosique grossier.

Cette série volcanique est discordante sur le batholite granodioritique que l'on retrouve en galets dans les conglomérats. Elle est aussi discordante angulairement sur les couches rouges du Crétacé terminal-Eocène (nord de Chinchaïpuquio). L'axe du batholite constituait donc pendant le Tertiaire moyen ou supérieur une limite paléogéographique car, au sud, la série volcanique a une semelle de conglomérats anté-batholite alors qu'au nord ces conglomérats n'existent pas. Il semble que la région au nord du batholite ait été en relief et ait alimenté la sédimentation des conglomérats de la zone de Ccapi. Le batholite s'est mis en place sur cette limite paléogéographique, peut-être une zone de failles EW.

Si on accepte, en première approximation, l'âge oligocène des conglomérats situés au sud du batholite, ce dernier peut être considéré comme oligo-miocène, ce qui est homogène avec ce que l'on sait par ailleurs du plutonisme andin. La série volcanique pourrait donc avoir un âge miocène ou miopliocène.

La position stratigraphique de ces volcanites en fait un équivalent au moins partiel des séries décrites sous le nom de "volcanique Tacaza" dans le sud du Pérou (NEWELL 1949).

1.4 - LES DÉPÔTS RÉCENTS

Les terrains que nous avons attribués au Tertiaire moyen et supérieur sont plissés, très calmement, par la dernière tectonique andine dont l'âge est encore mal connu dans le sud du Pérou, du fait de la mauvaise connaissance des séries cénozoïques. Dans la Cordillère Occidentale du Pérou central, des travaux récents de NOBLE et al. (1972, 1974), repris par SOULAS

(1975), montrent que trois phases tectoniques marquent le Tèrtiaire supérieur : entre 14 MA et 21 MA, 10,5 MA et 14 MA, et 4,5 et 8 MA. Sur l'Altiplano bolivien (MARTINEZ et al. 1973), le Tertiaire supérieur voit deux phases tectoniques : la première entre 7,2 et 5,4 MA, la seconde antérieure à 2,5 MA. Dans notre région, on ne peut mettre en évidence qu'une seule phase dont l'âge est encore incertain du fait de la non datation des volcanites plissées. Disons que cette phase se situe entre le Miocène moyen à supérieur et le Pliocène; ce pourrait être la phase entre 7,2 et 5,4 qui se place à la base du Pliocène (Pliocène court), ou encore celle du Miocène supérieur (entre 10,5 et 14 MA).

En discordance angulaire sur les terrains plissés par la dernière tectonique andine, on trouve des dépôts récents non datés mais qui ont dû se mettre en place depuis le Pliocène jusqu'à l'époque actuelle. Ces dépôts récents sont représentés par des alluvions, des dépôts de pente, des dépôts glaciaires et quelques coulées volcaniques (laves et ignimbrites). Le temps nous a manqué pour réaliser une étude détaillée des dépôts récents de notre région; nous n'en présentons ici qu'un bref aperçu.

1.4.1 - LES DÉPÔTS ALLUVIAUX

Ils sont bien représentés au fond des vallées de toutes les grandes rivières traversant la région étudiée : rios Urubamba, Apurimac, Pachachaca, etc. On peut voir par endroits, deux ou trois générations de terrasses emboîtées les unes dans les autres.

La granulométrie des alluvions actuelles est très variable, elle va des sables fins dans les zones de faible courant jusqu'aux blocs de 1 à plusieurs mètres cubes dans les zones de rapides (certaines portions du rio Pachachaca, par exemple).

Signalons, parmi les dépôts alluviaux, les sédiments tapissant le fond de la Pampa de Anta, et qui correspondent probablement à un ancien lac qui s'étendait sur l'emplacement actuel de cette grande plaine.
Peut-être peut-on corréler ces dépôts avec ceux de Ayusbamba à 30 km au sud de Cuzco, datés du Plio-Pléistocène par des vertébrés (GREGORY 1914).

1.4.2 - LES DÉPÔTS ÉLUVIAUX

Ce sont les produits de l'altération *in situ* des roches. Ils occupent de grandes surfaces sur les feuilles au 1/100.000ème d'Abancay et d'Andahuaylas où ils recouvrent les versants des grandes vallées.

Sous l'action de l'eau, ces produits éluviaux peuvent se mobiliser et former de grandes coulées de boues (Huaycos). Dans la région d'Abancay, les éluvions qui couvrent le flanc sud du Nevado Ampay montrent une succession stratifiée de plusieurs étapes de coulées boueuses. Chaque coulée a une épaisseur de 2 à 15 m; elle est constituée par des blocs rocheux de toute dimension (du m^3 au cm^3) englobés dans un ciment

terreux. Chaque coulée montre à son toit un paléosol rougeâtre de 20 à 50 cm d'épaisseur. Cette succession est bien visible sur la tranchée de la route Abancay-Lima, 10 km environ après la sortie d'Abancay.

Dans certaines zones, les dépôts éluviaux peuvent atteindre plusieurs centaines de mètres d'épaisseur. C'est le cas sur la route Abancay-Andahuaylas où les vallées, recoupant ces dépôts, permettent d'en évaluer l'importance.

1.4.3 - LES DÉPÔTS GLACIAIRES

La carte au 1/500.000ème montre une plus grande abondance de dépôts glaciaire dans la partie sud (zone des Hauts Plateaux) que dans la Cordillère Orientale. A cette disproportion, deux raisons : d'abord le fait que les Hauts Plateaux ont été cartés au 1/100.000ème (feuilles d'Andahuaylas, Abancay, Cotabambas), alors que dans la Cordillère Orientale le manque de documents topographiques précis n'a pas permis de réaliser une cartographie fine des formations récentes. Mais cette dissemblance reflète aussi une réalité : si, dans la Cordillère Orientale, les glaciers ont laissé des traces profondes (vallées en U, roches moutonnées), les dépôts corrélatifs de ces glaciations ont en grande partie disparus par abrasion au cours du soulèvement récent de la Cordillère Orientale par rapport aux Hauts Plateaux.

Dans les Hauts Plateaux, plus préservés par l'érosion, on peut voir des champs de moraines spectaculaires montrant des crêtes latérales longues de plus de 12 km. C'est le cas dans les parties sud des feuilles d'Abancay et d'Andahuaylas.

1.4.4 - LES ROCHES VOLCANIQUES

Le volcanisme récent est représenté par de petits volumes d'ignimbrites ou de laves qui sont essentiellement localisés à la zone des failles EW séparant les Hauts Plateaux de la Cordillère Orientale. Ce sont les témoins les plus orientaux du magmatisme effusif andin.

1- LES IGNIMBRITES.

Elles sont bien représentées dans les environs d'Andahuaylas car elles tapissent d'une couche de 10 à 20 m le fond de la vallée du rio Chumbao. Les foyers d'émission de ces ignimbrites se situent sur les hauteurs dominant au sud le rio Chumbao, au niveau d'Andahuaylas-Talavera. Ces mêmes foyers d'émissions ont donné les ignimbrites situées sur leur bord sud, dans la zone de Turpo et près du gisement de fer de Huancabamba (7 km au sud d'Andahuaylas).

En même position structurale, à la limite Cordillère Orientale-Hauts Plateaux, on retrouve une coulée ignimbritique récente au col sur la route Abancay-Curahuasi. Les ruines incas de Sayhuite sont situées sur cette coulée.

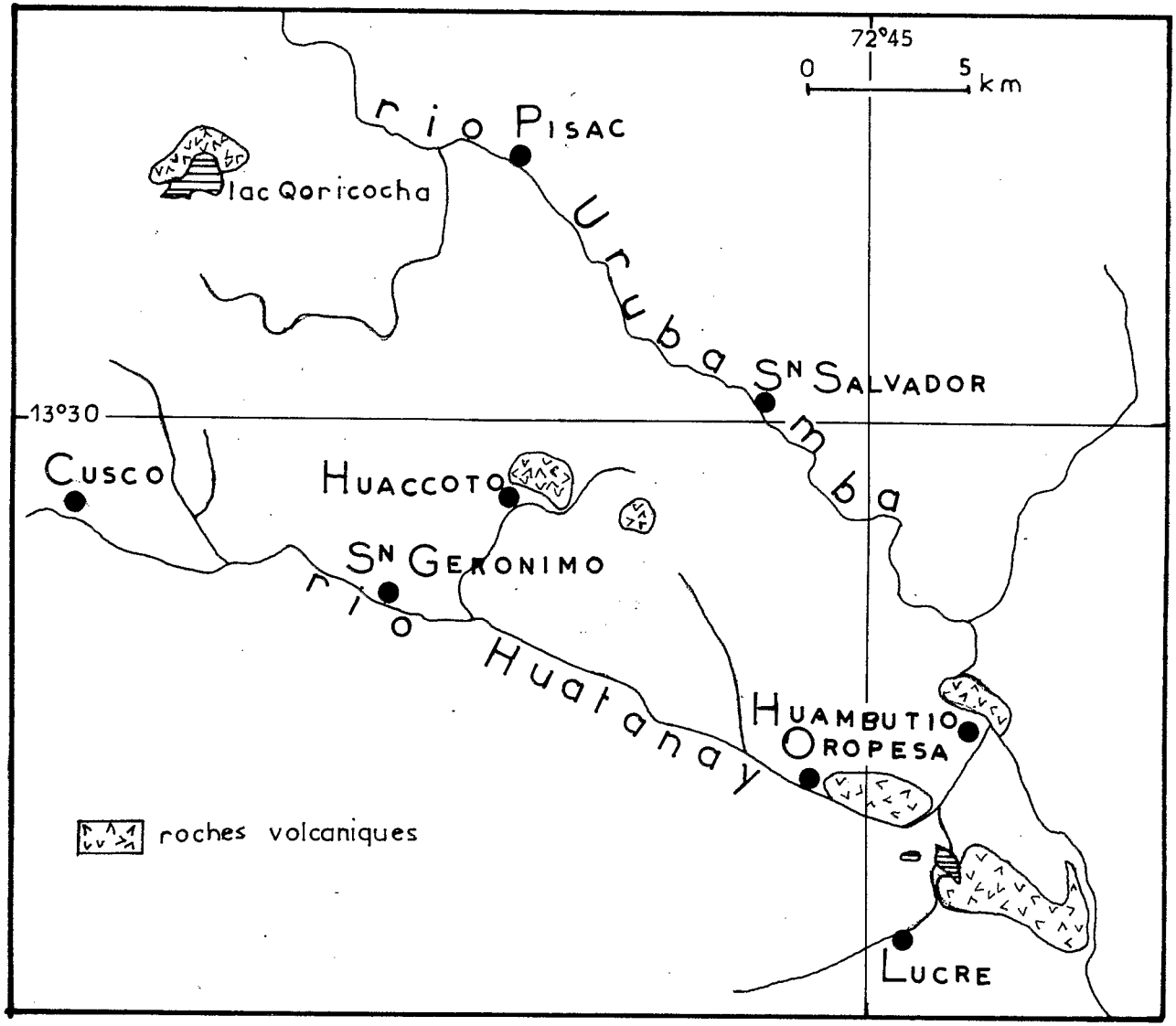


Figure 27 - Carte des principaux affleurements de roches volcaniques récentes des environs de Cuzco.

Dans le sud des feuilles au 1/100.000ème d'Andahuaylas, Abancay et Cotabamba, il y a quelques petits affleurements d'ignimbrites que l'érosion a conservés au sommet des collines.

La nature et la position de ces ignimbrites est comparable à celles situées plus au nord, mais on ne sait pas si leurs foyers d'émissions doivent être recherchés au nord - à la limite Cordillère Orientale Hauts Plateaux - ou au sud, vers la Cordillère Occidentale.

2- LES LAVES.

Les effusions laviques récentes sont localisées à l'est de la carte, aux environs de Cuzco, GREGORY (1916) en fit l'inventaire et la description; les affleurements de ces roches sont présentés sur la figure 27. Ce sont en général des coulées, parfois associées à de petits appareils volcaniques. C'est le cas pour les laves de Huaccoto (5 km au NW de San Geronimo) et d'Oropesa-Huambutillo (25 km à l'ESE de Cuzco, sur la route vers Sicuani).

Les laves d'Oropesa- Huambutillo furent étudiées par LEFEVRE. Macroscopiquement on distingue deux types de roches : l'une à cassure noire, très riche en biotite, l'autre à cassure blanche, à aspect de pierre ponce. L'étude microscopique et chimique montre que le deuxième type est le produit de l'altération du premier. Au microscope, on voit un fond felsitique vitreux, très sombre, dans lequel apparaissent des phénocristaux de biotite et des microphénocristaux de plagioclases. L'analyse chimique indique une forte teneur en $Si\ O_2$ et un rapport K_2O/Na_2O supérieur à 1. Ces laves acides, très potassiques, sont à rattacher à des shonshonites acides de composition latitique (C. LEFEVRE, comm. orale, 1975).

Ni LEFEVRE, ni moi-même n'avons eu l'occasion de visiter l'affleurement de Huaccoto. GREGORY (1916) décrit la roche comme étant une andésite à hyperstène. Les phénocristaux de plagioclase (andésine-labrador), hypersthène et biotite sont englobés dans une masse vitreuse. Cet affleurement pourrait être semblable à celui d'Oropesa-Huambutillo.

A 3 km à l'est de Huaccoto, GREGORY signale un affleurement de roches identiques aux précédentes. On ne voit pas, comme à Huaccoto, des coulées : ce pourrait être une cheminée.

A 12 km au nord de Cuzco, j'ai pu reconnaître sur les photographies aériennes une coulée (laves ? ignimbrites ?) sur la rive nord du lac Qoricocha, au sein d'un massif de couches rouges du Crétacé terminal-Eocène.

Il est difficile d'établir une chronologie relative entre les différentes roches effusives récentes de notre région. Elles sont

relativement jeunes, car postérieures au réseau hydrographique qu'elles perturbent. En particulier, les laves d'Oropesa-Huambutillo se sont mises en place en travers du rio Huatanay qu'elles ont barré, déterminant ainsi la zone marécageuse de Lucre. Ce volcanisme récent, ainsi que le volcan Quimsachata, près de Sicuani, correspond aux manifestations magmatiques les plus récentes et les plus orientales de l'évolution andine.

* *
*

PLANCHE VI

Photo 1 : Contact normal et concordant entre les quartzites néocomiens (Qtz) du groupe Yura et les calcaires albo-turoniens (cal) de la formation Ferrobamba. Région des Hauts Plateaux, 30 kilomètres au SE d'Abancay. Vue vers le NE.

Photo 2 : Discordance parallèle (érosion) entre les grés néocomiens Huancané (H) et les volcanites du Permien supérieur (M). Vallée du rio Urubamba. Vue vers le sud depuis la route Urubamba-Ollantaytambo.

1
cal
qtz

2
H
M

Chapitre 2

LA TECTONIQUE ANDINE

L'évolution tectonique andine correspond à des événements de durée relativement courte qui se sont échelonnés dans le temps depuis le Santonien jusqu'à l'époque actuelle. STEINMANN dès 1929, avait défini les trois principaux épisodes tectoniques des Andes péruviennes :

- au Santonien (phase péruvienne)
- à l'Eocène supérieur-Oligocène inférieur (phase incaïque)
- au Mio-Pliocène (phase Quechua).

Dans les limites de la carte géologique au 1/500.000ème qui accompagne ce texte, les deux dernières phases sont bien exprimées. La première phase ne se traduit par un plissement que dans l'extrême ouest de la carte (il s'agit peut-être aussi d'une tectonique triasique); ailleurs elle n'est marquée que par des mouvements verticaux.

Les déformations andines se traduisent sur le terrain par des plis mais aussi par une tectonique cassante importante. Les principaux réseaux de failles existaient déjà avant les plissements andins. Au moment de la compression, chaque bloc a pu se comporter de manière différente des autres, ce qui donne un aspec chaotique à la carte, en particulier à la région des Hauts Plateaux. Les jeux décrochants de certaines des failles pendant et après les principales phases de compression, viennent encore compliquer la région étudiée. Ces décrochements (E-W, NW-SE, NE-SW) font que les coupes transversales sont parfois peu représentatives de la structure réelle de la région.

La phase santonienne n'a donc pas été reconnue dans la presque totalité de la région étudiée où, rappelons-le, le Crétacé supérieur-Eocène (couches rouges) est concordant sur l'Albo-Turonien (calcaires marins passant à des faciès évaporitiques vers Cuzco). Des mouvements verticaux post-turoniens ont provoqué le retrait définitif de la mer des zones andines. Ces mouvements peuvent être mis en relation avec la phase santonienne, mais sont-ils antérieurs, contemporains ou postérieurs de la phase de compression ? Je penche pour la dernière possibilité. Toutefois, au cours d'une mission réalisée en Juillet 1975 dans la région de San Miguel (extrême ouest de la carte), j'ai pu trouver les couches rouges du Crétacé supérieur-Eocène discordantes sur les molasses permo-triasiques du Groupe Mitu. Peut-être s'agit-il de la phase santonienne ? Ce pourrait être aussi une tectonique postérieure au Groupe Mitu et antérieure au Lias, telle que celle reconnue ponctuellement dans le centre du Pérou (MEGARD 1973, DALMAYRAC 1973).

La tectonique Eocène supérieur-Oligocène inférieur est datée par la discordance angulaire des dépôts clastiques du Groupe Puno (probablement oligocène) sur les couches rouges du Crétacé supérieur-Eocène. En Bolivie cette phase tectonique est fossilisée par des molasses à mammifères déséadiens, c'est-à-dire de l'Oligocène inférieur (HOFFSTETTER 1969, HOFFSTETTER et al. 1971). Vers le lac Titicaca elle s'insère entre l'Eocène inférieur et l'Oligocène inférieur (AUDEBAUD et al. 1976). Enfin dans le Pérou central elle plisse l'Eocène supérieur et elle est fossilisée par des volcanites datées à 40 MA (MEGARD 1973, NOBLE et al. 1974). Dans la région étudiée les éléments de datation sont moins précis. Les couches rouges du Crétacé supérieur-Eocène n'ont fourni que des charophytes indiquant un âge maestrichtien à éocène moyen sans plus de précision. Les molasses conglomératiques discordantes sur les couches rouges, sont assimilées au Groupe Puno du lac Titicaca dont la base semble être de l'Oligocène inférieur (CHANOVE et al. 1969). La discordance angulaire n'est visible que dans le coin SE de la carte (environs de Tambobamba et de Ccapi), ainsi qu'à 5 km au nord de Chinchaipuquio.

Les molasses Puno (Oligocène ?) et les volcanites qui les recouvrent (Oligo-Miocène ?) sont affectées par un plissement de faible intensité et non encore daté. Affectant les volcanites attribuées à l'Oligo-Miocène, cette phase pourrait être miocène supérieur ou post-miocène. De grandes incertitudes subsistent quant à l'âge de cette dernière tectonique au Pérou. Il semble que cet événement ait pu se produire à des époques différentes selon les régions. Ainsi, dans la Cordillère occidentale du Pérou central, cet événement est intra-miocène (NOBEL et al. 1974). Sur l'Altiplano bolivien, elle se situe à la limite Miocène-Pliocène (*) soit entre 7 MA et 5,7 MA (EVERNDEN et al. 1966, HOFFSTETTER et al. 1972, MARTINEZ et al. 1973, MARTINEZ comm. verbale).

La complexité de la région étudiée, qui apparaît comme une mosaïque de blocs limités par des failles de directions très différentes et à rejeux multiples et variés, s'accorde mal avec seulement deux ou trois phases tectoniques andines. Je pense que l'évolution pendant le Tertiaire de la déflexion d'Abancay est au moins aussi complexe que celle des Andes du Pérou central où SOULAS (1975) a pu mettre en évidence, outre la tectonique de l'Eocène supérieur, trois stades compressifs pendant le Miocène et le début du Pliocène :

- au Miocène inférieur (entre 21 et 14 MA), avec un raccourcissement N 45°,
- au Miocène supérieur (entre 14 et 10,5 MA), avec un raccourcissement N-S,
- à la limite Miocène-Pliocène (entre 8 et 4 MA), avec un raccourcissement E-W.

Chacune de ces phases n'est pas obligatoirement marquée par un plissement (donc par une discordance angulaire), mais toujours par une tectonique cassante.

Ainsi, dans notre région, la phase de plissement qui affecte les terrains oligo-miocènes, n'est pas forcément la seule étape de compression qu'a souffert la région pendant le Tertiaire supérieur. Nous serons forcés de faire intervenir pendant le Cénozoïque plusieurs phases de compression

---

(*) Pliocène "court".

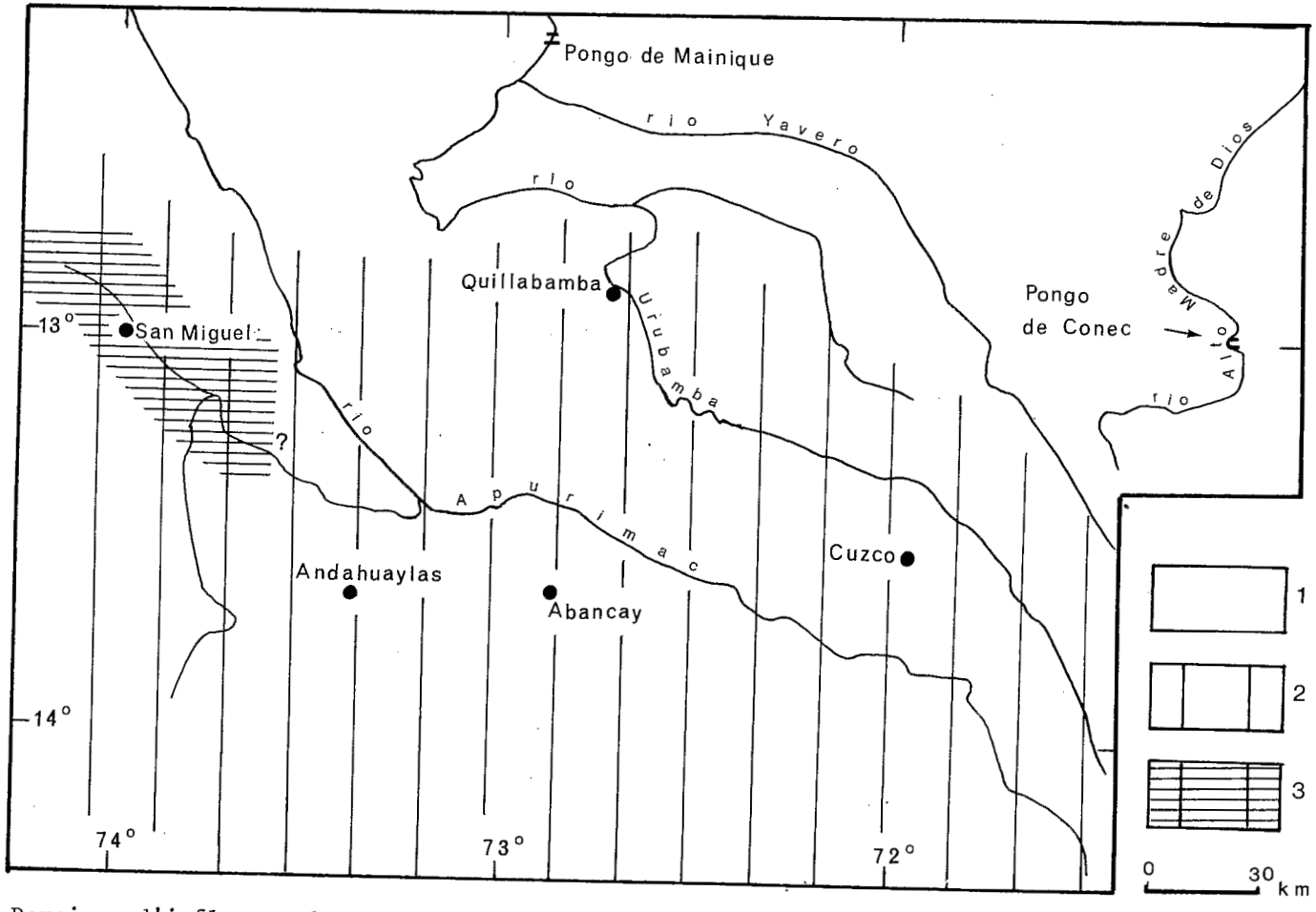


Figure 28 - Domaines d'influence des phases tectoniques.
1: Zone subandine, affectée uniquement par la tectonique de la limite Miocène-Pliocène; et peut-être par une tectonique miocène; 2 : Zone affectée par la tectonique de l'Eocène supérieur et par une ou plusieurs tectoniques miocènes et de la limite Miocène-Pliocène; 3 : Identique à 2, mais a souffert en plus la tectonique du Crétacé supérieur (Santonien).

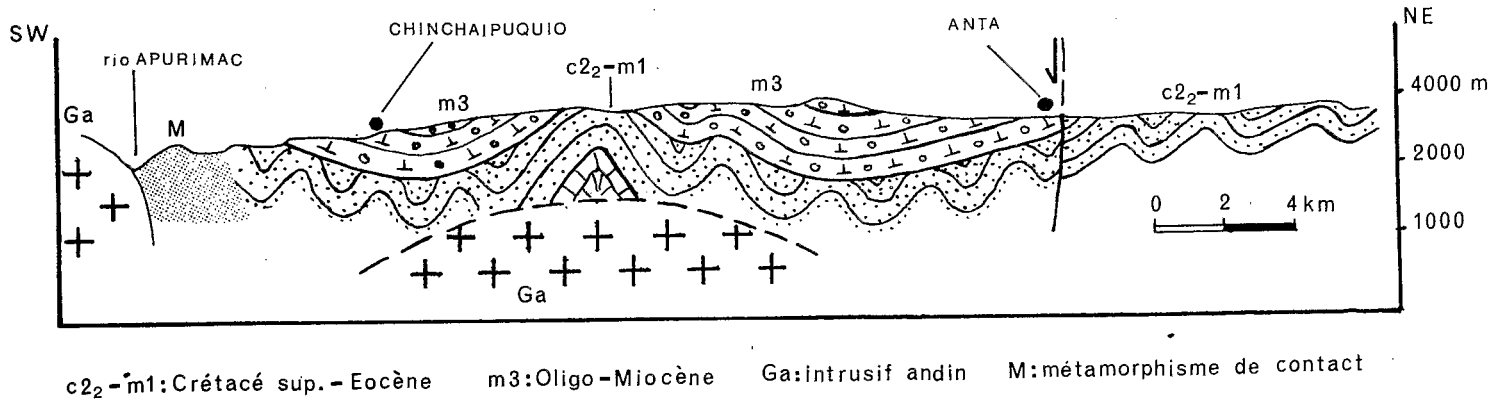


Figure 29 - Coupe entre Chinchaipuquio et la Pampa de Anta montrant la discordance angulaire des volcanites oligo-miocènes (volcanique Tacaza) sur les Couches Rouges du Crétacé terminal-Eocène.

successives avec des directions de raccourcissement différentes pour donner une explication cohérente de l'aspect structural chaotique de la région étudiée.

Les dernières manifestation tectoniques se ressentent encore actuellement. Au cours des séismes, certaines failles E-W limitant les Hauts Plateaux de la Cordillère Orientale, rejouent en faille normale (compartiment sud descendant).

2.1 - LES DOMAINES D'INFLUENCE DE CHAQUE PHASE

Les différentes zones de la région étudiée ont été diversement affectées par chacune des phases tectoniques (Fig. 28).

Le premier plissement (probablement santonien) reste localisé à l'extrême ouest de la carte. Par contre la tectonique cassante santonienne qui provoque le retrait de la mer des régions andines, affecte les Hauts Plateaux et probablement aussi la Cordillère Orientale.

La phase éocène supérieur a nettement marqué les Hauts Plateaux ainsi que la Cordillère Orientale. Dans cette dernière zone l'absence de dépôts post-Eocène supérieur ne permet pas de faire la part des deux dernières tectoniques andines. Par contre la phase Eocène supérieur n'a pas affecté la zone subandine où le Tertiaire inférieur et Tertiaire moyen sont concordants.

La dernière phase (Mio-Pliocène) n'est décelable que là où existent des dépôts du Tertiaire moyen. Elle est nette, bien que peu intense, dans les Hauts Plateaux. Dans la Cordillère Orientale aucun témoin stratigraphique ne permet de l'identifier. Toutefois, dans le sud du Pérou, AUDEBAUD et LAUBACHER (1969) ont montré que la Cordillère Orientale avait subi les effets de la dernière tectonique andine. J'admets qu'il en est de même dans la région de Cuzco. La zone subandine, à la différence des autres parties de la carte, a été fortement marquée par la tectonique mio-pliocène. C'est d'ailleurs la seule tectonique importante qui ait affecté cette région depuis le début du Paléozoïque.

