



HAL
open science

Contribution à l'étude des Andes N-Peruviennes.

Gerard Trottereau

► **To cite this version:**

Gerard Trottereau. Contribution à l'étude des Andes N-Peruviennes.. Stratigraphie. Université de Grenoble, 1964. Français. NNT: . tel-00744118

HAL Id: tel-00744118

<https://theses.hal.science/tel-00744118>

Submitted on 22 Oct 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



UNIVERSITE DE GRENOBLE,
Faculté des sciences.

THESE DE IIIe CYCLE:

CONTRIBUTION A L'ETUDE DES ANDES N-PERUVIENNES.

G. TROTTEREAU

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION Juillet, 1964.
B.P. 53

F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél: 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail: ptalour@ujf-grenoble.fr

25 AOUT 2003

T H E S E

présentée

A LA FACULTE DES SCIENCES DE L'UNIVERSITE DE GRENOBLE,

pour obtenir

le grade de Docteur en Troisième Cycle.

spécialité : Géologie approfondie. Option : Chaînes de Montagnes

par Gérard TROTTEREAU.

CONTRIBUTION A L'ETUDE DES ANDES N-PERUVIENNES.

soutenue le Juillet 1964 devant la Commission d'examen :

M. BARBIER, Président.

M. DEBELMAS)
M. MICHEL) Examineurs.

2014 3 994

Qu'il me soit permis d'exprimer ma gratitude à tous ceux qui, directement ou indirectement, de France ou du Pérou, ont rendu possible une tâche parfois rude, mais combien exhaltante.

Au Laboratoire de Géologie de Grenoble
à son Directeur, Monsieur R. BARBIER
à Monsieur le Professeur R. MICHEL
à Monsieur le Président de la Comisión de la Carta
Geológica del Perú : Ing' Andrés BRAVO BRESANI
à Marc SCHERER, Conseiller culturel à Lima
à Olivier DOLLFUS qui prit l'initiative de ces
missions françaises dans les Andes
à mon ami J.J. WILSON
à mes compagnons de terrain, assistants et
chauffeurs
aux "haciendados" dont l'hospitalité fut toujours
si chaleureuse
à tous mes guides, "obreros" et "peones" qui ont
partagé l'eau des outres et les poignées de riz,

à Monsieur le Professeur Jacques DEBELMAS

mes remerciements.

INTRODUCTION

Grâce au concours des Services Culturels du Ministère des Affaires Etrangères français et du Ministerio de Fomento péruvien, nous avons pu, durant plus d'une année, parcourir l'ensemble du Centre et du Nord du Pérou, tout en levant deux cartes au 1/100 000 situées l'une sur la côte pacifique, l'autre à l'intérieur des Hautes Terres.

En raison de l'absence de mise au point en langue française de la géologie du Pérou septentrional, l'exposé de mes travaux dans les régions de Casma et de Cajabamba aurait été difficilement compréhensible au lecteur non averti de la stratigraphie, du magmatisme, de la tectonique andine.

La nouveauté des études entreprises au Pérou par le Laboratoire de Géologie de Grenoble m'obligera donc à adopter le plan suivant :

Dans une première partie, volontairement très développée, je fixerai l'état actuel des connaissances géologiques relatives au secteur des études péruviennes compris entre Lima - 4° de latitude N - 12° de latitude Sud - et la frontière équatorienne. Ce tableau sera établi grâce à une large étude bibliographique complétée par mes observations personnelles. Par souci de clarté, je ne soulignerai pas mes apports évidemment très modestes eu égard à l'immense surface envisagée.

Dans une deuxième partie je décrirai un itinéraire géologique allant du Pacifique au Marañon ; je me limiterai à des observations personnelles, en insistant sur leur caractère parfois inédit.

Ce plan permettra de dégager mes travaux de la masse des faits acquis - le contraire donnerait à cette étude une valeur purement bibliographique - il évitera aussi la description fastidieuse de faits locaux, donc placés hors de leur contexte général, description qui ne saurait en rien contribuer à la connaissance générale des Andes du Pérou.

POSITION GEOGRAPHIQUE DE LA PARTIE DES ANDES ETUDIEE



PREMIERE PARTIE

APERCU GENERAL SUR LA
STRUCTURE DES ANDES N-PERUVIENNES.

INDICATIONS BIBLIOGRAPHIQUES

Excepté l'ouvrage de STAPPENBECK [1924] relatif à la géologie de la vallée du rio Chicama, il semble que le Nord du Pérou n'ait guère connu, jusqu'en 1956, la faveur des géologues.

Jusqu'à cette date, les parutions importantes ont eu presque toutes trait au Centre, au Sud des Andes ou à l'Orient péruvien et à l'Extrême Nord occidental, ces deux dernières régions s'étant révélées pétrolifères.

Parmi ces publications citons :

HARRISON [1940a, 1940b, 1943, 1951a, 1951b, 1953a, 1956a, 1956b];
HEIM [1947a, 1947b, 1947c, 1947d, 1948];
JENKS [1946, 1948, 1951, 1953, 1956a, 1956b];
KUMMEL [1948-1953];
NEWEL [1946, 1949, 1953, 1956];
OLSSON [1944];
ROSENZWEIG [1953b];
RÜEGG [1947, 1952a, 1953].

C'est au Docteur Isaac TAFUR [1950] qu'il revient de publier le premier une note fondamentale sur la géologie de Cajamarca. Mais il faut attendre 1956 pour voir paraître successivement :

1. L'étude de FISCHER : Des arrollo geologico del Noroeste peruano durante el Mesozoico, rédigé grâce aux travaux presque totalement inédits des compagnies pétrolières. Les Andes sont considérées comme une CHAÎNE GEOSYNCLINALE pourvue de deux sillons : l'un miogéosynclinal, l'autre eugéosynclinal, séparés par une ride.

2. L'article de KENTS, très général, relatif au Paléozoïque du Marañón.

3. Un résumé de la géologie de Cajamarca de V. BENAVIDES [1956a] reprenant la note de TAFUR [1950]; une série de sections

transversales fait apparaître les caractères structuraux du bassin et de sa bordure orientale.

4. Une synthèse du Crétacé du Nord du Pérou - V. BENAVIDES [1956b] - de laquelle se dégage le schéma de l'évolution stratigraphique du géosynclinal ; BENAVIDES individualise la ride géant-ticlinale ou Maranoña qui n'apparaissait pas clairement à la latitude de la section proposée par FISCHER.

5. L'étude d'EGELER et T. de BOOY consacrée au batholite de la Cordillère Blanche et à sa couverture sédimentaire.

L'année suivante - 1957 - la Sociedad geologica del Perú publie la Carte géologique du Pérou au 1/1000 000 et le mémoire explicatif de E. BELLIDO et F. SIMONS, qui l'accompagne.

En 1958, V. PETERSEN consacre une longue étude à la structure et au soulèvement des Andes du Pérou, de Bolivie, du Chili et des parties adjacentes d'Argentine. Ecrit avant 1956, ce texte ne peut prendre en considération la littérature parue cette même année 1956, mais il comporte une très précieuse analyse critique des données géologiques, botaniques et zoologiques utiles à cette délicate synthèse de phénomènes qui s'avèrent complexes et difficilement déchiffrables : la formation et le plissement des Couches Rouges - unité stratigraphique distribuée sur l'ensemble du Pérou - la formation des vastes plateaux du Sud et du Centre des Andes réunis sous le vocable de PUNA.

Les années 1959, 1961 et 1962 sont marquées par une série de communications primordiales de E. KOCH relatives à la géologie du sillon miogéosynclinal.

En 1963, paraît une contribution à la connaissance du Crétacé des Andes Centrales de J.J. WILSON qui apporte de précieuses données pétrographiques et sédimentologiques ainsi qu'un essai de corrélation entre formations côtières et formations appartenant à la zone axiale du sillon eugéosynclinal.

Du même auteur sont en cours de publication :

- Deux feuilles géologiques au 1/100 000 situées sur la bordure géant-ticlinale :

la feuille Pataz et la feuille Mollebamba ;

- Deux articles généraux, l'un traitant des fossés d'effondrement répartis au long de la Cordillère des Andes, depuis l'Équateur jusqu'à la Bolivie, l'autre consacré à la géologie des Andes occidentales.

NOTA : les feuilles géologiques citées sont publiées à Lima par les soins de la CARTA GEOLOGICA DEL PERU, 250 Av. Rep. de Chile.

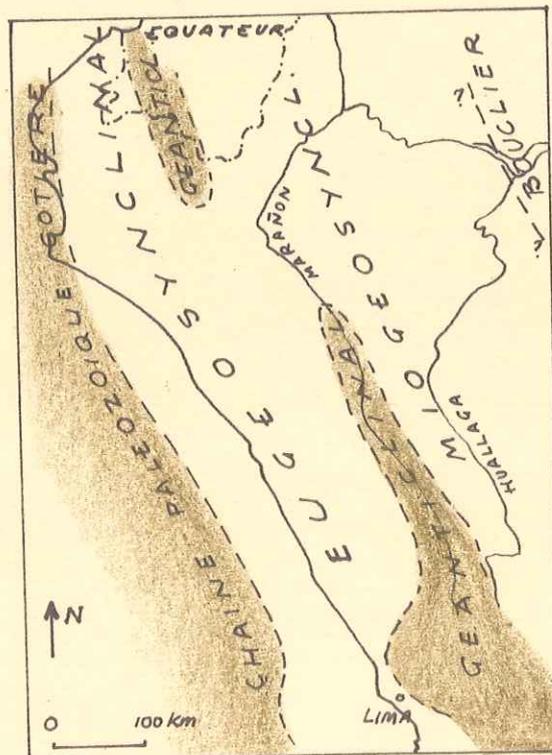
LE GEOSYNCLINAL ANDIN.

Des trois éléments fondamentaux, l'Eugéosynclinal, compris entre le Pacifique et le fleuve Marañon est le plus facile à délimiter ; c'est également le mieux connu et le seul que nous décrirons en détail.

A l'Est, le Géantoclinal et la totalité du Miogéosynclinal appartiennent à deux régions naturelles excessivement difficiles d'accès : la SIERRA de MONTAÑA, et la SELVA ou forêt vierge et leurs limites restent fort imprécises.

PL. 2

REDARTITION DES PRINCIPAUX ELEMENTS DU GEOSYNCLINAL N. PERUVIEN



LE SILLON EUGEOSYNCLINAL.

Nous diviserons le sillon eugéosynclinal en trois parties, chacune d'elles ayant une évolution stratigraphique, magmatique et tectonique parfaitement individualisée.

Nous distinguerons donc :

1. Une partie axiale, bien connue, caractérisée par une série stratigraphique épaisse et très différenciée, débutant par des niveaux marneux plastiques ou le paroxysme orogénique crétacé supérieur-ogène se traduit par un style de plissement assez lourd et monotone.

Cette partie axiale est flanquée :

2. A l'Est, d'une zone appelée BORDURE GEANTICLINALE sur laquelle la série stratigraphique se réduit considérablement; les niveaux plastiques inférieurs disparaissant, la tectonique devient cassante.

3. A l'Ouest, d'une zone appelée ZONE COTIERE qui bute dans l'extrême nord péruvien contre les lambeaux d'une chaîne paléozoïque et précambrienne démantelée. Les faciès sont peu profonds, très monotones, essentiellement volcanodétritiques. Cette zone ne semble pas avoir été affectée de mouvements tangentiels de grande envergure.

La partie axiale et la bordure géanticlinale sont à peu près dépourvues de manifestations magmatiques.

Au contraire, la zone côtière et sa limite orientale sont le siège d'épanchements volcaniques préparoxysmaux très localisés que nous essaierons d'interpréter, ainsi que de gigantesques intrusions batholitiques difficilement datables.

Nous étudierons par la suite :

1. la stratigraphie des différentes parties du sillon eugéosynclinal, puis
2. le volcanisme,
3. les intrusions batholitiques,
4. la tectonique, qui l'ont affecté.

S T R A T I G R A P H I E
D U S I L L O N E U G E O S Y N C L I N A L .

Nous décrirons en premier la série stratigraphique "classique" de la zone axiale, essentiellement crétacée, puis celle de la bordure géanticlinale, qui débute avec des schistes ordovi-ciens reposant en discordance sur un socle métamorphique et se termine au Crétacé supérieur, enfin la série côtière, très épaisse, monotone, bien différenciée à la latitude de Lima seulement.

I.- STRATIGRAPHIE DE LA ZONE AXIALE.

Nous l'étudierons dans la partie des Andes du Pérou comprise entre Cajamarca et le Callejon de Huaylas.

Les auteurs distinguent depuis Mac LAUGHLIN [1924], STAPPENBECK [1929], STEINMANN [1930], trois grands ensembles qui sont :

1. les terrains jurassiques
2. le complexe détritique crétacé inférieur
3. les marnes et calcaires du Crétacé moyen et supérieur.

Dans la partie des Andes qui nous intéresse, des faunes d'Ammonites appartenant au Jurassique supérieur étaient décrites dès 1913 [WELTER]. Rencontrées à nouveau par STAPPENBECK [1929] dans la vallée du rio Chicama, elles devenaient caractéristiques d'une formation très développée à l'intérieur d'une frange presque continue, étroite - 30 à 45 km - allant de Cajabamba au Callejon de Huaylas, se poursuivant vers le Sud en direction de Hualanca (près de Huanuco). Récemment, cette formation était reconnue une quarantaine de kilomètres au Nord Est de Chimbote-Cruzado (1960).

La formation Chicama est constituée de marnes noires très épaisses contenant des bancs fins de marnes gréseuses, de grès, de conglomérats (?) et d'importants lits de nodules pyriteux (diamètre : 5 à 25 cm).

La forte teneur en argile de ces marnes leur confère une aptitude particulière au détrempeage et, par suite, au glissement. La topographie qui en résulte est molle, très monotone, analogue à celle des "terres noires" de la fosse vocontienne alpine. Nous insisterons ultérieurement sur le rôle tectonique joué par cet horizon éminemment plastique.

La faune d'Ammonites décrite comprend :

Holcostephanus (Spiticeras) sp. ex. aff. conservans Uhlig.

Himalayites sp.

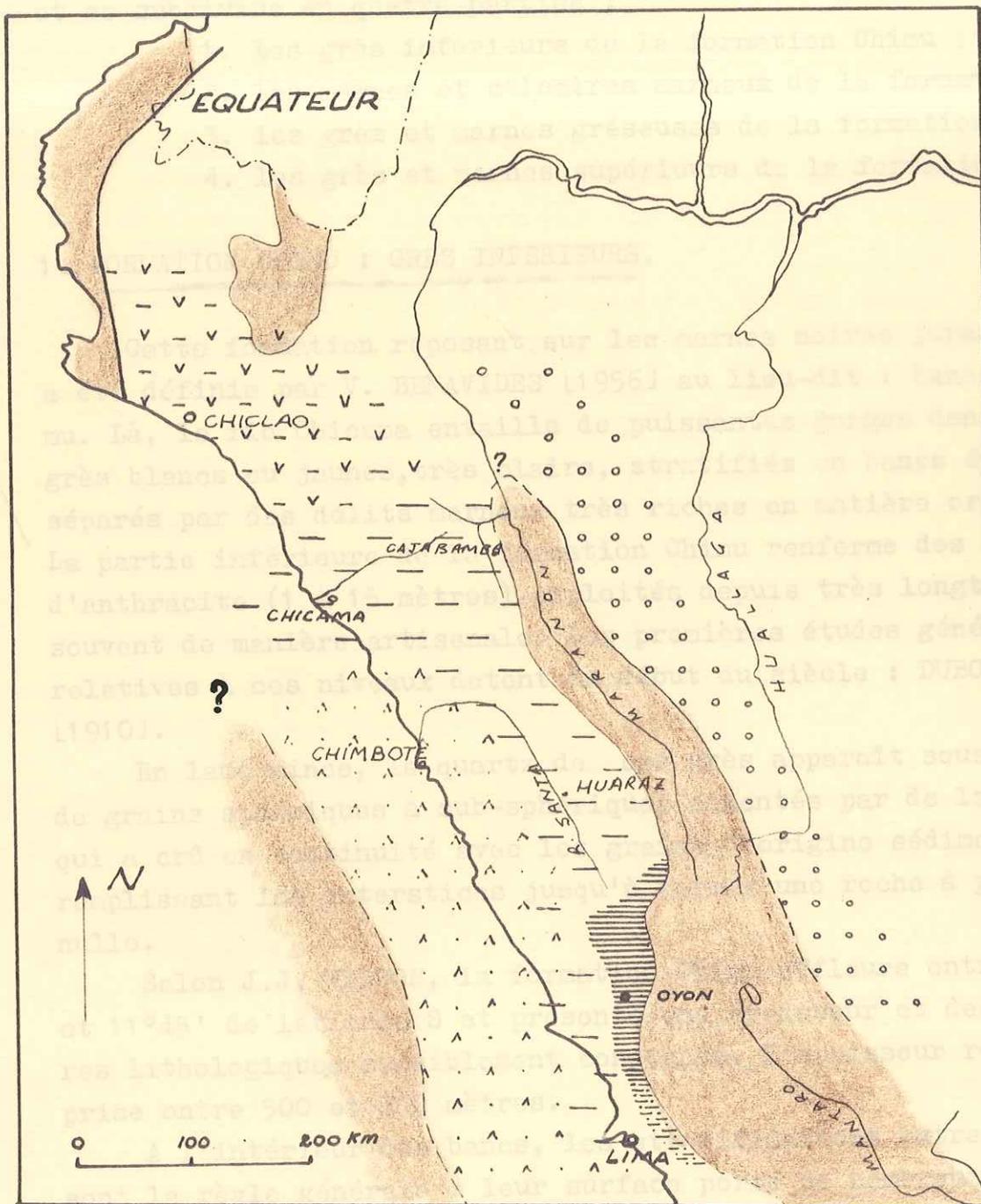
Verriasella cf aspera

Substouroceras cf. angasmarcaensis Welter.

L'espèce HOLCOSTEPHANUS (Spiticeras) sp. ex. aff. conservans Uhlig a fait l'objet d'une discussion pour savoir si elle était attribuable au Tithonique ou au Berriasien [BENAVIDES, 1956 ; R. RIVERA, 1951].

Il semble que la formation Chicama appartienne au Jurassique supérieur et qu'elle empiète légèrement sur l'Infra-Crétacé.

LES ANDES DU NORD DU PEROU AU JURASSIQUE SUP



 ZONES EMERGÉES
A VALEUR GEANTICLINALE

 TRIAS SUP.-JURASSIQUE SUP.
A FACIES VOLCANO-DETRITIQUE

 FACIES MARIN. F. CHICAMA
 JURASSIQUE SUPERIEUR.
 FACIES CONTINENTAL. F. OYON
 FACIES VOLCANO-DETRITIQUE
 FACIES CONTINENTAL ORIENTAL

B - LE COMPLEXE DETRITIQUE CRETACE INFERIEUR.

Il est connu dans la littérature péruvienne sous le nom de GROUPE GOYLLARISQUISGA : Mac LAUGHLIN [1924], J.J. WILSON [1963], et se subdivise en quatre parties :

1. Les grès inférieurs de la formation Chimu ;
2. les marnes et calcaires marneux de la formation Santa;
3. les grès et marnes gréseuses de la formation Carhuaz;
4. les grès et marnes supérieurs de la formation Farrat.

1. FORMATION CHIMU : GRES INFERIEURS.

Cette formation reposant sur les marnes noires jurassiques a été définie par V. BENAVIDES [1956] au lieu-dit : Banos de Chimu. Là, le rio Chicama entaille de puissantes gorges dans des grès blancs ou jaunes, très clairs, stratifiés en bancs épais séparés par des délits marneux très riches en matière organique. La partie inférieure de la formation Chimu renferme des niveaux d'antracite (1 à 15 mètres) exploités depuis très longtemps, souvent de manière artisanale. Les premières études générales relatives à ces niveaux datent du début du siècle : DUBOIS-LUKIS [1910].

En lame mince, le quartz de ces grès apparaît sous forme de grains sphériques à sub-sphériques cimentés par de la silice qui a crû en continuité avec les grains d'origine sédimentaire remplissant les interstices jusqu'à former une roche à porosité nulle.

Selon J.J. WILSON, la formation Chimu affleure entre 7°30' et 11°45' de latitude S et présente une épaisseur et des caractères lithologiques sensiblement constants. L'épaisseur reste comprise entre 500 et 700 mètres.

A l'intérieur des bancs, les stratifications entrecroisées sont la règle générale ; leur surface porte de nombreux ripple-

marks. Par contre, le slumping est pratiquement absent. Dans les Andes Centrales, des mesures faites par J.J. WILSON sur ces figures de sédimentation indiquent un transport des matériaux détritiques se faisant en direction du Sud Ouest.

Nous daterons la formation Chimu après avoir examiné les niveaux fossilifères supérieurs.

2. CALCAIRES ET MARNES : FORMATION SANTA.

V. BENAVIDES [1956] donne le nom de formation Santa à une série de marnes et calcaires épaisse de plus de 100 mètres, recouvrant un anticlinal de grès appartenant à la formation Chimu quelques kilomètres au Nord de la ville de Carhuaz, dans le Callejon de Huaylas.

Il s'agit de calcaires gris sombre, stratifiés en bancs assez minces, parfois dolomitiques, contenant des lits étroits de marnes noires et quelques rares horizons de calcaires oolitiques silicifiés (moins de 5 % de l'épaisseur totale de la formation).

La répartition des calcaires de la formation Santa est à peu près la même que celle des grès inférieurs. Toutefois l'épaisseur semble maximum dans le Callejon de Huaylas. Plus au Sud, WILSON note des épaisseurs comprises entre 75 et 150 m.

Dans la localité-type, V. BENAVIDES a recueilli :

Buchotrigonia gorthit Lisson

Buchotrigonia flexicostata Fritzsche

Buchotrigonia inca Fritzsche

Partout ailleurs, les fossiles les plus courants sont :

Paraglauconia stüderi Fritzsche

et Paraglauconia strombiformis Fritzsche

Ces fossiles appartiennent au Néocomien, sans qu'il soit possible de préciser davantage.

3. FORMATION CARHUAZ : GRES ET MARNES.

Toujours définie par V. BENAVIDES [1956] dans le Callejon de Huaylas, la formation Carhuaz, puissante de 1300 mètres, recouvre en discordance très faible la formation Santa.

- Dans la section-type, la formation Carhuaz est composée principalement de marnes brunes, friables, tendres, stratifiées en bancs fins, et de marnes gréseuses alternant avec des lits de grès clairs. Quatre vingt mètres au-dessus de la base se trouvent deux bancs de gypse, de 5 m. chacun, qui se prolongent tout au long du Callejon. Entre ce gypse et la base de la formation, des niveaux calcaires fossilifères continuent la sédimentation marine qui régnait lors du dépôt de la formation Santa.

L'épaisseur et la composition de la formation Carhuaz varient considérablement suivant les lieux. A Cajamarca où la partie inférieure marine a disparu, V. BENAVIDES note une épaisseur de 800 m environ qui passe à 500 m dans les Andes Centrales.

Les fossiles trouvés par V. BENAVIDES sont ceux de la formation Santa auxquels s'ajoute une Ammonite:

VALANGINITES brogii

Cette Ammonite indique un âge valanginien supérieur, Hauterivien inférieur.

Ceci nous permet de dater du Valanginien inférieur les grès de la formation Chimu qui reposent sur les marnes noires tithoniques de la formation Chicama, du Valanginien moyen la formation Santa.