2.2 - LA TECTONIQUE SOUPLE

Elle s'observe nettement là où existent des séries postérieures à la tectonique hercynienne. Ailleurs, comme dans la Cordillère Orientale où n'affleure pratiquement que le Paléozoïque inférieur et moyen, les traces de la tectonique andine seront difficilement discernables. C'est donc

sur les Hauts Plateaux et dans la zone subandine que l'on pourra observer la tectonique souple.

Les structures sont peu spectaculaires; les déversements, rares sur les Hauts Plateaux, sont plus fréquents dans la zone subandine. Les plis sont en général concentriques et ne sont pas accompagnés de schistosité sauf le Paléozoïque supérieur du coin NW de la carte (feuille au 1/100.000 de San Miguel).

Nous allons successivement étudier les structures souples des Hauts Plateaux, de la Cordillère Orientale et de la zone subandine. Puis nous verrons la région de San Miguel qui pose des problèmes différents de ceux du reste de la carte.

2.2.1 - LES HAUTS PLATEAUX

Les coupes qui accompagnent la carte montrent que la série mésozoïque et cénozoïque des Hauts Plateaux est affectée de plis sans schistosité et à plan axial généralement vertical.

1- LA TECTONIQUE MIO-PLIOCENE.

Ce n'est que lorsqu'on trouve à l'affleurement la série volcanodétritique oligo-miocène que l'on peut apprécier le style et l'importance de la dernière tectonique andine.

L'Oligo-Miocène n'a été reconnu que dans l'est de la carte, entre Anta et Chinchaipuquio (volcanites) et dans les environs de Ccapi (molasses conglomératiques). Il est affecté par des plis de direction E-W à N.110°, amples, sans déversement. Les pendages ne dépassent pas en général 25° à 30° (Fig. 29).

Cette phase mio-pliocène a les mêmes directions structurales que la phase éocène, elle est donc difficilement identifiable là où les terrains oligo-miocènes sont absents. Elle a dû reprendre, en les accentuant, tout ou partie des plis antérieurs.

2- LA TECTONIQUE EOCENE SUPERIEUR.

Elle est responsable de l'essentiel du modelé structural des Hauts Plateaux. Les plis sont concentriques et peu ou pas déversés. Leur style varie en fonction de la lithologie des séries affectées par le plissement.

a)- Les directions structurales.

E-W entre Andahuaylas et Cuzco, la direction des structures passe à NW-SE (direction "andine" normale au Pérou) aux extrémités ouest et est de la carte. Localement des plis N-S peuvent reprendre les structures précédentes (mais il s'agit probablement d'une phase postérieure = raccourcissement E-W à la limite Miocène-Pliocène).

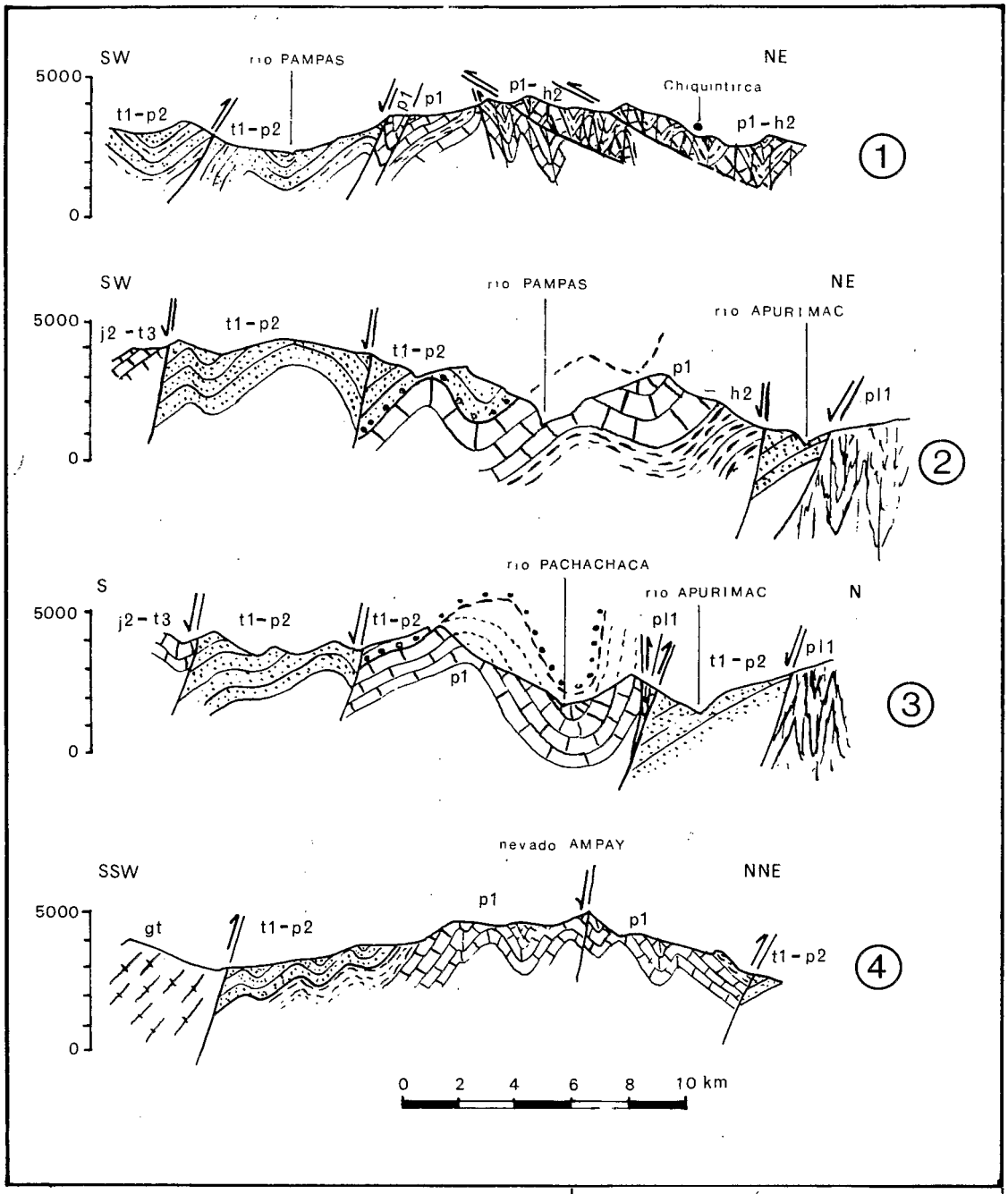
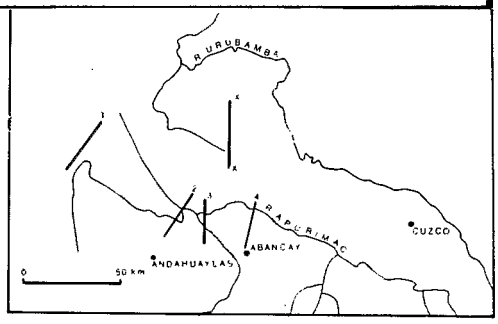


Figure 30 - Variation du style de la déformation dans la Cordillère Orientale.
pl_1: Paléozoïque inférieur; h_2: Pennsylvanien; p_1: Permien inférieur; t_1-p_2: Permien supérieur; j_2-t_3: Trias supérieur-Lias; gt : granitoïde tectonisé d'Abancay.
xx sur la carte de situation indique le tracé de la coupe de la Fig. 32.



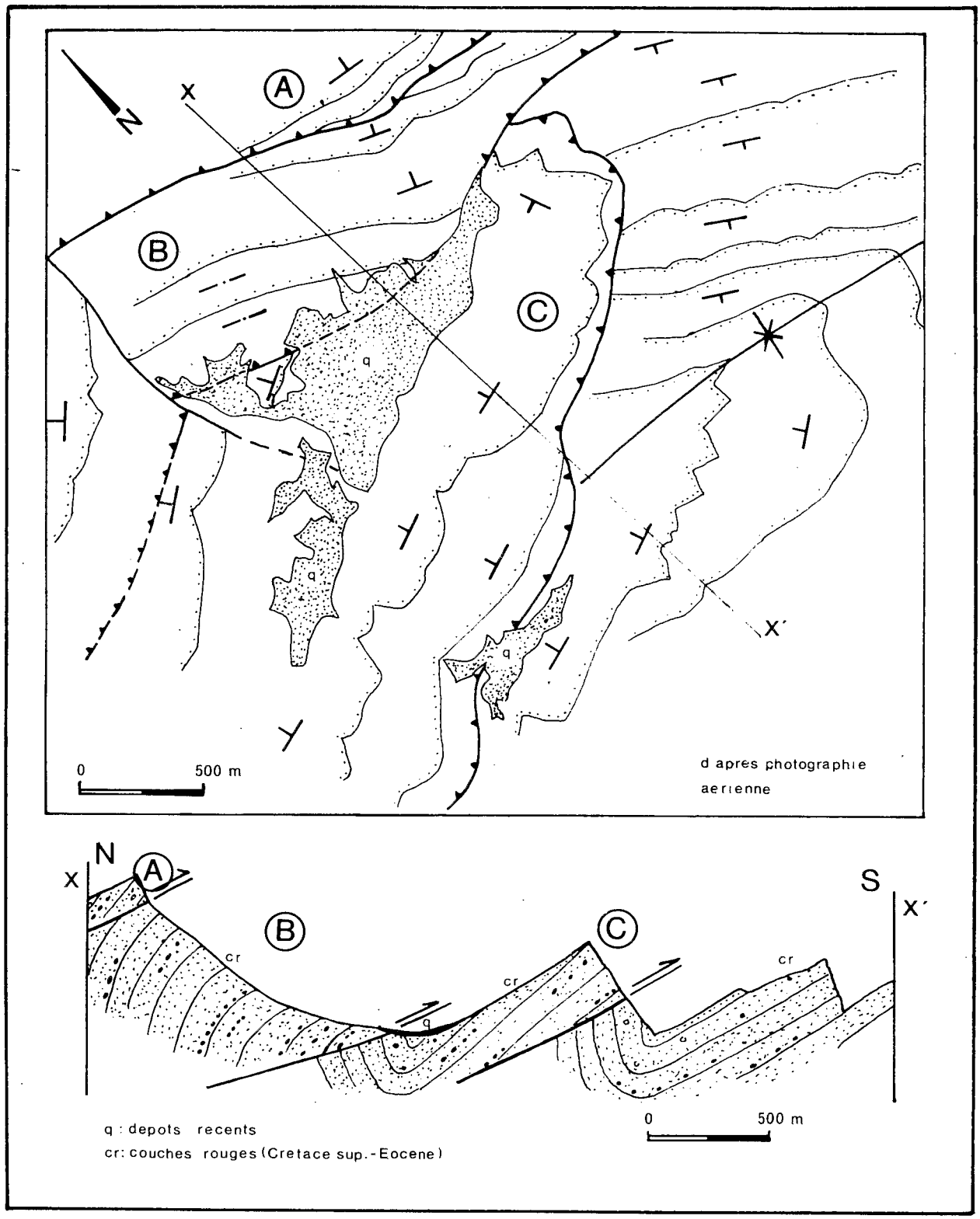


Figure 31 - Détail des structures chevauchantes dans les Couches Rouges du Crétacé terminal-Eocène du NE de la carte. D'après MAROCCO (1971).

b)- Le style des plis.

Il varie avec la lithologie. Les molasses volcanodétritiques du Permo-Trias et les épais quartzites néocomiens montrent des plis lourds à grand rayon de courbure (région au sud d'Abancay et de Cotabambas pour les quartzites; bordure méridionale de la Cordillère Orientale pour le Permo-Trias).

Dans les calcaires les plis sont serrés, les intercalations de shales provoquent souvent des structures disharmoniques. Les calcaires du Permien inférieur (Groupe Copacabana) sont souvent massifs et donnent des plis lourds formant un grand anticlinorium sur le bord sud de la Cordillère Orientale entre Abancay (Nevado Ampay) et Chiquintirca. Toutefois, à certains niveaux de la série, les intercalations de shales sont abondantes et les bancs calcaires sont plus fins; l'anticlinorium se subdivise alors en plis mineurs serrés et parfois légèrement déversés vers le sud ou vers le nord. C'est le cas au Nevado Ampay et surtout dans la région de Chiquintirca et Chungui (à l'extrême NW de la carte). Dans cette dernière région la série est essentiellement composée par des shales (il s'agit de l'ensemble non différencié cartographiquement du Pennsylvanien et du Permien inférieur). La figure 30 montre en quatre coupes les différences de style des plis au long de cet anticlinorium.

A grande échelle, le plissement des calcaires albo-turoniens (formation Ferrobamba) est bien réglé. La carte au 1/500.000ème montre qu'au sud d'une ligne Andahuaylas-Cotabambas, les axes de plis se suivent parfois sur plusieurs dizaines de kilomètres. Mais dans le détail le style est chaotique; au coeur des synclinaux on observe des plis disharmoniques très compliqués dont les axes sont souvent tordus. Ce style se voit nettement entre Cotabambas et Tambobamba. Ces complications sont peut-être le produit d'une disharmonie contemporaine du plissement éocène supérieur accentuée par le serrage mio-pliocène.

Les seuls déversements nets ont été observés dans les collines surplombant au sud le lac de Pacucha (région au nord d'Andahuaylas). Les quartzites du Néocomien et les calcaires albo-turoniens montrent un style en plis concentriques hectométriques déversés vers le nord. Les flancs inverses ont des pendages atteignant 50° à 40° vers le sud.

c)- La structure des couches rouges de l'est de la carte.

Les couches rouges du Crétacé supérieur-Eocène ne montrent pas en général de structures particulièrement spectaculaires; ce sont des plis simples comme on peut le voir entre Cuzco et Pisac ou dans la région d'Abancay. Il en va différemment dans l'extrême est de la carte, dans la région comprise entre Corca et Huanoquite (10 kilomètres au sud de Cuzco).

Là on voit des écaillages vers le sud que la présence d'intercalations de gypse dans la série a dû faciliter. La figure 31 montre plusieurs lames chevauchantes vers le sud (A,B,C) séparées par des contacts anormaux assez plats pendant au nord de 10° à 20°. Ces contacts anormaux sont en général parallèles aux couches, ce qui rend leur identification difficile sur le terrain. Le rabotage basal est la règle dans ces lames chevauchantes.

La présence de gypse et la géométrie des structures m'avaient d'abord fait penser à un phénomène de gravité postérieur à la tectonique éocène supérieur et résultant de la dénudation du horst de Cuzco (MAROCCO 1971b). Mais ces structures sont localisées à la zone où l'on passe des directions E-W de la déflexion d'Abancay aux directions andines NW-SE du sud du Pérou. Elles sont aussi localisées à la zone de failles décrochantes qui limite à l'est la déflexion d'Abancay. La genèse de ces structures pourrait être recherchée dans un accomodement de la couverture au jeu décrochant des failles NNW-SSE. Ce jeu, déformant les structures éocène supérieur, est donc postérieur à cette phase tectonique.

d)- Les changements de direction des structures.

Dans la partie centrale de la carte, les structures E-W passent localement à NW-SE (N.130°). C'est le cas au nord d'Abancay (est du Nevado Ampay) et au SW de Cotabambas. Cette déviation des structures pourrait être due à un jeu décrochant dextre de la zone de faille NE-SW qui suit la vallée du rio Pachachaca et passe par Abancay.

e)- Les plis N-S.

En quelques points de la carte des plis N-S replissent les structures E-W à NW-SE de la tectonique éocène supérieur : sud d'Andahuaylas, région de Huancarama, sud d'Ollantaytambo, région de Calca.

Ces plis N-S, toujours amples, sont localisés aux abords des grandes failles E-W à NW-SE et peuvent être en partie liés à des jeux décrochants de ces failles.

Mais je pense que, pour l'essentiel, les plis N-S sont le fait du raccourcissement E-W subi par la région des Hauts Plateaux à la limite Miocène-Pliocène (SOULAS 1975).

2.2.2 - LA CORDILLÈRE ORIENTALE

Les affleurements de terrains méso-cénozoïques sont très réduits dans la Cordillère Orientale, il est donc difficile d'y définir précisément l'influence de la tectonique andine.

Dans les environs du village de Vilcabamba affleurent le Paléozoïque supérieur et le Méso-Cénozoïque (Crétacé supérieur-Eocène).

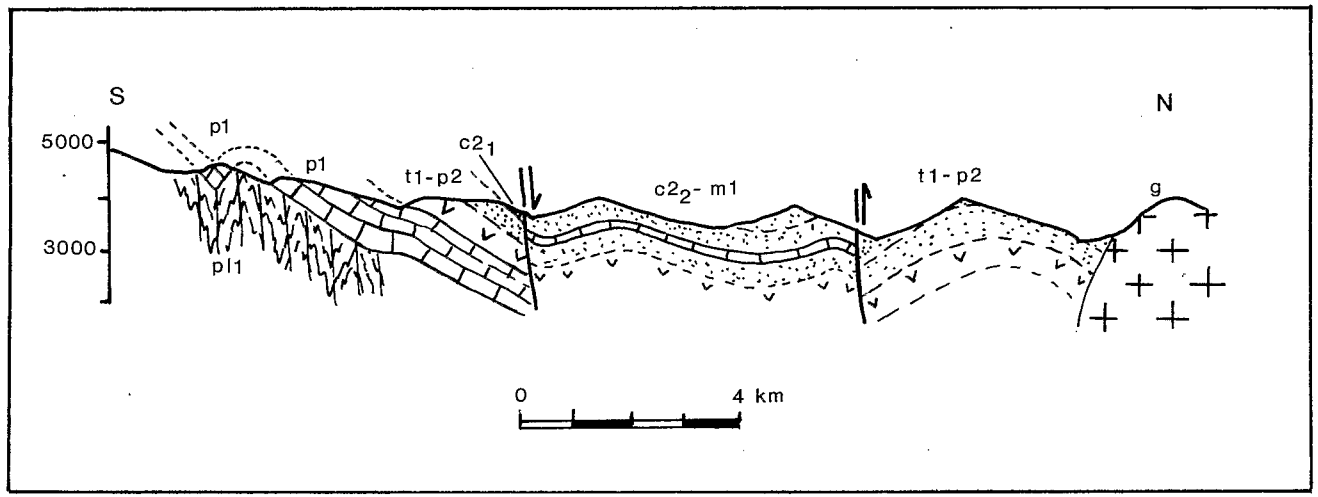


Figure 32 - Coupe structurale des terrains méso-cénozoïques de la Cordillère de Vilcabamba (situation : xx sur la Fig. 30).
pl_1 : Paléozoïque inférieur; p_1 : Permien inférieur; t_1-p_2 : Permien supérieur; $c^2 2$-m_1: Couches rouges du Crétacé terminal-Eocène; g : Granitoïdes permiens.

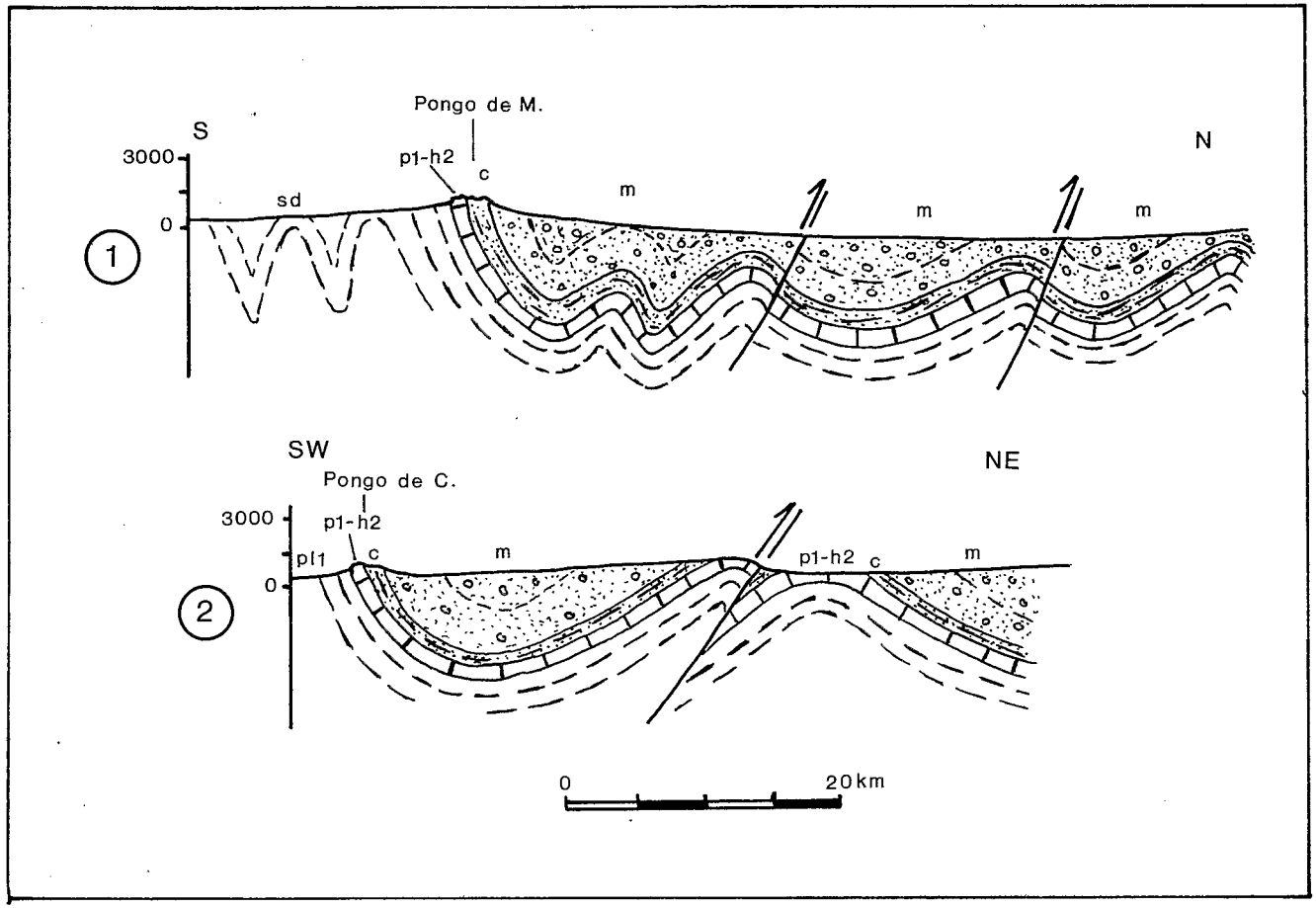


Figure 33 - Coupes structurales des terrains plissés en zone subandine.
1 : Pongo de Mainique; 2 : Pongo de Coñec. pl_1 : Paléozoïque inférieur indifférencié; s-d : Siluro-Dévonien; p_1-h_2: Pennsylvanien + Permien inférieur; c : ensemble du Crétacé; m : Eocène + Oligocène + Miocène.

Ces terrains montrent des plis amples à plans axiaux verticaux, sans complications (Fig. 32).

D'autre part, les grandes failles E-W à NW-SE qui limitent au sud la Cordillère Orientale, montrent un jeu inverse andin comme par exemple sur la route Calca-Amparaes et entre Urubamba et Ollantaytambo. Sur la route Calca-Amparaes, le Siluro-Dévonien est en contact faillé inverse sur les volcanites du Permo-Trias. Nous avons vu plus haut en traitant la tectonique hercynienne, que le net déversement vers le SW des plis hercyniens affectant le Siluro-Dévonien de cette région pouvait être attribué à la tectonique andine (Fig. 14).

Entre Ollantaytambo et Urubamba, le Permo-Trias est en contact faillé inverse sur les calcaires et gypses du Crétacé supérieur (Formation Yuncaypata). Si l'on suit vers l'Est cette faille, on voit que le Permo-Trias est affecté, en bordure de la faille, par une schistosité de fracture que je considère comme contemporaine du jeu inverse de la faille (5 km à l'est d'Urubamba sur la route vers Pisac).

Si l'on excepte les dépôts morainiques et alluviaux très récents on ne connait pas de terrains post-éocènes dans la Cordillère Orientale. Il est donc impossible de faire la part des déformations éocène supérieur et mio-pliocènes. Par analogie avec la Cordillère Orientale du sud du Pérou où l'existence d'Oligocène plissé permet de mettre en évidence les deux phases (AUDEBAUD et LAUBACHER 1969b), j'admets qu'il en est de même dans la région étudiée. Les plis et les failles inverses andins reconnus seraient donc le produit des deux phases homoaxiales et relativement peu intenses.

Enfin, c'est sûrement à un phénomène andin que l'on doit la torsion des structures hercyniennes qui deviennent NE-SW dans l'ouest de la Cordillère de Vilcabamba. Cette torsion, décelée sur le terrain à 25 km à l'ouest du village de Vilcabamba, apparait nettement en photographie radar où l'on voit que la torsion intéresse une vaste zone située entre le Pongo de Mainique et le cours inférieur du rio Apurimac. Cette torsion correspond peut-être à un grand crochon liés à un jeu sénestre méso-cénozoïque de la zone de faille bordant au sud la Cordillère Orientale. Malheureusement, ces régions souvent inexplorées, sont vierges de toute étude géologique permettant d'étayer ou d'infirmer cette hypothèse. Dans l'hypothèse de formation de la déflexion d'Abancay que nous donnons plus bas, cette torsion est interprétée comme étant le produit de la dernière tectonique andine (limite Miocène-Pliocène) à raccourcissement E-W. (carte H.T. et photo I).

2.2.3 - LA ZONE SUBANDINE

Dans la zone subandine, la série stratigraphique est concordante (ou sub-concordante) depuis le Paléozoïque inférieur jusqu'au Tertiaire supérieur. La tectonique hercynienne et les deux premières tectoniques andines ne se sont traduites dans ces régions que par des mouvements verticaux responsables d'érosions.

Les séries tertiaires subandines du sud du Pérou sont encore mal connues; tout au plus sait-on qu'il existe du Tertiaire inférieur (Groupe Huayabamba) et du Tertiaire supérieur (Formation Ipururo). Le seul plissement connu dans ces régions est postérieur à la Formation Ipururo.

Dans le Pérou central, les dernières couches plissées pourraient appartenir déjà au Pliocène (MEGARD 1973): on aurait donc tendance à placer la tectonique vers le Pliocène inférieur, soit la dernière grande tectonique andine. Si l'on tient compte des directions de raccourcissement mesurées par SOULAS (1975) dans les Hauts Plateaux du Pérou central, la dernière tectonique andine a un raccourcissement E-W. Un tel raccourcissement peut expliquer les plis NNW-SSE à N-S de la zone subandine du centre du Pérou, mais en aucune manière les plis E-W à N.110° du Pongo de Mainique. Ceux-ci n'ont pu se former qu'avec des raccourcissements N-S à NE-SW, qui eux, caractérisent le régime de contrainte pendant le Miocène. La figure 36 schématise les mécanismes qui ont pu donner, entre autres structures, les plis de la zone subandine. On voit que les plis du Pongo de Mainique ont pu se former au cours de l'une ou l'autre des tectoniques intra-miocènes de SOULAS (1975), ou même successivement pendant les deux phases. La tectonique de la limite Miocène-Pliocène a arqué les structures et fait jouer en décrochement (sénestre ?) les failles longitudinales.

Les plis sont d'amplitude hectométrique à kilométrique, souvent déversés vers le NE ou le nord. Les flancs sud sont fréquemment verticaux alors que les flancs nord ont un pendage de 20° à 30°. Ce déversement, net au Pongo de Coñec, l'est moins au Pongo de Mainique (Fig. 33). Souvent les plis sont cassés au niveau des charnières anticlinales par des failles inverses pendant de 50° à 60° vers le sud ou le SW.

Les structures subandines ont une direction E-W à l'aplomb d'Abancay mais vers l'est elles s'infléchissent pour prendre une direction "andine" : N.130° à N.150°. Vers l'ouest elles montrent une nette tendance à devenir NE-SW, puis brusquement, au niveau du rio Apurimac, elles reprennent une direction "andine". On note donc une torsion identique à celle observée dans la Cordillère Orientale. La faille NW-SE qui suit la vallée du rio Apurimac semble être responsable de cette torsion, par un jeu décrochant sénestre qui se serait produit à la limite Miocène-Pliocène.