4. FORMATION FARRAT : GRES SUPERIEURS.

Connus sous le nom de Formation GOYLLARISQUISGA [Mac LAUGHLIN 1924] les grès supérieurs ont été groupés sous le terme de Formation Farrat par J.J. WILSON [1963] pour les distinguer des grès déposés sur la bordure géanticlinale. J.J. WILSON reprend

un vocable ancien employé par STAPPENBECK [1929] et relatif à une épaisse série détritique affleurant largement dans la haute vallée de Chicama.

Dans le bassin de Cajamarca, la formation Farrat se présente de façon fort analogue à la formation Chimu : des grès en bancs puissants, à patine rousse, à cassure très claire, presque exclusivement formés de silice. Stratification entrecroisée et ripple-marks sont très fréquents. Les bancs de grès sont séparés par des lits de marnes assez fins - 10 cm à 1 m - riches en matières organiques.

Cette formation Farrat n'avait livré, jusqu'en 1962, que des plantes fossiles assez mal conservées au sein des marnes interstratifiées dont l'âge barrémo-aptien fut déterminé par rapport à la série inférieure hauterivienne (formation Carhuaz) et aux calcaires albiens transgressifs que nous décrirons plus loin.

Nous avons découvert, gravées sur les dalles de grès, de très belles empreintes de Sauriens. L'affleurement se situe sur la route de Coïna à l'hacienda Huacamochal, à 15 km à l'Est d'Usquil - département de la Libertad.

Deux parties bien distinctes apparaissent :

- les premières empreintes sont grossièrement circulaires (\varnothing 30 à 40 cm), peu profondes, mal circonscrites, l'animal piétinant de la vase, celle-ci s'est rebroussée autour de la patte faisant apparaître un bourrelet assez large, mais imprécis. Les empreintes dessinent deux pistes sensiblement parallèles qui partent du fond du ravin et remontent une dalle de grès redressée verticalement;

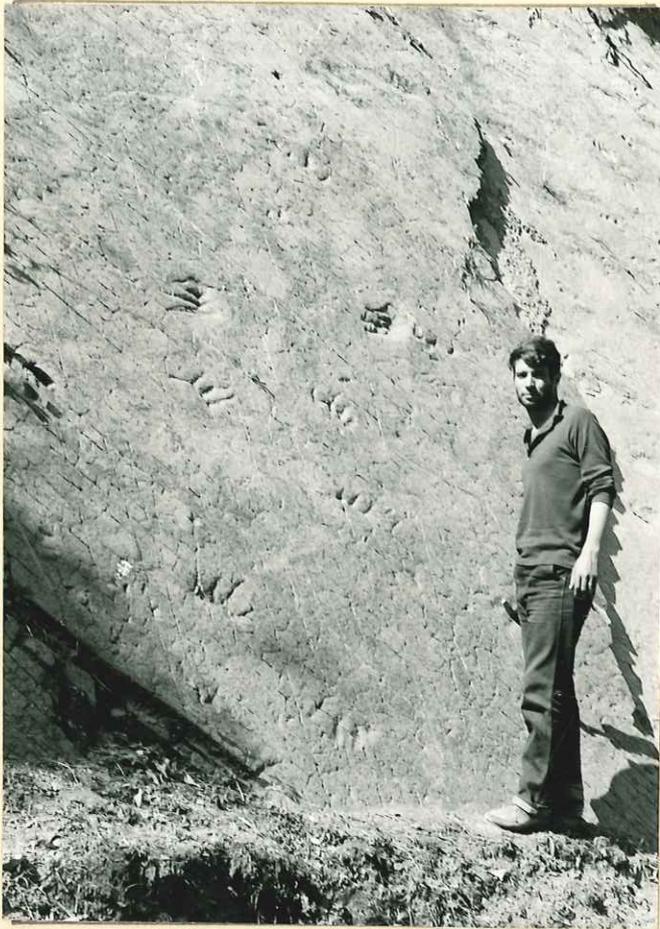
- les secondes appartiennent à une autre famille de Dinosauriens. Chaque empreinte comporte trois griffes longues de 20 cm environ, larges de 4 cm à la base, plantées à l'extrémité d'une patte d'environ 25 cm de diamètre. Deux pistes sont visibles, les pas étant espacés de 85 cm.

Des ripple-marks sur des lits de marnes gréseuses sus-ja-

EMPREINTES DE DINOSAURIENS

TROUVEES A HUACAMOCHAL-USQUIL

(Dept. LA LIBERTAD)



ENSEMBLE N° 1

THEROPODE ?

ENSEMBLE N° 2

SAUROPODE ?



centes, des traces de plantes fossiles précisent l'ambiance de dépôt de cette formation Farrat.

En même temps que nous découvrons au Pérou ces traces de Dinosaures, étaient publiées au Bulletin de la Carte géologique du Chili [vol. III, n° 2,3,4 y 5, 1962] de magnifiques photographies d'empreintes fort analogues aux nôtres, trouvées dans le Nord du pays, province de Chacarilla. Elles sont gravées dans des grès gris-sombre à patine brun-rouge, fins, à stratification entrecroisée et ripple-marks, intercalés dans des lits de marnes gris-vert à noir, riches en matières organiques, en végétaux fossiles, surmontant elles-mêmes une autre série détritique gréseuse. L'ensemble représente les 120 m de la formation CHACARILLA.

Les deux types d'empreintes, bien distincts, rencontrés dans les Andes du Pérou se retrouvent également associés au Chili. Le Docteur Joseph T. GREGORY (Yale University) qui les a étudiées parle avec beaucoup de réserves d'un grand Dinosaur à trois doigts pour les empreintes aux griffes étroites et acérées, peut-être un Théropode carnivore, comme Allosaurus ou Tyrannosaurus, et d'un quadrupède sauropode pour les autres empreintes dont la forme est difficilement observable.

L'éminent paléontologiste propose un âge jurassique supérieur ou crétacé inférieur, sans autre précision possible.

A la fin de notre séjour au Pérou, L. RACELLI et BRANIS'A nous faisaient parvenir des photographies très récentes d'empreintes analogues aux précédentes, également associées et rencontrées dans une série continentale gréseuse du Sud de la Bolivie.

Il se pose un problème délicat quant à l'âge de la formation Farrat et des corrélations à établir entre ces différentes formations fossilifères réparties dans les Andes.

Au Pérou, la formation Farrat est barrémo-aptienne.

Au Chili, C. GALLI OLIVIER et R.J. DINGMANN, pour des raisons

Univ. J. Fourier - O.S.U.C.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail: ptalour@ujf grenoble.fr

d'ordre stratigraphique et tectonique, incluent leur série dans l'intervalle Oxfordien-Jurassique supérieur.

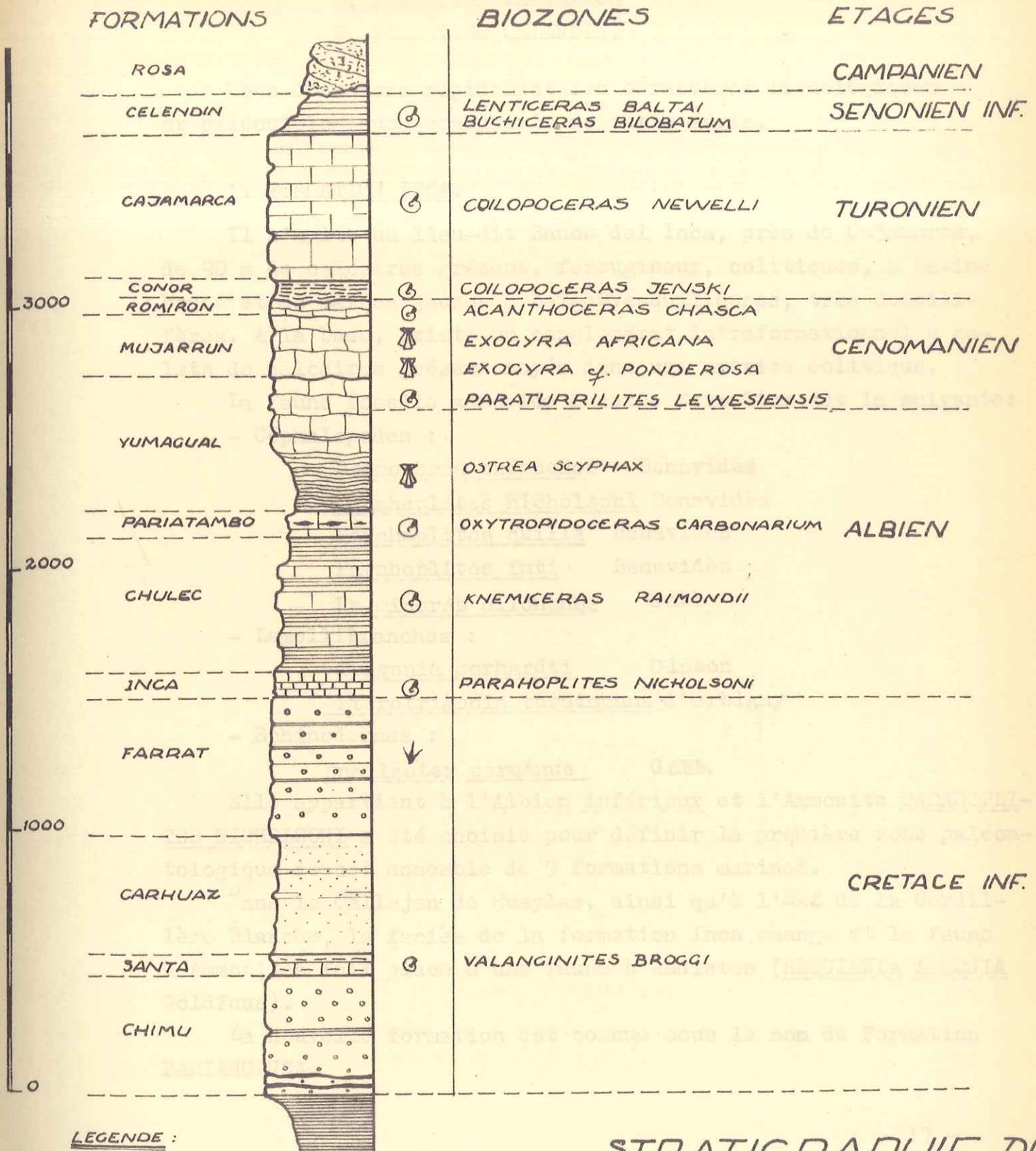
En Bolivie, au contraire, BRANISA date la formation fossilifère du Cénomanién, sans beaucoup de certitude.

Pour nous, il semble que deux espèces aussi différentes et toujours associées ne peuvent pas ne pas avoir coexisté à la même époque. Les âges différents avancés au Chili et en Bolivie seraient dus à la difficulté qu'il y a à dater avec précision des séries continentales fort épaisses dont la base peut très bien appartenir au Jurassique moyen et le sommet au Crétacé moyen. Dans le cas présent, il semble bien que, la simultanéité étant admise, la période aptienne avancée au Pérou soit celle qui soit la mieux délimitée : au-dessus par l'Albien marin, au-dessous par le Valanginien supérieur également fossilifère.

C. LES MARNES ET CALCAIRES DU CRÉTACÉ MOYEN ET SUPÉRIEUR.

Le dépôt du complexe détritique crétacé inférieur est brusquement interrompu à l'Albien par une grande transgression qui va s'étendre à tout le Pérou. De fait, mis à part la zone côtière qui conserve ses caractères propres, l'ensemble du sillon eugéosynclinal et une partie du géanticlinal seront occupés par la mer de l'Albien inférieur au Sénonien supérieur. La série la plus complète s'accumule dans un grand bassin compris entre le Callejon de Huaylas et Cajamarca dont les limites varient au cours des temps ; les auteurs - TAFUR [1951], BENAVIDES [1956] - distinguent de bas en haut les formations suivantes :

1. FORMATION INCA
2. FORMATION CHULEC
3. FORMATION PARIATAMBO
4. FORMATION YULIAGUAL
5. FORMATION MUJARRUN
6. FORMATION ROMIRÓN
7. FORMATION COÑOR



LEGENDE :

- ⓐ CEPHALOPODES
- ⓐ LAMELLIBRANCHES
- ↓ EMPREINTES DE DINOSAURES

STRATIGRAPHIE DU
CRETACE DU BASSIN
DE CAJAMARCA

8. FORMATION CAJAMARCA

9. FORMATION CELENDIN.

Nous donnerons rapidement les caractères lithologiques et paléontologiques essentiels de cette série.

1. FORMATION INCA.

Il s'agit, au lieu-dit Banos del Inca, près de Cajamarca, de 90 m de calcaires gréseux, ferrugineux, oolitiques, à patine brune et de marnes jaunes à beiges, esquilleuses, très fossilifères. A la base, existe un conglomérat intraformationnel à galets de calcaires gréseux noyés dans une matrice oolitique.

La faune fossile associée à cette formation est la suivante:

- Céphalopodes :

<u>Dosmoceras chimuense</u>	Benavides
<u>Parahoplites nicholsoni</u>	Benavides
<u>Parahoplites quilla</u>	Benavides
<u>Parahoplites inti</u>	Benavides
<u>Knemiceras ollonense</u>	Gabb

- Lamellibranches :

<u>Trigonia gerhardti</u>	Olsson
<u>Pterotrigoia tocaimaana</u>	d'Orbigny

- Echinodermes :

<u>Enallaster peruano</u>	Gabb.
---------------------------	-------

Elle appartient à l'Albien inférieur et l'Ammonite PARAHOPLITES NICHOLSONI a été choisie pour définir la première zone paléontologique de cet ensemble de 9 formations marines.

Dans le Callejon de Huaylas, ainsi qu'à l'Est de la Cordillère Blanche, le faciès de la formation Inca change et la faune à Ammonites fait place à une faune à Rudistes (REQUIENIA ANIMONIA Goldfuss).

La nouvelle formation est connue sous le nom de Formation PARIAHUANCA.

2. FORMATION CHULEC.

Cette formation, définie par Mac LAUGHLIN [1924], près de la Oroya, est développée tout au long de l'axe du sillon eugéosynclinal.

Présente dans les Andes Centrales sous une épaisseur de 150 à 250 m, elle n'est plus représentée dans le Callejon de Huaylas que par 25 m de marnes et calcaires marneux gris clair. Elle s'épaissit à nouveau vers le Nord pour atteindre 500 m dans le bassin de Cajamarca. Elle correspond alors à une alternance de marnes épaisses, jaunes à brunes, à patine blafarde, très friables, et de calcaires massifs à cassure sombre, à patine blanchâtre.

Les marnes ont fourni une très belle faune de Lamellibranches, d'Echinodermes et de Céphalopodes.

Parmi les Ammonites, nous citerons :

- Protanisoceras blancheti (Pictet et Campiche)
- Douvilleiceras nonile (Sowerby)
- Parengonoceras pernodosum (Sommermeier)
- Parengonoceras guadaloupaeforme (Sommermeier)
- Parengonoceras tetranodosum (Sommermeier)
- Parengonoceras haasi (Benavides)

et toute une série d'espèces du genre Knemiceras, parmi lesquelles :

- Knemiceras raimondii (Lisson)
- Knemiceras raimondii pacificum (Benavides)
- Knemiceras raimondii tardum
- Knemiceras attenuatum (Hyatt)
- Knemiceras attenuatum spinosum (Sommermeier)
- Knemiceras syriacum (von Buch)
- Knemiceras gabbi (Hyatt)
- Knemiceras ? zigzag (Breistroffer).

Toutes ces Ammonites sont décrites par V. BENAVIDES [1956]. La formation Chulec est incluse à l'intérieur de la zone à

3. FORMATION PARIATAMBO.

Comme la précédente, cette formation fut définie dans les Andes Centrales : Mac LAUGHLIN [1924].

Au Nord du Pérou, ainsi que dans les Andes Centrales, la formation Pariatambo est représentée par une alternance de marnes fines et de calcaires ou dolomie gris sombre à noir, très bitumineux. A noter la présence de nombreux bancs de silex à la partie supérieure de la formation. A Cajamarca, l'épaisseur totale varie de 150 à 250 m.

Un changement de faciès se produit à hauteur de l'actuelle ligne de partage des eaux pacifiques et atlantiques. Les calcaires du versant atlantique passent à l'Ouest à des marnes noires toujours très bitumineuses.

Un chenal profond et très étroit orienté NNW-SSE se dessine clairement dès cette époque et persistera jusqu'au Cénomanién supérieur entre Cajabamba et la Union.

Les très nombreux Lamellibranches de la formation Chulec ont disparu. Ne subsistent que quelques Inocérames et EXOXYRA minos Coquand.

Par contre, les Ammonites sont bien représentées. Citons :

Dosmoceras latidorsatum (Michelin)

Oxytropidoceras carbonarium (Gabb)

Oxytropidoceras douglasi (Knetchel)

Venezoliceras venezolanum (Stieler)

Venezoliceras harrisoni (Benavides)

Dipoloceras sp.

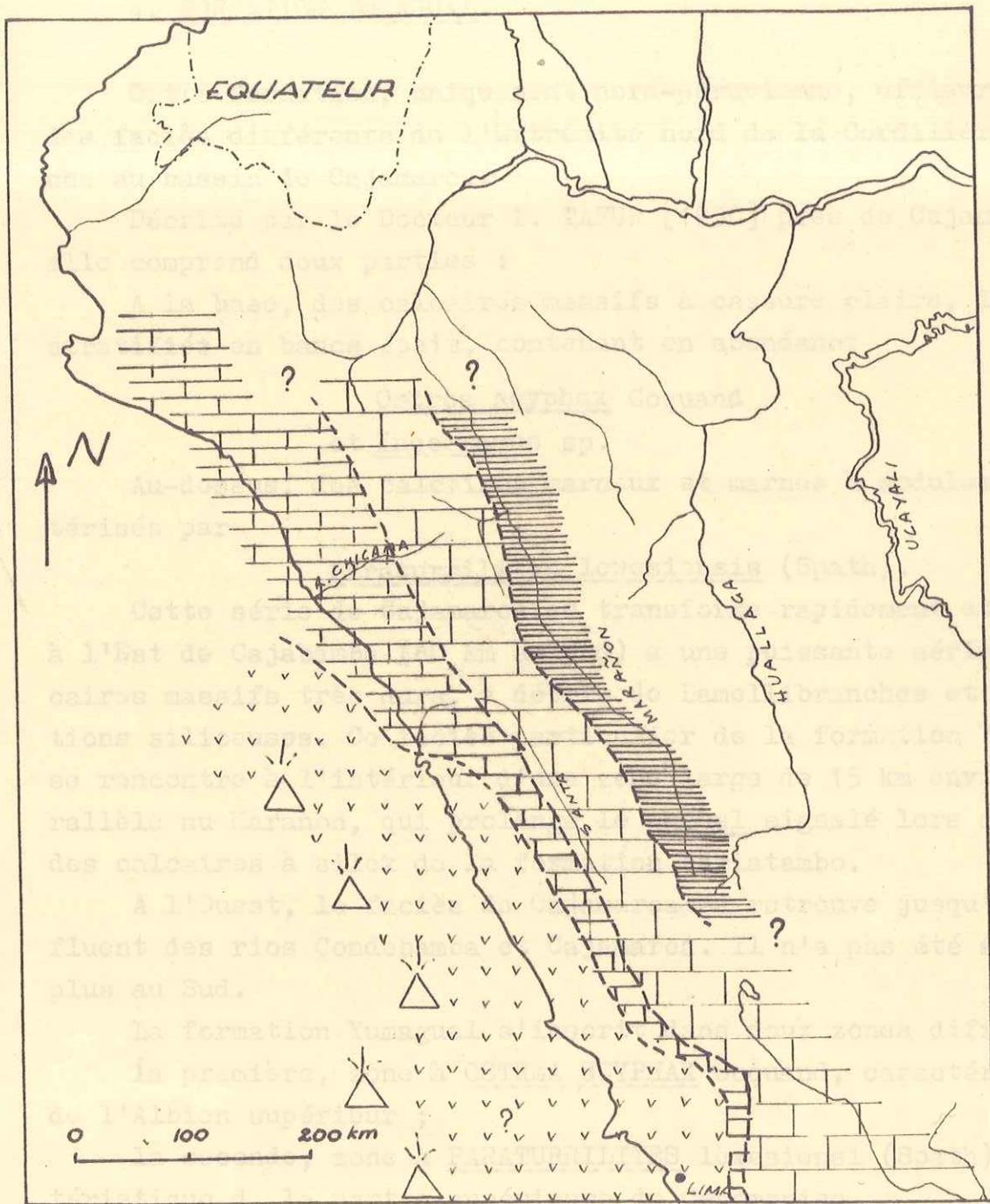
Brancoceras aegoceratoides (Steinmann)

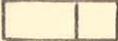
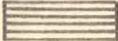
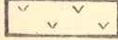
Lyelliceras lyelli (Leymerie) (d'Orbigny)

Lyelliceras pseudolyelli (Parona et Bonarelli)

Lyelliceras ulrichi (Knetchel)

REPARTITION DES FACIES DE L'ALBIEN SUP.



- 
CALCAIRES BITUMINEUX A SILEX DE LA FORMATION PARIATAMBO
- 
CALCAIRES ET MARNES DE LA FORMATION CRISNEJAS
- 
MARNES CORRESPONDANT AU FACIES OUEST DE LA FORM. PARIATAMBO
- 
FACIES VOLCANO DETRITIQUE COTIER DE L'ALBIEN SUP.

La formation Pariatambo fait partie de la zone à Oxytropidoceras carbonarium (Gabb), attribuée au milieu de l'Albien moyen.

4. FORMATION YUMAGUAL.

Cette formation, uniquement nord-péruvienne, affleure sous des faciès différents de l'Extrémité nord de la Cordillère Blanche au bassin de Cajamarca.

Décrite par le Docteur I. TAFUR [1950] près de Cajamarca, elle comprend deux parties :

A la base, des calcaires massifs à cassure claire, interstratifiés en bancs épais, contenant en abondance

Ostrea scyphax Coquand

et Inoceramus sp.

Au-dessus, des calcaires marneux et marnes à nodules caractérisés par

Paraturrilites lewesiensis (Spath).

Cette série de Cajamarca se transforme rapidement et passe, à l'Est de Cajabamba (60 km au Sud) à une puissante série de calcaires massifs très durs, à débris de Lamellibranches et concrétions siliceuses. Ce faciès particulier de la formation Yumagual se rencontre à l'intérieur d'une zone large de 15 km environ, parallèle au Marañon, qui prolonge le chenal signalé lors du dépôt des calcaires à silex de la formation Pariatambo.

A l'Ouest, le faciès de Cajamarca se retrouve jusqu'au confluent des rios Condebamba et Cajamarca. Il n'a pas été signalé plus au Sud.

La formation Yumagual s'inscrit dans deux zones différentes :
la première, zone à OSTREA SCYPHAX Coquand, caractéristique de l'Albien supérieur ;

la seconde, zone à PARATURRILITES lewesiensi (Spath), caractéristique de la partie supérieure du Cénomanién.

5. FORMATION MUJARRUN.

Cette formation définie à quelques kilomètres de la précédente se divise, elle aussi, en deux parties :

- une partie inférieure de calcaires parfois dolomitiques, épaisse de 300 m environ, à passées de marnes fines, à lits de nodules, contenant

Exogyra cf. ponderosa Steinmann

- une partie supérieure faite de marnes blanches très argileuse intercalées dans des calcaires marneux beaucoup moins surs que les précédents. Les fossiles caractéristiques sont :

Exogyra africana Lamarck

Exogyra olisinopsi Sharpe

Exogyra polygona von Buck.

La formation MUJARRUN appartient au Cénomaniens moyen.

A ce premier ensemble de 5 formations, qu'on retrouve uniformément du Nord de Cajamarca au Callejon d'Huaylas, s'ajoute un second ensemble caractéristique du seul bassin de Cajamarca, qui disparaît au Sud de la vallée du rio Chicama.

6. FORMATION ROMIRÓN.

Peu épaisse - une cinquantaine de mètres - très marneuse, de couleur très claire, elle renferme quelques lits minces de calcaires brunâtres excessivement fossilifères.

Les Ammonites recueillies sont :

Lissoniceras mermeti Coquand

Forbesiceras sp.

Acanthoceras chasca Benavides

Acanthoceras sagalense Benavides

Acanthoceras pollocense Benavides

Neobolites kummeli Benavides.

Les Lamellibranches sont très nombreux ; nous ne citerons que quelques Plicatules ainsi que des Exogyra.

Cette faune indique le Cénomancien supérieur. La formation Romirón appartient à la zone à ACANTHOCERAS CHASCA.

7. LA FORMATION CONOR présente la même répartition que la formation précédente.

Elle comprend 90 m environ de marnes bleues et de calcaires gris-noir.

Plus calcaire que la formation Romirón, elle est aussi nettement moins fossilifère.

Les Céphalopodes rencontrés sont les suivants :

Nautilus nosodoïdes Pervinquière

Pseudo-aspiroceras rasiloi Benavides

Thomasites fischeri Benavides

Hoplites inca Benavides.

Ils appartiennent au Turonien inférieur.

8. LA FORMATION CAJAMARCA marque une nouvelle et ultime pulsion transgressive de la mer au Crétacé supérieur.

BENAVIDES [1956] distingue trois types lithologiques :

a) des calcaires lithographiques gris sombre, à patine bleue, stratifiés en bancs épais, qui se karstifient ;

b) des calcaires coquilliers ;

c) des marnes bleues à vertes, contenant dans les parties les plus argileuses une faune de Mollusques.

- Le premier type est le plus répandu.

Un horizon marneux situé quelque 200 m au-dessous du sommet de la formation a fourni

Coflopoceras newelli Benavides

et plusieurs Lamellibranches et Echinodermes.

Pour BENAVIDES, la formation appartient au TURONIEN SUPERIEUR.

9. LA FORMATION CELENDIN s'étend elle aussi à l'ensemble des Andes nord-péruviennes par l'intermédiaire, semble-t-il, d'un chenal permanent analogue à celui qui permettait le dépôt des formations albiennes.

La formation Celendin comprend 250 mètres environ de marnes jaunes, friables, renfermant de rares bancs de calcaires.

La faune, très riche, est divisée en deux parties, chacune étant rattachée à une zone précise.

1. La zone à Buchiceras bilobatum Hyatt appartenant au Coniacien ;

2. La zone à LENTICERAS BALTAI Lisson appartenant au Santonien.

D - LES COUCHES ROUGES :

Sur l'ensemble du sillon eugéosynclinal nord-péruvien, la sédimentation marine cesse avec le dépôt des marnes de la formation Celendin du Sénonien moyen. Pourtant la série crétacée se prolonge en plusieurs points de la chaîne par une épaisse formation détritique connue sous plusieurs noms :

- Formation Pocabamba - Mac LAUGHLIN 1924 - ;
- Formation Rimac - STEINMANN 1930 - ;
- Formation Chota - BROGGI 1942 ; BENAVIDES 1956 - ;
- Formation Shuco - JENKS 1951 - ;
- "Red-beds" ou Capas Rojas de HARRISON et des auteurs péruviens.

Ces différentes formations, que nous corrélons arbitrairement, ont en commun :

- un caractère négatif : leur azoïcité ;
- des caractères positifs :
 1. leur lithologie
 2. leur position stratigraphique
 3. leur répartition dans l'espace.

1 Lithologie.

Les Couches Rouges du Nord du Pérou et des Andes Centrales sont représentées par l'alternance sur des épaisseurs variant de 100 à 1200 m de grès grossiers et de conglomérats pourpres, verts ou blancs stratifiés en bancs très puissants.

NOTA : Dans la partie miogéosynclinale des Andes, de récentes études micropaléontologiques [KOCH et BLISSENBACH 1962] faites sur d'autres "Couches Rouges appartenant à ce sillon (20 000 lames minces examinées) ont permis de créer des échelles de carofites et d'Ostracodes. De telles méthodes n'ont pas encore été employées à l'Ouest du Marañon.

Les composants essentiels sont : des galets de calcaires appartenant aux formations Celendin, Cajamarca ou Jumusha, des galets de grès du Crétacé inférieur.

A l'Ouest de Chota, BROGGI [1942] signale également des galets de roches cristallines. Nous avons nous-même retrouvé ces Couches Rouges au Nord du Callejon de Huaylas, à la base desquelles un conglomérat extrêmement grossier est presque uniquement fait de galets de granodiorite et de roches métamorphiques noyées dans une matrice gréseuse très pauvre [cf. Deuxième Partie].

BENAVIDES note sur ces grès, entre Lajas et Bambamarca une diminution très nette de la taille des grains.

2. Position stratigraphique.

Aussi bien dans les Andes Centrales que plus au Nord, les Couches Rouges reposent normalement sur les calcaires sénoniens. WILSON [1963] a parfois rencontré de ces calcaires interstratifiés dans la partie inférieure des dépôts détritiques. Le contact est normal, parfois légèrement discordant (5° à la Oroya).

Souvent la partie supérieure a été érodée ; les épanchements volcaniques tertiaires reposent alors en discordance sur une surface sensiblement horizontale.

3. Répartition dans l'espace.

Nous avons indiqué sur la planche n° la répartition probable de ce que nous appelons "les cordillères campésiennes" qui ont donné naissance à ces Couches Rouges. Elles s'allongeaient vraisemblablement le long de l'actuelle limite de partage des eaux. Les affleurements se suivent aujourd'hui le long d'une ligne passant par :

Casapalca

La Viuda

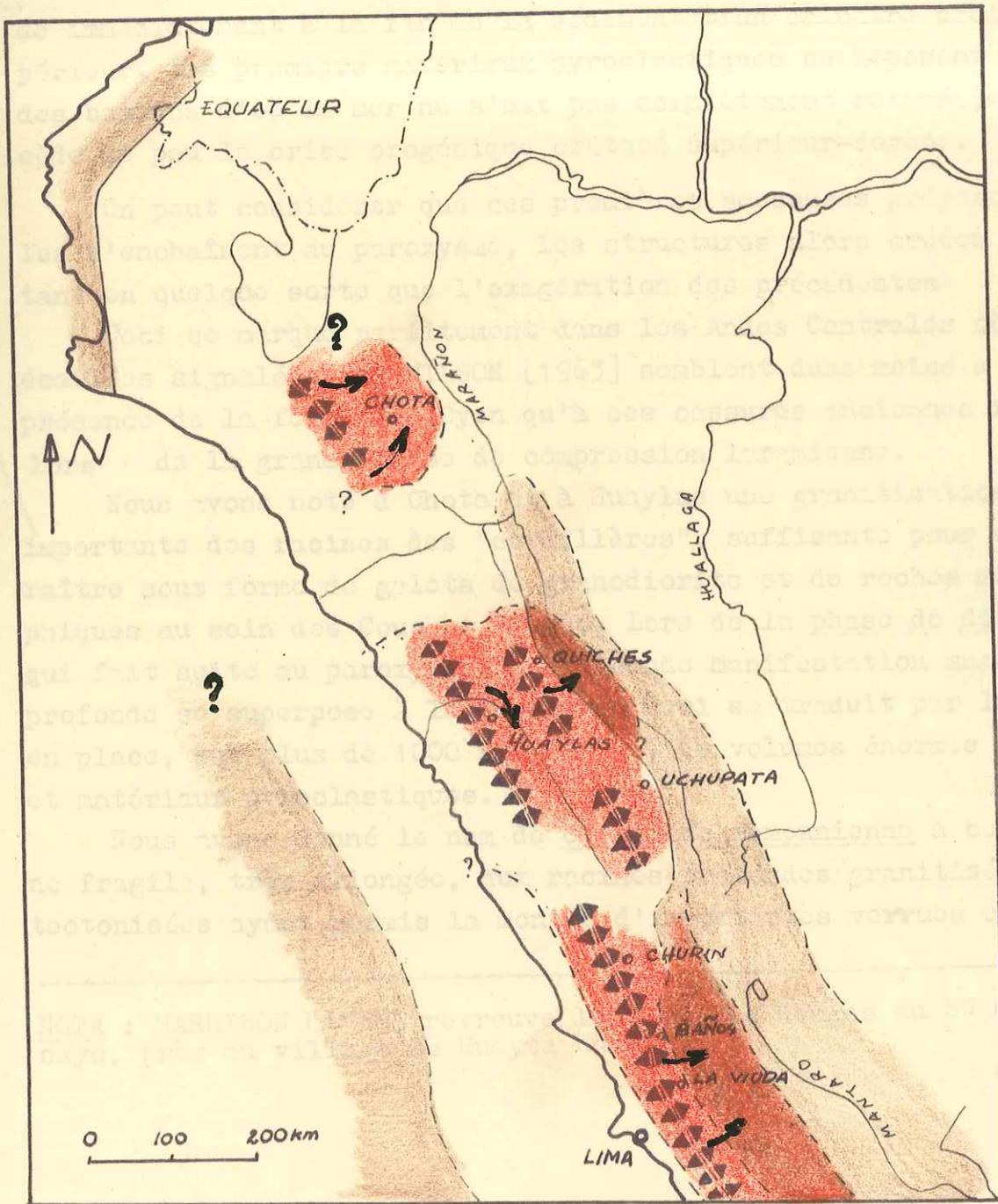
Baños

Est d'Oyon

Huaylas

Partie haute de la vallée du Rio Viru.

REPARTITION PROBABLE DES CORDILLERES ET BASSINS AU CAMPANIEN



AXE DE CORDILLERES CAMPANIENNES



LIMITES SUPPOSEES DES BASSINS OU SE
SEDIMENTAIENT LES COUCHES ROUGES AU
CRETACE SUP.

EN BISTRE : RIDES GEANTICLINALES

Plus au Nord cette formation est invisible à l'affleurement. Elle ne réapparaît qu'après Cajamarca dans la région de Lajas-Chota.

L'apparition de ces reliefs orogéniques très allongés succède immédiatement à la fin de la sédimentation calcaire crétacé supérieur. Les premiers matériaux pyroclastiques se déposent dans des bassins d'où la mer ne s'est pas complètement retirée, et précède de peu la crise orogénique crétacé supérieur-éogène.

On peut considérer que ces premières secousses préparoxysmales s'enchaînent au paroxysme, les structures alors créées n'étant en quelque sorte que l'exagération des précédentes.

Ceci se marque particulièrement dans les Andes Centrales où les écaillés signalées par WILSON [1963] semblent dues moins à la présence de la formation Oyon qu'à ces cassures anciennes reprises lors de la grande phase de compression laramienne.

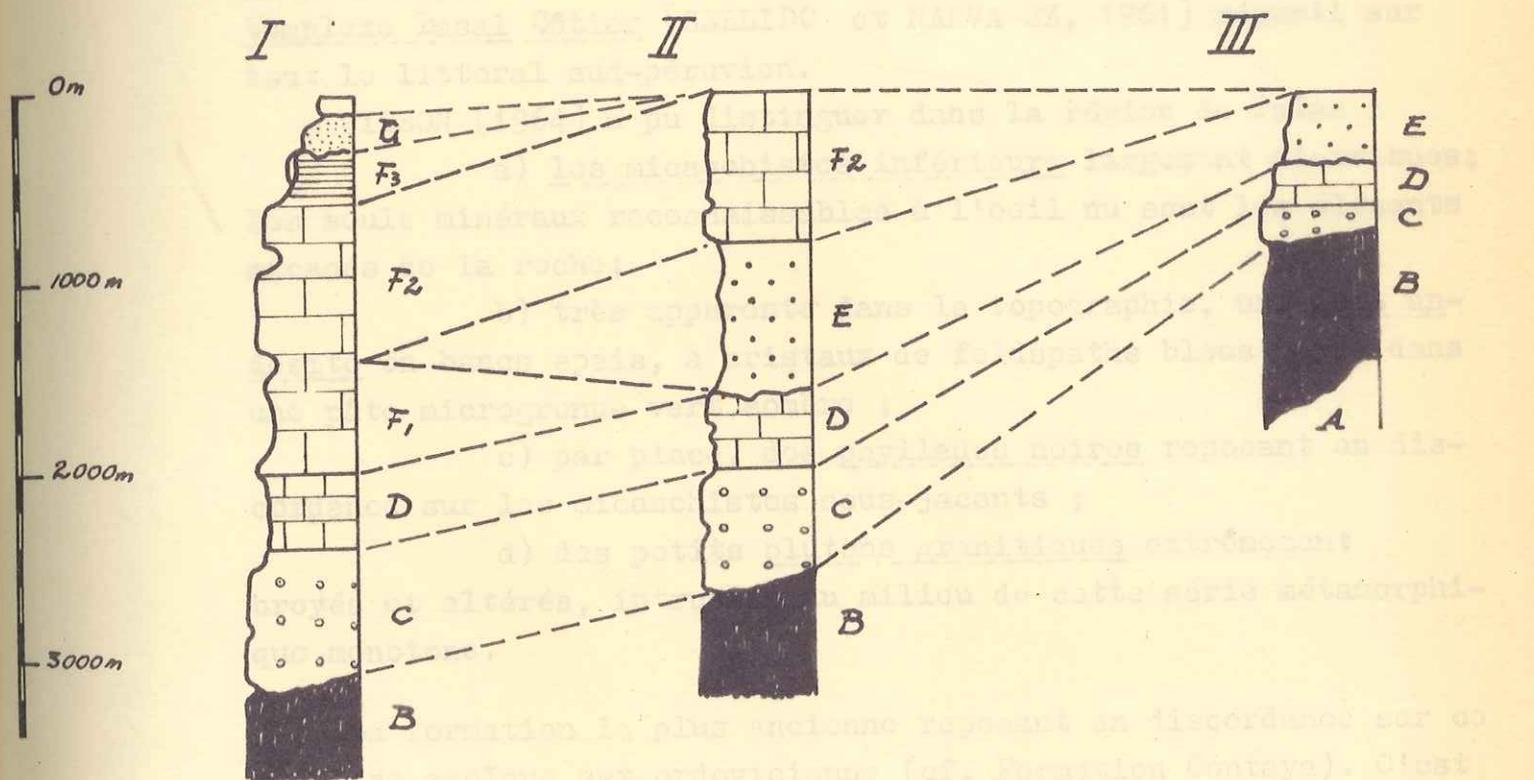
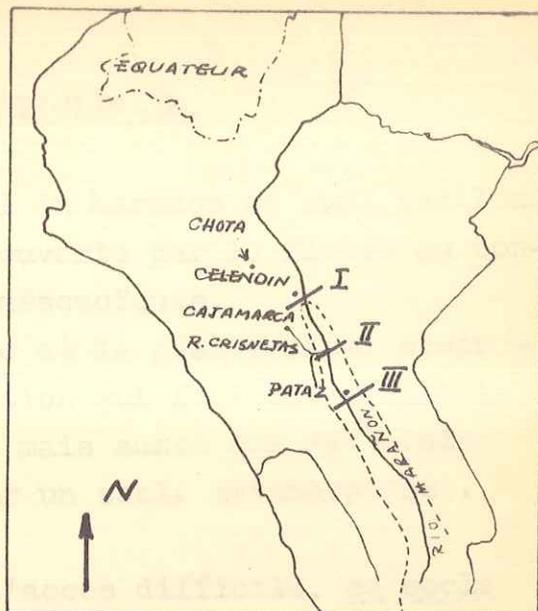
Nous avons noté à Chota et à Huaylas une granitisation assez importante des racines des "cordillères", suffisante pour apparaître sous forme de galets de granodiorite et de roches métamorphiques au sein des Couches Rouges. Lors de la phase de détente qui fait suite au paroxysme, une seconde manifestation magmatique profonde se superpose à la première. Ceci se traduit par la mise en place, sur plus de 1000 km, de volumes énormes de laves et matériaux pyroclastiques.

Nous avons donné le nom de Cicatrice campanienne à cette zone fragile, très allongée, aux racines profondes granitisées, très tectonisées ayant permis la montée d'importantes venues effusives.

NOTA : HARRISON [1956] retrouve les Couches Rouges au SW de Huan-cayo, près du village de Huayta Huayta.

EVOLUTION DE LA SERIE CRETACEE LE LONG DU RIO MARAÑON

PL.8



G. FORMATION CHOTA. CAMPANIEN

F₃ FORMATION CELENDIN.

F₂ " CAJAMARCA

F₁ SERIE CALCAIRE EQUIVALENTE
A LA FORMATION ROSA.

E CENOMANIEN. FORMATION ROSA

D FORMATION CRISNEJAS. ALBIEN

C FORMATION GOYLLARISQUISGA
CRETACE INFERIEUR

B COUVERTURE PALEOZOIQUE

A SOCLE METAMORPHIQUE

II. STRATIGRAPHIE DE LA BORDURE GEANTICLINALE.

La limite ouest du géanticlinal du Marañon se suit facilement le long de la gigantesque entaille ouverte par le fleuve au contact des formations paléozoïques et mésozoïques.

Entre la zone axiale précédente et le géanticlinal proprement dit, existe une zone de transition qui fait intervenir la série eugéosynclinale très réduite, mais aussi des sédiments triasiques et primaires reposant sur un socle métamorphique.

1. Très peu connu, parce que d'accès difficile, ce socle métamorphique affleurant le long du Marañon a été rattaché au Complexe Basal Côtier [BELLIDO. et NARVAEZ, 1961] réparti sur tout le littoral sud-péruvien.

WILSON [1964] a pu distinguer dans la région de Pataz :

a) les micaschistes inférieurs largement distribués; les seuls minéraux reconnaissables à l'oeil nu sont les éléments micacés de la roche;

b) très apparente dans la topographie, une Méta andésite en bancs épais, à cristaux de feldspaths bleus noyés dans une pâte microgrenue vert sombre ;

c) par place, des phyllades noires reposant en discordance sur les micaschistes sous-jacents ;

d) des petits plutons granitiques extrêmement broyés et altérés, intrusifs au milieu de cette série métamorphique monotone.

La formation la plus ancienne reposant en discordance sur ce complexe azoïque est ordovicienne (cf. Formation Contaya). C'est le seul élément qui a permis à WILSON de proposer un âge précambrien-cambrien inférieur pour le socle métamorphique.

2. La couverture paléozoïque et triasique débute par une centaine de mètres de marnes noires à Graptolites, reconnues pour

la première fois par J.J. WILSON [1964] dans cette partie occidentale du géanticlinal. Elles appartiennent vraisemblablement à la formation CONTAYA définie par KUMMEL [1948] à l'Est du fleuve UCAYALI, d'après les travaux antérieurs de NEWEL et I. TAFUR [1944]. Ces marnes noires ont fourni :

Didymograptus murchisoni de l'Ordovicien moyen.

Y a-t-il eu, dans le Centre et le Nord des Andes péruviennes sédimentation au Dévonien, comme cela est le cas dans la moitié sud du pays, en Bolivie ? Le problème n'est pas résolu, nous ne l'aborderons pas.

Au Carbonifère inférieur, alors que le socle est presque entièrement dénudé, se déposent 300 à 500 m de conglomérats à galets de roches métamorphiques ou détritiques, des grès feldspathiques à éléments volcaniques très fins, de couleur gris-clair, à patine rouille, interstratifiés dans des lits de marnes vertes à noires riches en végétaux fossiles. WILSON assimile cet ensemble à la formation AMBO reconnue dans les Andes Centrales depuis 1900 environ et attribuée au Mississipien [READ 1941].

La formation TARMA développée dans le Centre ne semble pas être représentée entre Ambo et la frontière équatorienne où elle réapparaît sous forme de 1500 m de marnes gréseuses et calcaires à Brachiopodes.

Datée par des Fusulines dans le Centre, des Brachiopodes et une Ammonite dans le Nord, cette formation est pennsylvanienne. Les calcaires et grès à ciment calcaire de la formation COPACABANA [DUNBAR et NEWEL, 1946] ont été retrouvés au Nord Est de Balzas par KUMMEL [1950], par KENTS [1956] et J.J. WILSON, très récemment, tout au long du Marañon. Epaisse de 2000 m, dans la région de Huancayo, cette formation est réduite à une centaine de mètres dans la partie nord du géanticlinal.

La faune de Parafusulinides étudiée par ROBERTS [1953] indique un âge permien inférieur.

La même réduction d'épaisseur se marque pour la formation supérieure : la formation MITU - Mac LAUGHLIN [1924] -, épaisse de 4000 m dans le bassin du Cuzco, ^{elle}affleure sur 250 m environ à hauteur de Patatz et repose en discordance sur les calcaires Copacabana, les grès Ambo ou même le socle métamorphique précambrien. Il s'agit de grès et conglomérats grossiers à patino pourpre qui dessinent, le long de l'entaille du Marañon, un liseré sombre, lequel se suit admirablement dans les parois.

Les épanchements volcaniques associés dans le Centre du Pérou à l'épaisse série détritique permienne n'ont pas été signalés au Nord de la vallée du Mantaro. En l'absence de fossiles déterminants, la formation MITU est attribuée au Permien supérieur.

La dernière formation, formation PUCARA - Mac LAUGHLIN [1924] - appartenant à la couverture du socle métamorphique et qui se distingue de la série eugéosynclinale est une très puissante unité calcaire largement distribuée à travers les Andes.

Les études détaillées de JENKS [1951] ont mis l'accent sur les grandes variations que la formation Pucara subit d'Ouest en Est dans ses faciès et ses épaisseurs. "Discrepancies on thickness and lithology suggest that occasional position movements may be have brought about erosions of materiel deposited in the "trought".

B. BOIT [1962] analysant des conglomérats et brèches déjà signalés comme interstratifiés dans la série, déduisait de son examen que "ces brèches provenaient principalement de la fragmentation des calcaires triasiques (noriens), bien que contenant "de rares fragments de sédiments plus anciens... Leur position à "la base de la formation Pucara excluait la possibilité d'une origine torrentielle ? et obligeait à les considérer comme brèches "de friction".

La répartition de ces brèches le long d'une frange étroite allant du Sud de Cerro de Pasco à Pataz - (pour plus de précision cf. B. BOIT, 1962) - invite à voir dans ce niveau non pas tant la trace d'un décollement (difficilement réalisable) du Trias sur un socle permien mais le résultat du démantèlement de cordillères sous-marines allongées suivant l'axe du futur géanticlinal et préfigurant en quelque sorte cette ride tectonique - J. DEBELMAS [1957].

Au dépôt des calcaires de la formation Pucara fait suite une longue émergence qui embrasse presque tout le Jurassique.

Les marnes noires de la formation Chicama, très épaisses une dizaine de kilomètres à l'Ouest du Marañon, disparaissent subitement le long d'une ligne continue depuis le rio Crisnejas jusqu'à La Union. Il semble que les rivages tithoniques aient buté contre une zone en voie de surrection, soit par flexure, soit par failles, sur laquelle les formations supérieures buteront-elles aussi, même si elles la transgressent. Il est probable que les cordillères triasiques, et avant elles les fractures profondes par où s'épanchait au Permien supérieur le matériel volcanique de la formation MITU, soient liées à cette paléostructure.