2.2.4 - LA RÉGION DE SAN MIGUEL (NW de la carte)

La région de San Miguel montre une série mésozoïque très réduite qui ne permet pas de lever l'indétermination quant à l'âge des phases de la tectonique andine.

1- CHRONOLOGIE DES PHASES TECTONIQUES.

Les molasses volcano-sédimentaires du Permien supérieur sont directement surmontées en discordance angulaire par les couches rouges du Crétacé supérieur-Eocène (20 km au SW de San Miguel). Cette tectonique post-Permien supérieur et anté-Maestrichtien devrait correspondre à la phase santonienne qui n'est marquée dans les autres parties

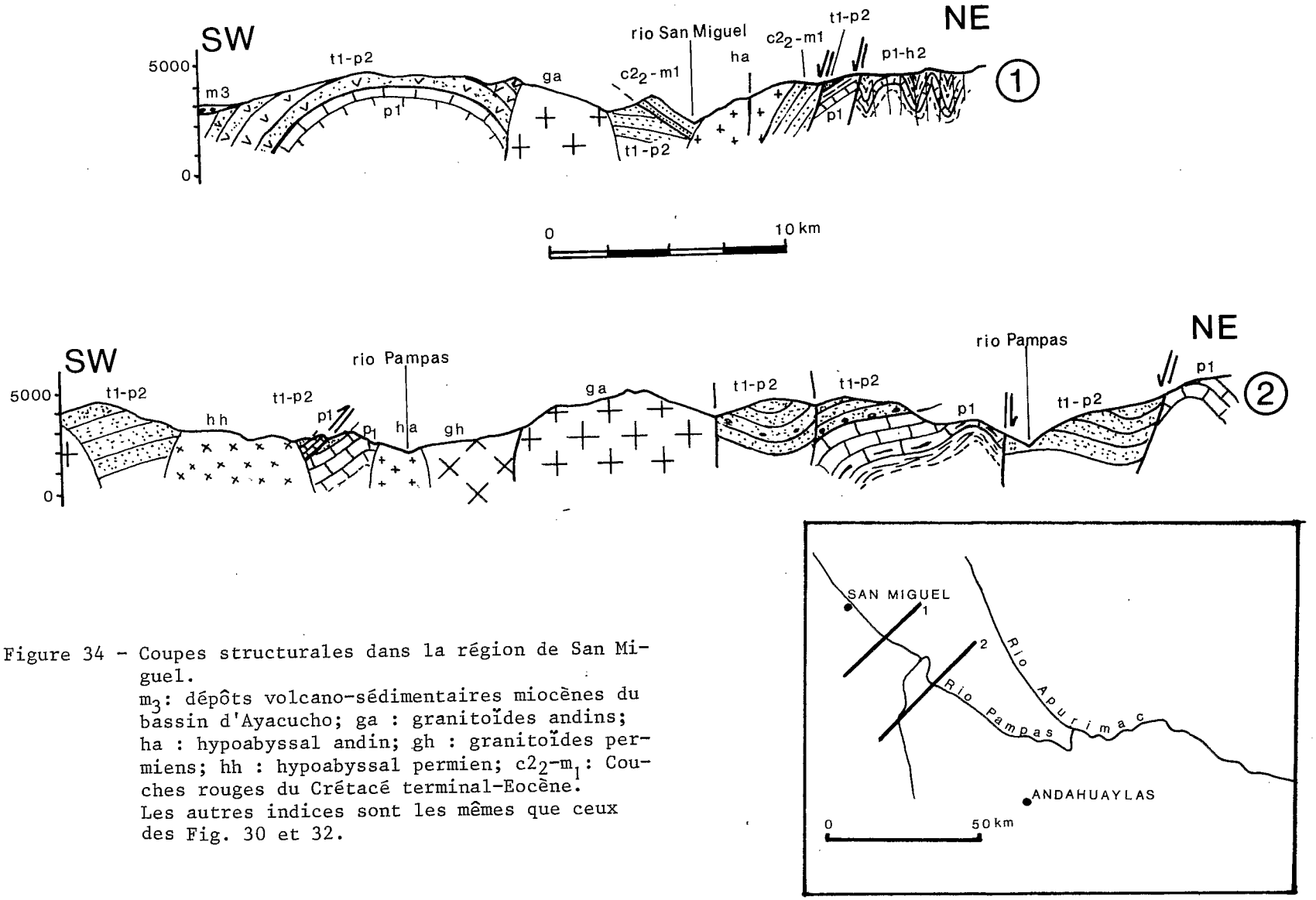


Figure 34 - Coupes structurales dans la région de San Miguel.
m_3: dépôts volcano-sédimentaires miocènes du bassin d'Ayacucho; ga : granitoïdes andins; ha : hypoabyssal andin; gh : granitoïdes permiens; hh : hypoabyssal permien; $c2_2$-m_1: Couches rouges du Crétacé terminal-Eocène.
Les autres indices sont les mêmes que ceux des Fig. 30 et 32.

de la région étudiée que par des mouvements verticaux. On ne peut toutefois écarter la possibilité d'un âge plus ancien pour cette tectonique : phase triasique comme dans le centre du Pérou ? phase névadienne du Jurassique supérieur ?

Les couches rouges du Crétacé supérieur-Eocène sont elles-mêmes plissées. Elles ont enregistré la tectonique éocène supérieur et/ou les phases du Mio-Pliocène puisque le Tertiaire supérieur du bassin d'Ayacucho (extrême ouest de la carte) est plissé (MEGARD 1973).

2- LE STYLE DES PLIS.

Les structures ont une direction NW-SE. Le passage des directions E-W à NW-SE se fait approximativement au niveau d'Andahuaylas. La phase éocène supérieur, accentuée peut-être par la phase mio-pliocène, a une direction NW-SE (N.130°-150°). La phase santonienne (ou antérieure) semble avoir une direction qui varie de N 15° à N 170°.

A l'ouest et au SW de San Miguel où n'affleurent que le Paléozoïque supérieur et les couches rouges du Crétacé supérieur-Eocène, on observe essentiellement des plis lourds à grand rayon de courbure.

Au NE, dans la Cordillère Orientale, n'affleurent que les shales noirs et les calcaires du Pennsylvanien-Permien inférieur. Là les plis sont serrés, à plans axiaux verticaux, ils montrent une nette schistosité de fracture sub-verticale devenant de plus en plus intense vers le NE. La coupe 1 de la figure 30 et la figure 34 montrent le style de ces plis. Le déversement n'est pas sensible, par contre on note un net écaillage vers le SW. Cet écaillage, accompagné d'un rabotage basal important, est postérieur au plissement. L'amplitude de ces écaillages n'est pas mesurable mais ne doit pas dépasser quelques centaines de mètres.

En l'absence de terrains méso-cénozoïques dans la Cordillère Orientale, on ne peut faire la part des plissements santoniens, éocène supérieur et mio-pliocène. L'essentiel des structures (plis et schistosité) doit être santonien car au nord de San Miguel (région de Tambo) F. MEGARD (comm. orale) a trouvé le Crétacé supérieur-Eocène discordant angulairement sur le Pennsylvanien-Permien inférieur plissé et schistosé. Plis et schistosité santoniens ont été repris à leur tour par les phases andines postérieures. Cette reprise, est probablement responsable de l'écaillage vers le SW des plis santoniens. Le Tertiaire supérieur du bassin d'Ayacucho étant dans le même état tectonique que le Crétacé supérieur-Eocène de San Miguel, on peut se demander si la tectonique de l'Eocène supérieur a eu une influence dans cette région.

2.3 - LA TECTONIQUE CASSANTE

La région couverte par la carte au 1/500.000ème est hachée de failles, c'est un de ses traits les plus marquants. Ces cassures se regroupent autour de quatre directions principales (Fig. 35) :

E-W	(N. 80° à N.100°)
NW-SE	(N.130° à N.150°)
NE-SW	(N. 30° à N. 60°)
N-S	

- Un système E-W à WNW-ESE, très dense, limite au sud la Cordillère de Vilcabamba, il passe progressivement vers l'est et vers l'ouest à un système NW-SE. A l'ouest de la carte le passage de l'une à l'autre des directions est progressif; il se réalise au niveau du méridien de Pasaje. Vers l'est le changement progressif de direction est moins net car de nombreuses failles NW-SE à N-S interfèrent avec les failles E-W et perturbent l'observation; mais il semble bien que le système E-W s'infléchit vers le SW à partir de la zone Anta-Urubamba.

- Le système NW-SE se retrouve, bien que plus dispersé, dans les Hauts Plateaux. A proximité de la Cordillère Orientale, ces failles montrent souvent un pendage de 50° à 60° vers le sud ou le SW. Localement, entre Curuhuasi et Mollepata ou entre Ollantaytambo et Urubamba, elles pendent au nord. Dans le sud de la carte l'ensemble des failles du système NW-SE est subvertical.

- Les failles NE-SW, sont bien marquées dans les Hauts Plateaux où elles soulignent en particulier le cours du rio Pachachaca entre Chalhuanca et Abancay. Elles traversent la Cordillère Orientale. Leur pendage est vertical ou assez fort vers le SE.

- Le système N-S affecte la bordure sud de la Cordillère de Vilcabamba. Il correspond à des failles décrochantes (en général sénestres), verticales.

2.3.1 - DESCRIPTION SOMMAIRE DES FAILLES

1- LE SYSTEME E-W à WNW-ESE.

C'est le plus représentatif de la zone étudiée qu'il découpe en bandes parallèles aux structures andines. Le pendage des failles est variable : en bordure de la Cordillère Orientale elles ont un pendage fort (50° à 80°) vers le sud et plus rarement vers le nord; dans la Cordillère Orientale elles sont subverticales comme dans

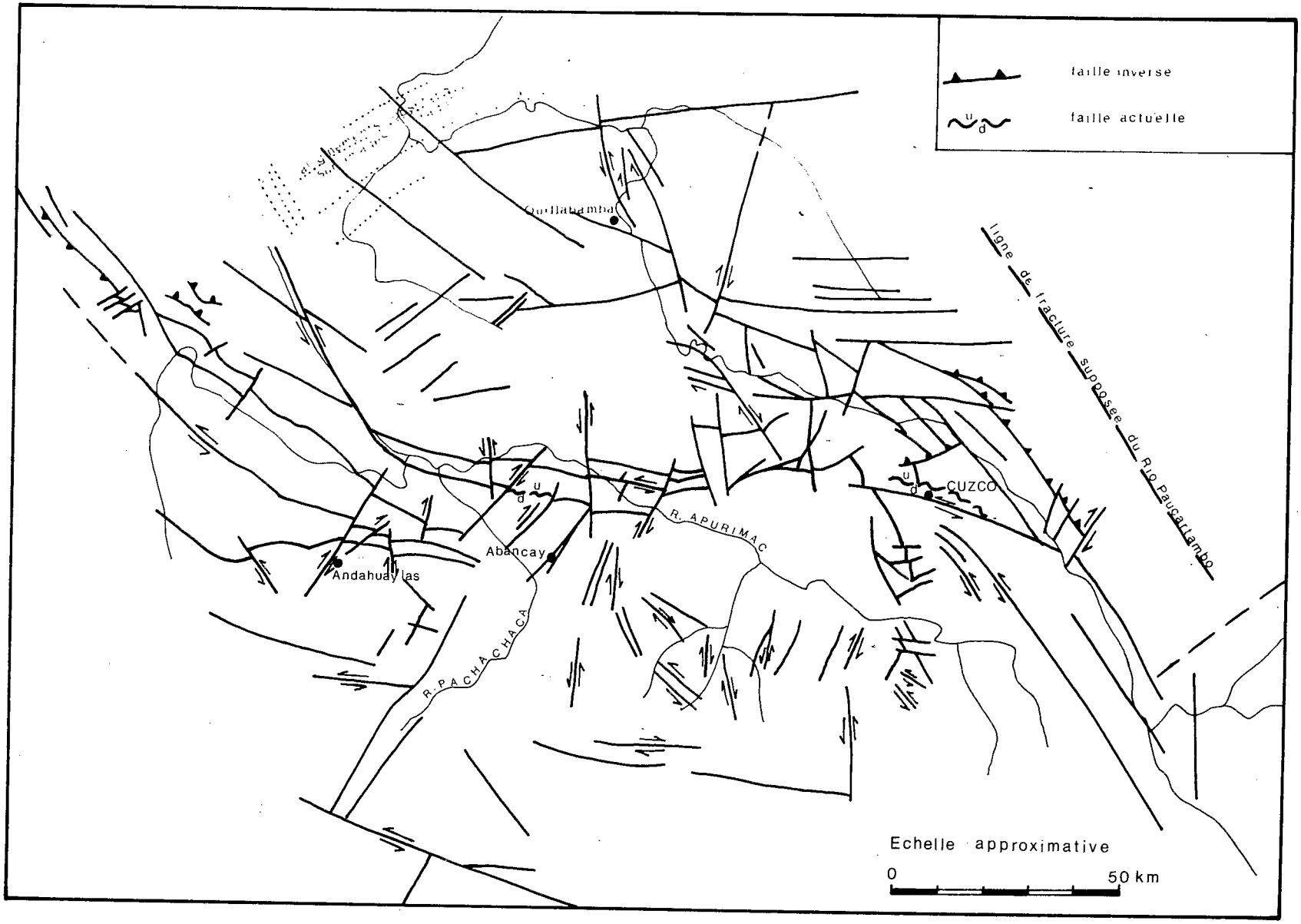


Figure 35 - Carte de la fracturation de la région étudiée.

les Hauts Plateaux; en zone subandine elles ont un pendage net (30° à 60°) vers le sud.

La disposition cartographique actuelle de ces failles est en général normale, plus rarement inverse comme certaines portions du système qui limite au sud la Cordillère Orientale (Puente Cunyac, Urubamba, Calca, etc.).

L'observation de quelques miroirs a permis de déceler, outre les jeux normaux et inverses, des stries horizontales indiquant la superposition des jeux dextres et sénestres. Ces jeux décrochants sont d'ailleurs matérialisés par endroit par des objets décalés :

- jeu dextre : décalage de la série ordovicienne au NW d'Ollantaytambo.
- jeu sénestre : décalage des filons métallifères de Vilcabamba datés de l'Eocène-Oligocène par LENZ et WENDT (1969). Décalage de failles mineures au nord de Curahuasi. Torsion des axes de plis aux approches de la faille WNW-ESE de Cuzco.

Ces failles E-W à WNW-ESE, héritage de l'Eohercynien, ont contrôlé l'évolution de la région au Paléozoïque supérieur et pendant tout le Méso-Cénozoïque. Elles sont à l'origine de la déflexion d'Abancay. Failles normales pendant la sédimentation, elles ont joué en failles inverses et en décrochements dextres ou sénestres pendant les différentes phases de compression, en fonction de la direction de raccourcissement.

Le dernier jeu, très récent et même actuel sur certaines portions du système de failles, est normal. Il fait monter la Cordillère Orientale par rapport aux Hauts Plateaux. Ce jeu est bien marqué dans la morphologie : les Hauts Plateaux ont un relief plus doux, plus "vieux" que la Cordillère Orientale. Des séismes récents (1950, 1963) ont fait rejouer la faille WNW-ESE située à 5 km au nord de Cuzco ainsi que la faille E-W de Huanipaca (nord d'Abancay) (*). Ces deux failles, à pendage vers le sud, montrent un rejeu actuel de 1 à 2 m.

2- LE SYSTEME NW-SE à NNW-SSE.

Nettement oblique au précédent, ce système a l'orientation générale de la chaîne des Andes du Pérou. Dans la région étudiée ce système NW-SE à NNW-SSE forme un réseau moins dense que le système E-W à WNW-ESE. Les failles NW-SE sont prédomiantes aux extrémités ouest et est de la carte, c'est-à-dire là où la chaîne des Andes reprend son orientation "normale".

Dans la partie est de la carte, les failles NW-SE et E-W se recoupent les unes des autres pour former un enchevêtrement compliqué déterminant un puzzle de blocs faillés aux formes de parallélogrammes. On ne voit pas les directions NW-SE passer progressivement aux directions E-W, sauf à quelques kilomètres au sud de Cuzco, mais il s'agit là d'une torsion due à un jeu sénestre de la faille WNW-ESE de Cuzco.

(*) Ces failles sont marquées en trait ondulé sur la figure 35.

Par contre, dans la partie ouest de la carte, le passage de l'une à l'autre des directions est apparemment progressif. Ni pendant les levers de terrain, ni sur les photographies aériennes - dont la couverture est malheureusement incomplète à ce niveau - je n'ai pu établir nettement l'intersection des deux systèmes. Je pense que les jeux décrochants successifs des deux systèmes ont pu provoquer la formation de crochons qui donnent l'impression d'un changement progressif. Une étude détaillée de cette zone devrait montrer l'intersection des deux réseaux.

C'est au début du Mésozoïque, ou peut-être dès la fin du Permien, qu'apparaissent au Pérou les directions NW-SE (N.140° à N.160°) qui vont contrôler la paléogéographie andine. Pendant le Mésozoïque, la subsidence entre Andahuaylas et Cuzco, est le fait du système E-W. A partir de Cuzco, vers le SE, le système E-W est relayé par les directions andines NW-SE à NNW-SSE. Ces failles andines sont déjà visibles à l'extrême est de la carte, ce sont les failles orientées N.160° affleurant entre Cuzco et Paruro. Elles constituent la bordure occidentale de l'Altiplano et sont la prolongation vers le NW du "bourrelet de Santa Lucia" (AUDEBAUD et al. 1976). Cette zone de failles se retrouve, décalée vers l'ouest (jeu sénestre du système E-W), dans la Cordillère Orientale où elle est représentée par les failles recoupant le batholite de Machu-Picchu et se continuant vers le nord en longeant le rio Urubamba entre Machu-Picchu et Quillabamba.

Les failles "andines" ont une histoire aussi complexe que les failles "éohercyniennes". Normales pendant la sédimentation mésozoïque, elles jouèrent alternativement en failles inverses et en décrochements dextres ou sénestres pendant les tectoniques cénozoïques. Le jeu inverse n'a été établi clairement que le long de la faille limitant, à l'est de Cuzco, les molasses du Permien supérieur des séries flyschoïdes du Paléozoïque inférieur. Un des jeux décrochants est attesté, par exemple, par la torsion des axes de plis affectant les couches rouges du Crétacé supérieur-Eocène entre Cuzco et Paruro.

3- LES FAILLES NE-SW.

Ce système, moins généralisé que le précédent, ne s'exprime bien qu'entre les méridiens d'Andahuaylas et d'Abancay mais on le connait aussi à l'est et à l'ouest de la carte. Il affecte les Hauts Plateaux et la Cordillère Orientale.

On ne trouve pas trace de ces failles NE-SW dans la paléogéographie paléozoïque et mésozoïque. Apparemment, les plus jeunes terrains affectés par ce système étant oligo-miocènes (granodiorite andine), elles peuvent donc s'être formées pendant le Tertiaire. Elles constituent peut-être aussi un réseau conjugué du système andin NW-SE.

Le pendage de ces failles est en général sub-vertical. Localement il peut être de 60 à 70° vers le SE comme dans la région de Tintay (SW de la carte). Le plus souvent la cartographie de ces accidents indique un décalage dextre : région d'Andahuaylas et du lac Pacucha, nord d'Abancay, NE de Curahuasi.

C'est à un jeu dextre de ces failles NE-SW que j'attribue la torsion des axes des plis dans le Paléozoïque supérieur du Nevado Ampay (nord d'Abancay) et dans le Mésozoïque au SW de Cotabambas.

231.4- LES FAILLES N-S.

Verticales à sub-verticales, elles affectent la bordure sud de la Cordillère Orientale et les Hauts Plateaux. Elles décalent le système E-W selon un jeu le plus souvent sénestre.

Comme pour les précédentes on ne trouve pas trace de ces failles N-S dans la paléogéographie du Paléozoïque ni du Mésozoïque. Il pourrait s'agir de failles appartenant au système "andin" NW-SE, mais très divergentes de l'orientation moyenne.

2.3.2 - CONCLUSION

Le travail d'exploration géologique réalisé pour lever la carte au 1/500.000ème n'a pas laissé le temps d'effectuer une étude microtectonique des failles de la région étudiée. Les quelques observations faites çà et là n'ont permis que de préciser le jeu de telle ou telle faille. En particulier, le long du système E-W j'ai pu observer à l'affleurement des miroirs de failles normales, inverses et décrochantes sénestres, confirmant les données paléogéographiques et cartographiques.

D'autre part, les rejeux multiples des différents systèmes de failles sont difficilement quantifiables et la disposition cartographique actuelle n'est que la somme de tous ces rejeux. Aussi, sans l'appui d'une analyse microtectonique complète, il est difficile de reconstituer l'histoire de la fracturation et les rapports existant entre les différents systèmes de failles.

Dans l'état actuel des connaissances, on ne peut que proposer un modèle d'évolution du réseau de fractures de notre région. Ce modèle volutif débouche sur l'hypothèse avancée plus loin pour la genèse de la déflexion d'Abancay.

L'originalité du système de fracturation de la région étudiée tient à l'interférence des directions de fractures éohercyniennes (WNW-ESE à E-W) et andines (NNW-SSE).

La chaîne éohercynienne s'est mise en place suivant des directions allant de N-S (Argentine et sud Bolivie) à WNW-ESE (nord Bolivie et Pérou), le passage de l'une à l'autre des directions se faisant au niveau de la virgation de Santa Cruz en Bolivie (MEGARD et al. 1971, MARTINEZ et al. 1972). Vers le Carbonifère inférieur, après le plissement éohercynien, on devait avoir dans notre région une chaîne (en gros, la Cordillère Orientale) montrant des plis et des failles orientés N.120° à E-W. Des deux côtés de la chaîne éohercynienne s'étendaient des zones où le Précambrien affleurait ou était recouvert par une couverture paléozoïque inférieur peu ou pas plissée.

La sédimentation marine permo-carbonifère est contrôlée par des failles de direction encore éohercynienne et atteint , au niveau d'Andahuaylas-Abancay, le taux de subsidence le plus important connu au Pérou à cette époque.

Les mouvements tardi-hercyniens donnent des plis dans le SE du Pérou (AUDEBAUD et LAUBACHER 1969a). Dans notre région aucune discordance angualire n'a été observée mais un jeu décrochant (sénestre) des anciennes failles de subsidence peut être envisagé. Nous verrons dans le chapitre suivant ("Magmatisme") que la mylonitisation du granite déformé d'Abancay est peut-être due à ces mouvements.

Le jeu décrochant sénestre des failles N.120° à E-W de notre région est en accord avec la compression E-W à l'échelle de la plaque sud-américaine, suggéré par le plissement tardihercynien N-S à NNW-SSE connu depuis l'extrême SE du Pérou jusqu'en Argentine centrale.

Au début du Mésozoïque et peut-être dès le Permien supérieur (LAUBACHER et MAROCCO 1975), se met en place le dispositif paléogéographique andin orienté NNW-SSE (N.140° à N.160°), oblique à la chaîne hercynienne. Dans notre région, entre les failles andines subsistent des portions du réseau hercynien qui vont participer à la subsidence mésozoïque. Entre Andahuaylas et Cuzco, les directions héritées de l'Eohercynien prennent le pas sur les directions andines et sont responsables de la forme en baïonnette du dispositif paléogéographique mésozoïque (Fig. 24 et 25).

Pendant les tectoniques andines les deux systèmes de failles vont réagir en fonction de leur orientation par rapport à la direction de raccourcissement.

La tectonique éocène supérieur, de direction générale de raccourcissement N.45°, provoque le serrage des Andes. Les failles "andines" perpendiculaires au raccourcissement peuvent jouer en failles inverses; les failles "éohercyniennes" peuvent jouer en décrochements sénestres.

Si les observations que SOULAS (1975) a faites dans la région de Huancavelica (12°30'S) peuvent s'étendre jusqu'à notre région, on a un moyen d'expliquer l'évolution tertiaire du réseau de fractures.

SOULAS décrit deux phases intramiocènes; la plus ancienne (entre 21 et 14 MA) a une direction de raccourcissement N.45°, la plus récente (entre 14 et 10,5 MA) a un raccourcissement N-S. C'est l'une ou l'autre (ou les deux) de ces phases qui serait responsable des plis E-W à N.110° affectant les séries cénozoïques. Le jeu successif des failles au cours de ces deux phases a pu être :

- décrochant sénestre, puis inverse pour les failles "éohercyniennes",
- inverse, puis décrochant dextre pour les failles "andines".

Dans cette hypothèse, les volcanites plissées non datées (volcanique Tacaza) devraient être au moins antérieures à 10,5 MA.

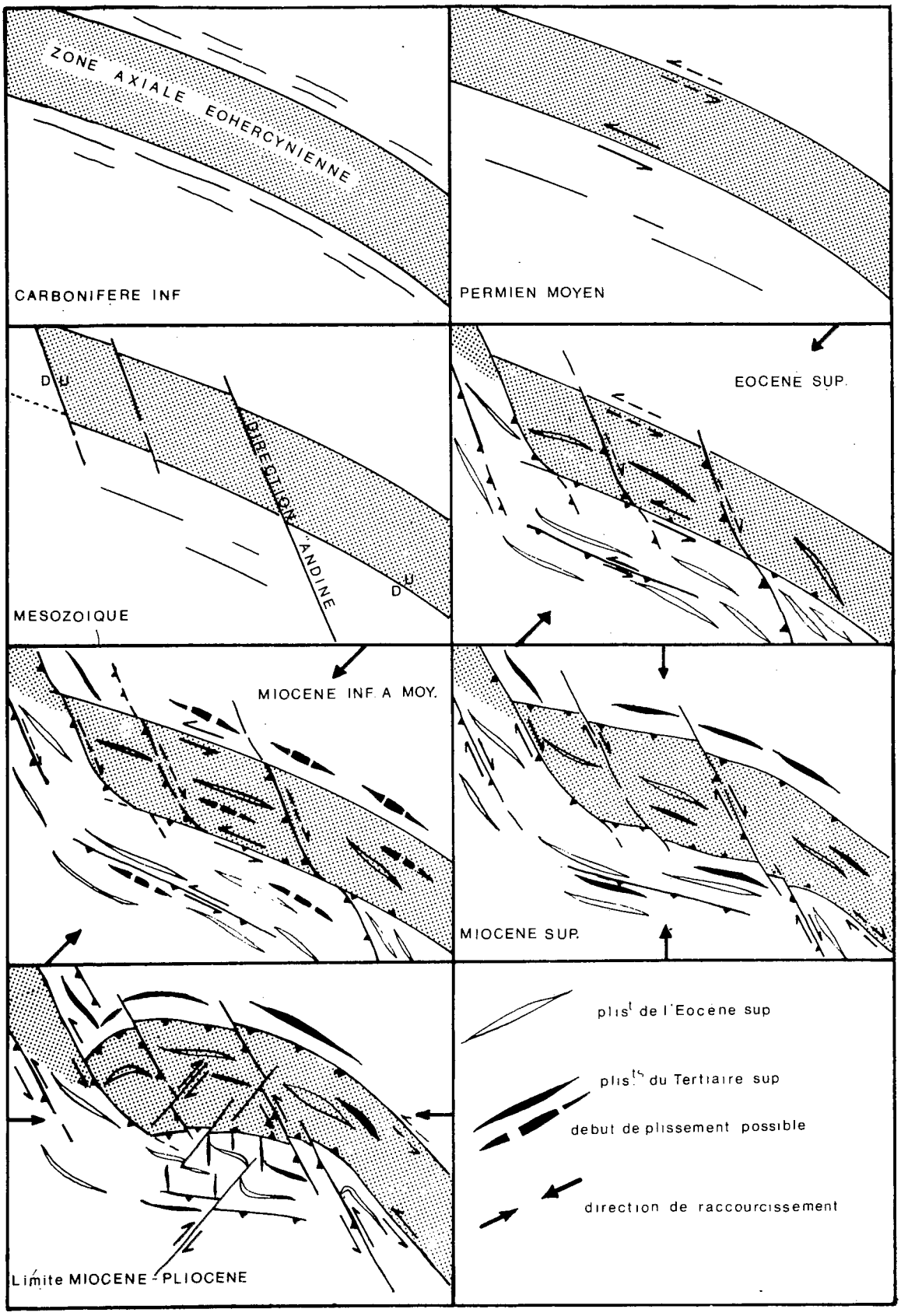


Figure 36 - Schéma hypothétique de la génèse de la Déflexion d'Abancay.