Au Crétacé inférieur, la sédimentation détritique puissante et bien différenciée dans l'axe du sillon eugéosynclinal déborde sur la bordure géanticlinale.

Cependant, les 1500 à 2000 mètres de grès fins et marnes, en majeure partie continentaux, se réduisent considérablement et n'atteignent que quelques centaines de mètres à la verticale du fleuve, pour disparaître plus à l'Est - KENTS [1956].-

WILSON décrit dans la région de Pataz 100 m de grès brun à rouge, de grain moyen à grossier (5 à 10 mm) appartenant à la formation GOYLLARISQUISGA, équivalente aux formations CHIMU, SANTA CARHUAZ et FARRAT.

Ces éléments reposent en discordance sur tous les éléments de la couverture paléozoïque du socle métamorphique et sur le socle lui-même.

Le même phénomène se rencontre au niveau de la séquence carbonatée albienne. Les formations occidentales, à savoir, INCA, CHULEC, PARIATAMBO s'amincissent vers l'Est et passent à des mar-
nes vertes à jaunes très fines, surmontées de calcaires massifs beiges à marrons : c'est la formation CRISNEJAS - BENAVIDES [1956]- qui se suit de Celandin jusqu'à Quiches.

Au Sud de Quiches, la transgression albienne recouvre la vaste plateforme géanticlinale des Andes Centrales, mais en conservant ses caractères typiques : épaisseur, différenciation de faciès...

Les conglomérats et grès rouges de la Formation ROSA [V. BENAVIDES, 1956] n'affleurent plus que du confluent des rios Crisnejas et Marañon à Quiches. Ils sont absents au Nord et au Sud de cette ligne et remplacés par leur équivalent axial.

A l'Ouest du Marañon, le faciès le plus courant est un conglomérat compact à galets de calcaires et de grès, baignant dans une matrice détritique rose (le diamètre des galets atteint 40 cm); (600 m d'épaisseur environ).

A l'Est de l'entaille, la formation Rosa n'atteint pas 200 m. Ce ne sont plus que des grès fins, rouge vif.

La formation Rosa correspond latéralement à la partie supérieure de la formation Yumagual axiale. Elle est donc cénomanienne.

Cette formation détritique, qui termine la série typique de la bordure géanticlinale, est complétée, après l'ennoyage de l'axe paléozoïque à hauteur du bassin de Cajamarca, par les formations turoniennes et sénoniennes décrites précédemment.

III. STRATIGRAPHIE DE LA ZONE CÔTIÈRE.

1. LIMBES PRECAMBRIENS ET PALÉOZOÏQUES.

Ils sont conservés dans l'Extrême Nord occidental du Pérou et forment tout ou partie des Monts ANCTAPE, de la BREA et PARINA, de PAÏTA, des ILLISCAS et les deux îles : Lobos de TIERRA et Lobos de AFUERA..

Sur un socle métamorphique, assez semblable à celui du Marañon, reposent en discordance des sédiments marins dévoniens (?) - FISCHER 1956, - eux-mêmes recouverts par des grès et marnes gréseuses pennsylvaniens sans Fusulines mais datés par une macrofaune très riche et la goniatite PSEUDOLEGOCERIS peruvianum Berry. [NEBEL, CHRONIC et ROBERTS, 1953]. Par contre, la formation MITU ne semble pas représentée.

2. SÉRIE MÉSOZOÏQUE.

Connue sous le nom de "série PORPHYRITIQUE" [STEINMANN 1930], la série mésozoïque côtière représente une unité remarquable pour les raisons que nous allons détailler.

a) Répartition dans l'espace.

Depuis le Chili Central jusqu'au Nord de l'Equateur, sur 3000 kilomètres, se rencontrent les mêmes roches sombres à patine rouge, ocre ou vert-de-gris, affleurant, au Nord surtout, entre des croupes de granite ou noyées dans les sables blancs d'un des plus étranges déserts du monde.

Cette frange très longue est par contre extrêmement étroite. Entre Lima et Trujillo elle n'excède pas une trentaine de kilomètres. Elle s'élargit considérablement au Sud de Nasca, jusque dans la région d'Arequipa. A cette latitude, le profil transversal du géosynclinal bien que difficile à dessiner ne semble plus

s'accorder avec le profil de la partie nord-péruvienne.

b) Répartition dans le temps.

Une des caractéristiques de cette "série porphyritique" est de renfermer des horizons calcaires ou marneux très minces interstratifiés dans les laves, les tufs, les sédiments pyroclastiques.. Quelques rares fossiles permettent de dater approximativement souvent de très épaisses séquences.

Sans entrer dans le détail, nous pouvons en résumer la répartition dans le temps.

α - Au Chili, le géosynclinal andin s'individualisant au cours du Trias - Jorge MUÑOZ CRISTI, [1956], les épanchements volcaniques commencent au Trias supérieur, se poursuivent durant tout le Jurassique, le Néocomien et prennent fin au Barrémien ou à l'Aptien.

β - Dans le Sud du Pérou, l'équivalent de cette énorme série est représenté par la formation CHOCOLATE - JENKS, 1948 -

GUEVARA [1963]. Épaisse de 900 m près d'Arequipa, elle atteint 2500 m une centaine de kilomètres plus au Sud et 4000 m dans la région de Chala. L'âge jurassique supérieur fixé par JENKS est corroboré par les fossiles trouvés dans les marnes interstratifiées. Il s'agit de :

Posidonomya cf escuttiana Douglas

et d'Ammonites non déterminées spécifiquement, mais appartenant aux genres

Reineckia

Analtheus

Heltoceras

Macrocephalites

Grossouvreia

γ - Plus au Nord, à hauteur de Nasca, RUEGG [1956] décrit une formation dite RIO GRANDE, lithologiquement et paléontologiquement analogue à la précédente.

25 AOÛT 2003

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION

B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

2. - De Ica à Chiclao, la base de la série est inconnue. Par contre, son sommet daté par des Ammonites du genre Oxytropidoceras à Mala [Eric BOSC, 1963], LYELLICERAS à Chancay [WILSON 1963], s'élève nettement pour atteindre l'Albien supérieur.

3. - Dans la basse vallée de Chicama (section de Tembladera, BENAVIDES [1956]), les épanchements volcaniques et le matériel pyroclastique semblent recouverts par les grès du Crétacé inférieur.

Au Nord de Chiclao, FISCHER [1956] indique 2700 m de roches volcaniques stratifiées contenant des lits de marnes et de calcaires reposant en discordance sur les phyllades précambriennes.

A la partie inférieure de cette série ont été trouvés :

Monotis ochotica du Trias supérieur,
ainsi que des Brachiopodes, Coraux, Crinoïdes et
Psiloceras sp., de l'Hettangien.

La partie supérieure n'est pas datée. Comme à Chicama, elle pourrait appartenir au Jurassique supérieur.

3. La section-type prise le long du littoral des Andes Centrales se compose de deux parties :

a) Une séquence volcano-détritique Jurassique supérieur-Crétacé inférieur qui débute par des brèches et conglomérats volcaniques interstratifiés dans des calcaires et grès conglomératiques. C'est la formation PUCUSANA [Eric BOSC, 1963].

Vient au-dessus une série très épaisse (1900 m environ) d'andésites sombres contenant quelques lentilles de marnes gréseuses et reposant sur la formation Pucusana par l'intermédiaire d'un coussinet de marnes bigarrées très fossilifères. Cette formation PUNTE INCA -R. RIVERA, [1951] contient une faune d'Ammonites en partie analogue à celle de la formation Chicama qui détermine un âge compris dans l'intervalle Tithonique-Berriasien.

Les formations supérieures : Salta del Fraile, Herradura et Marcavilca [LISSON 1909, R. RIVERA 1951, ROSENZWEIG 1953, FERNANDEZ CONCHA 1958] forment une séquence clastique de 450 à 600 m d'épaisseur. Cette séquence analysée avec précision par J.J. WILSON [1963] passe de grès feldspathiques à débris de roches feldspathiques [F. SALTA del FRAILE], à des grès très durs contenant 85 à 95 % de quartz.

Ripple-marks et stratifications entrecroisées sont fréquents ; WILSON étudiant ces figures de sédimentation note que les apports se faisaient perpendiculairement à la côte actuelle, d'Ouest en Est.

Une faune néocomienne assez pauvre est contenue dans ces grès. Citons les Ammonites :

Hoplites lorensis Lisson ;

Astarté subcostata ;

Pflückeria raimondii Gabb ;

Pfluckeria pfluckeri Lisson ;

et à la partie supérieure plusieurs Lamellibranches dont trois espèces du genre PANOPEA.

Cette série est équivalente aux formations Chicama (partie supérieure), Chimu, Santa, Carhuaz (partie inférieure) des Andes du Nord et des Andes Centrales, ainsi qu'à la formation Oyon, typique ^{des} Andes Centrales.

b) Séquence carbonatée aptienne-albienne.

Au Sud de Lima, la série se continue par deux formations : CHILCA [Eric BOSC, 1963] et ATOCONGO [LISSON 1907]. La Première, faite de calcaires gréseux et marnes fines, contient une faune analogue à celle de la formation INCA [BENAVIDES 1956], en particulier l'Ammonite

Parahoplites nicholsoni Benavides

de l'Albien inférieur.

La Seconde, dont l'épaisseur dépasserait 2500 m, est constituée en grande partie de roches volcaniques bigarrées et de quel-

ques bancs de marnes et de calcaires fossilifères dont la faune rappelle celle de l'Albien moyen de la zone axiale. A Chilca, la série se termine à l'Albien supérieur, daté par

Oxytropidoceras sp.

Entre la presqu'île de Paracas et les lambeaux conservés de la chaîne paléozoïque côtière on ne trouve aucune trace de sédiments postérieurs à l'Albien supérieur.

Par contre, dès Chiclao, l'espace compris entre le littoral actuel et le pied des Andes réserve une série de bassins d'effondrements accotés à la chaîne paléozoïque. L'Eocène, l'Oligocène, le Miocène y sont représentés [TRAVIS 1953, OLSSON, 1927].

A lui seul, l'Eocène mesure 5 000 m d'épaisseur. Les changements de faciès, à cause de l'irrégularité et la mobilité des bassins, y sont très rapides et fréquents [TRAVIS, 1953].

H.T.c.I

ZONE AXIALE

OU

Z. à Faciès Différenciés

1 HUAYLILLAS

2 ANDES CENTRALES



HUAYLILLAS : SERIE J.s. C.ú.

INJECTEE D'UN SILL MICRODIORITIQUE

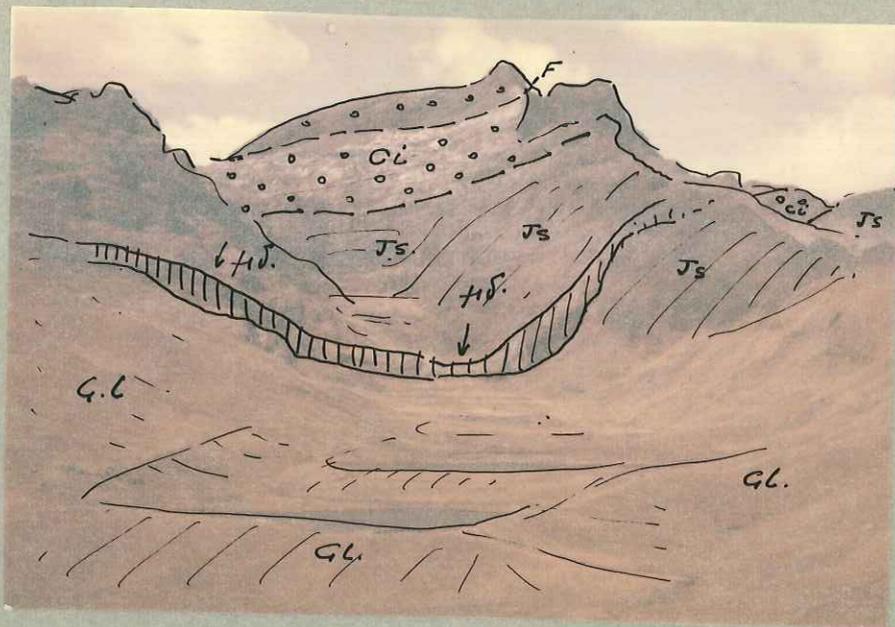
ANDES CENTRALES

1. DISCORDANCE :

1. DES COUCHES ROUGES
SUR
LES CALCAIRES JUMASHA



2. DU VOLCANISME TERTIAIRE SUR
LES COUCHES ROUGES.



HUAYLILLAS : SERIE Js. G.L.

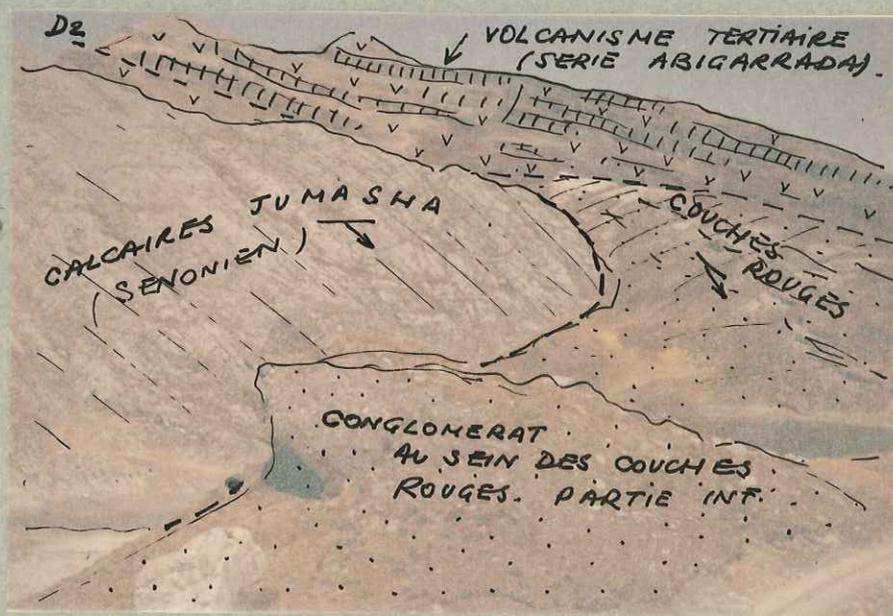
INJECTEE D'UN SILL MICRODIORITIQUE

ANDES CENTRALES

I. DISCORDANCE :

1. DES COUCHES ROUGES
SUR
LES CALCAIRES JUMASHA

2. DU VOLCANISME TERTIAIRE SUR
LES COUCHES ROUGES.



IV.- STRATIGRAPHIE DES ANDES CENTRALES.

Dans les Andes Centrales, une très récente étude du Crétacé due à J.J. WILSON [1963] permet de dessiner approximativement la continuation des différents horizons du bassin de Cajamarca et de la bordure géanticlinale.

Une section comprise entre Lima et La Oroya fait intervenir :

1. La zone côtière et ses faciès particuliers monotones et très épais, à savoir : grauwackes intercalés dans des séries gréseuses [cf. la coupe stratigraphique de Lima].

2. Une zone très étroite - une dizaine de kilomètres peut-être - sensiblement parallèle à la limite de partage des eaux qu'on peut assimiler à la zone axiale. Cependant, à la base de la série, les marnes noires de la formation Chicama ont disparu et sont remplacées par une centaine de mètres de marnes gréseuses stratifiées en bancs très fins contenant quelques horizons lenticulaires de charbon. L'âge de cette nouvelle formation OYON est difficile à fixer en l'absence d'une faune déterminable.

Une flore fossile assez pauvre a livré Otozamites goepper tianus (Dunkeld) et Weichsella mantelli (Dunkeld), espèces considérées par BERRY [1922] comme jurassiques.

Pour J.J. WILSON [1963] la formation Oyon est la base de la série détritique du Crétacé supérieur ; cet auteur insiste sur le rôle tectonique important qu'elle aurait joué sur la bordure d'une plateforme émergée.

La répartition de ces marnes à plantes nous incite à croire que la formation Oyon traduit une sédimentation paralicque en climat très chaud et humide le long des rivages de la mer qui, au Jurassique supérieur, voyait se déposer au Nord d'Oyon la formation Chicama, à l'Ouest de la plateforme triasique, les sédiments pyroclastiques de la côte actuelle issus de l'arc volcanique occidental.

Au-dessus de cet horizon très fin qui disparaît donc à l'Est de la limite du partage des eaux, la série détritique crétacé inférieur, connue dans le bassin de Cajamarca, est divisée en quatre membres dans lesquels WILSON a reconnu les formations Chimú, Santa, Carhuaz, Farrat. Les épaisseurs varient de 1000 à 1500 m.

La transgression albienne se retrouve dans les Andes Centrales à peu près identique à ce qu'elle était dans les Andes du Nord. Aux formations Pariahuanca, Chulec et Pariatambo succède un niveau calcaire, la formation Jumaska [Mac LAUGHLIN, 1924] équivalent des niveaux "vocontiens" de Cajamarca, allant du Cénomaniens au Turonien inclus. Toutefois, les épaisseurs sont considérablement réduites par rapport aux précédentes : 200 à 500 m contre 1500 au Nord.

La pétrographie de cette formation JUMASHA a été étudiée minutieusement par WILSON qui distingue :

- a. des calcaires et dolomies à débris de coquillages, qui forment la plus grande partie de la formation. Les débris seraient inidentifiables si quelques bancs ne contenaient à profusion plusieurs espèces des genres OSTREA, ACTEONELLA, EXOZYRA ;
- b. des calcaires et dolomies à micro galets énigmatiques dont la taille ne dépasse pas 1/2 mm ;
- c. des calcaires et dolomies à grain fin, très rares.

La formation Celendin définie par BENAVIDES [1957] dans le bassin de Cajamarca n'affleure plus ici qu'en de rares points et semble la plupart du temps avoir été érodée avant le dépôt des couches rouges.

Nous avons décrit les couches rouges dans un chapitre précédent, nous n'y reviendrons pas.

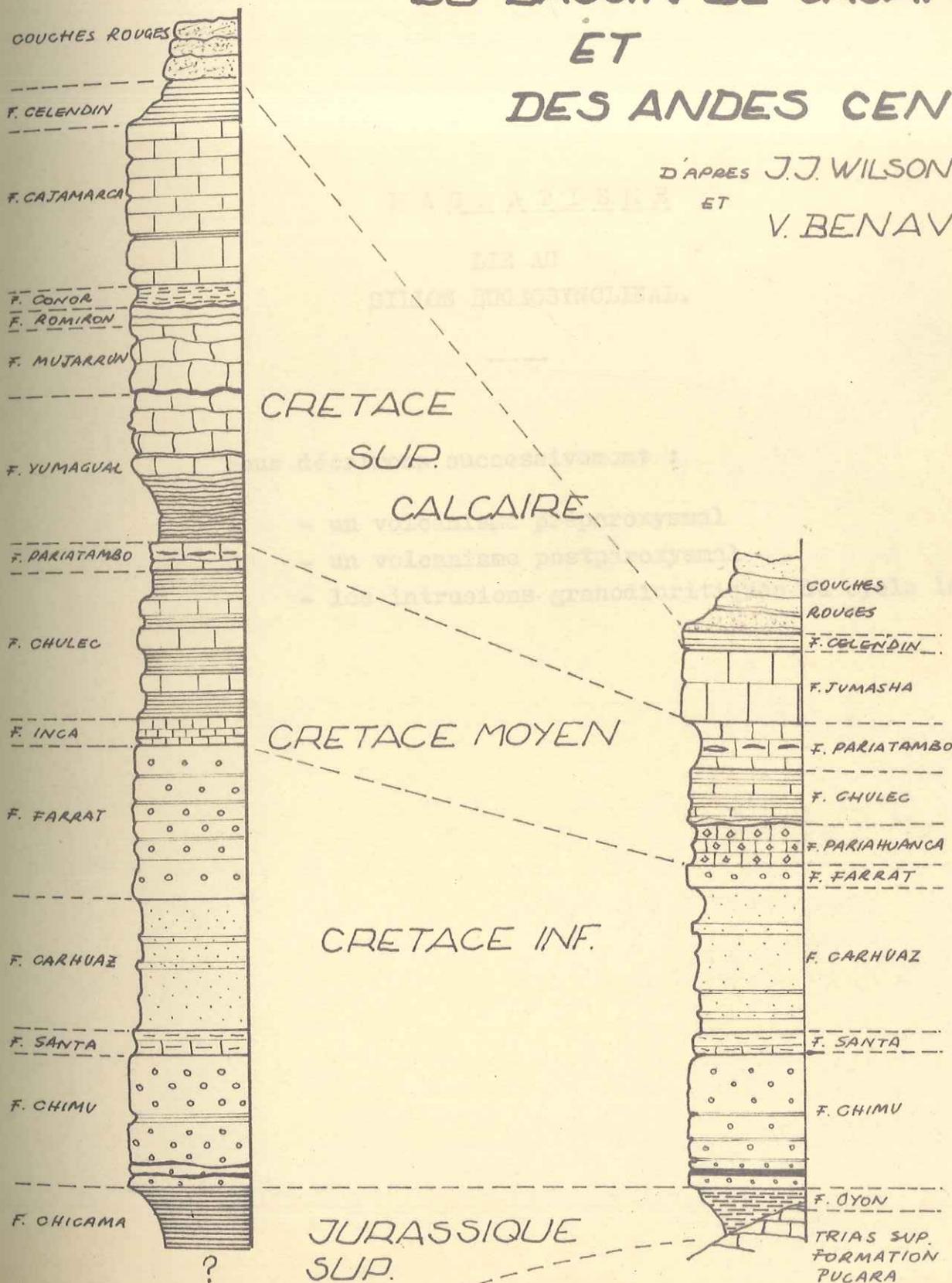
3. Une vaste plateforme qu'on relie à la très étroite bordure géanticlinale du Marañon. Sur cette plateforme triasique de 100 km au moins, se sont déposés :

- une centaine de mètres de grès conglomératiques analogues à ceux de la formation Goyllarisquisga, d'âge néocomien-aptien;
- 400 à 500 m de calcaires et calcaires marneux appartenant aux formations Chulec, Pariatambo, Jumas'a ainsi que plusieurs centaines de mètres de Couches Rouges, campaniennes-éogènes.

A cette plateforme subsidente du Crétacé inférieur à l'Eocène est lié un style tectonique très particulier qui, à notre avis, est à reprendre, compte tenu des données paléogéographiques nouvelles.

PROFILS STRATIGRAPHIQUES COMPARES DU BASSIN DE CAJAMARCA ET DES ANDES CENTRALES

D'APRES J.J. WILSON
ET
V. BENAVIDES



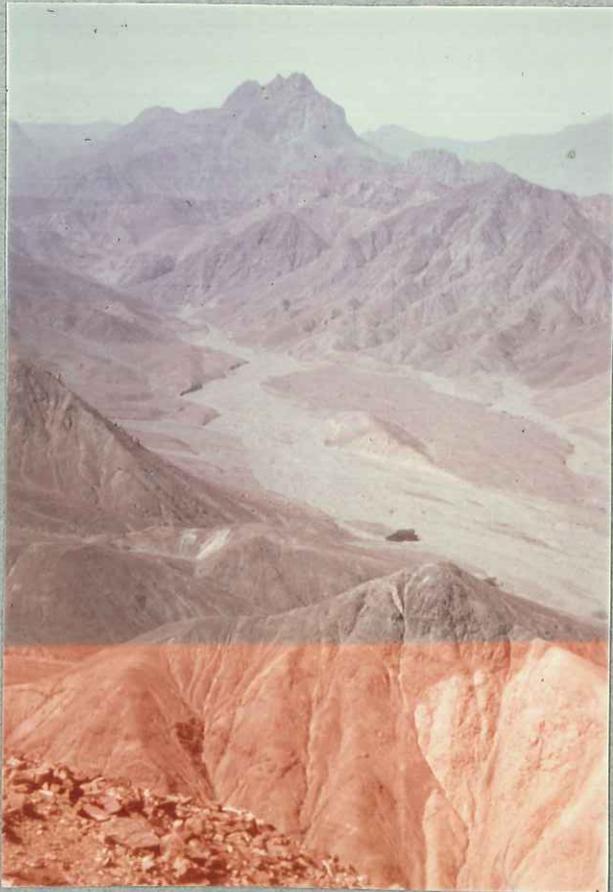
M A G M A T I S M E
LIE AU
SILLON EUGEOSYNCLINAL.

Nous décrirons successivement :

- un volcanisme préparoxysmal
- un volcanisme postparoxysmal
- les intrusions granodioritiques du cycle laramien.

H.T.C. II

ZONE COTIERE



VALLÉE DU RIO SANTA
SERIE COTIERE
ET BATHOLITE INTRUSIF



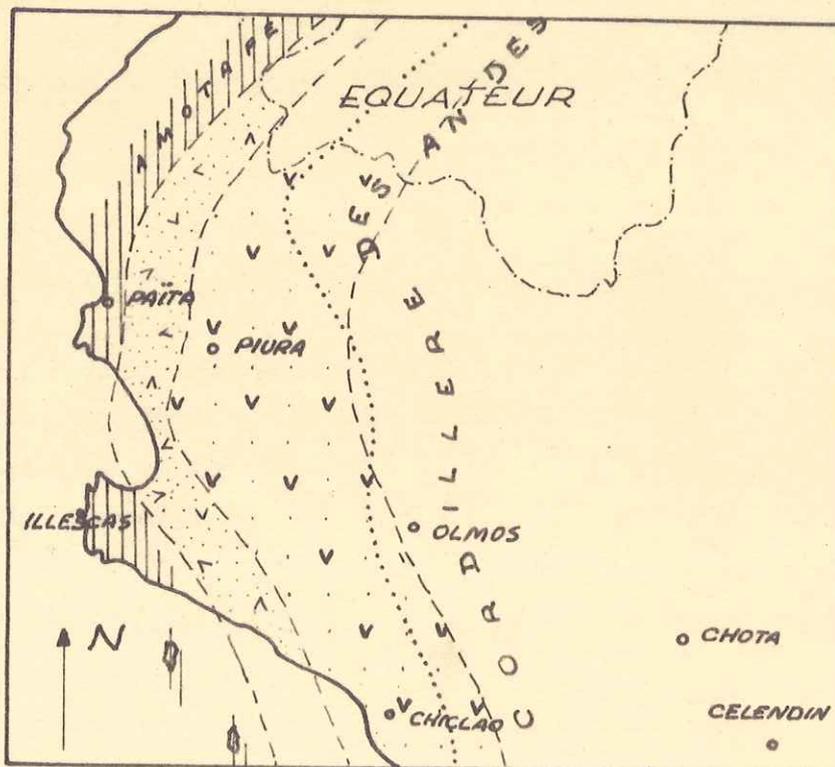
SERIE COTIERE
VOLCANO-DETRITIQUE
PILLOW-LAVAS
PRES DE HUARMEX

VOLCANISME PRE PAROXYSMAL.

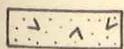
La stratigraphie mésozoïque du sillon eugéosynclinal indique l'existence, au large de la côte actuelle, d'un arc volcanique, dont les cratères, alors en partie immergés, ont déversé sans discontinuité leur matériel igné, du Trias supérieur, vallée de la Leche, -FISHER [1956,] à l'Albien supérieur - Chancay, WILSON [1963.].

Tout au long de la côte péruvienne, aucun appareil volcanique n'a été localisé. Le schéma paléogéographique des confins du Pérou et de l'Equateur publié par FISHER 1956 montre la série volcano-détritique butant à l'Ouest contre la chaîne paléozoïque et précambrienne des Illescas et des Monts Anotape.

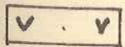
REPARTITION DES FACIES VOLCANO-DETRITIQUES N.-PERUVIENS



d'après A.G. FISHER 1956



CRETACE à FACIES VOLCANO-DETRITIQUE



TRIAS - JURASSIQUE à FACIES VOLCANO DETRITIQUE



MASSIFS PALEOZOIQUES ET PRECAMBRIENS

La partie ouest de cette chaîne, effondrée, ne présente aucun affleurement du type des précédents. Nous sommes amenés à supposer les épanchements, en partie sous-marins - les pillow-lavas sont nombreux - se faisant au pied des reliefs anciens, émergés depuis le Trias supérieur.

Ce schéma devrait pouvoir s'appliquer à la partie de la côte comprise entre les Illescas et la péninsule de Paracas, la chaîne paléozoïque interrompue reprenant là pour se prolonger au Sud et se greffer sur le vaste môle primaire des confins du Pérou, de la Bolivie et du Chili.

La nature chimique des épanchements volcaniques est mal connue ; peu ou pas d'analyses ayant confirmé des déterminations microscopiques difficiles à obtenir sur des roches détritiques souvent très altérées. La composition moyenne est celle d'une andésite - Trachiandésite de Morrosolar - Fernandez CONCHA [1958].

Rares sont les manifestations volcaniques contemporaines de la période d'activité de l'arc côtier, mais liées à la partie axiale du sillon eugéosynclinal. C.G. EGELER et T. de BOOY citent une phase volcanique assez importante mettant en place des andésites et des dacites dans une zone voisine de la Cordillère Blanche. Soumises à l'érosion, elles ont formé des horizons conglomératiques interstratifiés au sein du complexe détritique crétacé inférieur.

A noter également les tufs et laves interstratifiés à la base de la formation Chimú, mentionnés par F.J. CRUZADO [1959] au Nord Ouest de Huallanca. Il s'agit là vraisemblablement de la limite de changement de faciès entre la zone volcano-détritique côtière et le bassin à sédimentation purement détritique qui lui succède vers l'Est.

VOLCANISME POST PAROXYSMAL.

Nous l'avons vu, la subsidence du sillon eugéosynclinal cesse au Crétacé supérieur. Cet arrêt s'enchaîne alors avec une crise orogénique violente qui, en plusieurs étapes, plisse le contenu du sillon et soulève les sédiments récemment tectonisés. Une longue période d'érosion arase les jeunes reliefs et ce n'est qu'après cette phase de pénéplanation que s'épancheront les laves et tufs dits post paroxysmaux. Les auteurs s'accordent pour placer au Miocène le début de cette nouvelle période de l'activité volcanique qui, en plusieurs points des Andes, - Sud du Pérou - Chili, Equateur, Colombie, se prolonge jusqu'au Quaternaire actuel.

Au Miocène donc, une "paléoceinture" de feu du Pacifique déverse ses produits incandescents le long d'une frange orientée NNW-SSE à NW-SE allant, pour la région qui nous intéresse, de Ticlio à Chota. Toutefois, au sein de cette période post-paroxysmale, deux époques doivent être distinguées qui encadrent la mise en place des batholites tertiaires.

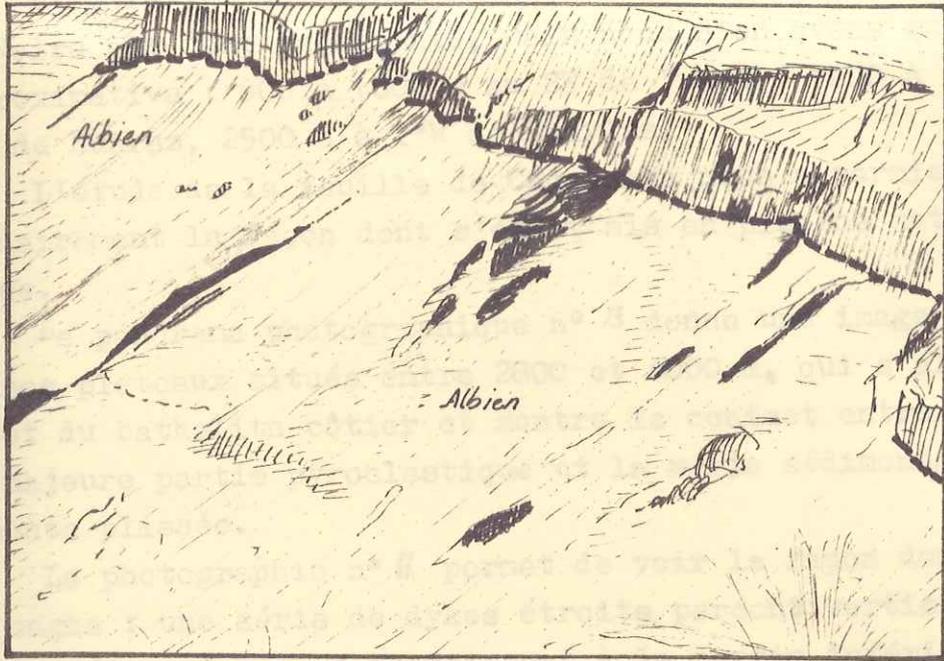
A - A la première période appartiennent :

- la Série Abigarrada - HARRISON, [1956];
- la série de la Cordillère Noire - STRACZEK et BODENLOS [1957];
- le Groupe Calipuy - COSIO [1964] - qui représente les épanchements se faisant au Nord du Rio Santa dans les régions de Santiago de Chuco, Otuzco ;
- les séries non décrites de Michiquillay, Chota...

Le matériel volcanique comprend : des laves et coulées de matériel pyroclastique surtout, ainsi que des agglomérats, des tufs interstratifiés en bancs très minces.

Au sein de ce matériel en grande partie pyroclastique, les

CHAPE VOLCANIQUE TERTIAIRE, ET DYCKES COUPANT LA SERIE ALBIENNE



Ces dykes semblent orientés NW-SE, c'est-à-dire parallèlement aux plis et aux cassures subordonnées.

Ceci serait valable pour le matériel pyroclastique, riche en gaz, rendu très fluide sous, facilement injecté. La photographie nous montre un dôme de lavas (andésites) à structure porphyritique très visqueuse, ayant soulevé et fait éclater un couvertorite préfacé inférieur.

éléments sédimentaires tels que grès et marnes sont très rares.

A noter que les déterminations sont rendues difficiles à cause du haut degré d'altération des roches. Statistiquement, les andésites représentent le terme moyen des laves épanchées. Des analyses précises indiquent des andésites, des dacites, trachytes, rhyodacites, trachyandésites...

L'épaisseur totale de la séquence volcanique de la Cordillère Noire est fort importante, mais nous n'en avons qu'une idée approximative : 800 à 1000 m au SW de Yungay, 1200 à 1500 m au Sud de Huaraz, 2500 m à l'W de Huaylas.

L'étude de la feuille de Cajabamba nous a permis d'observer sommairement la façon dont s'était mis en place ce matériel volcanique.

Le panorama photographique n° 13 donne une image de ces immenses plateaux situés entre 2800 et 4000 m, qui s'allongent à l'Est du batholite côtier et montre le contact entre la carapace en majeure partie pyroclastique et la série sédimentaire sous-jacente plissée.

La photographie n° 11 permet de voir la façon dont est monté le magma : une série de dykes étroits percent verticalement la série sédimentaire et aboutissent à la partie inférieure de la carapace. Ces dykes semblent orientés NW-SE, c'est-à-dire parallèlement aux plis et aux cassures subordonnées.

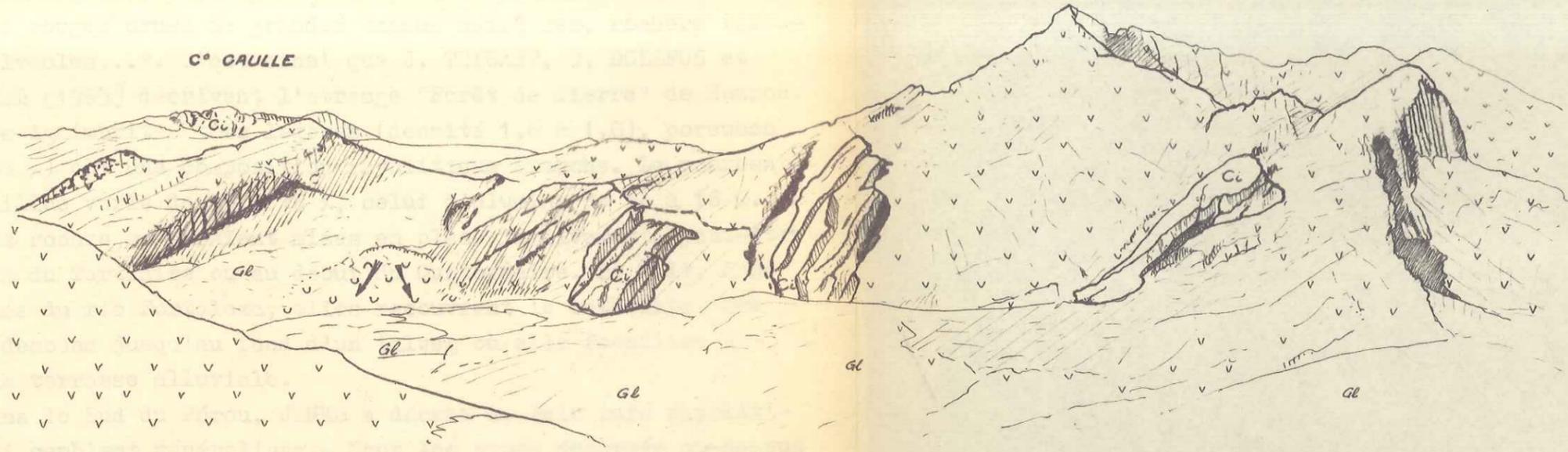
Ceci était valable pour le matériel pyroclastique, riche en gaz, rendu très fluide donc, facilement injecté. La photographie n° 12 montre un dôme de laves (andésites) à structure porphyritique très visqueuse, ayant soulevé et fait éclater sa couverture tritique crétacé inférieur.

LAMBEAUX DE GRES (C.i.) FLOTTANT SUR UN DOME ANDESITIQUE TERTIAIRE

20 Km A L'OUEST DE CAJABAMBA

C° LOS HIJOS 4324 m

C° GAULLE



B - A la seconde période appartiennent des TUFS RHYOLITIQUES bien connus par les figures qu'une érosion violente y a taillées. Ils sont répartis dans les Andes Centrales - Huaron, Macahuasi - au Sud de la Cordillère Noire - vallée du rio Fortaleza, au Sud de Cajamarca, Sorvehuco...

"Grandes tours ocre, avec de belles cannelures verticales, pinacles rouges ornés de grandes taches noirâtres, rochers tarau-dés d'alvéoles...". C'est ainsi que J. TRICART, O. DOLLFUS et M. MICHEL [1963] décrivent l'étrange "Forêt de Pierre" de Huaron.

Ces ignimbrites très légères (densité 1,6 à 1,8), poreuses (25 à 36 %) ont une composition rhyolitique franche. Le pourcentage de silice varie de 65 à 75 %, celui d'alumine de 14 à 16 %.

Ces roches se seraient mises en place tardivement, peut-être à la fin du Tertiaire ou au début du Quaternaire. De fait, dans la vallée du rio Fortaleza, elles recouvrent le batholite. Une coulée descend jusqu'au fond d'un talweg où elle fossilise une ancienne terrasse alluviale.

Dans le Sud du Pérou, JENKS a décrit de tels tufs rhyolitiques qui semblent généralisés.- Nous les avons observés au-dessus de la dépression de Nasca, c'est-à-dire à peu de distance de la côte pacifique.

Le mécanisme de mise en place de ces coulées d'ignimbrite qui forment des plateaux évoquant les grands trapps basaltiques et la localisation des centres éruptifs ont fait l'objet d'une très récente mise au point de J. WESTERELD [1963]. A propos de la "localisation des centres d'éruption, nous citons :

"Les ignimbrites..., en tant que produits d'un volcanisme néogène et quaternaire sont généralement associées à des zones volcaniques calco-alcalines, basalto-andésitiques. Ces zones sont situées à la périphérie des continents (Andes du Pérou) et le long d'arcs insulaires (Sumatra...), à l'extérieur des zones violemment plissées et affectées de grands chevauchements, c'est-à-dire en marge des racines sialiques de la chaîne, soumises à de très fortes tensions".

PANORAMA DES AIGUILLES VOLCANIQUES au N. de QUIRUVILCA

C° SHILCAHUANGA
4316 m

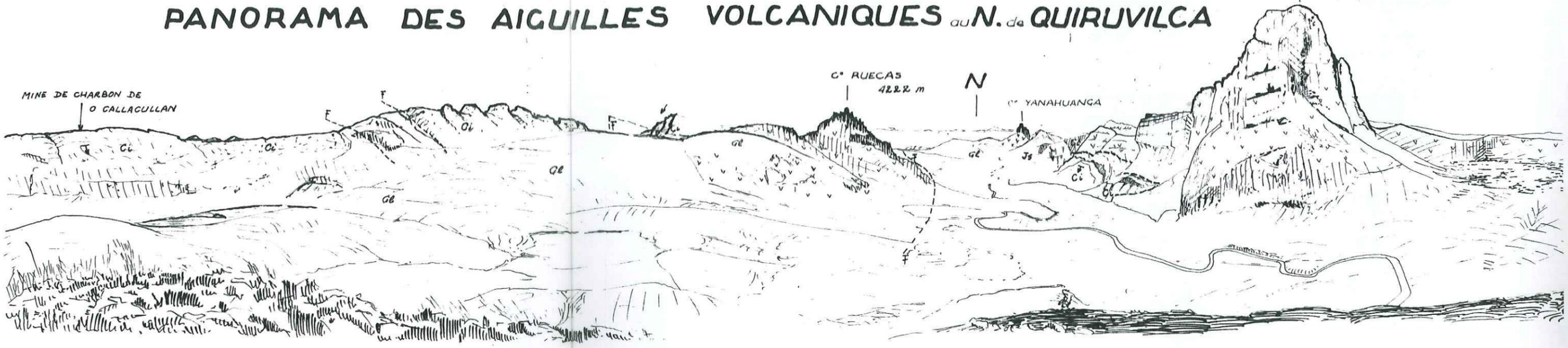
PL. 13

MINE DE CHARBON DE
O CALLACULLAN

C° RUECAS
4222 m

N

C° YANAHUANCA



PANORAMA DES AIGUILLES
VOLCANIQUES DE QUIRUVILCA
♀. PL. 13







NEVADO HUASCARAN
6808_m



N. YANAMAREY
Contact entre le
Batholite et son
enveloppe sédimentaire

LES INTRUSIONS GRANODIORITTIQUES DU CYCLE LARAMIEN.

Les intrusions batholitiques liées au Laramien se répartissent de long de la Cordillère des Andes et affleurent sans discontinuité de la latitude de Ocona au Sud, à celle de Chiclaio au Nord. La masse principale est représentée par le batholite côtier; elle est flanquée à l'Est de nombreux corps plutoniques, la plupart d'entre eux situés à l'intérieur de la ride géanticlinale.

Les travaux pétrographiques relatifs à ces unités cristallines sont peu nombreux ; les derniers relatifs à l'âge absolu des roches n'étant pas encore publiés.

L'étude la plus complète est due à C.G. EGELER et T. de BOOY, elle concerne la partie sud de la Cordillera Blanca.

La CORDILLERA BLANCA, unité morphologique importante, puisque groupant les plus hauts sommets des Andes péruviennes (Huascaran, Huandoy), s'ordonne sur un axe cristallin sensiblement parallèle à la direction générale de la chaîne, long de 180 km.

Jusqu'en 1956, la coupe classique de la Cordillera Blanca fut celle publiée par STEINMAN [1930].

Pour cet auteur, le batholite était intrusif, d'âge tertiaire inférieur, c'est-à-dire postérieur à une première phase de plissement (la phase dite Quechua), du Crétacé supérieur. Une seconde phase de compression extrêmement violente serait la cause de la concordance entre le batholite et sa couverture sédimentaire.

Les apports fondamentaux d'EGELER et de BOOY concernent : la pétrographie du batholite et les rapports entre le batholite et son enveloppe.

A - MATERIEL CRISTALLIN : ROCHES PLUTONIQUES.

I.- PETROGRAPHIE.

La majeure partie de la zone cristalline étudiée est constituée d'une "Leucogranodiorite" au sens large, de grain moyen à grossier. Toute la masse présente un joint du granite très marqué ($35^{\circ}W$), spécialement le long du flanc occidental du batholite, où une compression intense a produit une mylonitisation locale, mais notable. Ainsi, à Huallanca, l'entrée du Canon del Pato montre une série d'écaillés d'une roche à texture gneissique riche en muscovite. Il ne s'agit que d'une déformation mécanique suivie de la recristallisation d'éléments sodiques et potassiques : un orthométamorphisme très local, dû à des efforts tectoniques tangentiels importants.

Cette leucogranodiorite est une roche extrêmement blanche, parfois légèrement teintée de rose, avec de petites plages de biotite noire. Les phénocristaux de feldspath potassique sont abondants ; leur taille varie de 1 à 5 cm, parfois plus. Les inclusions sont communes, particulièrement dans la zone bordière.

Au sein de ce batholite apparaissent deux enclaves, l'une correspond à une granodiorite, l'autre à une tonalite. Leurs surfaces sont réduites : 2,5 km² et 14 km² ; nous avons reproduit dans le tableau n° les principales caractéristiques des trois types de roches en présence, données par EGELER et T. de BOOY (1956, p. 30-34).

	I	II	III		I	II	III
SiO ₂	73.10	70.66	66.97				
TiO ₂	15.05	15.60	16.32				
Al ₂ O ₃	0.17	0.39	0.40				
Fe ₂ O ₃	0.20	0.45	3.00				
FeO	0.87	1.40	0.62				
MnO	0.03	0.06	0.07	Quartz	26,9	22.7	24.1
MgO	0.41	0.96	1.34	Feldsp. potass.	22.9	13.5	9.6
CaO	1.83	2.97	9.09	plagio- clase	47.0	51.2	52.7
Na ₂ O	3.78	3.43	2.96	biotite	3.2	8.3	11.1
K ₂ O	3.73	3.44	3.96	amphibo le	-	3.9	2.1
H ₂ O ⁺	0.55	0.61	0.94	m. acces soires	0.2	0.9	0.4
H ₂ O ⁻	0.06	0.10	0.07				
P ₂ O ₅	0.08	0.17	0.04				
	99.86	100.19	99.95				

- I. Leucogranodiorite (Quebrada Colrup)
 II. Granodiorite (2 km W de Atunmontepuncu)
 III. Tonalite (Quebrada Tulparaju).