La troisième phase de SOULAS (entre 8 et 4 MA) a une direction de raccourcissement E-W. Elle provoque un jeu décrochant sénestre des failles "andines" le long desquelles les axes de plis de la tectonique éocène supérieur sont déformés. Les plis N-S observés le long de la zone de faille EW à N.110° d'Abancay (direction "éohercynienne") peuvent être dus à cette compression E-W. Cette dernière explique aussi la forme en arc de la Cordillère Orientale et de la zone subandine (structures passant de NW-SE, à E-W puis à NE-SW . Dans cette hypothèse la forme en arc aurait valeur d'un crochon de faille sénestre le long des directions andines. Ce crochon a accentué l'allure E-W d'une bonne partie de la région. Les failles décrochantes dextres NE-SW observées en de nombreux points sont compatibles avec un raccoucissement EW; elles correspondent au système conjugué des fractures andines NE-SW.

Actuellement, seules quelques portions du système "éohercynien" (EW à N.110°) montrent une certaine activité en distension au moment des séismes.

Ce modèle schématisé sur la figure 36 ne rend pas compte de tous les faits, et en particulier des failles N-S, localisées à la bordure sud de la Cordillère Orientale et dont le jeu horizontal est en général sénestre. Il s'agit peut-être de failles "andines" très divergentes de la direction moyenne.

x x
x

PLANCHE VII

Photo 1 : Vallée du Rio Apurimac à Puente Cunyac (entre Curahuasi et Limatambo). Faille inverse E-W mettant en contact les calcaires et gypses du Lias (L) avec les grés et quartzites du Néocomien (Ci).

Photo 2 : Le site de Cuzco vu vers le Sud. Au premier plan argilites, gypse et calcaires albo-cénomaniens de la formation Yuncaypata. Au dernier plan, massif de Couches Rouges du Crétacé terminal-Eocène.

PL. VII

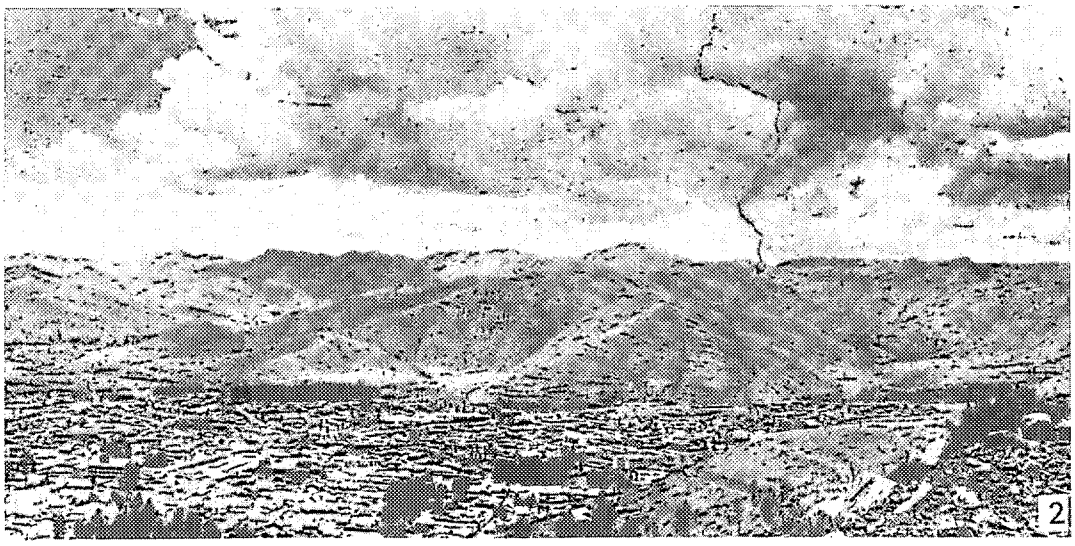
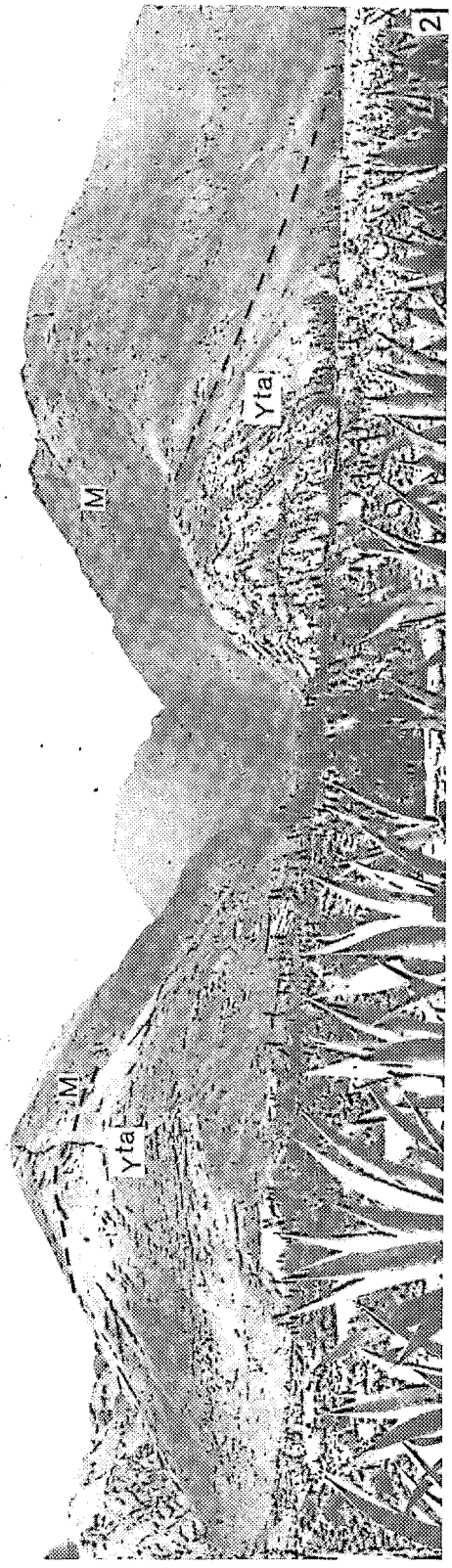


PLANCHE VIII

Photo 1 : Faille inverse NW-SE (10 km au NE de Calca) mettant en contact les schistes et grés siluro-dévoniens (SD) avec les volcanites permiennes du groupe Mitu (M). Vue vers le SSE depuis la route Calca-Amparaes.

Photo 2 : Faille inverse E-W mettant en contact les volcanites permiennes du groupe Mitu (M) avec les argilites et gypses albo-cénomaniens de la formation Yuncaypata ; vallée du rio Urubamba, entre Urubamba et Ollantaytambo.Vue vers le nord.

PL. VIII



TROISIEME PARTIE

LES CARACTÈRES MAGMATIQUES

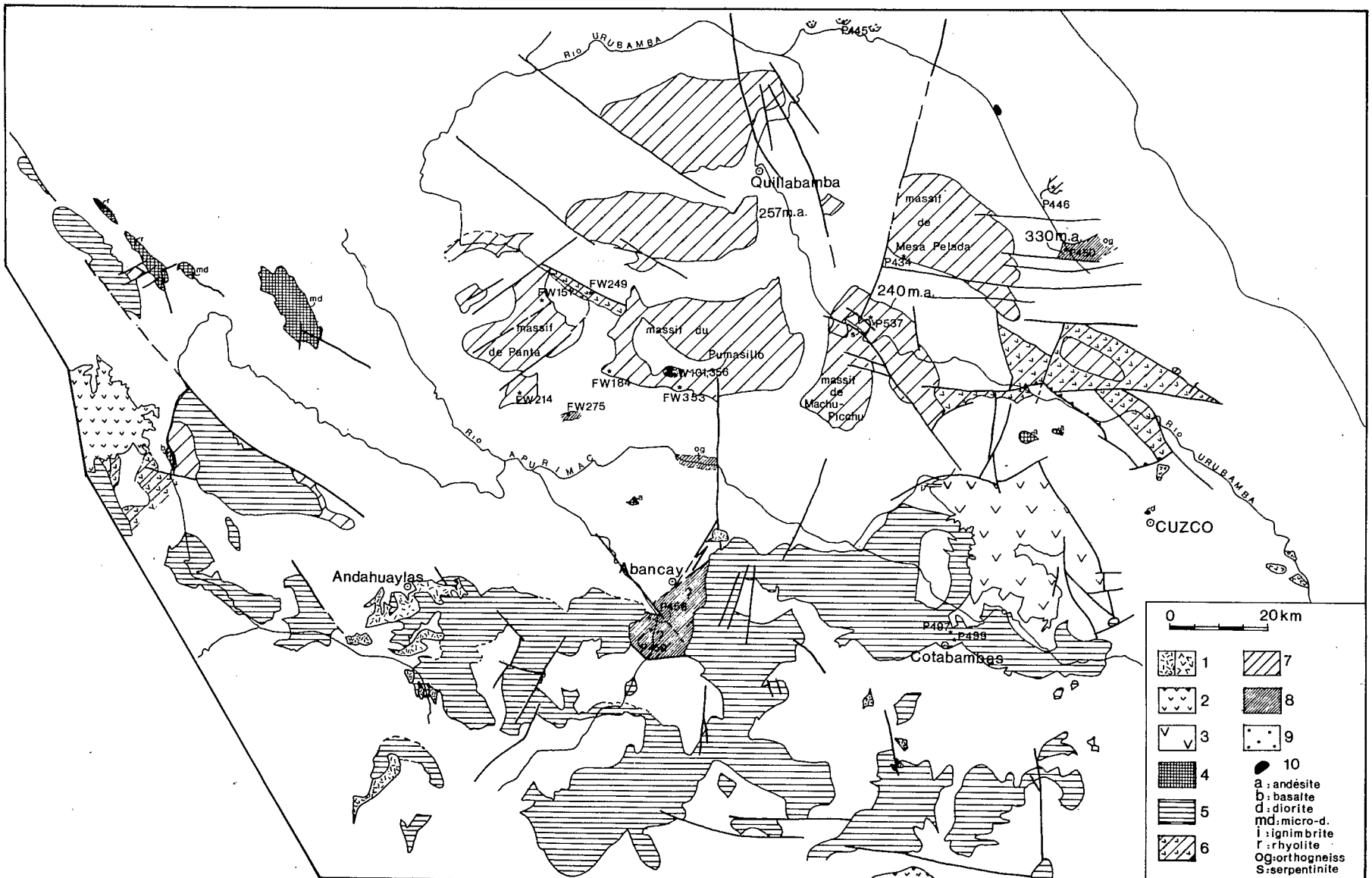
Les produits magmatiques, essentiellement plutoniques, occupent une grande surface de la zone étudiée (voir carte h.t. et Fig. 37). Les roches volcaniques, dont on commence à bien connaître la cartographie et la position stratigraphique, restent encore à étudier du point de vue pétrologique et géochimique. Les intrusions, par contre, ont un chimisme un peu mieux connu grâce aux analyses chimiques réalisées par R. CAPDEVILA (*) sur les échantillons qu'il récolta en 1969; grâce aussi au travail de FRICKER et WEIBEL (1960). Le magmatisme andin a un volume égal ou légèrement supérieur au magmatisme hercynien.

Les roches plutoniques montrent une nette zonation. Les intrusions hercyniennes sont localisées à la Cordillère Orientale; les plutons andins, eux, se situent dans les Hauts Plateaux, au sud de la zone de faille E-W bordant au sud la Cordillère Orientale.

Nous allons traiter successivement du magmatisme hercynien puis du magmatisme andin, qui présentent des caractères assez différents. La quartzo-diorite tectonisée d'Abancay (G sur la carte géologique hors texte) pose des problèmes tant en ce qui concerne les conditions de sa mise en place que pour ce qui est de son âge et de celui de sa mylonitisation; nous la décrirons à part.

* *
*

(*) Je remercie R. CAPDEVILA de l'étude pétrographique des lames minces, qu'il a faite sur les échantillons des plutons de la région étudiée; ainsi que de ses suggestions pour la rédaction de cette partie.


Rio URUBAMBA
P445
Quillabamba
257m.a.
massif de Mesa Pelada
P446
330m.a.
og
P434
240m.a.
P537
massif de Machu-Picchu
FW249
FW151
massif de Panta
massif du Pumasillo
FW184
FW101,356
FW353
FW214
FW275
Rio APURIMAC
Rio URUBAMBA
CUZCO
Andahuaylas
Abancay
P456
P497
P499
Cotabambas
0 20km
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
a : andésite
b : basalte
d : diorite
md : micro-d.
i : ignimbrite
r : rhyolite
Og : orthogneiss
S : serpentinite

Chapitre 1

LE MAGMATISME HERCYNIEN

Bien que le magmatisme permien soit le plus important en volume, on note dans la région étudiée des manifestation volcaniques et plutoniques éohercyniennes nettes.

1.1 - LE PLUTONISME HERCYNIEN

Les intrusions hercyniennes sont localisées à la Cordillère Orientale où elles occupent une grande surface d'affleurement.

1.1.1 - LE PLUTONISME ÉOHERCYNIEN

Il est représenté par l'orthogneiss d'Amparaes et par quelques pointements de roches intrusives tectonisées signalées par FRICKER et WEIBEL (1960).

L'orthogneiss d'Amparaes (décrit par ailleurs dans la partie "Métamorphisme hercynien") est un granite syncinématique à quartz, microcline, plagioclases (An 20), biotite verte à brune, épidote et muscovite. Son âge est de 330 ± 10 MA.

Un gneiss (ortho ?) de composition minéralogique assez proche du granite d'Amparaes affleure au fond du rio Apurimac au sein de la série métamorphique éohercynienne (partie centrale de la carte h.t. et de la Fig. 37). C'est peut-être aussi un granite syncinématique.

FRICKER et WEIBEL (1960) ont décrit dans la Cordillère de Vilcabamba, 3 roches intrusives tectonisées (tonalite, diorite quartzique, diorite basique) qui affleurent dans la série métamorphique éohercynienne. Ces roches sont affectées par une nette schistosité, elles sont donc antérieures ou contemporaines de la phase éohercynienne puisqu'on ne connait pas en Cordillère Orientale de tectonique postérieure ayant été assez intense pour donner une schistosité.

Fig. 37 - Carte des affleurements de roches magmatiques. 1 : volcanisme récent (ignimbrites, laves); 2 : volcanisme plio-quaternaire; 3 : volcanisme oligo-miocène; 4 : hypoabyssal tertiaire; 5 : batholite oligo-miocène d'Abancay-San Miguel; 6 : volcaniqme du Permien supérieur (G. Mitu); 7 : plutons permiens supérieur; 8 : plutonisme éohercynien; 9 : syénites (Permien ?); 10 : gabbros (Permien ?).

Si nous comparons les analyses chimiques de ces roches données par FRICKER et WEIBEL (FW 101, FW 356, FW 275) (*) avec celles du gneiss d'Amparaes (P 450), on voit que ce dernier est nettement plus acide que les échantillons FW (Fig. 38). Par contre les rapports K_2O/SiO_2 ; $(K_2O + Na_2O)/SiO_2$ et K_2O/Na_2O indiquent une nette analogie entre les quatre échantillons.

En première approximation on peut imaginer que les trois roches analysées par FRICKER et WEIBEL sont les précurseurs basiques d'un plutonisme éohercynien dont le granite syntectonique d'Amparaes serait un stade plus évolué.

1.1.2 - LES PLUTONS PERMIENS

La plus grande partie des intrusions de la Cordillère Orientale s'est mise en place au Permien supérieur après les mouvements tardihercyniens. Ces plutons sont nettement post-tectoniques.

Les plutons permiens percent le Paléozoïque inférieur et moyen mais localement ils peuvent recouper les molasses volcanosédimentaires du Permien supérieur (Massif au sud de Quillabamba, Massif de Machu-Picchu, petit massif au nord d'Urubamba).

Les plutons permiens sont en général de grande taille (20 à 40 kilomètres de long sur 10 à 30 de large). Pour la plupart ils sont allongés d'est en ouest. L'érosion qui a abrasé préférentiellement leur enveloppe sédimentaire laisse ces plutons en relief; ils constituent les zones les plus hautes, couronnées de glaciers, de la Cordillère de Vilcabamba.

A côté des plutons (grands et moyens) de composition granitique à granodioritique, on trouve des stocks de même nature, de syénites ou de gabbros.

1- NATURE DES ROCHES DES GRANDS PLUTONS.

Les plutons permiens de la région étudiée montrent une grande homogénéité de composition minéralogique et chimique. Ils sont, de ce point de vue, très semblable aux roches plutoniques de la Cordillère Orientale du sud du Pérou (région étudiée par G. LAUBACHER).

Macroscopiquement la roche est leucocrate, à gros grain, fréquemment porphyrique. Localement (région de San Miguel) elle peut prendre une couleur rose; elle a alors un très gros grain constitué par des cristaux centimétriques de quartz et de feldspath potassique.

(*) Les localisations des échantillons cités dans le texte sont indiquées dans la Fig. 37.

	P 450	FW 101	FW 275	FW 356
SiO_2	73,47	52,90	50,80	50,40
Al_2O_3	13,98	14,20	16,50	14,50
Fe_2O_3	1,50	3,20	2,60	5,40
Fe O	0,52	6,80	8,10	6,10
Mg O	0,67	5,50	4,70	6,00
Ca O	2,29	7,40	6,40	8,00
Na_2O	4,04	3,30	3,00	3,60
K_2O	2,88	1,55	1,90	1,65
TiO_2	0,23	2,00	1,70	2,20
P_2O_5	0	0	0	0
Mn O	0	0,09	0	0
H_2O^+	0,47	2,20	3,50	1,50
H_2O^-	0	0	0	0
Total	100,05	99,14	99,31	99,45

	P 450	FW 101	FW 275	FW 356
$\frac{K_2O}{SiO_2} \times 100$	3,92	2,93	3,74	3,27
$\frac{K_2O + Na_2O}{SiO_2} \times 100$	9,42	9,16	9,64	10,42
$\frac{K_2O}{Na_2O}$	0,71	0,47	0,63	0,46

Fig. 38 - Caractères chimiques du plutonisme éohercynien de la Cordillère de Vilcabamba.(FW.101, FW.275, FW.356: échantillons 101, 275, 356 de FRICKER et WEIBEL 1960). Localisation des échantillons dans la Figure 37.

Au microscope, les différentes lames minces montrent une composition minéralogique variant du granite à la grano-diorite. Le feldspath potassique est représenté par de l'orthose ou du microcline quadrillé, souvent porphyrique. Les plagioclases (albite à andésine selon les roches) sont en proportion variable; parfois nettement moins abondants que les feldspaths potassiques (granites), d'autres fois en égale proportion (adamellites), d'autres fois encore plus abondants (grano-diorites). Il y a peu d'amphiboles. La biotite, toujours présente, forme de gros cristaux bruns foncés à noirs, c'est un des caractères communs aux intrusions permiennes du sud du Pérou. Le sphène est fréquent et bien cristallisé. D'une manière générale la roche est très potassique.

Les granites roses à l'ouest de la carte (région de San Miguel) ont un faciès très particulier montrant presqu'uniquement des gros cristaux de quartz et de perthites à fréquentes passées graphiques. Il doit s'agir de granites hypersolvus semblables à ceux décrits par MEGARD (1973, p. 72)(Photo.1,X).

Dans le massif du Pumasillo, j'ai trouvé un faciès très particulier : une adamellite microgrenue à petits cristaux (0,1 à 0,5 mm) de quartz, orthose et plagioclases (Oligoclase An 25), biotite vert foncé à noire, amphibole verte. Dans ce fond microgrenu "flottent" des phénocristaux d'orthose (10 à 20 mm) et de plagioclases (5 mm).

Sur leur bordure les plutons permiens montrent des variations de faciès. Le grain peut diminuer. On observe aussi de petits corps dioritiques qui doivent correspondre aux précurseurs basiques des plutons. On retrouve d'ailleurs ces roches dioritiques en enclave dans les granites sur la bordure des plutons (photo 4,IX).

Les plutons sont recoupés par des dykes de roches en général acides (pegmatites, aplites, etc.). Toutefois le site des ruines de Machu-Picchu, situé au sein du massif de même nom, est traversé d'est en ouest par un dyke large de 1 à 2 m, jalonnant une faille et se suivant sur 2 à 3 km. C'est une roche basique, entièrement serpentinisée, laissant voir quelques lambeaux de pyroxènes (diallage?). Cette roche, très tendre, sert de matière première pour la fabrication de petites statuettes.

2- QUELQUES DONNEES SUR LA COMPOSITION CHIMIQUE.

Trois échantillons de roches plutoniques permiennes recueillis par R. CAPDEVILA et moi-même en 1969 ont été analysés. Ces analyses apparaissent sur la figure 39 où nous avons inclu celles des roches intrusives de la Cordillère de Vilcabamba tirées de FRICKER et WEIBEL (1960).

	P.434	P.446	P.537	FW.353	FW.184	FW.214	FW.151
SiO_2	69,33	68,42	74,13	66,90	69,60	55,70	73,00
Al_2O_3	14,78	15,81	13,68	15,20	14,40	16,80	13,80
Fe_2O_3	1,50	1,50	1,50	1,25	0,63	2,30	0,72
FeO	1,90	1,49	0,21	1,61	2,10	6,00	0,07
MgO	0,71	0,88	0,32	1,30	0,80	2,50	0,20
CaO	1,49	2,39	1,29	1,65	0,95	4,00	0,80
Na_2O	3,51	3,83	3,80	5,40	4,40	4,40	4,10
K_2O	5,00	3,08	3,99	4,50	4,90	4,00	5,50
TiO_2	0,51	0,41	0,18	0,56	0,40	1,54	0,08
P_2O_5	0	0	0	0	0	0	0
MnO	0,05	0	0,05	0,03	0,03	0,09	0
H_2O^+	0,86	1,21	0,40	0,90	1,50	1,60	1,40
H_2O^-	0	0	0	0	0	0	0
Total	99,64	99,02	99,55	99,30	99,71	98,93	99,67

$(K_2O/SiO_2) \times 100$	7,21	4,50	5,46	6,73	7,04	7,18	7,50
$(K_2O+Na_2O/SiO_2) \times 100$	12,27	10,10	10,53	14,80	13,36	15,08	13,15
K_2O / Na_2O	1,42	0,80	1,08	0,83	1,11	0,91	1,34
% An	10,38	26,89	16,66				

Fig. 39 - Caractères chimiques des plutons permiens supérieurs (FW.353, FW.184, FW.214, FW.151 : échantillons 353, 184, 214 et 151 de FRICKER et WEIBEL 1960). Localisation des échantillons dans la figure 37.

On voit que ces roches sont alcalines (rapport $K_2O + Na_2O/Si\ O_2$ élevé) et très potassiques (K_2O/Na_2O supérieur à 1). Le pourcentage de CaO peut être relativement fort (4 pour FW.214). Ce sont des granitoïdes alcalins à tendance calco-alcaline.

Ces caractères chimiques sont très constants pour tous les massifs permiens (prouvés ou supposés) de la Cordillère Orientale du sud du Pérou. Dans notre région, tous les plutons permiens ont la même composition minéralogique que les trois échantillons analysés. Il est donc possible qu'il y ait aussi identité de composition chimique.

3- LES RELATIONS AVEC L'ENCAISSANT.

Les plutons de la Cordillère Orientale recoupent en général les terrains du Paléozoïque inférieur et moyen plissés au Carbonifère inférieur; localement ils sont intrusifs dans le Paléozoïque supérieur.

Les terrains encaissants ont pu être rebroussés par le mouvement ascendant de l'intrusion, comme sur la bordure est du pluton du nord de Quillabamba.(Photo, 3,IX).

Les plutons déterminent dans l'encaissant des auréoles de métamorphisme de contact dont la largeur varie de quelques mètres à quelques centaines de mètres. Les séries flyschoïdes du Paléozoïque inférieur et moyen sont les plus transformées par le thermo-métamorphisme. Elles donnent des schistes tâchetés où l'on observe fréquemment les paragénèses :

- biotite - andalousite
- biotite - cordiérite

La tourmaline est souvent présente.

Aux abords des contacts intrusif-encaissant, on observe dans ce dernier des plis de flux (bordure sud du massif de Mesa-Pelada).

4- L'AGE DES PLUTONS DE LA CORDILLERE ORIENTALE.

Le plus jeune terrain recoupé par ces plutons est le Permien supérieur (molasses volcano-détritiques du Groupe Mitu).

Dans le NW de la carte (région de San Miguel), on voit des granites roses à gros grain recouper les molasses rouges du Permien supérieur, mais on les retrouve en galets dans la partie supérieure des molasses. On peut donc affirmer que ces granites roses sont intra-Permien supérieur.

A l'est du village de Vilcabamba, les calcaires cénomaniens sont recoupés par le pluton du massif du Pumasillo (considéré comme

Permien). On est peut-être en présence d'un massif composite (éohercynien, permien, andin), ou d'un contact faillé.

PRIEM et al. (inédit) donnent un âge permien supérieur pour le massif de Machu-Picchu (Rb/Sr sur biotite). Le massif de Machu Picchu est en tous points identique aux autres plutons de la Cordillère de Vilcabamba, j'admets donc un âge permien supérieur pour l'ensemble de ces plutons.

Dans la région étudiée par G. LAUBACHER (Cordillère Orientale du sud du Pérou) le granite de Coasa, de même caractéristiques chimiques et minéralogiques que les plutons de notre région a donné un âge de 238 ± 12 MA par la méthode U/Pb sur zircon.

Tous ces arguments militent en faveur d'un âge permien supérieur pour les plutons de la Cordillère de Vilcabamba. Cet âge vient d'être confirmé par J. LANCELOT qui, par la méthode U/Pb sur zircon détermine un âge de 257 ± 3 MA à un échantillon de grano-diorite provenant de la bordure nord du pluton situé au sud de Quillabamba (LANCELOT et al., sous presse).

1.1.3 - LES INTRUSIONS DE MOINDRE IMPORTANCE

Ce sont de petits stocks isolés de granitoïdes, de syénites ou de gabbros.

Les stocks acides (granites à granodiorites) peuvent correspondre à des apophyses des grands plutons.

Dans la basse vallée du rio Yanatile affleure une série de petits stocks et de dykes de roches à faible teneur en silice. Ces roches contiennent des amphiboles brunes (barkévicite) montrant souvent un coeur de pyroxène. Les plagioclases sont toujours très altérés. Les roches varient beaucoup en composition d'un affleurement à l'autre. R. CAPDEVILA qui a étudié les lames minces de ces roches, pense qu'il s'agit de roches alcalines de la famille des syénites. Certaines lames minces rappellent même les roches hyperalcalines (R. CAPDEVILA, comm. verbale).

Toujours dans la vallée du rio Yanatile, en amont des affleurements de syénites, j'ai trouvé un petit stock de microgabbro à hornblende brune, augite et plagioclase (An 70).

Toutes ces petites intrusions sont postérieures à la tectonique éohercynienne dont elles recoupent les structures. Aucun argument ne permet de préciser plus leur âge; s'agit-il de venues paléozoïques ou andines ?

Dans l'extrême NW de la carte, quelques stocks de roches hypovolcaniques recoupent le Paléozoïque supérieur (Pennsylvanien - Permien inférieur) de la Cordillère Orientale. Ce sont des microdiorites auxquelles sont associées des minéralisations de Cu, Ag, Pb.

Là encore aucun argument ne permet de dater ces intrusions. Leur nature microdioritique à andésitique nous fait plutôt pencher pour un âge andin car des stocks de même nature recoupent, près de Cuzco, les terrains mésozoïques.

1.2 - LE VOLCANISME HERCYNIEN

En volume, la quasi totalité du volcanisme hercynien est représentée par les laves et ignimbrites du Permien supérieur. Toutefois dès avant l'Ordovicien, le magmatisme effusif se manifeste et il se perpétuera - faiblement - pendant le Paléozoïque inférieur et moyen et jusqu'au Permien inférieur.

1.2.1 - LE VOLCANISME ÉOHERCYNIEN

Il est représenté essentiellement par les cinérites et ignimbrites de la série volcano-sédimentaire d'Ollantaytambo. Aucune étude pétrographique n'a encore été faite de ces roches. Les cinérites sont très fines, en bancs de 20 à 50 cm, intercalées avec des grès et des argilites. Les ignimbrites, surtout visibles à la base de l'affleurement, sont en gros bancs massifs, de couleur rouge brun. Ces roches, toujours très altérées, sont tectonisées par le plissement éohercynien.

On retrouve cette série, à l'état métamorphique, dans la Cordillère de Vilcabamba où elle constitue la partie métavolcanique de l'affleurement métamorphique éohercynien.