II.- AGE ET CHRONOLOGIE

Nous avons vu que, d'une façon générale, STEINMANN considérait l'ensemble du batholite comme appartenant au Tertiaire inférieur. Les études de détail montrent trois temps d'intrusions :

- I. Mise en place de la tonalite
- II. de la granodiorite,
- III. de la leucogranodiorite principale,

ce qui traduit des intrusions se faisant par ordre d'acidité croissante. Toutefois, aucune datation absolue n'est venue, jusqu'à ce jour, résoudre le problème de l'âge de ce matériel cristallin.

I. Roches sédimentaires.

C.G. EGELER et T. de BOOY ont différencié les équivalents du groupe Goyllarisquisga et de la séquence carbonatée albienne, mais nulle part ils ne notent la présence des marnes noires de la formation Chicama - Jurassique supérieur - qui, au Nord de la Cordillère, forment l'essentiel de cette enveloppe sédimentaire.

II. Matériel volcanique.

a) Le matériel volcanique inclus au sein du groupe Goyllarisquisga est peu développé et uniquement représenté par des sills de 10 cm à 15 m de largeur ou par des galets dans des niveaux conglomératiques. Les auteurs insistent beaucoup sur la nature relativement acide de ces épanchements [cf. C.G. EGELER et T. de BOOY, 1954].

b) A ces roches injectées dans des sédiments crétacés en contact avec le batholite, appartiennent les épanchements dits de la Quebrada Quillocc : 2,5 km² de rhyolites et dacites principalement, associées à des roches plus basiques (andésites et même basaltes).

Les plus grands affleurements volcaniques en contact avec le batholite s'étendent sur une surface considérable qui englobe le Nevado Huantsán (6395 m). Les échantillons prélevés montrent des laves du type andésite, principalement, mais aussi dacite et rhyolite, et des matériaux pyroclastiques (brèches à éléments grossiers microbrèches, tufs... tendant parfois vers une texture conglomératique).

Une autre partie volcanique, dite de la Pampa Junin, présente une série presque entièrement constituée de matériel pyroclastique.

Les échantillons frais montrent une cassure gris clair à blanc, souvent imprégnée de limonite. Des fragments de matière

BATHOLITE DE LA CORDILLERE BLANCHE



NOTA : LA FLECHE INDIQUE LE PASSAGE DU TORRENT DE BOUE QUI RAVAGEA LE VILLAGE DE RANJAHIRCA EN 1961



étrangère, la plupart du temps d'origine sédimentaire sont fréquents, de même des fragments de ponce ou de laves vitrifiées.

Ces deux derniers ensembles volcaniques - N. Huantsan et P. JUNIN - subhorizontaux sur les roches sédimentaires sous-jacentes fortement plissées, apparaissent en discordance angulaire marquée.

Ceci n'est pas sans rappeler les caractères principaux du volcanisme de la Cordillère Noire, de la feuille Cajabamba et de la feuille Pataz.

- Position : discordance angulaire sur la série sédimentaire plissée.

- Nature : dacitique avec abondance de matériel pyroclastique.

- Relation avec les batholites tertiaires.

Nous pensons pouvoir associer ces différents ensembles sous le vocable de groupe Calipuy [COSIO, 1964].

C - RELATIONS DU BATHOLITE s.l. ET DE SON ENVELOPPE.

I. Caractère discordant des plutons à travers la série sédimentaire.

C.G. EGELER et T. de BOOY [1954b] insistent sur le fait que le batholite s'est mis en place après le plissement de la série sédimentaire qu'il recoupe indépendamment de la stratification. Ils donnent à cela plusieurs exemples photographiques concluants [cf. pl.] et une série de coupes reproduites fig. , qui laissent apparaître un certain diapirisme intrusif - coupes 5,6, 7,8 -. Ceci constitue un des faits nouveaux les plus importants par rapport aux idées de STEINMANN.

II. Métamorphisme au contact du batholite et de son enveloppe

1. La série sédimentaire ayant subi un métamorphisme thermal au contact du batholite, montre 3 faciès principaux :

- a) Grès métamorphisés.
- b) Cornéennes dérivées de sédiments argileux
- c) Conglomérats métamorphisés.

a) Grès métamorphisés. Suivant la pureté des grès, on aura :
- des quartzites s.l. blanches ou grises, où la silice a recristallisé entièrement, où toute trace de structure ancienne a été oblitérée ;

- des quartzites à biotite, à andalousite surtout et, beaucoup plus rarement, à cordiérite et grenat.

b) Cornéennes dérivées de sédiments argileux. En un point, C.G. EGELER et T. de BOOY ont pu mettre en évidence une auréole de métamorphisme remarquable.

La série débute par des marnes calcaires contenant une assez importante quantité de quartz détritique.

Les premiers effets du métamorphisme se manifestent à 2,5 km du granite par l'apparition de cristaux de chiastolite (1 à 2 mm) parfois orientés parallèlement à la stratification. Se notent également de petites plages de muscovite et de séricite.

- La biotite se rencontre à 2 km du contact environ.

Jusqu'à 1,8 km, le caractère originel du sédiment est conservé dans une grande mesure. Peu à peu, les schistes à Chiastolite passent à des cornéennes où l'ancienne stratification est toujours conservée. Les bancs de grès sont transformés en quartzites à biotite et cordiérite. Dans les lits marneux apparaissent des cristaux de cordiérite.

Le plus haut degré de métamorphisme est atteint à proximité du contact enveloppe-batholite. Cristallisent alors : des cristaux de cordiérite et d'andalousite, parfois de tourmaline brune et de sillimanite.

c) Conglomérats métamorphisés. Les galets tels que galets de grès sont recristallisés et noyés dans une matrice presque uniquement faite de biotite et de cordiérite.

Les conglomérats à galets de roches volcaniques sont transformés comme le sont les épanchements eux-mêmes.

2. Les épanchements volcaniques.

Les roches volcaniques appartenant aux deux phases, préparoxysmale et paroxysmale, c'est-à-dire néocomienne et miocène (?) sont métamorphosées lorsqu'elles se trouvent au contact des plutons.

Roches basiques : sont très peu transformées. L'effet principal est l'apparition d'amphibole parfois accompagnée de biotite.

Les dacites-andésites présentent des variations plus marquantes. Amphibole et biotite de néoformation sont abondantes. Il se forme des agrégats de biotite, chlorite et épidote.

Les cristaux anciens de plagioclase recristallisent en donnant une matrice microcristalline à plagioclase, feldspath, biotite et amphibole ; les phénocristaux de quartz parfois subissent également une recristallisation.

Les roches acides paraissent moins affectées. La structure est parfois modifiée par des fracturations ou recristallisations du quartz ; les cristaux de néoformation sont : la biotite, les grenats, parfois la tourmaline, exceptionnellement l'andalousite, la cordiérite, le spinel.

D - ORIGINE ET MISE EN PLACE DU BATHOLITE.

Pour C.G. EGELER et T. de BOOY, la masse des granodiorites et roches associées dérive d'un magma mis en place à l'état plus ou moins visqueux, comme l'attestent les faits suivants :

1. Le caractère disharmonique des plutons qui, mis en place dans une série sédimentaire, ont provoqué un important métamorphisme de contact.

2. Le caractère discordant de ces plutons par rapport aux structures des roches sédimentaires.

3. La déviation de la direction générale des plis au voisinage de l'intrusion de la tonalite (la plus ancienne).

4. "Le caractère complexe des plutons". Trois "venues" différentes mises en place par ordre d'acidité croissante suggèrent une différenciation à partir d'un magma profond.

5. La composition homogène de chacun des corps "intrusifs". La granitisation de sédiments différents n'aurait vraisemblablement donné la même constance pétrographique.

6. Le déplacement de larges fragments du toit, de la masse leucogranodioritique. Ceci se note avec précision dans une quebrada (Shallap) et évoque la mise en place d'un matériel plastique.

7. La présence de dykes et microgranodiorite et d'aplite associés à la tonalite (plagioclases cristallisant à haute température).

8. Le fait que les plagioclases des roches plutoniques présentent des modifications dues à des variations de température.

9. L'orientation préférentielle des intrusions (plagioclases) au sein des feldspaths potassiques de la leucogranodiorite.

Les arguments 10 et 11 s'appliquent à des zones très localisées et font intervenir des hypothèses quant à l'ampleur des phénomènes lors de la mise en place des plutons.

Nous bornerons donc notre énumération aux neuf termes précédents.

Si magmatisme il y a, celui-ci s'accompagne d'une certaine métasomatose, de granitisation à la périphérie des masses cristallines. Les sédiments métamorphisés peuvent avoir subi :

- au contact de la tonalite, une feldspathisation sur une largeur très réduite (exceptionnellement plusieurs dizaines de mètres;
- au contact de la leucogranodiorite, une granitisation plus intense, assez irrégulière, visible sur plusieurs mètres. Le premier produit de la métasomatose est toujours un plagioclase ; très

souvent il y a formation de biotite et, à un stade plus avancé encore, d'un feldspath potassique. La roche ainsi créée a l'aspect d'une roche ignée qu'il est difficile, sur le terrain, de distinguer de la classique granodiorite.

LE BATHOLITE COTIER.

Il s'allonge parallèlement à la côte pacifique sur 1700 km environ. Selon JENKS, il occupe une superficie de 85 000 km² ; sa largeur ne dépasserait pas 75 km. Aucune étude générale de ce gigantesque ensemble cristallin n'a encore été faite. N'existent donc que quelques données relatives à des secteurs très localisés, en grande partie situés au Sud de Lima [JENKS, 1948; JENKS et HARRIS 1953 ; V. PETERSEN 1956 ; ZEKELY 1964 - en cours d'impression].

L'étude la plus détaillée est due à JENKS et concerne la région d'Arequipa. Après avoir reconnu la nature et la répartition des différents complexes pétrographiques, cet auteur propose un ordre de mise en place établi sur des considérations pétrochimiques et tectoniques. Il reconnaît cinq étapes qui sont les suivantes :

PREMIERE ETAPE : MISE EN PLACE DE LA TONALITE DITE DE HUASAMAYO.

La tonalite est le terme moyen d'une série complexe caractérisée par des cristaux de 5 à 8 mm, par une biotite altérée, transformée en hornblende, par la présence de zones allongées de minéraux sombres et clairs qui donnent à la roche une apparence de gneiss.

Le plagioclase est de l'andésine. Les cristaux de quartz portent la trace d'efforts de tension importants. On note la présence de quartz de néoformation.

Les minéraux accessoires sont : la magnétite, l'apatite, le

sphène, la tourmaline, l'épidote, la calcite.

Tous les échantillons observés étaient marqués par des effets de compression et de cisaillement.

SECONDE ETAPE : MISE EN PLACE DU COMPLEXE DIT DE TINGO.

Il s'agit de roches extrêmement altérées, difficiles à déterminer, caractérisés par une épidotisation très intense. On note sur quelques échantillons un remplacement des minéraux ferromagnésiens par l'épidote ou la chlorite, ou encore une dissémination diffuse due vraisemblablement à une action hydrothermale.

TROISIEME ETAPE : Les INTRUSIONS dites de CALDERA.

Cet ensemble groupe des gabbros, des diorites, tonalites, granodiorites et granites. Il semble que l'on ne puisse pas dissocier ces petits plutons différenciés de la masse granodioritique principale constituant la quatrième étape.

QUATRIEME ETAPE : MISE EN PLACE DE LA GRANODIORITE DE TIBAYA.

JENKS pense qu'à cette étape correspond la mise en place de la plus grande partie du batholite côtier.

Il note que la masse granodioritique très homogène, attaquée fortement par l'érosion, présente une morphologie très typique [cf. photo Nasca].

En aucun point elle ne montre de trace de compression ou d'effets hydrothermaux.

La composition moyenne est la suivante :

SiO ₂	67,30
Al ₂ O ₃	15,44
Fe ₂ O ₃	1,77
FeO	1,83
MgO	1,52
CaO	4,19
Na ₂ O	3,10
KaO	3,68
H ₂ O ⁺	0,35
H ₂ O ₋	0,07
TiO ₂	0,32
P ₂ O ₅	1,15
MnO	<u>0,10</u>
Total.....	98,82

LA DERNIERE ETAPE voit la mise en place de petits stocks granitiques statistiquement peu importants.

JENKS met en garde ses lecteurs contre la tentation, grande il est vrai, qu'il y aurait à généraliser ces résultats et à les étendre à l'ensemble du batholite.

Des batholites intrusifs au sein de la bande paléozoïque péruvienne, nous ne savons rien ou presque. Ils appartiennent à deux "familles" différentes :

a) les batholites de granite rouge précambriens ou hercyniens au sens large ;

b) les batholites liés au cycle laramien.

Les études importantes relatives à ces intrusions concernent les granites colombiens ou boliviens et sont dues à L. RAVELLI [1962 a, 1962 b, 1962 c, 1962 d, 1963.

L'âge de ces différentes intrusions : batholite côtier, batholite de la Cordillera Blanca, batholites inclus au sein de la ride paléozoïque est difficile à préciser ; jusqu'à présent, il faut reconnaître que la plus parfaite incertitude règne.

HARRISON [1951] considère l'âge du batholite côtier comme "plus antique que le Cénozoïque supérieur, probablement crétacé supérieur, ou un peu plus moderne que le Crétacé inférieur". Pour JENKS [1948], dans la région d'Arequipa, le batholite pourrait être "crétacé supérieur ou tertiaire antérieur, ou crétacé postérieur...".

Il semble qu'une partie au moins des différentes masses granodioritiques ait participé à ce que nous appellerons la phase préparoxysmale de l'orogénèse laramienne. Nous décrivons dans notre seconde partie la série conglomératique de Huaylas au sein de laquelle des galets cristallins, des galets de minéraux de métamorphisme tendraient à prouver que la granitisation des racines de la chaîne avait commencé bien avant la phase de compression majeure. Cette granitisation se serait même approchée très près de la surface, vraisemblablement le long de cette cordillère campanienne, à l'origine des Couches Rouges.

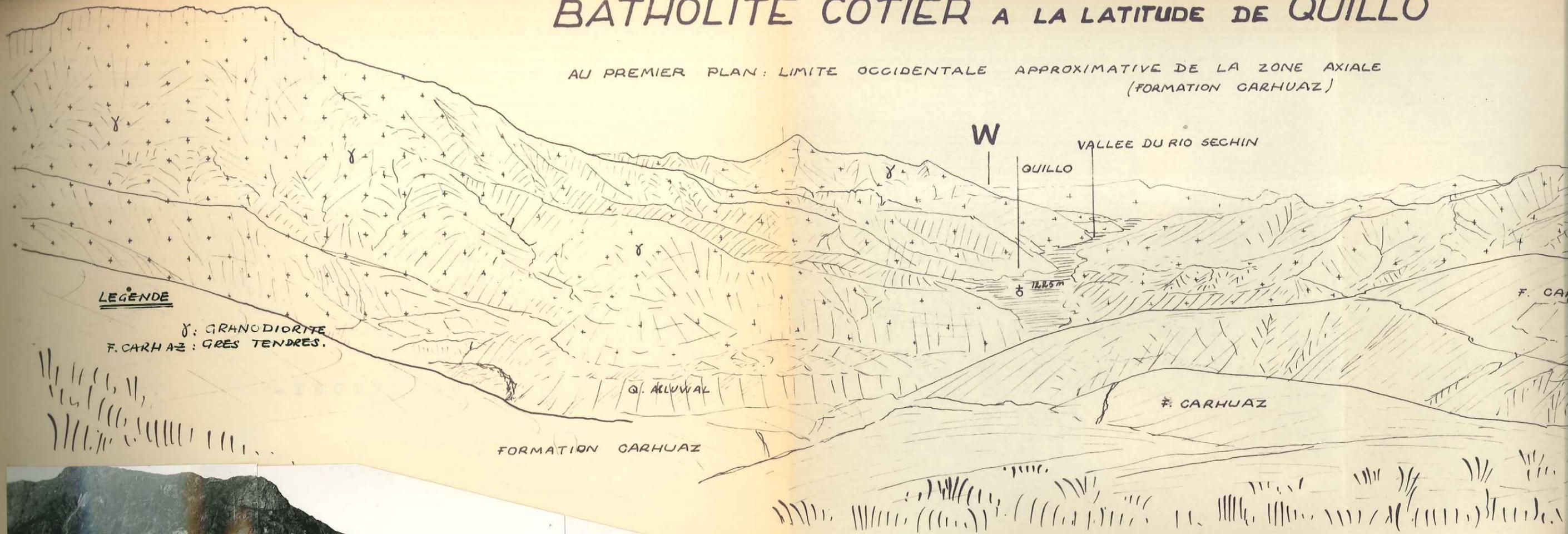
Le Paroxysme laramien sis dans l'intervalle Crétacé supérieur - Eocène inférieur aurait ainsi repris cette première partie des batholites provoquant le métamorphisme de JENKS.

La montée du magma s'est vraisemblablement poursuivie pendant l'Eocène et une partie du Miocène.

Les séries volcaniques des Andes Centrales et des Cordillères Noire et Blanche, métamorphisées à leur base, auraient précédé la mise en place des volumes plutoniques les plus importants.

BATHOLITE COTIER A LA LATITUDE DE QUILLO

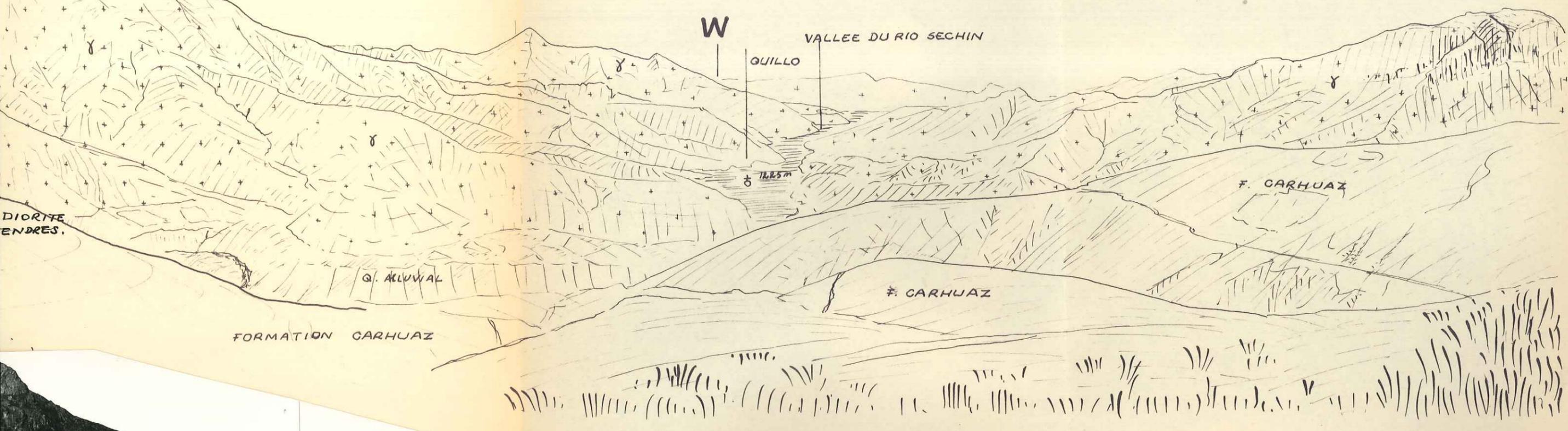
AU PREMIER PLAN: LIMITE OCCIDENTALE APPROXIMATIVE DE LA ZONE AXIALE
(FORMATION CARHUAZ)



BATHOLITE COTIER A LA LATITUDE DE QUILLO

AU PREMIER PLAN: LIMITE OCCIDENTALE APPROXIMATIVE DE LA ZONE AXIALE
(FORMATION CARHUAZ)

C° HUAMPUCOTO
2979m



- TECTONIQUE -

OROGENESES PRELARAMIENNES.

1. La grande lanière précambrienne qui forme la dorsale métamorphique des Andes du Pérou, très peu explorée, n'a pas livré ses secrets ; aucune zonéographie ne peut être établie en l'absence totale d'études pétrographiques. Les plus anciens terrains datables de la couverture sédimentaire appartiennent à l'Ordovicien - Formation CONTAYA - et sont séparés du complexe basal par une discordance angulaire très forte. La limite supérieure de la première orogénèse dont on puisse préciser l'âge se placerait au Gothlandien.

2. Les témoins dévoniens étant très dispersés et regardés avec circonscription, la formation supérieure déterminante est représentée par les grès et conglomérats puissants du groupe MIBO, couronnés localement par d'épaisses séries de tufs et de laves. Ils sont répartis sur l'ensemble du Pérou/^{leur} âge: mississippien. Ces faciès continentaux de type "molasse", marquent une autre étape orogénique importante mais aussi énigmatique que la précédente.

3. Une phase permienne est révélée par les couches rouges de la formation MITU, discordantes sur les horizons inférieurs, associées à des épanchements volcaniques et des intrusions granitiques réparties tout au long de la dorsale précambrienne.

Une émergence post permienne précède la grande transgression du Trias supérieur. Il y a peu de temps encore, on admettait l'existence d'une longue période de calme orogénique englobant la presque totalité du Secondaire.

Nous avons vu qu'au Trias supérieur, des brèches d'origine tectoniques étaient signalées par B. BOIT [1952]. Leur origine serait liée au démantèlement de cordillères sous-marines au sens tectogénétique du terme, - cordillères préfigurant le futur géantoclinal.

4. Au Jurassique supérieur, la moitié septentrionale du Pérou actuel est divisée en deux parties situées de part et d'autre d'une ligne Chicla - Chachapoyas.

Dans les compartiments N, les grès du Crétacé inférieur reposent en discordance angulaire accusée sur les calcaires du Trias et des grès jurassique moyen (?) plissés et faillés.

Dans le second, à l'Ouest du géanticlinal du Marañon, la discordance a disparu et la sédimentation est continue du Jurassique supérieur au Crétacé.

A l'Est du géanticlinal, B. RUMMEL [1948] retrouve cette discordance angulaire séparant les puissantes formations Sarayaquillo et El Oriente, respectivement jurassique supérieur et crétacé inférieur, toutes deux détritiques.

Dans la partie des Andes comprise aux confins du Pérou, de la Bolivie et du Chili, il est indéniable qu'une série de mouvements ont eu lieu au Jurassique supérieur - NEWEL [1948], CECIONI [1961]. Il semble jusqu'à présent que les secteurs affectés par l'orogénèse névadienne correspondent aux deux grandes virgations du Nord et du Sud péruvien.

En l'absence de toutes données structurologiques relatives aux plissements névadiens, il est hasardeux de prévoir les mouvements du môle précambrien brésilien par rapport aux chaînes précambriennes ^{et} paléozoïques péruviennes.

OROGENESE LARAMIENNE.

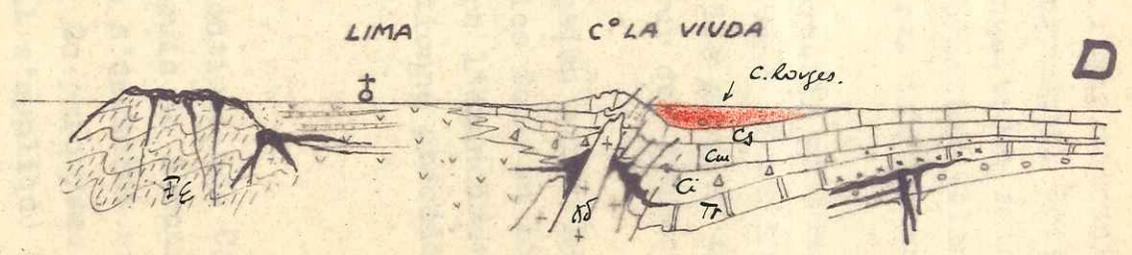
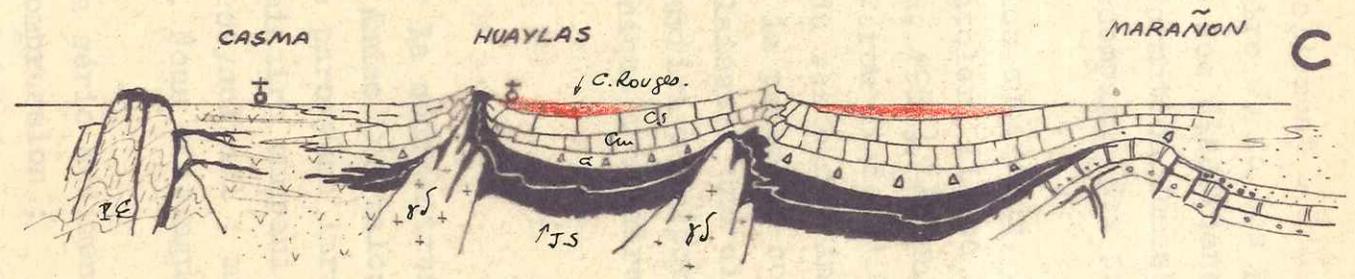
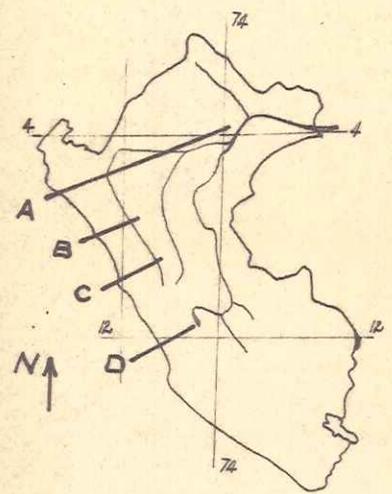
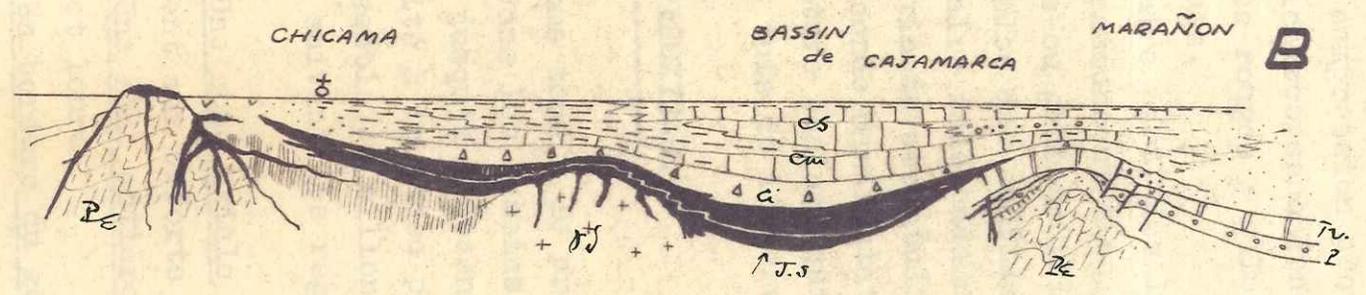
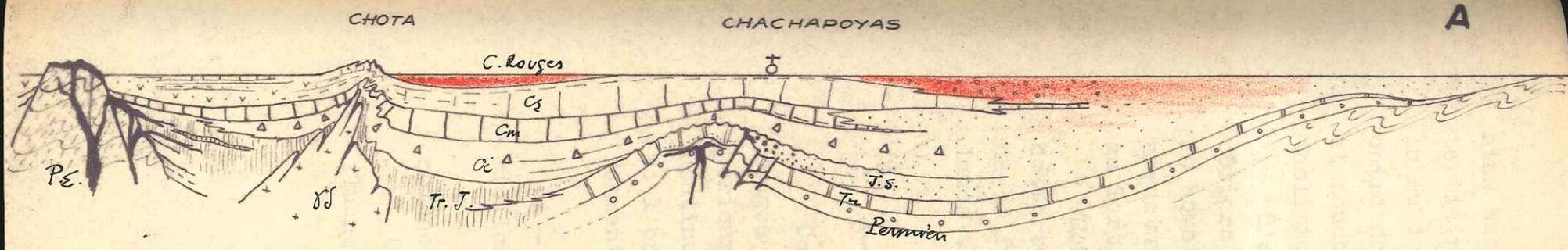
Nous appellerons OROGENESE LARAMIENNE l'ensemble des manifestations tectogénétiques crétacées et éogènes ayant affecté le géosynclinal andin défini et étudié précédemment. Autour d'une phase paroxysmale se répartissent des événements devant être considérés comme prémices - phases préparoxysmales - ou séquelles - phases postparoxysmales - de la crise orogénique.

I. - PHASE PREPAROKYSMALE.

a) La première manifestation de l'orogénèse laramienne affecte la bordure occidentale de la ride géanticlinale entre Cuzco et Quiches. Comme nous l'avons déjà noté, cette zone apparaît comme une limite paléogéographique et tectonique privilégiée, au niveau de laquelle disparaissent les marnes noires de la formation Chicama - Jurassique supérieur -. Là également, les séries détritiques du Crétacé inférieur et calcaires de l'Albien diminuent considérablement d'épaisseur. A l'Albien supérieur, une partie du sillon où se déposaient les calcaires massifs de la formation Yumagual émerge, provoquant l'apparition d'escarpements qui, se démantelant, vont fournir un matériaux clastiques des bassins subsidents à la limite actuelle d'affleurement des niveaux paléozoïques du Marañon.

Cette première manifestation cesse au Cénomancien supérieur. La formation Chonta, de l'Orient péruvien également détritique, correspond à une phase contemporaine, mais qui aurait affecté la limite miogéosynclinal - bouclier brésilien.

b) La seconde manifestation est beaucoup plus généralisée puisqu'elle affecte une zone s'étendant de Chota au Nord, au Sud de Lima. Cette frange étroite, longue de plus de 1000 kilomètres, plissée, soulevée, va alimenter en grès et conglomérats des bas-



PROFILS THEORIQUEES
DANS LES ANDES DU NORD AU CAMPANIEN

sins subsidents répartis actuellement à l'Est de l'axe volcanique tertiaire de la Cordillère Noire et de ses prolongements. Cette phase de compression provoque des discordances angulaires faibles entre calcaires sénoniens - Formation Jumaska, Formation Celendin et couches rouges ; elle s'accompagne des premières intrusions batholitiques.

D'autre part, dès l'Albien supérieur, les massifs paléozoïques côtiers commencent à se démanteler. Ils se soulèvent ou s'effondrent en horsts ou grabens [FISCHER, 1956], ébauchant les grandes lignes structurales des confins du Pérou et de l'Equateur qui évolueront au Tertiaire indépendamment du reste des Andes.

Continuée, accentuée par la phase de compression paroxysmale, cette seconde manifestation laissera une cicatrice tout au long de la future chaîne, qui s'ouvrira pour permettre l'épanchement des laves et tufs de l'axe volcanique tertiaire mentionné précédemment.

II. LE PAROKYSME.

Comme tend à le prouver la sédimentation continue des Couches Rouges dans les bassins des Andes Centrales, depuis le Sénonien supérieur jusqu'à l'Eocène, le paroxysme laramien s'enchaîne sans discontinuité à la phase préliminaire campanienne. Ce paroxysme affecte l'ensemble du sillon eugéosynclinal ; mais il s'applique différemment suivant les régions. Nous distinguerons :

A - Une zone axiale où la série sédimentaire a réagi différemment aux efforts de compression ;

B - Une zone côtière caractérisée par un style de plissement monotone et lourd,

C En bordure du géanticlinal, une zone très écaillée, où l'influence sur le socle est nettement sensible.

1. Les Plis.

Au Sud de Cajamarca, les plis sont sensiblement symétriques et orientés NNW-SSE. Ils s'infléchissent vers l'Ouest dès Sayapulco pour s'établir franchement E-W à la latitude de Cajamarca.

Plus au Nord (Piura), d'autres plis s'orientent à nouveau N-S avant d'amorcer la virgation équatorienne NE-SW.

La forme du bassin de sédimentation est-elle seule responsable de ces changements de direction ? Faut-il au contraire y voir la trace de plissements d'âges et d'orientations différents ? L'état actuel de nos connaissances ne nous permet pas de prendre parti, mais il est probable que la chaîne paléozoïque côtière et le môle précambrien de l'UTCUBAMBA ont guidé et le dépôt des sédiments et leur plissement au sein du sillon eugéosynclinal.

Nous détaillerons la tectonique de la zone axiale dans notre deuxième partie, le long d'un itinéraire géologique allant de Otuzco, à l'Est de Trujillo, à Patate, sur le Marañon.

Nous ne donnerons maintenant que les principes généraux de cette tectonique, à savoir :

les différents niveaux lithologiques qui constituent la colonne stratigraphique ont réagi aux forces de compression suivant leur compétence et leur profondeur.

Nous distinguerons quatre ensembles qui sont, de bas en haut :

1. Les marnes de la formation Chicama très plastiques, qui constituent un niveau de décollement entre "socle" triasique et paléozoïque et "couverture" crétacée.

2. Le complexe détritique Crétacé inférieur plissé en synclinaux à fond plat et anticlinaux très serrés jouant le rôle de squelette de la couverture.

1. La série "vocontienne" de Cajamarca très lourde . Plus au Sud, cette série se réduit aux seules marnes albiennes qui remplissent des synclinaux étroits, allongés, souvent dissymétriques et qui, par leur plasticité forment un second niveau de décollement entre Crétacé inférieur et calcaires massifs cénomaniens.

2. Les calcaires massifs de la formation Yumagual qui, par gravité sans doute, ont accentué le mouvement de serrage imprimé lors du paroxysme.

3. Les failles : cf. Deuxième Partie.

B : TECTONIQUE DE LA BORDURE DU GEANTICLINAL DU MARAÑON.

La première étude générale de cette bordure géanticlinale est due à KENTS [1956] qui propose un schéma structural (Echelle: 1/500 000 environ) du Marañon entre Celendin et Huanuco. La même année, V. BENAVIDES publie plusieurs coupes transversales des Andes du Nord, allant de Cajamarca à Balsas, de Sayapullo au confluent des rives Crisnejas et Marañon.

Dernièrement, J.J. WILSON a levé au 1/100 000 les feuilles Patataz et Mollebamba. Nous mentionnerons les résultats obtenus en cours de publication.

A la zone précédente caractérisée par :

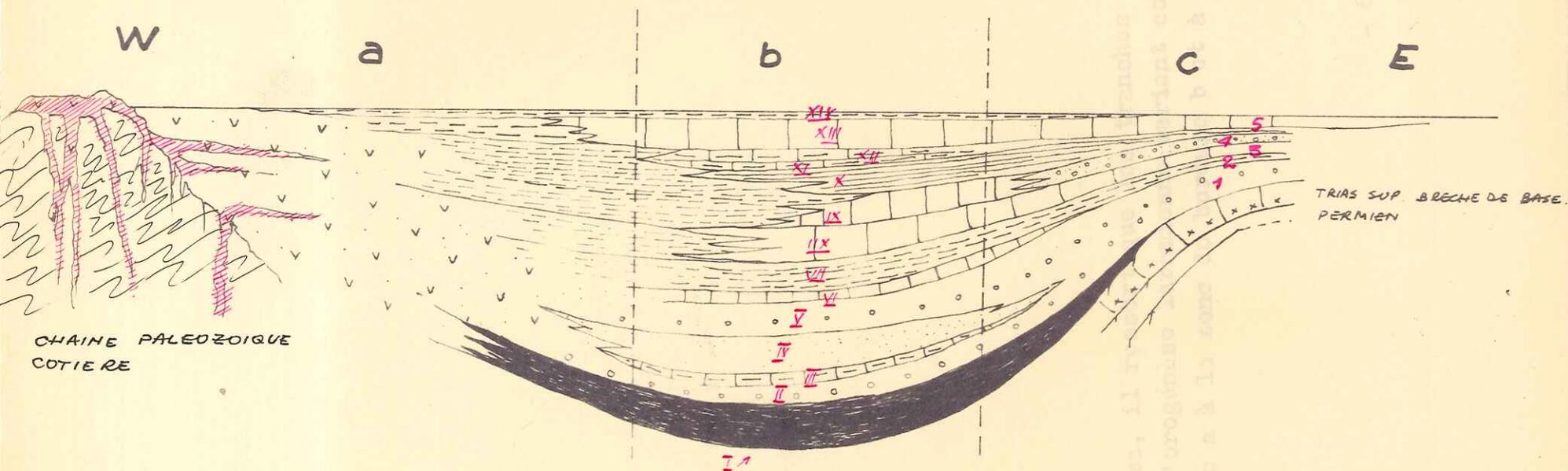
- une certaine indépendance entre les marnes noires diapiriques de la formation Chicama et la série crétacée ;

- par un second niveau de décollement à hauteur des marnes albiennes ;

- par des plis assez lourds et monotones, succède une région différente.

Le schéma ci-après résume rapidement les principaux changements de faciès entre la partie axiale et sa bordure géanticlinale.

PALEOGEOGRAPHIE SCHEMATIQUE DES ANDES N. PERUVIENNES



a FACIES COTIER VOLCANO-DETRITIQUE

b ZONE AXIALE : FACIES DIFFERENTIES

c BORDURE GEANTICLINALE

 EPANCHEMENTS VOLCANIQUES
AERIENS OU SOUS-MARINS

- I : F. CHICAMA
- II : F. CHIMU
- III : F. SANTA
- IV : F. CARHUAZ
- V : F. FARRAT
- VI : F. INCA
- VII : F. CHULEC
- VIII : F. PARIATAMBO
- IX : F. YUMAGUAL
- X : F. MUJARRUN
- XI : F. ROMIRON
- XII : F. CONOR
- XIII : F. CAJAMARCA
- XIV : F. CELENDIN

- 1 F. GOYLLARISQUISGA
- 2 F. CRISNEJAS
- 3 F. ROSA
- 4 CRETACE SUPERIEUR

De l'examen de ce schéma, il ressort que les tranches sédimentaires mises en jeu par l'orogénèse laramienne varient considérablement de la zone axiale a à la zone de bordure b et à la partie géanticlinale c.

A l'Est, les deux niveaux de décollement, jurassique et albien ont disparu. L'ensemble est peu plastique, et au point de vue compétence gagne en homogénéité.

Il s'ensuit que les mouvements du socle seront transmis sans qu'un ou plusieurs horizons marneux n'amortisse leur intensité ou ne transforme leur caractère.

Ceci étant, quels sont les traits structuraux essentiels de la bordure géanticlinale ?

Les coupes de V. BENAVIDES [1956] le montraient déjà fort bien, celles de J.J. WILSON confirment : cette zone est formée

a. d'une série isoclinale orientée NW-SE, pendant vers l'Ouest de 10 à 15° environ, ce qui se traduit dans la topographie par un très long plateau calcaire où sur 10 à 15 km de largeur n'affleure que la formation Yumagual ;

b. d'écaillés de dimensions plus réduites qui lui font suite, à l'Est de la limite L de passage des calcaires massifs YUMAGUAL aux conglomérats et grès rouges de la formation ROSA. Ces écaillés semblent mettre en jeu une partie seulement de la tranche sédimentaire comprenant : les grès du Crétacé inférieur, les calcaires Crisnejas et la formation Rosa.

L'action de la phase paroxysmale à la verticale de la zone strictement géanticlinale est difficile à mettre en évidence, à cause du morcellement de la couverture sédimentaire, à cause aussi de son inaccessibilité.

Les mouvements post paroxysmaux, au contraire, y sont parfaitement exprimés.

C TECTONIQUE DE LA ZONE COTIERE.

Nous avons défini précédemment la zone côtière comme une frange étroite - 20 à 30 km de large - très longue, où la série stratigraphique est peu ou pas différenciée, du moins entre Lima et Trujillo ou Chicama.

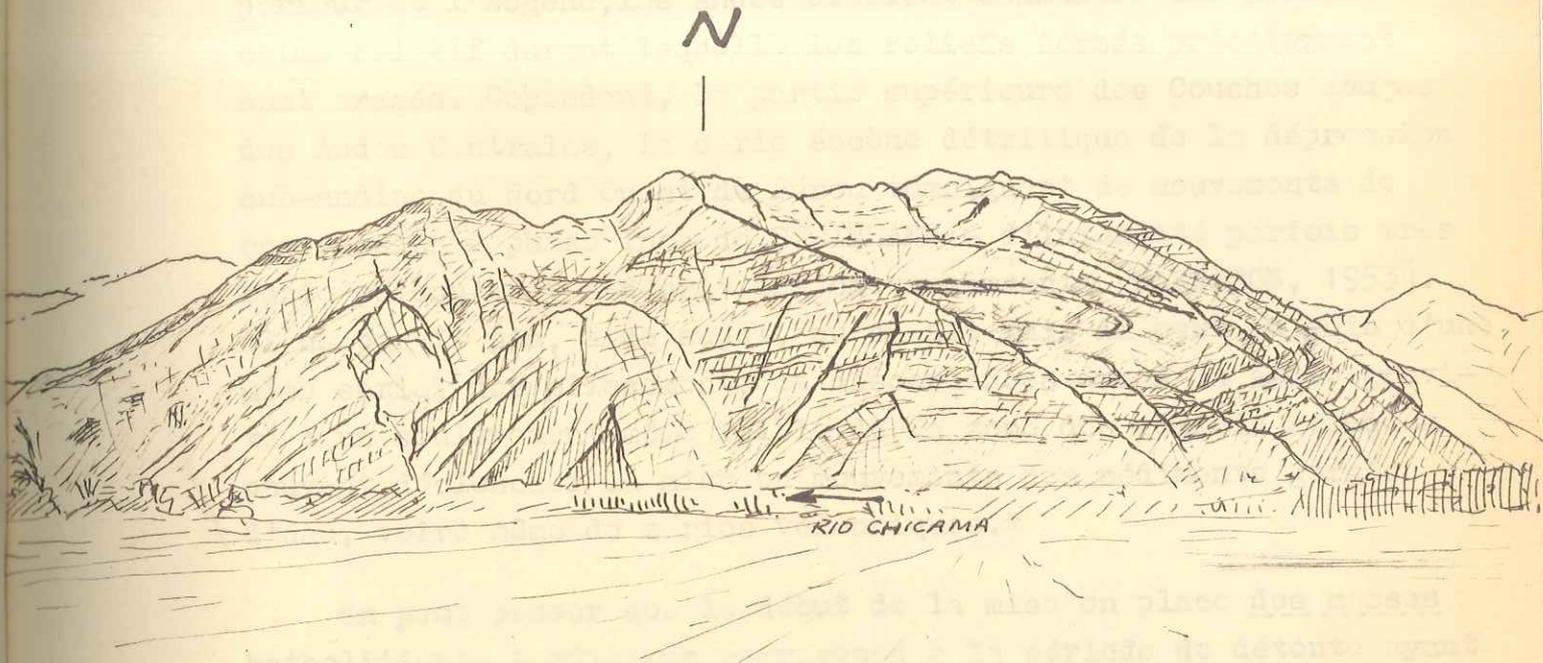
Les plis très lourds, sans aucune trace de laminage des flancs, affectant la série volcano-détritique, bien visibles en quelques points du littoral, - entre Huarvey et Casma, entre Casma et Tortuga, dans les grandes coupures transversales des vallées des rios Sechin, Moche et Chicama - sont orientés N-S à NW-SE, parallèlement à la côte; ce style tectonique implique une grande plasticité des sédiments et n'est pas sans évoquer la mise en place de certains flyschs alpins. Sans faire intervenir de compression, on peut voir là le résultat du glissement lent des 2000 à 3000 m de matériel volcano-détritique sensiblement homogène constituant la couverture de la chaîne paléozoïque côtière en voie de surrection.

Cette vieille chaîne conservée dans la partie occidentale des confins du Pérou et de l'Equateur qui jouait le rôle de horst depuis l'Albien supérieur aurait accentué son mouvement à la limite du Crétacé et de l'Eocène. Pendant tout l'Eocène, cette surrection a alimenté en matériel clastique les dépressions subsidentes encadrant les très vieux massifs sur une épaisseur atteignant 5000 m [TRAVIS, 1953]. L'absence de compression se traduit, là encore, par l'absence de discordance angulaire importante au sein de cette épaisse série détritique.

L'Oligocène, franchement marin, marque la fin de cette période, toujours dans l'extrême Nord.

STYLE TECTONIQUE : ZONE COTIERE

PLI COUCHE EN RIVE GAUCHE DU RIO CHICAMA
A HAUTEUR DE SAUSAL



III.- MOUVEMENTS TECTONIQUES ET MANIFESTATIONS MAGMATIQUES POSTPAROXYSMIAUX.

Passée la grande crise orogénique sise entre le Crétacé supérieur et l'Eogène, les Andes semblent connaître une période de calme relatif durant laquelle les reliefs formés précédemment sont arasés. Cependant, la partie supérieure des Couches Rouges des Andes Centrales, la série éocène détritique de la dépression sub-andine du Nord Ouest du Pérou témoignent de mouvements de compression. - phase Inca de STEINMANN - d'intensité parfois très forte puisqu'on y a décrit des chevauchements [HARRISON, 1953]. Il ne paraît pas, à ce sujet, qu'on ait fait la part au sein d'une même série, des plissements et discordances dus à la seule gravité : un soulèvement même faible de la zone des reliefs attaqués pouvant déclencher la mise en mouvements des sédiments gorgés d'eau, voire même de séries volcaniques.*

On peut penser que le début de la mise en place des masses batholitiques tertiaires correspond à la période de détente ayant succédé à la crise orogénique, les intrusions granodioritiques se prolongeant un certain temps, puisqu'elles atteignent et métamorphosent la base des épanchements volcaniques attribués au Miocène, ceci le long de la Cordillère Noire et sur le flanc E de la Cordillère Blanche.

Comment se répartissent ces intrusions ? Le batholite côtier pénètre la partie du sillon eugéosynclinal comprise entre la chaîne paléozoïque pacifique et la cicatrice laissée par la phase préliminaire, partie peu affectée par les mouvements de compression [V. PETERSEN, 1958, p. 168].

* cf. J.J. WILSON, Plissement par gravité de la formation Calipuy près de Conchucos, à paraître.

Les plutons intrusifs au coeur du géanticlinal du Marañon traduiraient le faible degré de la compression subie par le domaine antécambrien. Ce n'est là qu'une hypothèse, cette région étant encore mal connue.

A la mise en place de ces énormes volumes de roches cristallines plutoniques ou volcaniques, font suite une série d'oscillations verticales du socle réparties sur les deux flancs de la fosse eugéosynclinale, accompagnées de cisaillements importants, obliques par rapport à la direction générale des plis.

Aucun argument stratigraphique ne permet de dater le début de l'individualisation, à l'Est du sillon eugéosynclinal, en limite du géanticlinal, d'une série des fossés d'effondrement du Marañon dessinés par BENAVIDES [1956] et KENTS [1956] entre Balsas et Huamuco.

Les levés au 1/100 000 de J.J. WILSON nous permettent aujourd'hui d'en connaître le détail.

Après leur individualisation, ils furent décalés en échelons par un système de cassures transversales à rejet horizontal extrêmement énergique, orientées EW à ESE-WNW.