L'âge de ces volcanites est encore imprécis. Elles sont concordantes sous l'Arénigien. La série d'Ollantaytambo doit correspondre à des molasses postérieures à la dernière tectonique précambrienne.

On trouve quelques sills de roches hypovolcaniques (andésites ?) altérées dans le Paléozoïque inférieur et moyen. Ces roches qui forment des bancs de 50 cm d'épaisseur en moyenne, sont affectées par la tectonique éohercynienne, elles sont donc antérieures à 330 MA et probablement anté-carbonifères. Ces sills ne sont jamais très abondants et sont localisés à la partie nord de la Cordillère de Vilcabamba (route Quillabamba-Sirialo).

1.2.2 - LE VOLCANISME PERMIEN

Il est essentiellement représenté par le volcanisme du Permien supérieur (Groupe Mitu) mais on le connait déjà au Permien inférieur comme l'indiquent quelques bancs de rhyolite intercalés dans les calcaires Copacabana de la Cordillère de Vilcabamba (VON BRAUN 1967).

Le volcanisme du Permien supérieur correspond à la partie volcanique des molasses du Groupe Mitu. Ces volcanites sont localisées à la Cordillère Orientale. Ailleurs le Groupe Mitu est surtout clastique et les intercalations volcaniques y sont très rares.

Dans la Cordillère Orientale les volcanites du Permien supérieur constituent le plus souvent des amas sans stratification visible, comme par exemple au nord d'Ollantaytambo. Il doit s'agir de zones d'alimentation (anciens volcans arasés). Aucune étude pétrographique systématique n'a été faite sur ces roches volcaniques. Il s'agit surtout de roches acides mais l'éventail des compositions va de la rhyolite à l'andésite.

Sur la bordure de ces zones d'alimentation on trouve des coulées plus ou moins bien stratifiées, de composition le plus souvent rhyolitique (Quebrada Chicon, 3 km au nord d'Urubamba, par exemple). Ces roches correspondent en général à des ignimbrites; elles montrent souvent des structures en "flammes" (photos 4 et 5,II).

FRICKER et WEIBEL (1960) décrivent une "quartzoporphyrit" (probablement ignimbrite) provenant de l'ouest du village de Vilcabamba et appartenant au Groupe Mitu volcanique; ils en donnent l'analyse chimiques suivante :

$Si\ O_2$	67,20	Na_2O	4,70
Al_2O_3	13,90	K_2O	4,4
Fe_2O_3	1,70	$Ti\ O_2$	0,74
$Fe\ O$	2,40	$P_2\ O_5$	0,19
$Mn\ O$	0,03	$H_2\ O$	1,30
$Mg\ O$	0,98	CO_2	1,00
TOTAL : 100,30			

On en tire les rapports suivants :

$$(K_2O\ /\ Si\ O_2) \times 100 = 6,58$$

$$(K_2O\ Na_2O)/SiO_2 \times 100 = 13,54$$

$$K_2O\ /\ Na_2O = 0,94$$

qui sont tout à fait identiques à ceux des granitoïdes du Permien supérieur (Fig. 39). Ces caractères chimiques semblables, s'ils étaient vérifiés par un échantillonnage statistique des épanchements acides du Permien supérieur, permettraient de mettre en relation plutonisme et volcanisme acide permiens.

* *
*

PLANCHE IX : Plutonisme permien.

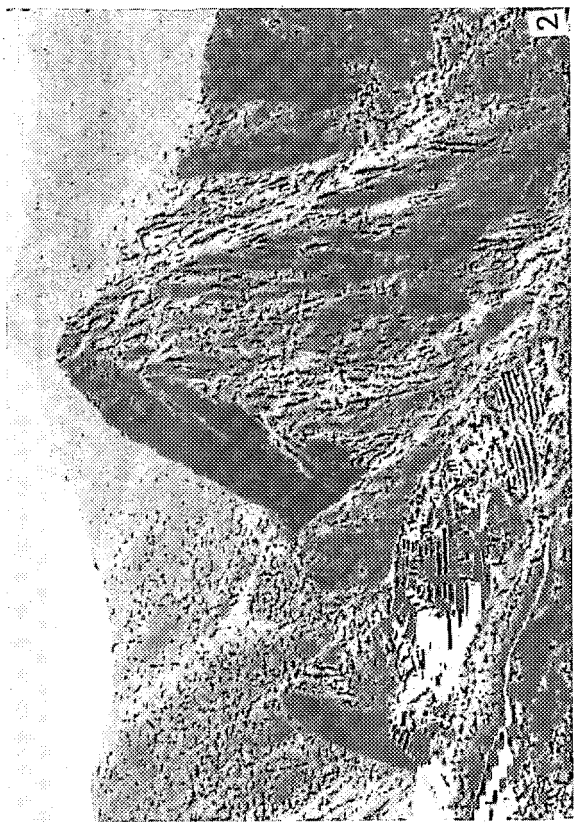
Photo 1 : La Cordillère de Vilcabamba vue d'avion. Au premier plan métamorphites éohercyniennes traversées par le granite permien de Machu-Picchu, formant le plus haut sommet de la région : Salcantay (6271 m). Prise de vue vers le NE.

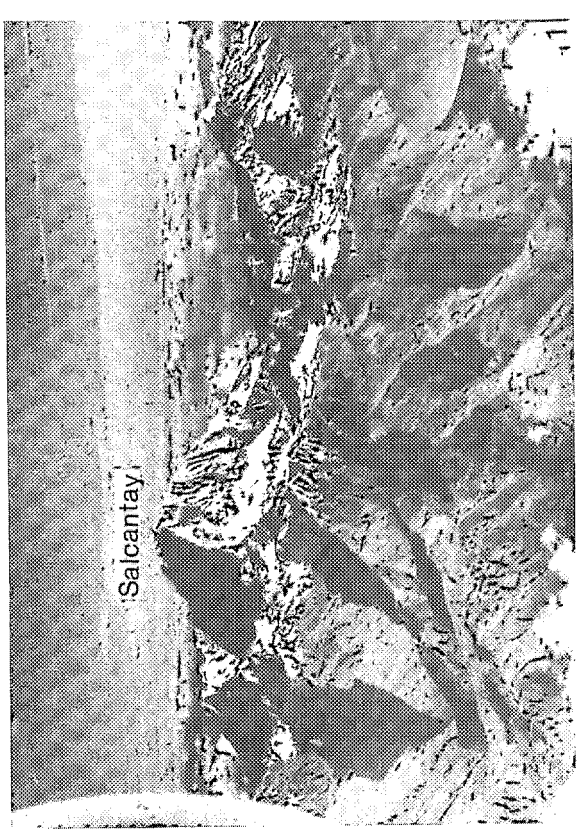
Photo 2 : Le site des ruines incas de Machu-Picchu (2400 mètres d'altitude) dans le massif granitique permien du même nom. Prise de vue vers l'Ouest.

Photo 3 : Massif granitique permien au N de Quillabamba. Contact entre le granite (g) et les schistes et grés siluro-dévoniens (SD). Prise de vue vers l'Ouest.

Photo 4 : Faciès de bordure du massif précédent. Xénolithes de diorites (sombres) dans le granite (clair). Bord de la route Quillabamba-Quellouno.

PL. IX





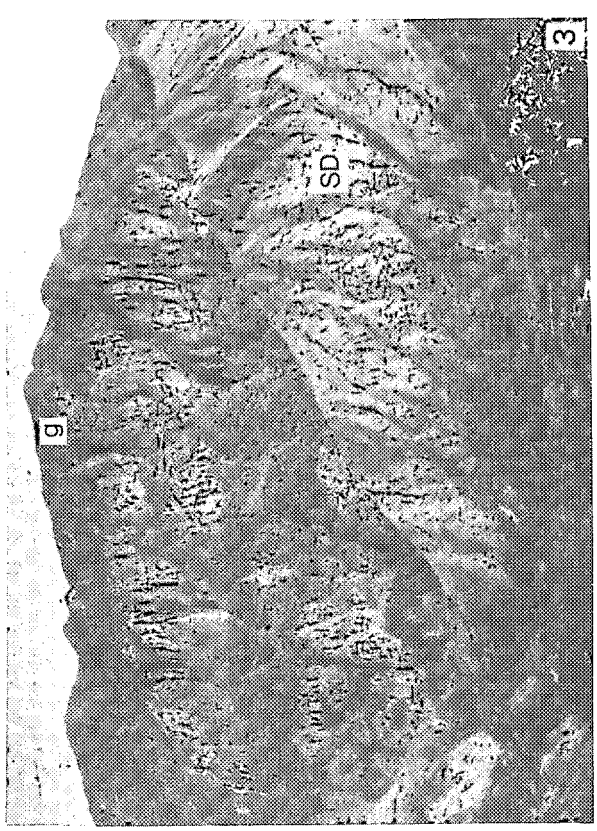


PLANCHE X

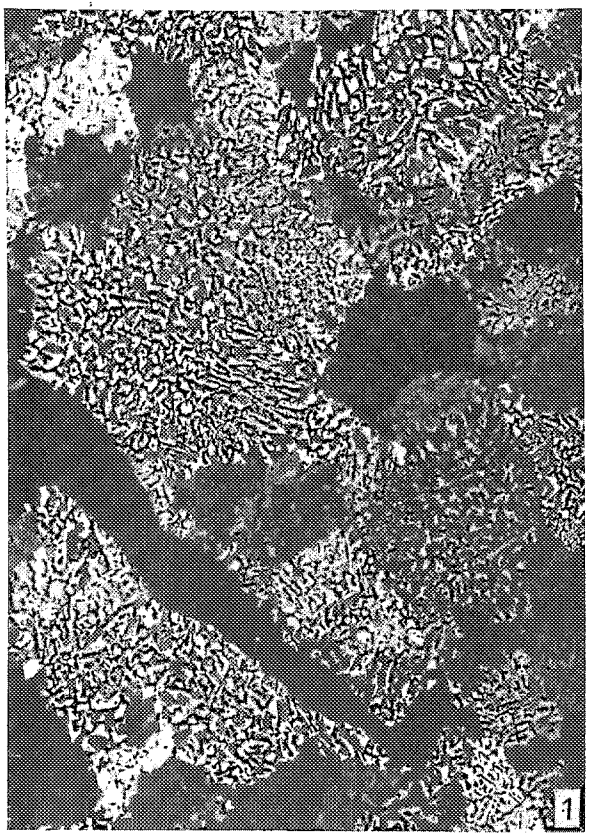
Photo 1 : Lame mince, LP, (x5 linéaire). Faciès probablement hypersolvus des granites du Permien supérieur. Cristaux d'orthose montrant une nette structure graphique. Granite rose en enclave dans le granite de San Miguel.

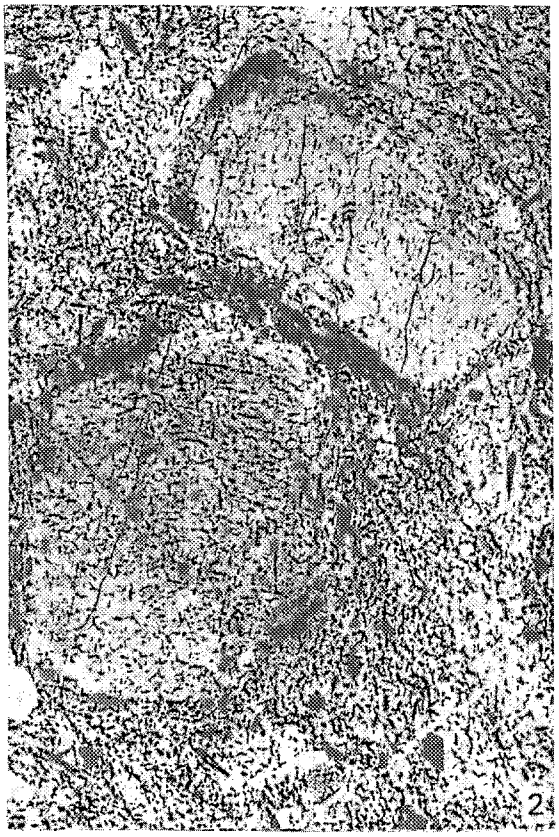
Photo 2 : Lame mince, LP, (x4 linéaire). Granite permien supérieur de la Cordillère de Vilcabamba (massif du Pumasillo). Phénocristaux d'orthose de 1,5 cm de long dans un fond holocristallin composé par du quartz, des biotites, des plagioclases. Echantillon 71-23.

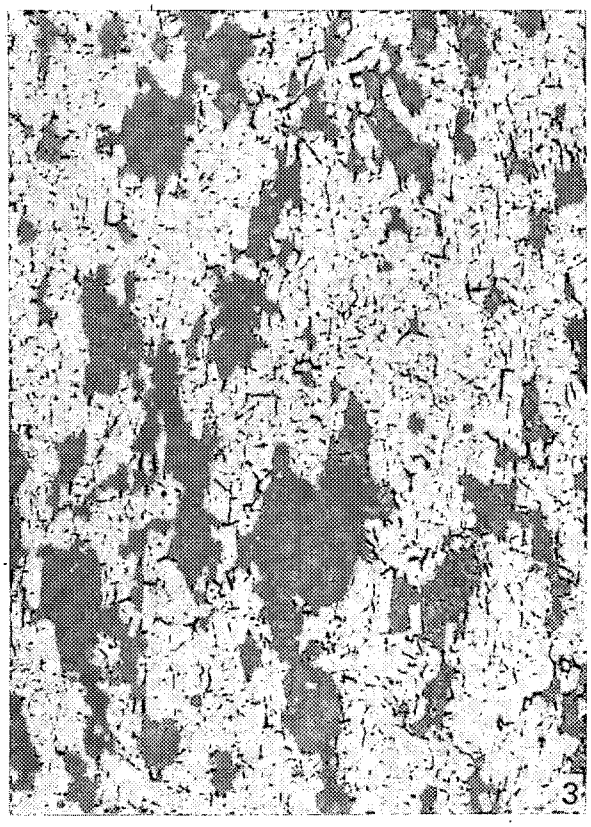
Photo 3 : Lame mince, LN, (x 7 linéaire). Intrusif tectonisé d'Abancay. Grandes plages d'amphibole verte soulignant la foliation de la roche. Diorite de la route Abancay-Chalhuanca. Echantillon Ab07a.

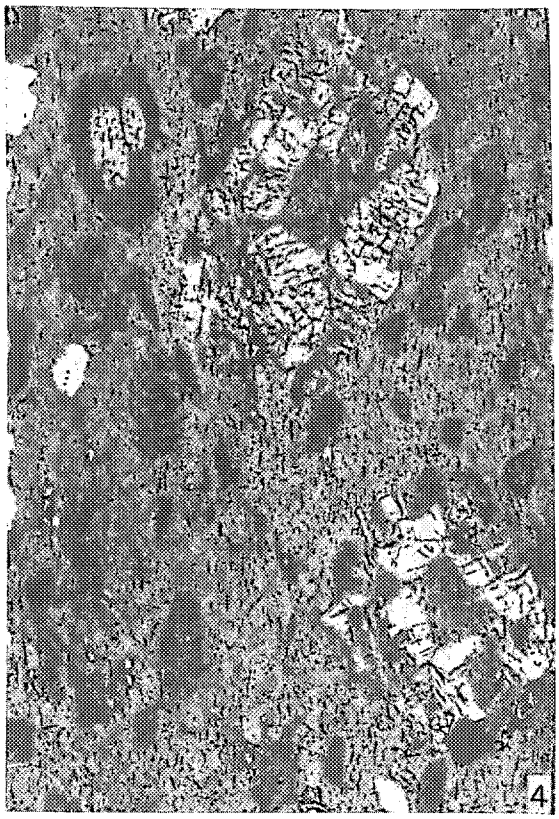
Photo 4 : Lame mince, LP, (x7 linéaire). Schistes tâchetés. Métamorphisme de contact du pluton permien du massif du Pumasillo, dans les schistes oroviciens des environs de Chaullay. Grands cristaux centimétriques d'andalousite. Echantillon 73-9.

PL. X









Chapitre 2

LE MAGMATISME ANDIN

Le magmatisme andin, qui représente un volume important de produits, est surtout représenté par des roches plutoniques qui forment un batholite allongé d'est en ouest sur près de 250 km et presqu'ininterrompu depuis la région de Cuzco jusqu'à San Miguel. Le volcanisme n'atteint jamais de grandes extensions.

L'activité magmatique andine est nettement localisée à la région des Hauts Plateaux. Hors des limites sud de la carte, on atteint rapidement (région de Chalhuanca) la Cordillère Occidentale, siège d'une activité volcanique intense pendant tout le Cénozoïque. Ce volcanisme occidental n'est visible que sur le bord sud de la carte.

L'ensemble du magmatisme andin de notre région est nettement postérieur à la principale période tectonique (phase éocène supérieur).

2.1 - LE PLUTONISME ANDIN

Les roches plutoniques andines sont représentées surtout par le grand batholite d'Abancay-San Miguel. On trouve aussi quelques intrusions isolées dont certaines sont de simples apophyses du grand batholite et d'autres sont des corps hypovolcaniques.

2.1.1 - LE BATHOLITE D'ABANÇAY - SAN MIGUEL

Le batholite d'Abancay-San Miguel a une nette orientation E-W entre le sud de Cuzco et Andahuaylas. Entre ces deux localités il présente un affleurement ininterrompu sur environ 150 km de long et sur 10 à 60 km de large. A l'ouest d'Andahuaylas, son affleurement devient discontinu et il prend une orientation NW-SE. Il est parallèle aux directions andines et son contrôle structural est évident.

1- <u>LES TYPES DE ROCHES</u>.

Le batholite d'Abancay-San Miguel est un corps intrusif composite dans lequel on trouve des roches assez différentes qui forment une série allant des gabbros aux granites. Le faciès le plus commun correspond à une grano-diorite.

Les termes les plus basiques (gabbros, diorites) se trouvent en général sur la bordure du batholite où ils forment de petits corps recoupés par les faciès plus acides dans lesquels on les retrouve en enclaves.

Quelques pointements de gabbros ont été observés sur la route entre Curahuasi et le pont "Puente Cunyac" sur le rio Apurimac. La roche est très riche (70 %) en plagioclases (Bitownite An 70/75) qui montrent une nette orientation magmatique. La roche contient aussi des clinopyroxènes, de l'olivine, ainsi que des traces de biotite. Dans la Quebrada Honda (5 km à l'ouest de Curahuasi), ce gabbro est intrusif dans les calcaires et gypses liasiques (Groupe Pucara) et il est affecté par la grande faille E-W qui borde la Cordillère Orientale. On trouve tous les intermédiaires entre le gabbro mylonitisé et la roche intacte. Les faciès mylonitisés montrent d'importantes recristallisations de quartz.

Les diorites sont à grain moyen et contiennent souvent des amphiboles brunes pouvant former de gros phénocristaux centimétriques (route Chinchaipuquio-Cotabambas par exemple).

Les faciès plus acides sont assez leucocrates mais montrent toujours des tâches noires de biotite et surtout d'amphiboles. Tous les termes sont représentés, depuis les diorites quartziques jusqu'aux granites s.s. Les plagioclases sont toujours relativement riches en anorthite; dans les granites s.s. et les monzogranites, il s'agit le plus souvent d'andésine. L'amphibole verte en gros cristaux est toujours présente; c'est un des caractères qui différencient les granitoïdes andins des plutons permiens de la Cordillère Orientale. La biotite (brun clair) est fréquente ainsi que les clinopyroxènes et la tourmaline.

2- QUELQUES DONNEES SUR LA COMPOSITION CHIMIQUE.

On ne dispose que de deux analyses chimiques réalisées sur des échantillons recueillis au cours de la mission au Pérou de R. CAPDEVILA. Ces analyses ont été réalisées au C.R.P.G. de Nancy.

Deux analyses ne sont pas suffisantes pour caractériser géochimiquement le batholite d'Abancay-San Miguel. Toutefois la composition chimique des échantillons étudiés est en tous points semblable à celle indiquée par les analyses plus nombreuses réalisées sur les granites andins du Pérou central. Ce sont des roches nettement calco-alcalines; le pourcentage d'anorthite normative est toujours très élevé. Les roches sont plus sodiques que potassiques.

	P.497	P.499
$Si\ O_2$	59,89	62,43
Al_2O_3	17,64	16,92
Fe_2O_3	1,50	1,50
$Fe\ O$	2,66	2,54
$Mn\ O$	0,13	0,16
$Mg\ O$	1,49	1,40
$Ca\ O$	5,39	4,89
Na_2O	4,50	4,38
$K_2\ O$	2,91	3,21
$Ti\ O_2$	0,55	0,58
$P_2\ O_5$	0	0
$H_2\ O$	1,84	1,00
$H_2\ O^-$	0	0
Total	98,50	99,01

	P.497	P.499
$(K_2O\ /Si\ O_2) \times 100$	4,86	5,14
$\frac{K_2O + Na_2O}{Si\ O_2} \times 100$	12,37	12,00
$K_2\ O\ /\ Na_2\ O$	0,65	0,73
% An	33,40	31,31

La localisation des échantillons est indiquée sur la Fig. 37.

3- LES RELATIONS AVEC L'ENCAISSANT.

Le batholite d'Abancay-San Miguel traverse la série méso-cénozoïque et provoque une auréole de métamorphisme de contact de largeur très variable. Par endroit le métamorphisme ne se fait sentir que sur quelques mètres, d'autres fois l'auréole atteint plusieurs centaines de mètres de large.

Le métamorphisme de contact peut être spectaculaire par les modifications de couleur qu'il fait subir aux séries affectées. Notamment, les couches rouges du Crétacé terminal-Eocène de la région de Circa et Lambrama (30 km au sud d'Abancay) deviennent vertes par chloritisation et leur stratification tend à s'estomper.

Les calcaires recristallisent et donnent des skarns. Le contact batholite-calcaires albo-turoniens est jalonné par de grosses masses de magnétite pouvant constituer des gisements exploitables. Le plus important de ces gisements se trouve à 7 km au SW d'Andahuaylas (Fe sur la carte h.t.). C'est une masse de magnétite formant un affleurement de 5 km de long sur 1 km de large. D'autres affleurements, moins importants, existent dans la région de Tintay et à l'ouest de Chinchaipuquio et n'ont pu être représentés sur la carte au 1/500.000; ils apparaissent par contre sur la feuille au 1/100.000 d'Andahuaylas (MAROCCO 1975).

L'étude minéralogique d'échantillons du fer d'Andahuaylas a été réalisée par L. DE MONTREUIL (Service Géologique du Pérou); elle montre la présence :

- de magnétite, minéral le plus abondant,
- d'hématite, minéral secondaire abondant,
- de goethite qui forme des agrégats irréguliers. Elle provient de l'oxydation progressive de la magnétite,
- de pyrite, formant de rares inclusions dans la magnétite et la goethite.

4- L'AGE DU BATHOLITE.

Aucune datation radiométrique n'a encore été réalisée sur le batholite d'Abancay-San Miguel, mais les relations stratigraphiques qu'il a avec son encaissant permettent de placer son âge dans une "fourchette" assez étroite.

Le terrain le plus jeune recoupé par le batholite est la série conglomératique du Groupe Puno, attribuée à l'Oligocène (région de Ccapi et Tambobamba). A l'ouest de Chinchaipuquio, le batholite est recouvert en discordance par les volcanites du Groupe Tacaza qui dans la Cordillère Occidentale donne des âges radiométriques du Miocène inférieur et moyen.

Aucun fossile ni aucune datation radiométrique ne viennent confirmer l'âge attribué aux séries Puno et Tacaza de la région étudiée, mais le contexte régional et les relations stratigraphiques de ces séries ne permettent d'en faire autre chose qu'un complexe oligo-miocène (postérieur à la tectonique de l'Eocène supérieur et antérieur à la dernière tectonique andine).

Un âge Oligocène supérieur à Miocène inférieur est vraisemblable pour le batholite d'Abancay-San Miguel. La mise en place a pu se prolonger sur plusieurs millions d'années si l'on considère le large éventail des types de roches composant le batholite et qui ne se sont pas forcément mises en place simultanément.

Plus au sud, entre Sicuani et Ayaviri, des intrusions de nature identique et en position comparable par rapport à la zonation de la chaîne andine, ont donné un âge radiométrique (K/Ar) de l'Oligocène terminal (AUDEBAUD, comm. orale).

2.1.2 - LES INTRUSIONS MINEURES

Il s'agit de petits stocks intrusifs dans le Paléozoïque supérieur ou le Méso-Cénozoïque. Certains, comme dans le SW de la carte, sont de composition granitique à granodioritique et sont des apophyses du grand batholite d'Abancay-San Miguel. D'autres stocks se différencient nettement du batholite par leur nature ou leur mode de gisement.

Il y a d'abord des intrusions de roches à structure grenue ou microgrenue dont la composition varie de la diorite au gabbro. Le plus important de ces stocks a 20 km2 de surface d'affleurement et se situe dans le NW de la carte (région de San Miguel) où il recoupe le Paléozoïque supérieur.

C'est une diorite à grain moyen à fin, à biotite, augite et plagioclases. Cette intrusion détermine une auréole de métamorphisme dans les shales pennsylvaniens encaissants et semble être responsable des nombreuses minéralisations de Cu, Ag, Pb, etc., qui apparaissent sur son pourtour. Un stock plus petit, situé 15 km plus à l'ouest près de l'hacienda Rapi et de la mine abandonnée de même nom, a des caractéristiques semblables.

A 1 km au nord de Cuzco, sur le site des ruines incas de Sacsayhuaman, affleure une petite intrusion très particulière : le Rodadero. C'est un stock sub-circulaire d'environ 200 m de diamètre montrant une intense striation N-S. La roche est très proche de la précédente (microdiorite à augite); elle montre des associations hydrothermales : chlorite, épidote, phrénite, séricite, trémolite (CAPDEVILA, comm. orale). Les stries, d'abord interprétées comme d'origine glaciaire (DUENAS 1907) ou tectonique (GREGORY 1914, 1916), ont fait l'objet d'une solide étude par GABELMAN (1967). Pour cet auteur il s'agit du toit d'une intrusion et les stries correspondent à des phénomènes de friction entre l'encaissant et la bordure en voie de refroidissement de l'intrusion. Cette striation n'est pas localisée au plan de contact entre l'intrusion et la roche encaissante, elle intéresse un volume assez important de la microdiorite (plusieurs dizaines de centimètres). La roche intrusive du Rodadero recoupe les calcaires, gypses et shales rouges de la formation Yuncaypata (Albo-Cénomanien). GREGORY (1916) signale l'existence de stocks de roche analogue dans la vallée du rio Huatanay qui traverse Cuzco et qui coule vers le SE.

Outre ces intrusions grenues et microgrenues, existent des stocks et des sills hypovolcaniques andésitiques ou rhyolitiques. Dans l'extrême NW de la carte (région de San Miguel), un sill de rhyolite long de 20 km et large de 1 km affleure au sein des couches rouges du Crétacé supérieur-Eocène; l'ensemble a un pendage de 40 à 50° vers le SW.

30 km au NW de Cuzco, deux petits stocks d'andésite à structure fluidale recoupent les calcaires, shales et gypses albo-cénomaniens. Il pourrait s'agit de cheminées d'alimentation du volcanisme de Tertiaire supérieur (volcanique Tacaza) qui affleure dans cette région.

Enfin, par endroit, j'ai pu observer des dykes acides (rhyolitiques) constitués par une roche claire à structure ignimbritique. Il s'agit de cheminées d'alimentation d'un volcanisme explosif tertiaire ou quaternaire.

2.2 - LE VOLCANISME ANDIN

Il est représenté par la série volcanique du Tertiaire supérieur (volcanique Tacaza), plissée par la dernière tectonique andine et par les épanchements (laves et pyroclastiques) plio-quaternaires de la Cordillère occidentale et des régions d'Andahuaylas, d'Abancay et de Cuzco. Ces dernières roches volcaniques sont beaucoup moins importantes en volume que les roches émises au Tertiaire supérieur.

Le volcanisme tertiaire supérieur constitue un affleurement de 500 km2 à l'ouest de Cuzco. Il est formé d'environ 1000 m de coulées d'andésites et surtout de roches pyroclastiques intercalées de conglomérats et grès arkosiques grossiers. Ces roches sont discordantes sur le grand batholite andin (ouest de Chinchaipuquio par exemple). Un plissement probablement miocène affecte ces roches volcaniques dont l'âge doit être en gros miocène moyen à supérieur.

Sur la surface d'érosion qui a succédé à la dernière tectonique andine se met en place une grosse série (500 à 1000 m de roches volcaniques andésitiques et ignimbritiques. Ces roches volcaniques forment de vastes planèzes. Elles apparaissent dans l'extrême ouest de la carte (région d'Ayacucho) ainsi que vers la limite sud. On remarque qu'au niveau d'Ayacucho le volcanisme plio-quaternaire arrive presque jusqu'au pied de la Cordillère Orientale alors que dans le reste du sud du Pérou il est localisé à la Cordillère occidentale, c'est-à-dire à environ 100 km de la Cordillère Orientale.

Simultanément ou postérieurement à la fin de l'épisode volcanique précédent, se produisent des émissions de faibles quantités de laves ou d'ignimbrites souvent localisées à la bordure sud de la Cordillère Orientale, mais connues aussi dans les Hauts Plateaux (sud d'Andahuaylas par exemple).

Dans l'est de la carte (région de Cuzco-Oropesa), on note surtout des laves dont les affleurements les plus connus sont ceux d'Oropesa. Il s'agit d'un petit volcan dont les coulées barrent la vallée du rio Huatanay. Ce sont des laves noires à composition latitique (voir plus haut : "Matériel andin").

Les ignimbrites sont bien représentées et peuvent tapisser le fond des vallées comme à Andahuaylas, ou bien former des nappes moulant les flancs des montagnes comme entre Curahuasi et Abancay (région du site inca de Saihuite).

Cette activité volcanique semble être très récente; elle est contemporaine de celle qui a donné le volcan Quimsachata 100 km plus au SW, à San Pedro, dans la vallée du rio Urubamba. Elle représente aussi les termes les plus orientaux du volcanisme plio-quaternaire.

* *
*

Chapitre 3

L'INTRUSIF TECTONISÉ D'ABANCAY

Immédiatement au sud d'Abancay, affleure un massif d'environ 250 km2 d'orthogneiss quartzo-dioritiques. Au nord ce massif est en contact faillé avec le Permien supérieur de la Cordillère Orientale. Au sud il est recouvert par quelques dizaines de mètres de sédiments métamorphiques (conglomérats et micaschistes), eux-mêmes en contact probablement faillé avec la série mésozoïque (quartzites néocomiens et calcaires albo-turoniens).

Le faciès commun de ce massif est une quartz-diorite à hornblende et biotite. Il est recoupé par des produits leucocrates plus acides : plagiogranites à biotite et filons de pegmaplite. La quartz-diorite contient des enclaves homéogènes de diorite et de quartz-diorite à grain fin.

3.1 - DESCRIPTION PÉTROGRAPHIQUE SOMMAIRE

L'intense tectonisation du massif d'Abancay rend souvent difficile et parfois impossible la détermination des roches qui le composent. J'en remercie d'autant plus R. CAPDEVILA pour l'étude microscopique des échantillons du massif d'Abancay, qu'il récolta en 1969, ainsi que pour les analyses qu'il a fait faire et qu'il a bien voulu me communiquer.

3.1.1 - LES TYPES DE ROCHES

Les types de roches rencontrés dans le massif tectonisé d'Abancay varient de la diorite au granite, mais le faciès le plus commun est une quartz-diorite à grain moyen qui constitue plus de 90 % du volume du massif. Les roches sont toujours intensément cataclasées.

La quartz-diorite est à grain moyen. Outre le quartz et les feldspaths (orthose et plagioclases), l'amphibole verte est toujours présente ainsi que la chlorite et la séricite. La biotite est rare. On observe fréquemment de la trémolite blastique. La roche est toujours très épidotisée par des circulations hydrothermales contemporaines ou postérieures à la déformation. La roche contient des enclaves de diorites ou de quartz-diorite à grain fin ,à hornblende verte et à biotite.

Des filons leucocrates centimétriques à décamétriques recoupent la quartz-diorite et sont affectés par la déformation. Ils dessinent souvent des plis serrés . Ce sont des pegmaplites ou même parfois des granites ou des granodiorites à grain fin à moyen. Ils contiennent des amphiboles (hornblende verte), des biotites et des plagioclases en général plus abondants que les feldspaths potassiques.

3.1.2 - QUELQUES DONNÉES SUR LA COMPOSITION CHIMIQUE

Nous ne disposons que de deux analyses chimiques du massif tectonisé d'Abancay; elles apparaissent à la figure 41. Le premier échantillon analysé (P. 456) correspond au faciès commun (quartz-diorite); le second échantillon est une granodiorite (P 459).

Les analyses chimiques et les rapports entre les alcalins et entre les alcalins et la silice indiquent que les deux roches étudiées sont plus sodiques que potassiques. Elles s'apparentent de ce point de vue aux roches intrusives éohercyniennes (voir plus haut dans ce même chapitre).

3.1.3 - LA DÉFORMATION

Le massif d'Abancay est intensément tectonisé. Au niveau de l'affleurement on observe des alternances de lits sombres et clairs tout à fait semblables à une foliation métamorphique. Les filons plus acides postérieures à la quartz-diorite sont eux-mêmes plissés, les plis admettent la foliation générale du massif comme schistosité axiale. La foliation est déformée par de grands plis amples, plurikilométriques, de direction E-W à NE-SW. Ces plis postérieurs montrent une schistosité axiale fruste visible en quelques points de la route Abancay-Chalhuanca.

Au microscope on se rend compte que la roche est broyée jusqu'à l'échelle du cristal. Une foliation nette est soulignée par les ferromagnésiens brisés et altérés. Les plagioclases, en général fracturés et damouritisés, sont parfois tordus. Mais le trait le plus frappant est l'abondance de quartz qui se présente sous deux formes correspondant à deux générations :

- il y a d'abord des quartz antécinématiques brisés, à extinction roulante. Ils correspondent au quartz de constitution de la roche originelle,
- ensuite on observe des agrégats polycristallins de petits quartz engrainés se disposant souvent en lits parallèles à la foliation. Il s'agit là plus probablement de quartz de recristallisation que de produits de destruction de quartz préexistants.

L'état de la roche indique que la déformation s'est produite "à froid" et donc que l'on n'est pas en présence d'un granitoïde syncinématique comme celui d'Amparaes (voir plus haut). Au nord le massif d'Abancay est limité par la zone de failles E-W du sud de la Cordillère Orientale ainsi que par une grande faille NE-SW.

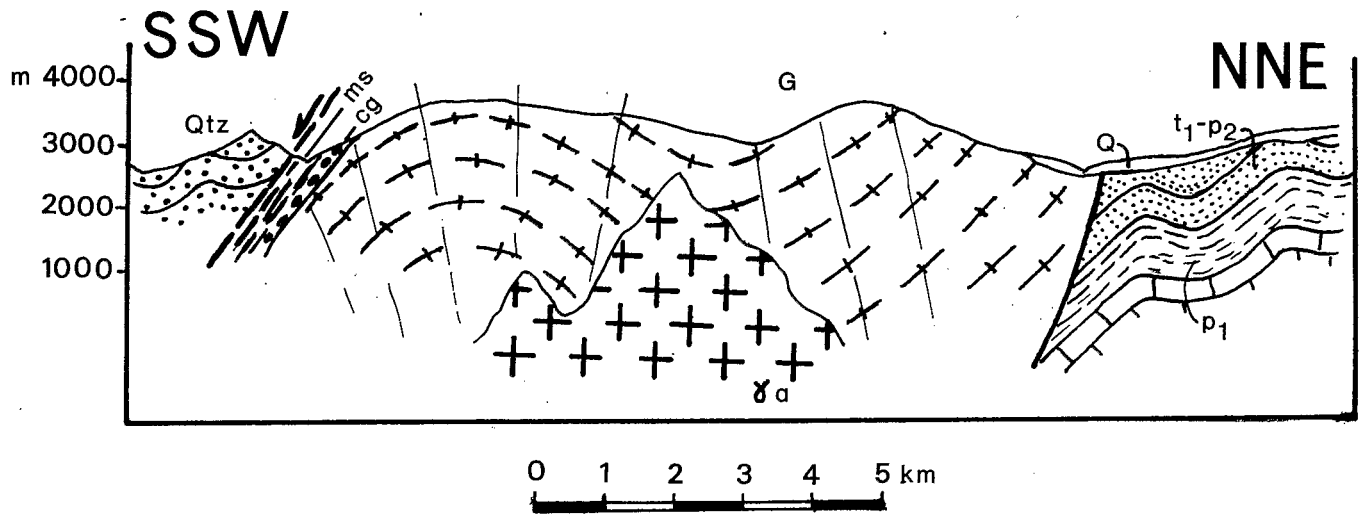


Figure 40 - Coupe de l'intrusif tectonisé d'Abancay.
p_1: Permien inférieur; t_1-p_2: Permien supérieur; G : intrusif tectonisé; cg: conglomérat tectonisé; ms: micaschistes; Qtz: quartzites du Crétacé inférieur; γa : Granitoïde andin; Q : alluvions et dépôts de pente.

	P 456	P 459
SiO_2	59,40	62,45
Al_2O_3	18,11	17,21
Fe_2O_3	1,50	1,50
FeO	3,43	3,12
MgO	2,78	2,76
CaO	5,17	5,21
Na_2O	3,84	4,03
K_2O	1,49	1,99
TiO_2	0,66	0,63
P_2O_5	0	0
MnO	0,08	0,08
H_2O^+	1,81	0,90
H_2O^-	0	0
Total	98,27	99,28

$(K_2O / SiO_2) \times 100$	2,51	3,19
$\frac{(K_2O + Na_2O)}{SiO_2} \times 100$	7,30	9,64
K_2O / Na_2O	0,39	0,49
% An	44,31	40,38

Figure 41 - Caractères chimiques de deux échantillons du massif tectonisé d'Abancay. Localisation des échantillons dans la figure 37.

La déformation fait penser à une mylonitisation due à un ou plusieurs jeux (décrochants et/ou inverses) de ces zones de failles.

Il y a une certaine incohérence entre la déformation "à froid" de la quartz-diorite et les plis isoclinaux observés dans les filons leucocrates recoupant le massif et admettant la foliation générale comme schistosité axiale. Je pense que la déformation est postérieure à la mise en place de la quartz-diorite et contemporaine de celle des filons leucocrates qui seraient syncinématiques.

3.2 - RELATIONS AVEC L'ENCAISSANT – HYPOTHÈSE DE MISE EN PLACE

Sur son bord nord, le massif tectonisé d'Abancay est en contact par faille avec le Permien supérieur de la Cordillère Orientale.

Sur son bord sud, les relations sont moins nettes. Il est surmonté, apparemment en discordance, par quelques dizaines de mètres de conglomérats, eux aussi tectonisés, à galets de quartz-diorite. Les conglomérats passent vers le sommet à quelques dizaines de mètres d'alternances de micaschistes à biotite et muscovite et de quartzites. Ces terrains alternent en couches de 50 cm à 1 m. Au-dessus, en contact peut-être faillé, on passe aux quartzites massifs néocomiens (partie supérieure du Groupe Yura) puis aux calcaires albo-turoniens.

Dans cette région la série mésozoïque montre un net métamorphisme thermique dû au batholite tertiaire d'Abancay-San Miguel qui recoupe aussi le massif tectonisé d'Abancay.

Une première hypothèse de travail - avant de trouver les conglomérats discordants et de disposer de lames minces indiquant une déformation "à froid" - avait été de considérer le massif tectonisé comme un granitoïde syncinématique contemporain de la tectonique andine éocène (MAROCCO 1971a). Dans cette hypothèse les micaschistes et les quartzites de la bordure sud étaient un équivalent métamorphique d'une partie de la série de shales et grès du Malm. J'imaginais donc un massif syntectonique andin - analogue au massif éohercynien d'Amparaes - déterminant dans l'encaissant une auréole localisée de métamorphisme thermique mimant le métamorphisme général.

La découverte de conglomérats discordants sur l'intrusif, tectonisés probablement en même temps que lui et situés à la base des micaschistes vint compliquer le problème et deux hypothèses peuvent être proposées :

- les terrains métamorphiques sont mésozoïques (Malm), on a donc affaire à un intrusif anté-Malm d'âge indéterminé (Précambrien, Paléozoïque, Mésozoïque inférieur ?) ayant formé un paléorelief jusqu'au Malm et qui a été mylonitisé au cours des jeux andins du système de failles E-W et NE-SW.

- les terrains métamorphiques sont anté-mésoïques et l'on est en présence d'un complexe hercynien (éo ou tardihercynien) ou précambrien. Dans ce cas, un contact faillé ou discordant sépare les métamorphites du Mésozoïque certain.

3.3 - CONCLUSIONS

La découverte récente dans la région de Querobamba (100 km à l'ouest, hors des limites de la carte) d'un massif apparemment analogue à celui que nous venons de décrire, pendant les levers au 1/100.000 des feuilles de Chincheros et Querobamba (C. GUEVARA, comm. orale), peut apporter quelques lumières sur l'âge minimum de la tectonisation du massif d'Abancay; si tant est que ces deux massifs soient vraiment comparables.

Les gneiss de Querobamba ont le même aspect que ceux d'Abancay; malheureusement je n'ai pu ni visiter ce massif, ni même en voir des lames minces. Je n'en connais que quelques échantillons macroscopiques, la description que m'en a faite C. GUEVARA et la carte inédite de ce dernier. La position du massif de Querobamba est analogue à celle du massif d'Abancay: il est limité au nord par une faille E-W qui est la prolongation vers l'ouest de la zone de faille E-W de l'extrême SW de ma carte. C. GUEVARA ne signale pas de terrains métamorphiques associés aux orthogneiss, qui sont surmontés en discordance par les molasses du Permien supérieur dont les conglomérats remanient la roche tectonisée. Le Permien supérieur est recouvert en concordance par le Mésozoïque (Lias, Malm, Crétacé). Par contre, au sein de l'affleurement de gneiss on trouve des lambeaux de Malm-Néocomien directement discordants sur le gneiss; il y a donc là lacune (ou érosion ?) du Permien supérieur et du Lias, soit plus de 1000 m de sédiments.

Les molasses du Permien supérieur et la série mésozoïque sont assez faiblement plissées par la tectonique andine, mais ne montrent pas de trace de métamorphisme ou de mylonitisation. Dans ces conditions l'intrusion et la tectonisation du massif de Querobamba sont antérieures au Permien supérieur. On peut être en présence d'un noyau précambrien qui a constitué un paléorelief à toutes les époques (pas de Paléozoïque inférieur, moyen ou supérieur; pas de Permien supérieur ni de Lias au centre du massif). Il peut aussi s'agir d'un intrusif éohercynien tectonisé pendant la tectonique tardihercynienne du Permien moyen.

En ce qui concerne le massif d'Abancay, si l'on tient compte des renseignements - encore bien fragmentaires - du gneiss de Querobamba, je penche pour une intrusion éohercynienne (anté, syn, post-tectonique ?) du fait de l'analogie de nature chimique avec les intrusifs éohercyniens de la Cordillère Orientale. La mylonitisation serait tardihercynienne et due à un jeu décrochant des failles E-W du sud de la Cordillère Orientale. Les failles NE-SW, plus récentes, n'ont pas pris part à ce jeu tardihercynien. Dans notre région la compression du Permien moyen se serait manifestée seulement par des coulissages le long des failles préexistantes (E-W à WNW-ESE).

L'âge des sédiments métamorphiques surmontant l'orthogneiss d'Abancay est lui aussi problématique. Comme ils sont discordants sur la roche intrusive et tectonisés avec elle, il pourrait s'agir de lambeaux de terrain carbonifère.

L'étude géochronologique (U/Pb) d'un échantillon du massif tectonisé d'Abancay est en cours de réalisation par J. LANCELOT. Souhaitons qu'elle arrive à conclusion avant la fin de ce travail de manière à lever l'indétermination pesant sur l'âge de ce massif.

Chapitre 4

CONCLUSIONS

Les caractères pétrologiques des magmatismes hercyniens et andins de notre région sont encotre très fragmentaires; il n'est pas encore possible d'en présenter un schéma génétique et évolutif. On peut cependant préciser certains traits originaux de chacun de ces magmatismes et donner une hypothèse de mise en place.

- LA ZONATION STRUCTURALE.

Elle est très nette. Le magmatisme hercynien est localisé à la zone axiale hercynienne (Cordillère Orientale). Le magmatisme andin se cantonne à la zone des Hauts Plateaux et de la Cordillère Occidentale. Le volume des produits magmatiques émis est comparable.

- LA NATURE CHIMIQUE.

Les quelques analyses dont nous disposons montrent que :

. le magmatisme éohercynien est calcoalcalin,
. le magmatisme permien est alcalin (tendance calcoalcaline),
. le magmatisme andin est nettement calco-alcalin.

- LES RELATIONS AVEC LA DEFORMATION; CONDITIONS DE MISE EN PLACE.

Le magmatisme éohercynien est syncinématique, contemporain de la tectonique éohercynienne. Les magmatismes permiens et andins sont postérieurs aux principales déformations hercyniennes ou andines.

Les plutons permiens et andins ont une nette orientation E-W, parallèle aux structures andines de la déflexion d'Abancay. Ce parallélisme suggère un contrôle structural du magmatisme par les processus qui ont guidé la genèse de la déflexion (Fig. 36).

On peut imaginer que pendant le Permien supérieur a subsisté le même régime de contrainte (compression E-W) que pendant la période tectonique tardihercynienne. C'est-à-dire que les failles "éohercyniennes" ont pu continuer à jouer en décrochement sénestre. Ce jeu est compatible avec l'ouverture de fentes de distension voisines de E-W dans la Cordillère Orientale.

De la même manière on est tenté de relier la mise en place (à l'Oligocène supérieur ?) des plutons andins à un régime de contrainte analogue (compression E-W), après la tectonique de l'Eocène supérieur et avant les épanchements volcaniques miocènes (volcanique Tacaza).

La déflexion d'Abancay est la seule région du Pérou où existe un plutonisme andin important dans les Hauts Plateaux. La préexistence de fractures E-W à WNW-ESE ("éohercyniennes"), orientées dans le sens des fentes de distension supposées, a permis une montée du magma plus facile dans notre région que là où l'évolution andine n'était pas contrôlée par des failles "éohercyniennes".

Ce modèle schématique de mise en place est très hypothétique; il le restera tant que n'auront pas été déterminés les trois axes principaux de déformation au moment de la mise en place des plutons permiens et andins.

* *
*

QUATRIEME PARTIE

CONCLUSIONS

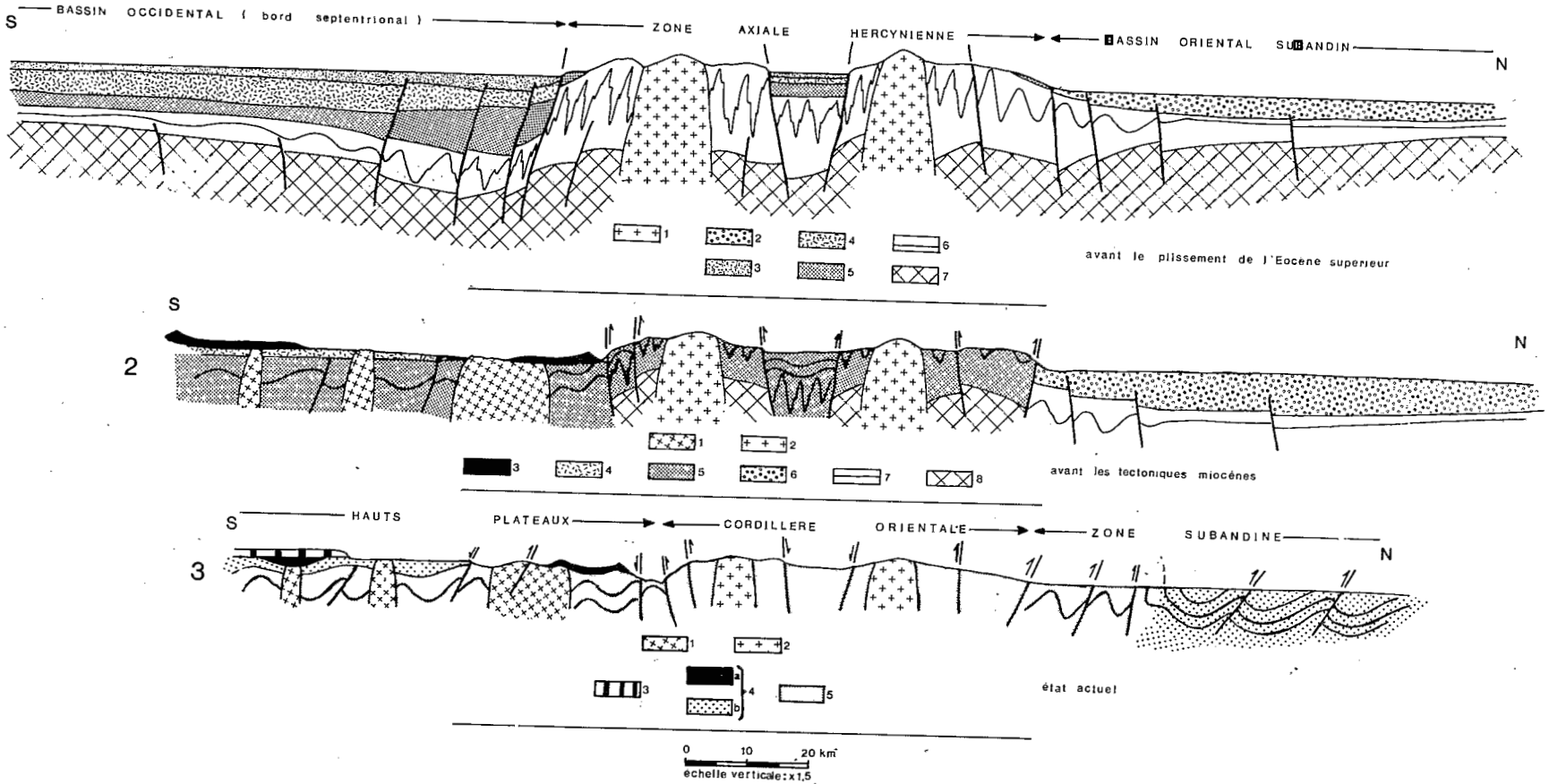


Figure 42 : Coupes rétrotectoniques schématisant l'évolution méso-cénozoïque de la région étudiée.

Coupe n° 1 - Etat de la chaîne avant le plissement éocène supérieur.
1 : Granitoïdes permiens; 2 : Dépôts permiens à éocènes de la zone subandine; 3 : Couches rouges du Crétacé terminal-Eocène; 4: Dépôts du Trias supérieur au Crétacé supérieur; 5 : Paléozoïque supérieur; 6 : Paléozoïque inférieur plissé à l'Eohercynien (Carbonifère inférieur); 7 : substratum précambrien.

Coupe n° 2 - Avant les tectoniques miocènes.
1 : Granitoïdes andins; 2: Granitoïdes permiens; 3: Volcanisme oligo-miocène; 4 : molasses rouges oligocènes (Groupe Puno); 5: Terrains Paléozoïque supérieur à Eocène plissés à l'Eocène supérieur; 6: Dépôts permiens à miocènes (zone subandine); 7 : Paléozoïque inférieur; 8 : Substratum précambrien.

Coupe n° 3 - Etat actuel de la chaîne.
1 : Granitoïdes andins; 2: Granitoïdes permiens; 3: Volvanisme plio-quaternaire; 4: Terrains plissés au Miocène et à la limite Miocène-Pliocène; a) volcanites oligo-miocènes; b) molasses oligocènes dans la Cordillère, ensemble des terrains post-Paléozoïque inférieur plissés pour la première fois en zone subandine; 5: terrains plissés avant les tectoniques miocènes et repris par ces tectoniques.

Les conclusions de l'étude géologique d'une région aussi vaste que celle couverte par la carte(30 000 km2,aussi éténdue que la Belgique),sont celles de l'étude géologique de l'ensemble du Pérou.Pour ne pas être obligé de faire intervenir des éléments qui n'apparaissent pas dans les limites de la région étudiée,je préfère renvoyer le lecteur au texte commun: "Caractères généraux de l'évolution géologique des Andes péruviennes".

Je me bornerai,ici,à préciser trois aspects de la région étudiée. D'abord je donne un résumé de l'évolution andine de la région au moyen de trois coupes rétrotectoniques(fig.42).Ensuite j'essaierai de présenter un modèle de génèse de la déflexion d'Abancay.Enfin,la région étudiée sera replacée dans une coupe N-S de la Cordillère des Andes,allant de l'Océan Pacifique à la plaine amazonienne et traversant notre région.

* *
*

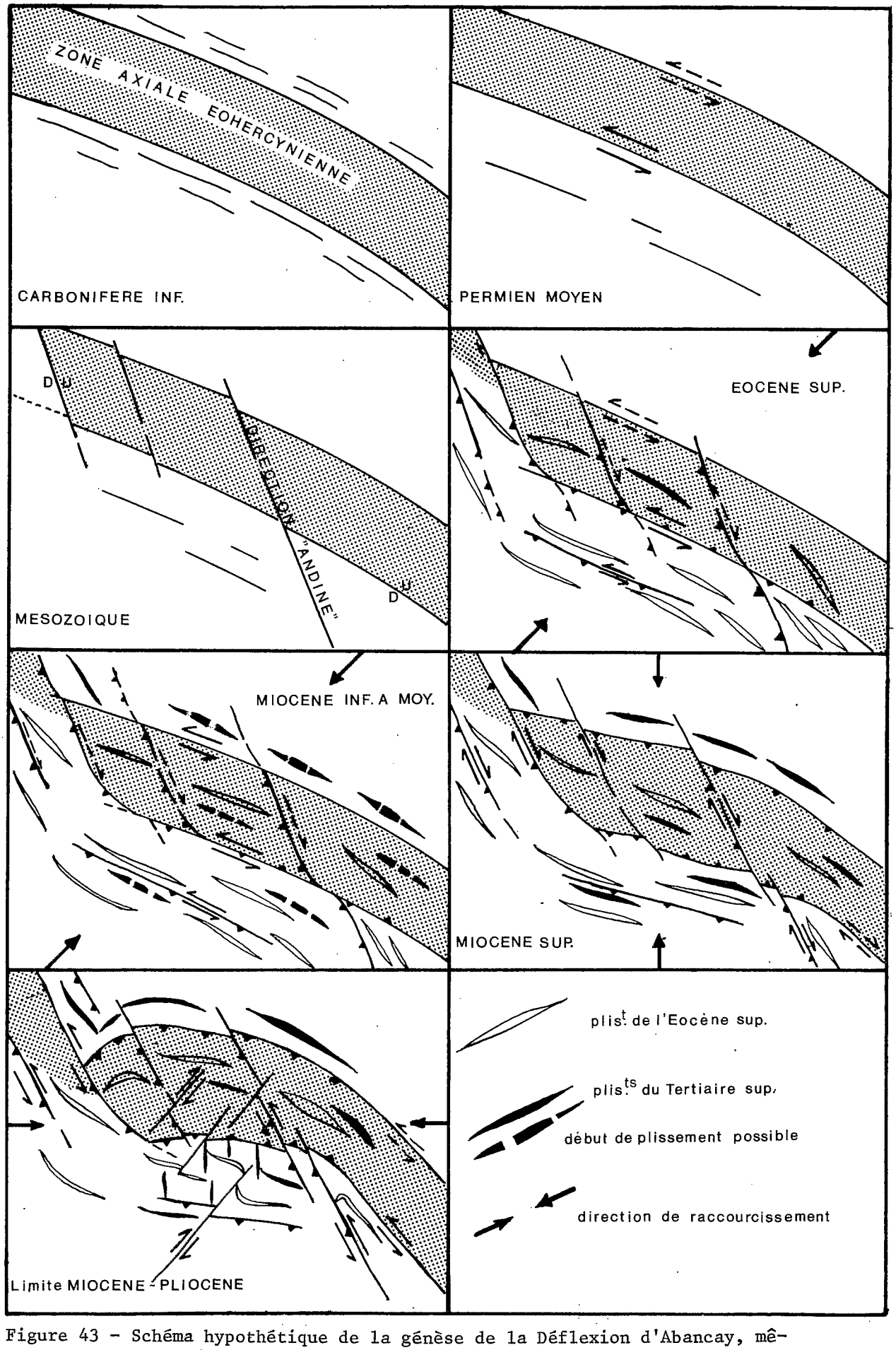


Figure 43 - Schéma hypothétique de la génèse de la Déflexion d'Abancay, même schéma que la Fig. 36.

1 - LA DÉFLEXION D'ABANCAY

L'origine de la déflexion d'Abancay doit être recherchée dans l'allure du bassin de sédimentation éohercynien, donc dans le réseau de fractures fini-précambrien qui détermina la subsidence paléozoïque. Le bassin éohercynien est N-S en Argentine et dans le sud de la Bolivie; il s'infléchit vers le NW à partir de la Bolivie centrale pour passer à N.120° dans le SE du Pérou et peut être proche de E-W dans la région étudiée.

La tectonique éohercynienne (Carbonifère inférieur) plisse ce bassin et détermine une chaîne orientée WNW- à E-W dans notre région.

Les directions éohercyniennes vont contrôler la sédimentation du Paléozoïque supérieur dont la subsidence est maximum au niveau de la déflexion d'Abancay. Au Permien moyen, la tectonique tardihercynienne, due probablement à un raccourcissement E-W, provoque un jeu décrochant sénestre des failles éohercyniennes E-W à WNW-ESE. Ce régime de contrainte peut se perpétuer jusque dans le Permien supérieur et expliquer la mise en place de plutons le long de fentes de distension E-W associées aux décrochements sénestres WNW.

Au début du Mésozoïque et peut-être déjà au Permien supérieur, apparaît un nouveau réseau de fractures orientées NNW-SSE. Cette nouvelle orientation va contrôler l'évolution paléogéographique des Andes péruviennes pendant le Mésozoïque et le Cénozoïque. Au niveau de notre région, peut-être du fait d'une moindre densité de failles "andines", subsistent les directions "éohercyniennes" qui vont participer à la subsidence andine. Cette particularité détermine la forme en "baïonnette" du bassin marin mésozoïque au niveau d'Andahuaylas-Cuzco. L'Altiplano, situé entre Cuzco et la Bolivie, est limité à l'ouest par des failles andines, à l'est par des failles éohercyniennes; ceci explique la forme triangulaire de sa terminaison nord.

Pendant le Cénozoïque les régimes de contraintes successifs vont être caractérisés par des directions de raccourcissement variant de N-S à E-W. Chaque réseau de failles va avoir un jeu déterminé par son orientation par rapport à la direction de raccourcissement. Les quatre derniers dessins de la figure 36 (que nous reproduisons ici) schématisent la chronologie des événements tectoniques et l'évolution structurale de la déflexion d'Abancay pendant le Cénozoïque.

La tectonique de l'Eocène supérieur à raccourcissement N.45° donne en général, au Pérou, des structures orientées NW-SE à NNW-SSE. Au niveau de la région Andahuaylas-Cuzco, l'anomalie de forme du dispositif paléogéographique - la baïonnette - va induire des structures proches de E-W.

Les failles andines, en gros perpendiculaires au raccourcissement, pourront jouer en faille inverse et peut-être localement en décrochement dextre.

Les reliefs constitués pendant la tectonique précédente s'érodent durant l'Oligocène et sont la source d'une importante sédimentation clastique continentale. Vers la fin de l'Oligocène, le grand batholite E-W d'Abancay-San Miguel se met en place. La montée du magma le long d'ouvertures E-W peut être mise en relation avec une compression proche de E-W. Après la mise en place du batholite, et peut-être dans les mêmes conditions de contrainte, se produisent les épanchements volcaniques de l'épisode Tacaza.

Vers le Miocène inférieur ou moyen un raccourcissement N.45° provoque un jeu sénestre des failles éohercyniennes, un jeu inverse (et dextre ?) des failles andines et peut-être une amorce de plissement E-W à WNW-ESE en zone subandine et dans les Hauts Plateaux.

Au Miocène supérieur, le régime des contraintes change, le raccourcissement passe à N-S. Les failles éohercyniennes jouent en failles inverses et localement en décrochement dextre. C'est à cette époque que se mettent en place les plis proches de E-W de la zone subandine et ceux affectant les séries cénozoïques des Hauts Plateaux.

Enfin, à la limite Miocène-Pliocène, le régime de contrainte varie une nouvelle fois, le raccourcissement est E-W. Son effet principal est la torsion "en arc" de la Cordillère Orientale et de la partie sud de la zone subandine, qui peut être considérée comme un gigantesque pli à axe vertical. C'est à ce moment que peuvent se former les failles décrochantes dextres NE-SW des Hauts Plateaux et de la Cordillère Orientale. Elles se conjuguent avec le jeu sénestre des failles andines. Ce raccourcissement E-W rend compte aussi des quelques plis N-S observés dans les Hauts Plateaux.

Au cours de ses jeux multiples et souvent antagonistes, chaque faille d'un système a tronçonné les failles de l'autre système. Le résultat final est une mosaïque de blocs à première vue sans aucun rapport les uns avec les autres. C'est cela qui donne son aspect chaotique à la carte géologique de la déflexion d'Abancay. Cette interprétation n'est qu'un modèle. Seule une étude microtectonique de la fracturation pourra confirmer ou infirmer ce modèle.

2- COUPE TRANSVERSALE DES ANDES AU NIVEAU DU MÉRIDIEN 73°W

La région dont nous venons de décrire la géologie correspond seulement à la moitié septentrionale d'une transversale de la chaîne des Andes allant de l'Océan Pacifique à la plaine amazonienne. La figure 44 montre une coupe N-S schématique et interprétative des Andes longeant approximativement le méridien 73°W et passant par Ocoña (sur la côte), Abancay et le Pongo de Mainique. N'ayant pas eu la possibilité de consulter les cartes géologiques au 1/100.000 encore inédites des zones traversées par cette coupe, toute

la partie correspondante à la zone côtière et à la Cordillère Occidentale a été interprétée à partir de la carte géologique au 1/4 000 000 du Pérou (BELLIDO 1969), de la carte géologique au 1/1 000 000 du Pérou (inédite) et de quelques observations personnelles.

La déflexion des directions orographiques et structurales n'est vraiment nette que dans les Hauts Plateaux, la Cordillère Orientale et la zone subandine, c'est-à-dire sur la portion de coupe couverte par la région étudiée dans cet ouvrage. Toutefois, dans la Cordillère Occidentale et dans la zone côtière on note une tendance des structures (plis, failles) à prendre une orientation E-W, ce qui porte à penser que la déflexion d'Abancay affecte l'ensemble de la chaîne. Dans ces deux dernières zones affleurent surtout d'épaisses séries volcaniques horizontales ou peu déformées qui masquent les effets éventuels de la déflexion, et des roches métamorphiques.

Sur notre coupe apparaissent les mêmes zones morphostructurales que sur les autres transversales des Andes déjà étudiées (MEGARD 1967, DALMAYRAC 1971, AUDEBAUD et al. 1976). Ces auteurs et d'autres travaux plus généraux (STEINMANN 1929, AUDEBAUD et al. 1973, MEGARD 1973, etc.) ont largement décrit les caractéristiques de chacune des zones morphostructurales. Aucune différence majeure ne singularise celles de notre coupe, nous ne reviendrons pas sur cet aspect descriptif du problème. Nous nous contenterons de voir la part que prend chaque grand orogène (précambrien, hercynien, andin) dans l'architecture des Andes au niveau de notre coupe.

Pour être complète, cette coupe devrait montrer la fosse du Pérou, trace de la zone de subduction actuelle, située à 150 km au sud de la ligne de rivage actuelle et profonde à ce niveau de 6600 m environ. Elle devrait aussi se compléter vers le nord sur une distance de 200 à 300 km jusqu'aux confins péruano-brésiliens, pour montrer le Bouclier brésilien (Précambrien), recouvert par les dépôts mésocénozoïques non déformés.

2.1 - LE PRÉCAMBRIEN

Il affleure seulement sur la côte où il constitue le "complexe basal de la côte"; mais il forme le soubassement de toute la Cordillère des Andes qui est donc une chaîne établie sur fond sialique. Il réapparaît, hors de la limite nord de la coupe, dans la plaine amazonienne, formant le Bouclier brésilien.

Dans la zone côtière, le Précambrien est constitué de roches métamorphiques épizonales à catazonales (micaschistes, gneiss, amphibolites, granulites). A 150 km environ au sud de la ligne de coupe, DALMAYRAC et al. (1977) et COBBING et al. (1977) ont montré que le complexe basal de la côte était formé par un orogène vieux de 2000 MA repris par l'orogénèse brasilide (640 MA).

2.2 - L'HERCYNIEN

1- LA CHAINE EOHERCYNIENNE (CARBONIFERE INFERIEUR).

Elle affleure dans la Cordillère Orientale, nous l'avons longuement décrite plus haut. Vers le nord, elle s'amortit rapidement dans la zone subandine; au Pongo de Mainique, le Dévonien et le Permo-Carbonifère sont concordants.

On ne connait pas d'affleurement de Paléozoïque inférieur au sud d'Abancay, mais ce que l'on sait de la chaîne éohercynienne du reste du Pérou incite à penser qu'elle s'amortit rapidement sous les Hauts Plateaux. Sous la Cordillère Occidentale, la série du Paléozoïque inférieur doit être réduite et concordante avec le Paléozoïque supérieur et le Méso-Cénozoïque.(1).

Dans la zone côtière on ne connait aucun dépôt du Palézoïque inférieur (lacune ? érosion ?). Les seuls témoins possibles d'éventuels événements éohercyniens sont les intrusions acides attribuées au Paléozoïque inférieur qui recoupent le Précambrien.

2- LA CHAINE TARDIHERCYNIENNE (PERMIEN MOYEN).

Le bassin subsident du Paléozoïque supérieur a une extension vers le sud bien plus large que celui du Paléozoïque inférieur. On connait en effet des dépôts carbonifères et peut-être permiens sur le versant pacifique de la Cordillère Occidentale, à Cotahuasi, par 15°20'S.

La tectonique tardihercynienne n'est matérialisée par aucune discordance angulaire au niveau de la coupe. Elle peut s'être traduite par des mouvements décrochants (sénestres ?) le long des failles longitudinales à la chaîne, au moins dans la Cordillère Orientale et les Hauts Plateaux.

2.3 - LA LIMITE HERCYNIEN-ANDIN

L'Hercynien s.l. est suivi par une période assez longue - du Permien moyen au Trias inférieur - de sédimentation continentale clastique et de magmatisme effusif et intrusif : c'est le groupe Mitu que l'on connait dans la zone côtière, les Hauts Plateaux et la Cordillère Orientale.

La période Permien moyen-Trias inférieur voit le soulèvement de l'ensemble de la chaîne hercynienne (sauf la zone subandine) en régime de distension, permettant l'émission de volumes importants de laves, d'ignimbrites et de granites dans la Cordillère Orientale.

Le caractère plutôt alcalin du magmatisme ne permet pas de le relier directement à une zone de subduction. Une solution serait d'en faire le témoin d'un "rift " mis en place sur la bordure ouest de la plaque sud-américaine et qui aurait postérieurement évolué en zone de subduction.

---

(1) Cette opinion doit être nuancée depuis la datation du Dévonien inférieur (380 MA) du massif tectonisé d'Abancay.

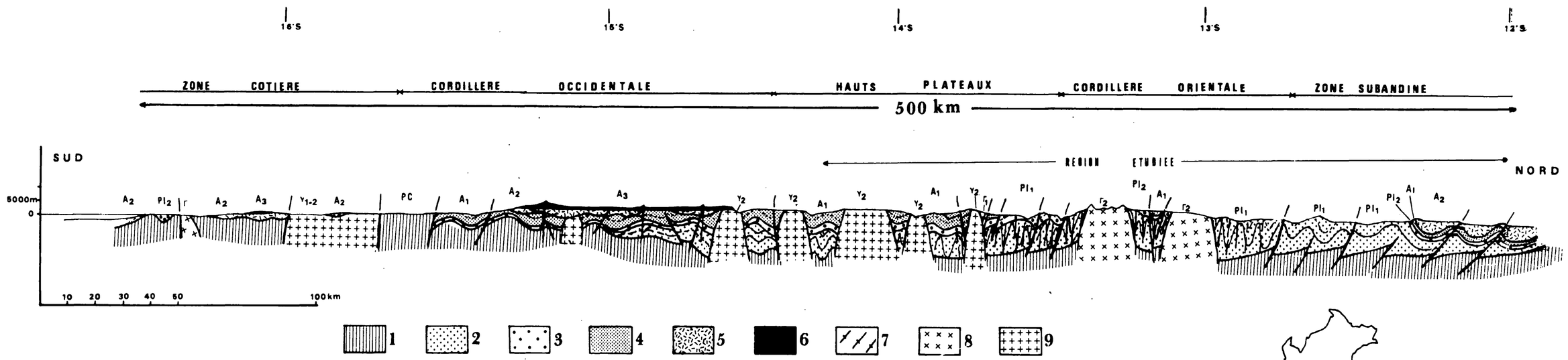


Figure 44- Coupe schématique et interprétative des Andes au niveau de la Déflexion d'Abancay, du Pacifique à la zone subandine.
1: Précambrien (PC); 2: Paléozoïque inférieur jusqu'au Dévonien supérieur (pl_1); 3: Paléozoïque supérieur, Trias inférieur et moyen compris (pl_2); 4 : Trias supérieur à Eocène (A_1); 5 : Oligo-Miocène (A_2); 6 : volcanisme plio-quaternaire (A_3); 7 : Granitoïdes éohercyniens (Γ_1); 8 : Granitoïdes permiens (Γ_2).
Γ : Granitoïdes paléozoïques indifférenciés; 9 : Granitoïdes andins (γ_{1-2} : batholite côtier Crétacé à Oligocène; γ_2 : plutons oligo-miocènes).

R. Marocco 1978

Cette mire doit être lisible dans son intégralité
Pour A0 et A1:ABERPFTHLIJDOCGQUVWMNSZXKY
zsaeocmuvnwxirfkhbdpqgyjlt 7142385690
Pour A2,A3,A4:ABERPFTHLIJDOCGQUVWMNSZXKY
zsaeocmuvnwxirfkhbdpqgyjlt 7142385690
0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20
GAM1-T-12
N° 60 073 DMT

2.4 - L'ANDIN

Le cycle orogénique andin, en remodelant les orogènes antérieurs qui constituent son substratum, a donné son caractère actuel à la chaîne des Andes, tant du point structural que morphologique. Il affecte la totalité de la coupe depuis la côte jusqu'à la zone subandine. Seule la plate-forme amazonienne (hors de la limite nord de la coupe) reste stable. Chaque zone morphostructurale est affectée différemment par les plissements andins qui n'intéressent pas chaque fois la totalité de la transversale.

Au niveau de la coupe étudiée, la paléogéographie est la même que dans le centre et le nord du Pérou, aussi bien pour ce qui est de la forme du dispositif que pour la répartition des faciès et de leur épaisseur. Une différence est toutefois à noter : dans la zone côtière, le Précambrien est surmonté directement par le Tertiaire, sans intercalation des grosses séries volcano-sédimentaires mésozoïques classiques de la côte péruvienne. On connait ces dépôts 150 km de part et d'autre de la ligne de coupe: au NW à Chala, au SE à Mollendo. Cette absence de dépôts mésozoïques peut être due soit à une lacune de sédimentation, soit à une érosion consécutive d'un soulèvement.

1- LES MOUVEMENTS CRETACES.

La première tectonique andine se produit vers le Crétacé supérieur. Elle affecte, nous l'avons vu, la région de San Miguel (NW de la carte au 1/500 000 h.t.). Elle affecte aussi la zone côtière de l'ensemble du Pérou. Le Mésozoïque côtier n'affleurant pas sur la coupe, seuls quelques affleurements de Paléozoïque supérieur, discordants sous le Tertiaire, peuvent être les témoins de cette phase tectonique.

Sur la côte, le plissement est peu intense, il ne donne que des plis à grand rayon de courbure. La Cordillère Orientale, au niveau de la coupe, n'est pas affectée, mais 100 km plus au NW, vers San Miguel, le plissement crétacé montre des plis métriques à kilométriques accompagnés de schistosité de fracture.

Ce plissement, jusqu'à présent considéré comme santonien, a été daté ponctuellement sur la côte du nord du Pérou de l'Albien (MYERS 1975).

Si la tectonique crétacée est géographiquement très localisée, le soulèvement qui l'accompagne affecte l'ensemble de la chaîne. La mer est rejetée à l'ouest et des bassins continentaux subsidents allongés parallèlement aux directions andines (E-W à N.120° au niveau de la coupe, N.140° à N.160° dans le reste du Pérou) s'établissent au sein des zones récemment soulevées. Ces bassins reçoivent une abondante sédimentation de couches rouges du Maestrichtien-Eocène moyen ou supérieur. Ces couches rouges que nous avons vues affleurer dans la région d'Abancay-Andahuaylas, sur la Cordillère Orientale

et dans la zone subandine, existent aussi dans la Cordillère Occidentale. Elles constituent l'un des traits distinctifs de la chaîne andine, du fait de leur épaisseur et de leur extension géographique.

2- LA TECTONIQUE DE L'EOCENE SUPERIEUR.

Elle affecte l'ensemble de la chaîne sauf la zone subandine et peut-être la côte. Son maximum d'intensité s'observe dans les Hauts Plateaux et la Cordillère Occidentale où elle donne des plis hectométriques à kilométriques.

A la différence du Pérou central et septentrional, il ne semble pas y avoir de changement de style tectonique notable de la Cordillère Occidentale à la Cordillère Orientale. En particulier, il n'a jamais été signalé de zone à schistosité; mais malheureusement la majeure partie de la Cordillère Occidentale est recouverte par une épaisse série de roches volcaniques récentes qui ne permet pas une observation complète et continue.

3- LE TERTIAIRE.

Après la tectonique de l'Eocène supérieur, l'histoire structurale du Tertiaire est très compliquée. Le problème qu'elle pose a récemment été attaqué sur plusieurs fronts par SOULAS et LAVENU (tectonique cassante), FORNARI (métallogénie-tectonique), NOBLE (radiochronologie et pétrologie des roches volcaniques), LEFEVRE (pétrologie du magmatisme tertiaire).

Les premiers résultats de ces études en cours de réalisation, montrent que le Cénozoïque est une période où phases de compression et de distension sont étroitement imbriquées les uns dans les autres. La chronologie relative ou absolue établie dans une région peut ne pas concorder exactement avec celle d'une autre région. De plus, une phase de compression mise en évidence par l'analyse microtectonique cassante peut ne pas se traduire par une discordance angulaire.

Malgré toutes ces difficultés, il semble que l'on puisse admettre comme valable à l'échelle du Pérou central et méridional, les 3 compressions post-Eocène supérieur de SOULAS (1975) :

- limite Miocène-Pliocène, entre 6 et 7 MA (raccourcissement E-W),
- Miocène supérieur, entre 14 et 10 MA (raccourcissement N-S),
- Miocène inférieur, entre 21 et 14 MA (raccourcissement N.45°).

Au niveau de la transversale présentée, aucune analyse fine de la déformation tertiaire n'a encore été réalisée. De plus, l'âge des différentes séries volcano-sédimentaires postérieures à la tectonique de l'Eocène supérieur est très mal connu. Il est donc difficile d'évaluer la part que prend chacune des phases dans les différentes zones morphostructurales.

Dans la zone côtière, le Tertiaire est représenté soit par des dépôts marins datés de l'Oligo-Miocène (en bordure du rivage), soit par des dépôts continentaux (formation Moquegua) d'âge incertain mais peut-être oligo-miocène. Les relations entre ces deux types de dépôts ne sont pas connues. Ces séries sont très faiblement plissées par des plis amples à grand rayon de courbure correspondant à au moins une phase de compression tertiaire, mais laquelle ?

Dans la Cordillère Occidentale, le Tertiaire est formé de grosses séries volcano-sédimentaires continentales. En première approximation on peut admettre que ces séries sont affectées, comme 200 km plus au NW, par les 3 phases de SOULAS (1975).

Ces trois phases ont affecté à des degrés différents les Hauts Plateaux et la Cordillère Orientale.

Les plis E-W de la zone subandine au niveau de la coupe, pourraient être dus à la phase du Miocène supérieur (raccourcissement N-S).

4- LE PLIO-QUATERNAIRE.

Cette période est marquée par un intense volcanisme andésitique et ignimbritique et par un soulèvement de plusieurs milliers de mètres de la chaîne des Andes. Ce soulèvement, entre autres choses, est responsable du profond encaissement des vallées.

L'activité volcanique est surtout localisée à la Cordillère Occidentale où les volcanites plio-quaternaires peuvent dépasser 500 m d'épaisseur.

5- LE MAGMATISME ANDIN.

Sous le nom de magmatisme andin nous décrirons tous les événements magmatiques qui se sont produits depuis le Trias supérieur jusqu'à l'époque actuelle. Au niveau de la transversale étudiée, le magmatisme andin est représenté par un abondant plutonisme sur la côte et dans les Hauts Plateaux et par un volcanisme cénozoïque essentiellement localisé à la Cordillère Occidentale. La nature calco-alcaline et la répartition spatio-temporelle de ce magmatisme poussent à le mettre en relation avec la zone de subduction.

5.1- Le plutonisme andin.

Le plutonisme andin, essentiellement dioritique et granodioritique dans la zone côtière, est plus acide dans les Hauts Plateaux (granodiorites et granites s.s.). Les roches basiques (gabbros) sont rares et sont en général les précurseurs des plutons plus acides. Le plutonisme andin est exclusivement intrusif, on ne connait pas de granite d'anatexie dans l'ensemble de la chaîne andine sud-américaine.

Sur la transversale étudiée, le plutonisme andin est représenté du sud vers le nord par :

- le batholite côtier,
- quelques petits stocks dans la Cordillère Occidentale,
- le batholite d'Abancay-San Miguel dans les Hauts Plateaux.

On ne connait pas de plutons andins dans la Cordillère Orientale et la zone subandine.

Le batholite côtier affleure sur 35 km au niveau du 73°W entre deux grands systèmes de failles E-W. C'est l'immense "batholite andin" qui, depuis Chiclayo dans le nord jusqu'à Tacna dans le sud du Pérou, longe la côte sur 1600 km. Ce batholite a surtout été étudié au nord de Lima (COBBING 1973, MYERS 1975, PITCHER 1972, 1974, 1975). Dans le sud du Pérou, seule existe l'étude de STEWART (1968) du batholite de la Caldera (sud d'Arequipa) à 100 km au SW de la ligne de coupe. Le batholite côtier correspond à un complexe intrusif calco-alcalin montrant des types pétrographiques très variés, allant des gabbros aux granites s.s. Les termes les plus basiques sont les plus anciens et se trouvent à la périphérie du batholite, alors que les termes acides, les plus récents, forment la partie centrale. Au nord de Lima, BUSSEL et al. (1976) ont montré que la mise en place du batholite côtier s'était échelonnée sur près de 60 MA (de 95 à 34 MA).

Dans la Cordillère Occidentale, la couverture volcanique récente masque la quasi totalité des affleurements. On connait toutefois quelques petits stocks acides (granite, grano-diorite) postérieurs à la tectonique de l'Eocène supérieur dont ils recoupent les structures.

Les Hauts Plateaux sont caractérisés par le batholite d'Abancay-San Miguel que nous avons déjà décrit. Son âge probable est Oligocène terminal. Il est constitué par une série de roches calco-alcalines allant des diorites aux granites. Le batholite d'Abancay San Miguel est un des caractères originaux de notre transversale. Ailleurs dans le Pérou, les Hauts Plateaux ne montrent jamais un tel volume de produits plutoniques.

5.2- Le volcanisme andin.

Nous ne parlerons pas ici du volcanisme mésozoïque côtier qui n'affleure pas sur la coupe et dont la pétrologie est pratiquement inconnue, puisque l'on ne sait pas s'il est alcalin ou calco-alcalin. Nous ne traiterons que des roches volcaniques cénozoïques.

Le plus gros volume de produits effusifs andins a été émis dans la Cordillère Occidentale. Il s'agit d'un volcanisme typiquement calco-alcalin, essentiellement andésitique et ignimbritique.

Le premier épisode volcanique se place entre le soulèvement santonien et la compression de l'Eocène supérieur. Il n'est peut-être pas représenté sur notre transversale; s'il l'est, il doit se localiser au versant pacifique de la Cordillère Occidentale. Dans le sud du Pérou où il a été décrit sous le nom de Groupe Toquepala, il a été daté à 70 MA (JAMES et al. 1975) et à 58 MA (BELON et LEFEVRE 1976). Ce sont des laves andésitiques à dacitiques, des ignimbrites et des pyroclastites, intercalées de dépôts clastiques continentaux. Ces volcanites sont l'équivalent des couches rouges crétacé -éocène des régions andines.

Le second épisode volcanique est oligo-miocène. Les nombreuses datations obtenues récemment par NOBEL et al. (1974, 1975), FARRAR et NOBEL (1976) et BELON et LEFEVRE (1976), montrent qu'après quelques émissions vers l'Oligocène inférieur, l'essentiel de cet épisode volcanique est miocène. Les roches sont des andésites, des ignimbrites, des pyroclastites, intercalées avec des sédiments clastiques continentaux. Sur la ligne de coupe, le degré de connaissance des volcanites oligo-miocènes est encore trop faible pour y effectuer les fines subdivisions faites dans le sud du Pérou (voir "Caractères généraux des Andes péruviennes") grâce aux phases tectoniques et à la lithologie. Cet épisode volcanique a recouvert l'ensemble de la Cordillère Occidentale et localement il a atteint les Hauts Plateaux (région de Cuzco, 100 km au SW de la ligne de coupe).

Le troisième épisode volcanique débute après la tectonique de la limite Miocène-Pliocène et se poursuit jusqu'à l'époque actuelle puisque certains grands volcans du Pérou ont eu des éruptions historiques ou sub-historiques. Ce dernier épisode est encore andésitique et ignimbritique. Certains niveaux d'ignimbrites, de grande extension géographique, sont des horizons guides pour la cartographie : Sillar d'Arequipa, Tuf Sencca. L'essentiel du volcanisme plio-quaternaire est localisé à la Cordillère Occidentale, mais le tuf Sencca (ignimbrite) a atteint la zone côtière où on le trouve en discordance angulaire sur la formation Moquegua oligo-miocène. La zone de failles séparant les Hauts Plateaux de la Cordillère Orientale est jalonnée par de petits appareils volcaniques très récents qui sont les témoins les plus orientaux (les plus éloignés de la zone de subduction) du volcanisme andin (ignimbrites d'Andahuaylas et de Saihuite, volcans latitiques de San Pedro et d'Oropesa).

5.3- Conclusions sur le magmatisme andin.

Plutonisme et volcanisme andin sont nettement calco-alcalins, en cela ils diffèrent du magmatisme hercynien, plus nettement alcalin. Y a-t-il une relation entre ce magmatisme et la zone de subduction actuelle ?

La localisation de ce magmatisme en bandes parallèles à la fosse Pérou-Chili, les variations du rapport $K_2O/Si\ O_2$ perpendiculairement à la fosse et la migration vers le NE (vers le nord sur notre coupe) de l'âge du magmatisme permettent de répondre affirmativement à la question posée.

La disposition en bandes parallèles à la fosse est facilement vérifiable sur une carte géologique du Pérou (batholite côtier, volcanisme de la Cordillère Occidentale).

La variation du rapport K_2O/SiO_2 perpendiculairement à la fosse a été montrée clairement par LEFEVRE (1973) pour le volcanisme plio-quaternaire : il augmente quand on s'éloigne de la fosse.

La migration de l'âge du plutonisme vers le NE est nette: le batholite côtier est crétacé supérieur-oligocène, les intrusions des Hauts Plateaux se placent à la limite Oligocène-Miocène. Pour le volcanisme, cette migration est nette jusqu'au Pliocène; le volcanisme crétacé supérieur-éocène est plus proche de la fosse que le volcanisme oligo-miocène. Par contre, le volcanisme plio-quaternaire occupe indifféremment les zones proches et éloignées de la fosse.

* *
*

BIBLIOGRAPHIE

AUDEBAUD E. (1967).- Etude géologique de la région Sicuani-Ocongate (Cordillère Orientale du sud péruvien). Thèse 3ème cycle, Grenoble.

" (1971).- Mise au point sur la stratigraphie et la tectonique des calcaires cénomaniens du sud-est péruvien (formation Ayavacas). C.R. Acad. Sci. Paris, t. 272, p. 1059-1062.

" (1973).- Geologia de los cuadrangulos de Ocongate y Sicuani. Serv. Geol. Perù, bol. 25, Lima.

AUDEBAUD E., BARD J.P., CAPDEVILA R., DALMAYRAC B., MAROCCO R., MEGARD F., PAREDES J. (1971).- Le métamorphisme précambrien de basse pression des Andes Orientales du Pérou. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 273, série D, p. 450-453.

AUDEBAUD E., CAPDEVILA R., DALMAYRAC B., DEBELMAS J., LAUBACHER G., LEFEVRE C., MAROCCO R., MARTINEZ C., MATTAUER M., MEGARD F., PAREDES J., TOMASI P. (1973).- Les traits géologiques essentiels des Andes centrales (Pérou-Bolivie). Revue Géogr. Phys. Géol. Dyn., vol. XV, fasc. 1-2, p. 73-114.

AUDEBAUD E. et LAUBACHER G. (1969a).- Sur une discordance tardi-hercynienne dans la Cordillère Orientale du sud du Pérou. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 269, série D, p. 2163-2166.

" " (1969b).- Présence de Tertiaire plissé (Groupe Puno) dans la Cordillère Orientale du sud du Pérou. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 269, série D, p. 2301-2304.

AUDEBAUD E., LAUBACHER G. et MAROCCO R. (1976).- Coupe géologique des Andes du sud du Pérou de l'Océan Pacifique au Bouclier brésilien. Geol. Rdsch. Band 65, p. 223-264.

BARD J.P., DALMAYRAC B., MAROCCO R., MEGARD F. (1974).- Extension et caractères des roches métamorphiques précambriennes du Pérou. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 278, série D, p. 3035-3038.

BELLON H. et LEFEVRE C. (1976).- Données géochronométriques sur le volcanisme andin dans le sud du Pérou. Implications volcano-tectoniques. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 283, série D.1.

BENAVIDES V. (1956).- Cretaceous system in Northern Peru. Bull. Am. Museum of Natural History, vol. 108, p. 353-494.

" (1962).- Estratigrafia pre-terciaria de la region de Arequipa. Bull. Soc. Geol. Peru, t. 38, p. 5-63.

BERRY W.B.N. et BOUCOT A.J. (1972).- Correlation of the South American Silurian rocks. Geol. Soc. Amer. Spec. paper 133, 54 p.

BIZON J.J., GRAMBAST L., GREKOFF M., HINDERMAYER J., MEGARD F., SIGAL J. (1973).- Etude stratigraphique du passage Crétacé-Tertiaire inférieur dans le Pérou central. Ses conséquences sur les phases tectoniques. 2° Congrès Latino-américain de Géologie, Caracas.

BOWMAN I. (1916).- The Andes of Southern Peru. Geographical reconnaissance along the 73° meridian. Am. Geogr. Soc. Special public., n° 1, 336 p., New-York.

BRANISA L., CHAMOT G., BERRY W.B.N., BOUCOT A.J. (1972).- Silurian of Bolivia, in: Correlation of the South American Silurian rocks. Geol. Soc. Amer., Spec. Paper 133.

von BRAUN E. (1967).- Geologie und Lagenstätten im Gebiet von Vilcabamba (S. Peru). Geol. Jb., 84, p. 215-260.

BUSSELL M.A., PITCHER W.S., WILSON P.A. (1976).- Ring complexes of the Peruvian Coastal Batholith : a long standing subvolcanic regime. Canadian Journal of Earth Sciences, vol. 13, n° 8, p. 1020-1030.

CABRERA la ROSA A. et PETERSEN G. (1936).- Reconocimiento geologico de los yacimientos petroliferos del departamento de Puno. Bol. Guerpo Ing. Minas del Perù, n° 115, Lima.

CHANOVE G., MATTAUER M., MEGARD F. (1969).- Précisions sur la tectonique tangentielle des terrains secondaires du massif de Pirin (NW du lac Titicaca, Pérou). C.R. Acad. Sci. Paris, t. 268; série D, p. 1698-1701.

COBBING E.J. (1973).- Geologia de los cuadrangulos de Barranca, Ambar, Oyon, Huacho, Huaral y Canta. Serv. Geol. Min. Bull. n° 26, Lima.

COBBING E.J., OZARD J.M., SNELLING N.J. (1977).- Reconnaissance geochronology of the crystalline basement rocks of the Coastal Cordillera of Southern Peru. Geol. Soc. Amer. Bull., v. 88, p. 241-246.

COUSMINER H.L. (1965).- Permian spores from Apillapampa, Bolivie. Journ. Pal., vol. 39, n° 6, p. 1097-1111.

DALMAYRAC B. (1973).- Coupe générale des Andes péruviennes (entre 9°S et 11°S). Bull. Inst. Franç. Etud. Andines, t. 2, n° 1, Lima.

DALMAYRAC B. (1970).- Mise en évidence d'une chaîne anté-ordovicienne et probablement précambrienne dans la Cordillère Orientale du Pérou central (région de Huanuco). C.R. Acad. Sci., t. 270, sér. D, p. 1088-1091.

DALMAYRAC B., LANCELOT J., LEYRELOUP A. (in press).- Evidence of 2 b.y. granulite in the Upper Precambrian of the Përuvian Coast. Sciences.

DAVILA J.J. et PONCE DE LEON V. (1971).- La seccion del rio Inambari en la faja subandina del Peru y la presencia de sedimentitas de la formacion Cancañiri (Zapla) del Silurico. Rev. Tec. Yac. Petrol. Fisc. Bolivia, I (1), p. 67-85.

DOLLFUS O. (1965).- Les Andes centrales du Pérou et leur piémont. Etude morphologique. Trav. Inst. Franç. Etud. Andines, t. X, 404 p., Lima.

DOUBINGER J. et MAROCCO R. (1976).- Découverte d'une microflore wealdienne (Néocomien) dans la région de Cuzco (Sud du Pérou). Première datation des grès Huancané. Sciences Géologiques, Bull. 29, 1, p. 79-89, Strasbourg.

DUENAS E.I. (1907).- Aspectos mineros del departamento de Cuzco. Bol. Cuerpo Ing. Minas del Peru, n° 53, p. 1-163, Lima.

DUNBAR C.O. et NEWELL N.D. (1946).- Marine Early Permian of the Central Andes and its fusulines forms. Amer. Journ. Sciences, 244, p. 377-402 et 457-491.

EGELER C.G. et DE BOOY T. (1957).- De geologish-Alpinische exploratie in de Cordillera Vilcabamba en Cordillera Veronica, Zuidoost Peru. Tijdsch. Kon. Nederland Aardrijkskd. Genoot., n° 2, p. 120-136.

EGELER C.G. et DE BOOY T. (1961).- Préliminary note on the geology of the Cordillera Vilcabamba (SE Peru), with emphasis on the essentially pre Andean origin of the structure. Geol. en Mijnb. 40, p. 319-325.

EVERNDEN J.F., KRIZ J.S., CHERRONI C. (1966).- Correlaciones de las formaciones terciarias de la cuenca altiplanica a base de edades absolutas determinadas por el método K/Ar. Serv. Geol. Bolivia, hoja informativa n° 1, La Paz.

EYSINGA F.W.B. (1975).- Geological time-table. 3° Edition, Elsevier, Amsterdam.

FARRAR E. et NOBLE D.C. (1976).- Timing of Late Tertiary Deformation in the Andes of Peru. Geol. Soc. Am., Bull. vol. 87, p. 1247-1250.

FRANKL J. (1953).- The Limbo Formation. 1° Convencion Boliviana Tecnicas Petroleras. La Paz.

FRICKER P. et WEIBEL M. (1960).- Zur Kenntnis der Eruptive gesteine in der Cordillera Vilcabamba (Peru). Schweiz. Miner. Petrog. Mitt., 40, p. 359-382, Zürich.

FRICKER P. (1960).- Zur Geologie der Cordillera Vilcabamba. Alpen, n° 36, p. 58-66.

GABELMAN J.W. (1967).- Estructura y origen de el Rodadero, Cuzco, Peru. Bull. Soc. Geol. Peru, t. 40, p. 55-71.

GERTH H. (1915).- Geologische und morphologische Beobachtungen in den Kordillera Südperus. Geol. Rdsch., 6, p. 129-153.

GRAMBAST L., MARTINEZ M., MATTAUER M., THALER L. (1967).- Perutherium altiplanense nov. gen. sp., premier mammifère mésozoïque d'Amérique du Sud. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 264, série D, p. 707-710.

GREGORY H.E. (1914).- The Rodadero (Cuzco-Peru), fault plane of unusual aspect. Amer. Journ. Sci., v. 37, n° 220, p. 289-298.

" (1914).- Geological reconnaissance of the Ayusbamba fossils beds. Amer. Journ. Sci., vol. 37, n° 218.

" (1916).- A geological reconnaissance of the Cuzco Valley Peru. Amer. Journ. Sci., vol. 41, n° 241, p. 1-100.

HAM C.K. et HERRERA L.J. Jr. (1963).- Role of subandean fault system in tectonics of eastern Peru and Ecuador. in "Backbone of the Americas", CHILDS D. and BEEBE B.W. editors. Am. Assoc. Petrol. Geol., memoir 2, p. 47-61.

HARRINGTON H.J. (1962).- Paleogeographic development of South America. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 46, n° 10, p. 1773-1814.

HARRISON J.V. (1943).- The geology of the Central Andes in part of the province of Junin (Peru). Quat. Journ. Geol. Soc. London, 99, p. 1-36.

HOFFSTETTER R. (1968).- Un gisement de vertébrés tertiaires à Sacaco (Sud Pérou), témoin néogène d'une migration de faunes australes au long de la côte occidentale sud-américaine. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 267, p. 1273-1276.

HOFFSTETTER R., MARTINEZ C., MATTAUER M., TOMASI P. (1971).- Lacayani, un nouveau gisement bolivien de mammifères déséadiens (Oligocène inférieur). C.R. Acad. Sci. Paris, t. 273, p. 2215-2218.

HOFFSTETTER R., MARTINEZ C., MUNOZ-REYES J., TOMASI P. (1971).- Le gisement d'Ayo-Ayo (Bolivie), une succession stratigraphique pliocène-pléistocène datée par des mammifères. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 273, p. 2472-2475.

HEIM A. (1948).- Geologia de los rios Apurimac y Urubamba. Bol. Inst. Geol. Peru, n° 10, p. 1-25, Lima.

JAMES D.E., BROOKS C., CUYUBAMBA A. (1975).- Early evolution of the Central andean volcanic arc. Carnegie Instit. Washington, Year Book, v. 74, p. 247-250.

JENKS W.F. (1948).- Geologia de la hoja de Arequipa al 1/200 000. Inst. Geol. Peru. Bull. n° 9, Lima.

JOCHAMOWITZ A. (1908).- Recursos minerales del departamento de Apurimac. Bull. Cuerpo Ing. Minas del Peru, v. 58, p. 7)98, Lima.

JUNTA DE CONTROL DE ENERGIA ATOMICA (1959).- Las manifestaciones uraniferas en el distrito minero de Vilcabamba. Bull. n° 4, 23, p. 39-60.

KALAFATOVICH C. (1957).- Edad de las calizas de la formacion Yuncaypata, Cuzco. Soc. Geol. Peru, t. 32, p. 125-139.

" (1964).- El Paleozoico superior en el Peru. Revista Universitaria, Cuzco.

KATZ H.R. (1959).- Zur Geologie des Palaozoikums in dem Südostlichen Anden von Peru. Ecl. Geol. Helv., 52, 2, p. 721-734.

LANCELOT J., DALMAYRAC B., LEYRELOUP A., (1976).- Radiochronological preliminary results of Peruvian precambrian granulites. G.C.O.G. Amsterdam.

LANCELOT J., LAUBACHER G., MAROCCO R., RENAUD U. (in press).- U/Pb radiochronology of two granitic plutons from the Eastern Cordillera (Peru). Extend of Permian magmatic activity and consequences. Geol. Rdsch.

LAUBACHER G. (1974).- Le Paléozoïque inférieur de la Cordillère Orientale du sud-est du Pérou. Cahiers ORSTOM, sér. Géol., vol. 6, n° 1, p. 29-40.

LAUBACHER G. et MAROCCO R. (1975).- Influence de la tectonique cassante tardihercynienne sur l'évolution méso-cénozoïque des Andes centrales (Pérou). Réun. Ann. Sci. Terre, Montpellier.

LEFEVRE C. (1973).- Les caractères magmatiques du volcanisme plio-quaternaire des Andes dans le sud du Pérou. Contr. Mineral. Petr., 41, p. 259-272.

LEMON R.R.M. et CRANSWICK J.S. (1956).- Graptolites from Huacar, Peru. Publ. Mus. Hist. Nat. Javier Prado, n° 5, 30 p., Lima.

LENZ H. et WENDT J. (1969).- PB/U Alterbestimmungen an peruanischen Uran-Erzen aus dem Gebiet von Vilcabamba, Provinz Convencion, Peru. Z. deutch. Geol. Ges., vol. 118, p. 368-376.

Mac LAUGHLIN D.N. (1924).- Geology and physiography of the Peruvian Cordillera, Departments of Junin and Lima. Geol. Soc. Amer., bull. n° 35, p. 591-632.

MAROCCO R. (1971a).- Etude géologique de la chaîne andine au niveau de la déflexion d'Abancay (Pérou). Cahiers ORSTOM, sér. Géol., vol. 3, n° 1, p. 45-58.

" (1971b).- Tectonique de gravité dans les couches rouges de la région de Cuzco (sud du Pérou). "Photo Interprétation", n° 5, fasc. 1, Ed. Technip, Paris.

MAROCCO R. (1973).- Estudio geologico preliminar de la Cordillera Oriental.Bloque D. Rapport inédit, Serv. Geol. Min. Pérou.

" (1975).- Geologia de los cuadrangulos de Andahuaylas, Abancay, Cotabambas. Serv. Geol. Min. Pérou.

MAROCCO R. et GARCIA ZABALERA F. (1974).- Estudio geologico de la région entre Cuzco y Machu Picchu. Bull. Inst. Franç. Etud. Andines, III, n° 2, p. 1-27.

MARTINEZ C., KUSSMAUL S., SUBIETA T., TOMASI P. (1973).- Historia del Altiplano de Bolivia. 2° Congrès Latinoaméricain de Géologie, Caracas.

MEGARD F. (1967).- Commentaire d'une coupe schématique à travers les Andes centrales du Pérou. Rev. Géol. Phys. Géol. Dyn., IX, 4, p. 335-346.

" (1973).- Etude géologique d'une transversale des Andes au niveau du Pérou central. Thèse doct. Sci. Nat. Montpellier.

MEGARD F., DALMAYRAC B., LAUBACHER G., MAROCCO R., MARTINEZ C., PAREDES J., TOMASI P. (1971).- La chaîne hercynienne au Pérou et en Bolivie. Premiers résultats. Cahiers ORSTOM, sér. Géol., vol. 3, n° 1, p. 5-44.

MORALES G. et OCAMPO A. (1956).- Geologia general y estratigrafia de la provincia de Andahuaylas. Bull. Soc. Geol. Peru, t. 30, Lima.

MYERS J.S. (1975).- Cauldron subsidence and fluidization : Mechanism of intrusion of the Coastal Batholith of Peru into its own volcanic ejecta. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 86, p. 1209-1220.

NEWELL N.D. (1949).- Geology of the Lake Titicaca region, Peru and Bolivia. Geol. Soc. Amer., memoir 36, 111 p.

NEWELL N.D., CHRONIC J., ROBERTS T. (1953).- Upper Paleozoic of Peru. Geol. Soc. Amer., memoir 58, 276 p.

NEWELL N.D. et TAFUR I. (1943).- Ordovicico fosilifero en la Selva oriental del Peru. Bull. Soc. Geol. Peru, t. 14, p. 5-16.

NOBLE D.C., PETERSEN U., MAC KEE E.H., ARENAS M., BENAVIDES A. (1972).- Cenozoic volcano-tectonic evolution of the Julcani-Huachocolpa-Castrovirreyna area, Central Peru. Geol. Soc. Amer., Abst. with Progr., vol. 4, p. 613.

NOBLE D.C., MAS KEE E.H., FARRAR E., PETERSEN U. (1974).- Episodic cenozoic volcanism and tectonism in the Andes of Peru. Earth Plan. Sci. Lett., 21, p. 213-220, Amsterdam.

PECHO V. (inédit).- Geologia de los cuadrangulos de Chalhuanca, Chuquibambilla y Santo Tomas. Serv. Geol. Min. Peru.

PITCHER W. (1972).- The Coastal batholith of Peru. 24° Congres Geol. Int. Montreal, Section 2, p. 156-163.

" (1974).- The Mesozoïc and Cenozoic batholiths of Peru. Pacific Geology, 8, p. 51-62, Tokai Univ., Tokio.

" (1975).- On the rate of emplacement of batholiths. Journ. Geol. Soc., vol. 131, p. 587-591, Londres.

PORTUGAL J. (1974).- Mesozoic and Cenozoic stratigraphy and Tectonics events of Puno-Sta Lucia area. Department of Puno, Peru. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., vol. 58, p. 982-999.

PERRIAUX J. (1969).- Rapport C.N.R.S. de Mission au Pérou. Inédit.

RAIMONDI A. (1874).- El Peru, Lima.

SOULAS J.P. (1975).- La chaîne andine du Pérou central : chronologie, orientation et style des phases tectoniques du Tertiaire supérieur. Aperçus sur la tectonique quaternaire. Bull. Inst. Franç. Et. Andines, vol. IV, n° 3-4, p. 127-156, Lima.

STEINMANN G. (1929).- Geologie von Peru, Heidelberg, 448 p., Karl Winter éd.

STEWART J.W. (1968).- Rocas intrusivas del cuadrangulo de la Joya. in Bull. Serv. Geol. Min. Peru, 19, p. 43-78, Lima.

TURNER J.C.M. (1970).- The Andes of Northwestern Argentina. Geol. Rdsch. band 59, p. 1028-1063.

" (1972).- Silurico. Act. Cuart. Jorn. Geol. Argentinas, t. 3, p. 211-224, Mendoza.

WILSON J.J. (1963).- Geologia del cuadrangulo de Huaylillas; Com. Carta Geol. Nac. Bull. n° 6, Lima.

WILSON J.J. et REYES L. (1964).- Geologia del cuadrangulo de Pataz. Com. Carta Geol. Nac., Bull. n° 9, Lima.

MARTINEZ Cl.,TOMASI P. et DALMAYRAC B.,LAUBACHER G.,MAROCCO R.,1972.-Caractères généraux des orogènes précambriens,hercynien et andin au Pérou et en Bolivie.24° Congr.Géol.Intern.,sect.1,p.136-146,Montréal.

—

Imprimé en France Imprimerie JOUVE, 17, rue du Louvre, 75001 PARIS
Dépôt légal : 4e trimestre 1978

OFFICE DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE
ET TECHNIQUE OUTRE-MER

Direction générale :
24, rue Bayard - 75008 PARIS

Service des Publications :
70-74, route d'Aulnay - 93140 BONDY

O.R.S.T.O.M. Éditeur
Dépôt légal : 4e trim. 1978
I.S.B.N. : 2-7099-0524-8

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA DÉFLEXION D'ABANCAY ENTRE SAN MIGUEL ET CUZCO

MAPA GEOLOGICO DE LA DEFLEXION DE ABANCAY ENTRE SAN MIGUEL Y CUZCO

À L'ÉCHELLE DE 1/500 000

Dressée par R. Marocco

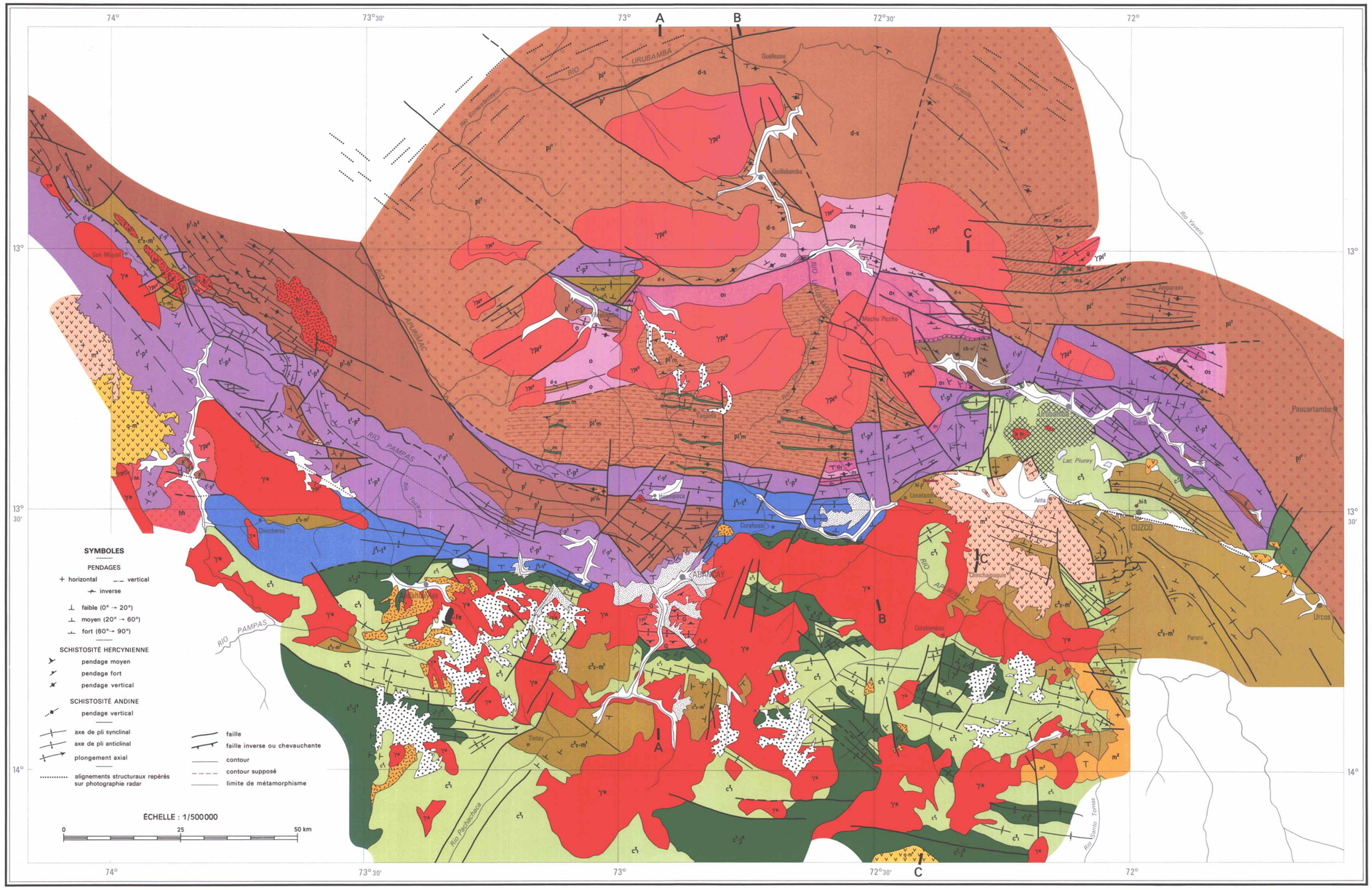
RÉPUBLIQUE FRANÇAISE

OFFICE DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE ET TECHNIQUE OUTRE-MER

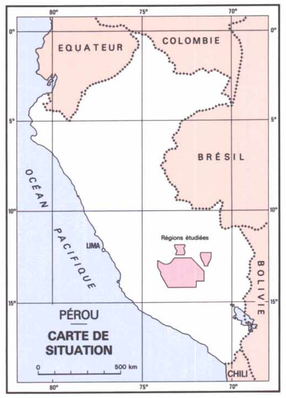
REPUBLICA DEL PERU

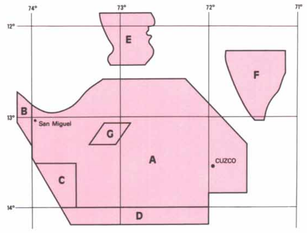
MINISTERIO DE ENERGIA Y MINAS

INSTITUTO DE GEOLOGIA Y MINERIA



SERVICE CARTOGRAPHIQUE DE L'O.R.S.T.O.M. 1977 R. DERUELLE





RÉFÉRENCES GÉOLOGIQUES

A _ Levés R. Marocco

B _ F. Mégard (1973)

C _ Levés C. Guevara (S.G.M. inédit)

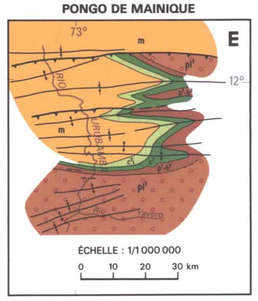
D _ Carte géologique 1 / 250 000 dpt. Apurimac (S.G.M.)

E _ A. Heim (1948) ; pétroliers (inédit)

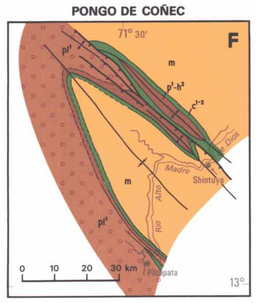
F _ O.N.E.R.N. (1963) ; R. Marocco ; pétroliers (inédit)

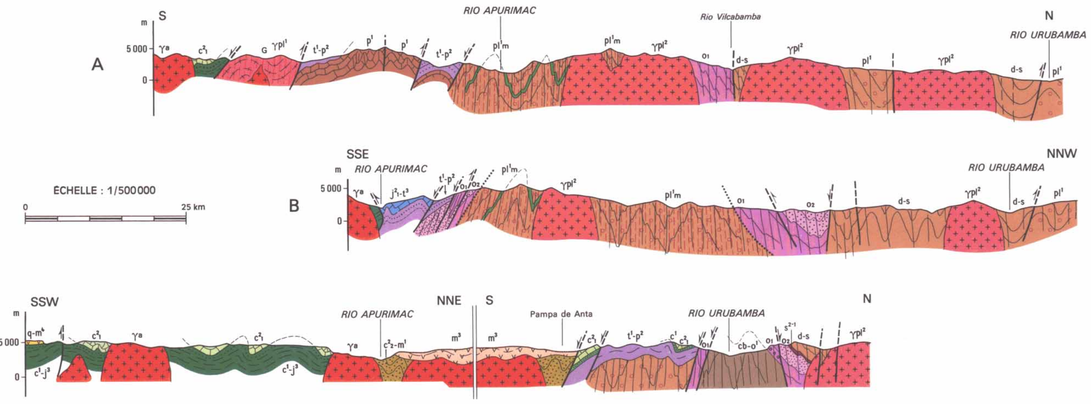
G _ P. Fricker (1960)

PONGO DE MAINIQUE



PONGO DE COÑEC





LÉGENDE

récent

moraines — éluvions — alluvions — ignimbrites — laves — Plio-quaternaire volcanique

phase mio-pliocène

Miocène (G. Tacaza (volc.)) — Oligocène (G. Puno) — Oligo-miocène de la zone subandine — Hypovolcanique (α andésite, ρ rhyolite, δ microdiorite) — Plutonisme andin

phase éocène supérieure

Crétacé sup. - éocène

mouvements santoniens

Albo-turonien — Gypse — Fer dû au métamorphisme de contact de c^1

Néocomien continental (F. Huancane) — Crétacé indifférencié en zone subandine

Malm-néocomien (G. Yura)

Trias sup. -lias (G. Pucara)

Permo-trias (G. Mitu)

Permien inf. (G. Copacabana)

Pennsylvanien (G. Tarma)

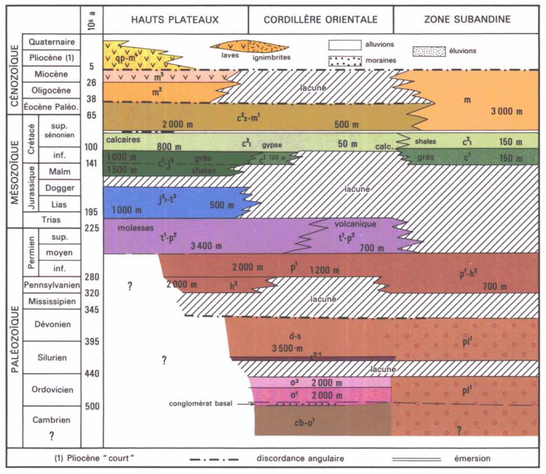
Hypovolcanique — Plutonisme tardihercynien — Plutonisme éohercynien

phase éohercynienne

Siluro-dévonien — Wenlock (Zapla) — Ordovicien sup. — Ordovicien inf. — Cambro-ordovicien

Métamorphique: g orthogneiss, a amphibolite, ms micaschiste, m marbre, G gneiss d'Abancay

CORRÉLATIONS STRATIGRAPHIQUES



© O.R.S.T.O.M. 1977

OFFICE DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE ET TECHNIQUE OUTRE-MER
Service Central de Documentation
70-74, route d'Aulnay - 93140 BONDY - FRANCE