Plus à l'Ouest, ces cassures profondes se manifestent en surface par des variations brutales de l'axe des plis (cf. Deuxième Partie).

Le batholite côtier lui-même est affecté de grands cisaillements NSE-NE-SW, répartis en échelons qui ont permis l'installation du réseau hydrographique du versant pacifique des Andes nord-péruviennes [cf. DOILFUS, thèse à paraître].

L'évènement post-paroxysmal majeur est la surrection qui a amené les Andes à leur altitude actuelle. C'est le dernier point capital de l'histoire de la chaîne.

Les auteurs s'attachant au Sud du Pérou - BOWMANN [1916] - ou au Chili - BRUGGEN [1959], ont remarqué que cette surrection avait mobilisé de larges blocs ou voussaires allongés, issus à

des niveaux différents, séparés par de grandes fractures et affectés de flexures ou de bassins d'affondrement [V. PETERSEN, 1958].

Cette surrection d'un type particulier se poursuit aujourd'hui encore et se traduit par une SEISMICITE des régions andines, très élevée.

Les épicentres sont répartis le long de zones privilégiées appartenant aux régions suivantes :

Le Littoral

Une longue série de catastrophes - Lima 1940, Nasca 1942, Piura 1953... - et des mouvements de faible intensité quotidiens témoignent de la mobilité de la côte pacifique. Les épicentres sont pour la plupart situés en mer, à une cinquantaine de kilomètres des rivages. Cette ligne correspond sensiblement à un escarpement de faille de 200 à 500 m environ, bien visible sur les cartes bathymétriques.

Le Callejon de Huaylas.

Les récents tremblements de terre du Pérou - juin 1963, septembre 1963 - ayant leur épicentre au large de la presqu'île de Huacho furent durement accusés dans cette vallée du Santa, étroite, très longue, serrée entre deux blocs granitisés et bordée de failles récentes traversant des moraines au pied même des parois de la Cordillère Blanche.

La Bordure géanticlinale.

Plus à l'Est encore, la zone des grabens du Marañon adossée au socle précambrien constitue une aire à sismicité très élevée.

Le séisme de novembre 1946 qui a ravagé la région de Quiches, Sihuas, Pelagatos - A. HEIM^M [1949], W. RUEGG [1950] s'est traduit par un bouleversement complet de la topographie et du réseau hydrographique. D'anciennes fractures ont rejoué ; certaines qui

traversent des alluvions récentes sur 18 km de longueur avec un rejet vertical de 1 à 3,5 m portent sur leur plan de faille de petites stalactites sectionnées [H. SPANN, cité par RUEGG, 1958].

Le séisme fut ressenti du Nord au Sud sur une distance de 1200 km. Les grands axes des courbes isoséistes délimitant les aires d'intensité VIII et VII mesuraient respectivement 65 et 38 km.

Cette répartition traduit l'actualité des mouvements de réajustement tardifs, mais aussi l'indépendance tectonique des aires ou voussaires délimités dès l'individualisation du géosynclinal.

DEUXIEME PARTIE

ITINERAIRE GEOLOGIQUE
A TRAVERS LES ANDES N-PERUVIENNES,
DU PACIFIQUE AU MARANON.

Les deux feuilles géologiques levées pendant notre séjour au Pérou ont pour coordonnées :

Feuille CASMA :

78° - 78° 30' long. W

9° - 9° 30' lat. S

Feuille CAJABAMBA :

78° - 78° 30' long. W

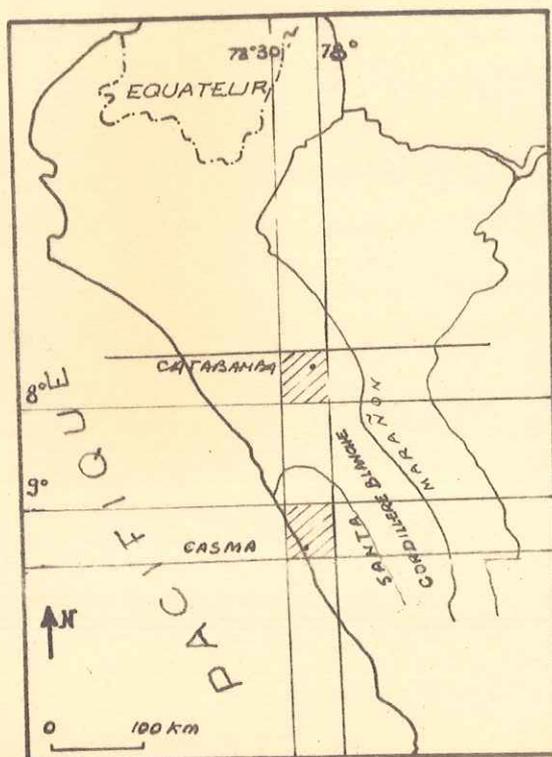
7° 30' - 8° lat. S

Rapidement, nous résumerons les caractères stratigraphiques et structuraux de ces deux régions des Andes. Afin de décrire une section allant du Pacifique au Marañon, nous compléterons par des notes relatives au Callejón de Huaylas et à la partie E de la feuille Cajabamba.

POSITION GEOGRAPHIQUE DES FEUILLES :

CASMA : 9° - 9° 30' , 78° - 78° 30'

CAJABAMBA : 7° 30' - 8° , 78° - 78° 30'



I. FEUILLE CASMA

La feuille Casma se divise en trois grandes parties qui sont, d'Ouest en Est :

1. La zone côtière
2. Le batholite
3. La zone des faciès différenciés (zone axiale).

1. La zone côtière.

C'est une frange parallèle au littoral, de 35 km de large environ, qui s'établit entre les altitudes 0 et 2000 m. Sur le littoral même, elle affleure presque sans discontinuité de Lima jusqu'au Nord de Casma où elle présente les faciès caractéristiques décrits à Huarmey par J.J. WILSON [1963].

La série épaisse, monotone, très violemment colorée mesurée à Tortuga (10 km N de Casma) est la suivante :

- Tufs gris à noir, à patine marron. Interstratifiés :
- a - des grauwackes en bancs épais. La taille des fragments de roches volcaniques varie de 1 mm à 1 cm
 - b - Coulées de laves (1 m à 15 m). Forment le sommet du C° Tornya..... 400 m
- Grauwackes très sombres, à patine rosée à brun clair, interstratifiés :
- a - des tufs très altérés
 - b - un banc de calcaire silicifié (1 m)..... 20 m
- Grauwackes et marnes gréseuses très altérées, très colorées, en lits minces (10 à 20 cm)..... 200 m
- Marnes rouges, très riches en hématite..... 15 m
- Grauwackes sombres, très grossiers, bancs de 30 cm à 1 m..... 70 m

Grauwackes interstratifiés dans des grès très clairs à patine rosée, portant de nombreuses traces de slumping et de marnes gréseuses noires écrasées.....	500 m
Section interrompue par le batholite intrusif.	+ 1000 m

En l'absence de lames minces, il est difficile de mettre en évidence le métamorphisme dû au contact du batholite.

Entre Casma et l'embouchure du rio Nepeña, s'observent des plis dissymétriques assez lourds, orientés NNW-SSE et dont les flancs inverses ne sont pas laminés.

Ce phénomène est très accentué dans la vallée du rio Chicama où les plis dissymétriques deviennent plis couchés, leur flèche atteignant alors plusieurs kilomètres.

Ceci évoque davantage l'écoulement par gravité d'un matériel plastique gorgé d'eau qu'une compression à grande profondeur.

2. Le batholite.

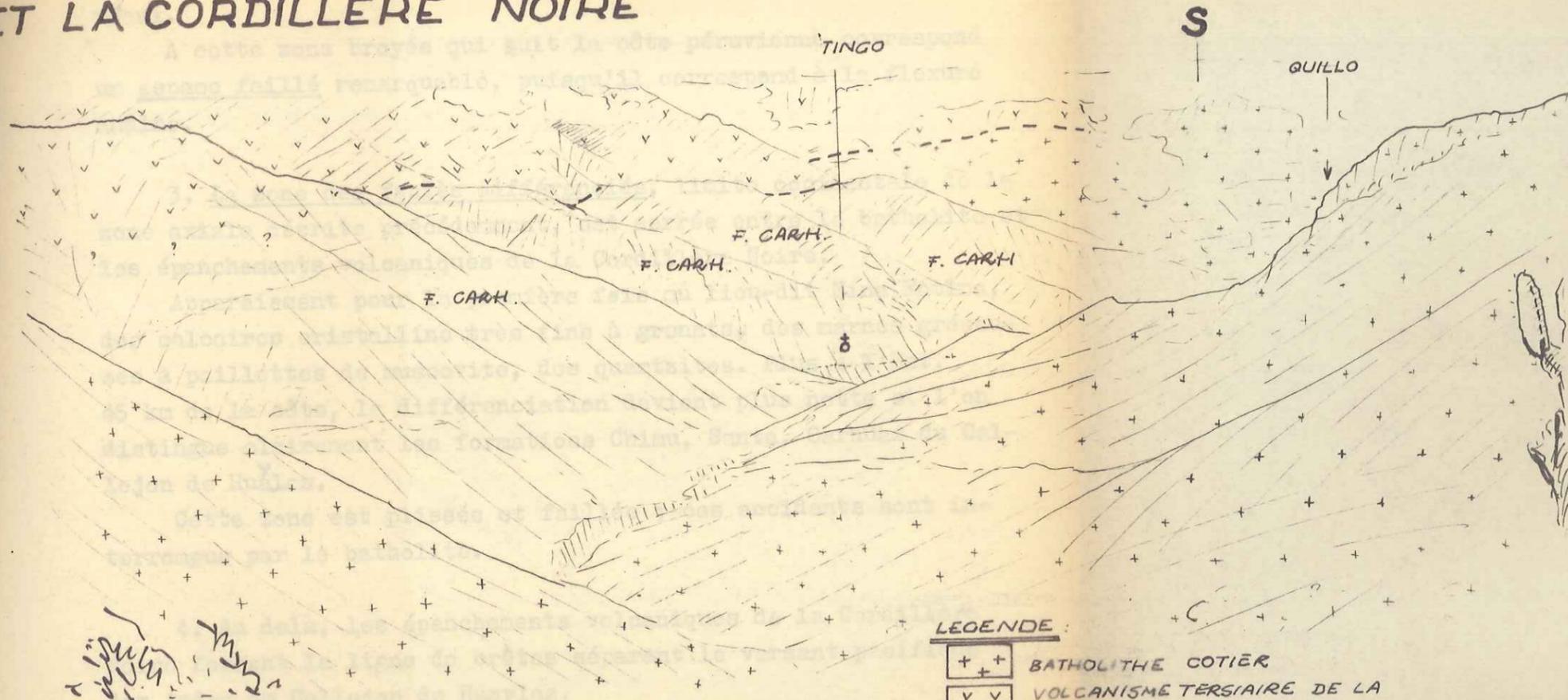
A l'Est de cette ligne continue, l'érosion fait apparaître les roches extrêmement claires du batholite côtier intrusif, à travers les lourdes croupes sombres de la série côtière.

On note souvent, à la partie supérieure de ce batholite, quand elle est visible, des bandes assez larges (n x 10 m) vertes ou brunes, "interstratifiées" dans la masse cristalline blanche qui représentent des résidus incomplètement assimilés de l'enveloppe volcano détritique (Ph. n°).

Sur 15 km de largeur environ, les grauwackes côtiers et le batholite apparaissent extrêmement fracturés, ce qui entraîne un découpage en petits prismes des roches sédimentaires et confère à la granodiorite une grande "fragilité". Cette fragilité rend le batholite très vulnérable à l'action du vent qui balaye le littoral tout au long de l'année, et explique les reliefs ex-

FRANCE SEDIMENTAIRE SERREE ENTRE LE BATHOLITE COTIER ET LA CORDILLERE NOIRE

PL.20



LEGENDE :

- + + BATHOLITHE COTIER
- v v VOLCANISME TERSIAIRE DE LA CORDILLERE NOIRE.

F. CARH. : FORMATION CARHUAZ : CRETACE INF.



trêmement mous noyés dans de grands épandages éoliens ou colluviaux.

A cette zone broyée qui suit la côte péruvienne correspond un espace faillé remarquable, puisqu'il correspond à la flexure andine.

3. La zone des faciès différenciés, limite occidentale de la zone axiale décrite précédemment, est serrée entre le batholite et les épandements volcaniques de la Cordillère Noire.

Apparaissent pour la première fois au lieu-dit Mina Fatina, des calcaires cristallins très fins à grenats, des marnes gréseuses à paillettes de muscovite, des quartzites. Plus à l'Est, à 45 km de la côte, la différenciation devient plus nette et l'on distingue clairement les formations Chimu, Santa, Carhuaz du Callejon de Huaylas.

Cette zone est plissée et faillée ; ces accidents sont interrompus par le batholite.

4. Au delà, les épandements volcaniques de la Cordillère Noire forment la ligne de crêtes séparant le versant pacifique des Andes du Callejon de Huaylas.

II. CALLEJON DE HUALAS.

Entre le sommet de la Cordillère Noire et le village de Huaylas, la route de Lacramarca traverse une série de conglomératique rouge, puissante de 400 à 600 m, érodée, pénéplanée au sommet et recouverte en discordance par les épandements volcaniques tertiaires.

Le contact entre cette série et la série calcaire inférieure est tectonisé et souligné par une écaille de granodiorite mylonitisée.

Dans le détail, la section se présente de la façon suivante :

SERIE CONGLOMERATIQUE

DE HUAYLAS

(CALLEJON DE HUAYLAS)

SERIE VOLCANIQUE SUP.
DE LA CORDILLERE NOIRE

DISCORDANCE ANGULAIRE
(30 à 45°)

NON VU

ALTERNANCE DE
PELITES ROUGES ET
VERTES ET
DE CONGLOMERATS A
GALETS DE CALCAIRES
GRIS BLEUS.
LES GALETS CRISTALLINS
DEVIENNENT RARES.
MATRICE GRESEUSE FINE

ALTERNANCE DE GRES VERTS MICRO-
CONGLOMERATIQUES ET DE CONGLOMERATS
A GALETS DE GRANODIORITE ET DE
CORNEENNES (GRENATITE)

CONGLOMERATS TRES GROSSIER A BLOCS ROULES
(30cm) DE GRANODIORITE, GRES ET CORNEENNES
JAMAIS DE CALCAIRES

ZONE BROVEE

ALTERNANCE DE CALCAIRES BLEUS
ET DE GRES BLANCS. (1 AMMONITE NON DETERMINEE)

CONTACT NON
VISIBLE. QUATERNAIRE

CALCAIRES BLEUS-NOIRS EN
PETITS BANCS BIEN LITES (CRETACE SUP.?)

GRANODIORITE (?) A GRAIN FIN
TRES SAINE A SA PARTIE SUP.,
MYLONITISEE A SA BASE.

CONTACT NON VISIBLE
MAIS MANIFESTEMENT TECTONIQUE

GRES FERRUGINEUX DU CRETACE INF.

PL.21

Nous avons assimilé la série conglomératique de Huaylas aux "Couches Rouges" de Chota, d'Uchumarca, sur le Marañon, et des Andes Centrales, sans preuve paléontologique.

Il est intéressant de noter la grande proportion de galets cristallins à la partie inférieure du conglomérat ainsi que la présence de cette écaille cristalline basale.

Ainsi, comme il a été déjà dit, la granitisation des racines de la future chaîne andine était en cours lors des mouvements préparoxysmaux campaniens.

D'ailleurs, ce que JENKS appelle le "métamorphisme dynamique" ou dynamo métamorphisme des granites de la première phase d'Arequipa se retrouve à quelques kilomètres à l'Est de Huaylas - Cañon del Pato.

Les roches qui forment la surface structurale du batholite présentent une structure gneissique typique. Les minéraux ferromagnésiens, sous l'effet de fortes tensions, ont migré et se sont ordonnés en lits sombres entourant des yeux de minéraux blancs - feldspaths + quartz - très broyés -. S'est produite également une serpentinitisation qui confère à la roche une véritable schistosité cristallophyllienne

Cette partie externe du batholite semble avoir été "rabotée" par son enveloppe sédimentaire lors de la compression paroxysmale. Il fallait bien pour cela qu'elle se soit déjà mise en place.

II. FEUILLE CAJABAMBA

1. Stratigraphie.

La feuille Cajabamba s'inscrit dans le cadre de la zone axiale décrite précédemment.

La série stratigraphique est la suivante :

A la base : les marnes noires, très épaisses, plastiques, du Jurassique supérieur (Formation Chicama).

Vient ensuite le complexe détritique crétacé inférieur, bien différencié. On note, d'Ouest en Est, une variation sensible de la lithologie de la formation Farrat.

Une alternance régulière de bancs de grès (50 cm) et de lits de marnes à plantes (San Jorge) passe à des grès massifs conglomératiques, à rares niveaux de charbon (épaisseur 10 à 30 cm) (Jocos). Plus à l'Est, cette tendance s'accroît et tout le Crétacé inférieur détritique passe à la seule formation Goyllarisquisga de la Bordure Géantictinale.

Les séries marno-calcaires de l'Albien et du Cénomaniens obéissent à la même règle. A une diminution d'épaisseur des formations Inca, Chulec et Pariatambo s'ajoute d'Ouest en Est le passage de marnes bitumineuses noires, monotones, à des faciès différenciés correspondant aux faciès classiques des Andes Centrales. ~~La~~ limite de partage des eaux atlantiques et pacifiques correspond au passage latéral.

2. Tectonique.

Quels sont les principaux éléments de cette tectonique ?

LES PLIS :

Une section transversale de la feuille Cajabamba montre une succession de plis anticlinaux et synclinaux larges, sensiblement symétriques, alignés suivant une direction NNW-SSE. Une inflexion très nette se note dans l'angle nord ouest de ce terrain.

Dans le détail, il apparaît que les horizons qui constituent la colonne stratigraphique ont réagi aux forces de compression suivant leur compétence et leur profondeur.

Nous examinerons successivement :

- les marnes noires jurassique supérieur de la formation Chicama ;
- le complexe détritique crétacé inférieur ;
- l'ensemble marno-calcaire albien ;
- les calcaires massifs de la formation Yumagual.

LES MARNES NOIRES DE LA FORMATION CHICAMA.

C'est la formation la plus profonde et la plus plastique de la série stratigraphique. Elle affleure au coeur d'anticlinaux allongés, séparés par des synclinaux simples et assez lourds (celui du Cerro Marcahuamachuco par exemple). Nous l'étudierons à travers un grand anticlinorium bien représenté sur la feuille Cajabamba dans la partie est de celle-ci, et qui se prolonge loin vers le Sud, à travers le quadrangulo de Pataz, jusqu'au Nevado Pela Gato. Le détail de ce pli est difficile ; il nous suffira d'en examiner les caractères généraux.

La formation affleure à l'Est de la feuille ; elle est malheureusement masquée par les épandages fluvioglaciaires descendus des sommets entourant la dépression de Cajabamba ou la Pampa Yamobamba. A l'intérieur s'observent de nombreux petits plis disharmoniques, parfois des intrusions de roches volcaniques très altérées, liées aux épandages du début du Tertiaire. Les contacts de cette masse de marnes noires avec les membres supé-

rieurs de la série sont souvent tectonisés - cf fig. n° -. C'est ainsi que les calcaires de l'Albien, très laminés, de la région de Cauday sont en contact direct avec la formation Chicama par l'intermédiaire d'une faille inverse (chevauchement). Le plan de chevauchement est incliné vers l'Est, alors que l'ensemble des accidents de cette zone et de celle de Patáz indiquent une poussée dirigée d'Ouest en Est. La même particularité apparaît au pied de la petite chaîne de Huaylillas.

Ceci pourrait être l'indication d'une injection diapirique de l'énorme masse de marnes. Ce niveau plastique aurait été décollé du substratum et refoulé en partie vers l'Est jusqu'à ce que la pression exercée par les calcaires crétacé supérieur de la partie orientale de l'eugéosynclinal arrête ce mouvement. A la partie supérieure du pli diapir, la couverture crétacée aurait éclaté, ceci facilitant dès le Tertiaire inférieur son érosion. Il faut chercher là l'origine de la dépression de Cajabamba. La région de Marcabal donne aujourd'hui encore une image de la fracturation de la couverture.

Les structures inclinées vers l'Est seraient dues à un effet de reflux de l'onde orogénique venant se superposer à l'intrusion diapirique.

LE COMPLEXE DETRITIQUE CRETACE INFERIEUR.

Le squelette tectonique de la feuille étudiée s'ordonne autour d'axes parfaitement individualisés.

Sur le schéma structural n° ont été représentés les sept grands anticlinaux de grès de la formation Chimú et leur couverture. L'érosion a souvent dégagé cette couverture, selon toute vraisemblance assez fracturée.

Ne subsistent des formations Santa, Carhuaz et Farrat, que les parties horizontales (Marcahuahachuco), celles faiblement ployées en anticlinaux (Huacamochal), celles à l'Est, recouvertes des très puissantes formations calcaires supérieures. Elles

ne sont que rarement plissées de façon énergique, comme c'est le cas entre le hameau de Querquerbamba et la partie haute du rio Condebamba.

Un fait mérite d'être relevé : la superposition sur un axe N-S médian de cinq anticlinaux très serrés de grès appartenant à la formation Chimu. Les axes de ces anticlinaux sont régulièrement inclinés de 50 ou 40° sur le méridien N-S. Ceci semblerait indiquer une répartition très homogène des tensions tout au moins au niveau des grès de la formation Chimu. Le schéma résultant peut être ainsi représenté : des anticlinaux étroits suivis de synclinaux à fond plat, beaucoup plus larges.

L'ENSEMBLE MARNO-CALCAIRE ALBIEN.

Il est représenté au coeur des synclinaux suivants :

Synclinal de la Rinconada

Synclinal de Sayapullo-Huancaranga-Huacamochal

Synclinal de la Colpa-el Calvario

Synclinal de Calluan

Synclinal du Cerro Pencal

Synclinal de Chimin-Tabacal

Synclinal de Jocos-Rumi Rumi Hda.

D'une façon générale, ces structures sont très nettement dissymétriques ; le flanc W des synclinaux est redressé à la verticale ou parfois légèrement chevauché par la série détritique, alors que le flanc E repose tranquillement sur les grès de la formation Farrat. Sur l'ensemble de la feuille, les niveaux très argileux de l'Albien se sont pliés passivement à la tectonique imposée par le plissement du groupe détritique sous-jacent. Les accidents cassants violents semblent rares, la plasticité des marnes et calcaires ne s'adaptant pas à ce style. On ne note pas, dans la plus grande partie de la feuille, de plissements disharmoniques ; il ne paraît pas que, lors de la phase de plissement, il y ait eu surcharge de la série albienne.

Sous l'importante masse des calcaires de la formation Yumagual, au contraire, ces figures sont courantes (Cerro Rupdisirana, au-dessus de Jocos).

LES CALCAIRES MASSIFS DE LA FORMATION YUMAGUAL.

Peu représentés sur la feuille de Cajabamba, sinon dans sa partie orientale, ils prolongent au contraire notre zone plissée à l'Est, sur une largeur de 25 à 30 km. Les plis sont extrêmement énergiques, les flancs redressés verticalement. Etant donné les replis disharmoniques et la présence de failles dans les séries plastiques inférieures, il semble qu'il y ait eu indépendance relative des calcaires de yumagual. Après l'injection diapirique des marnes Chicama et pendant la phase d'érosion, de la couverture de ce pli, ces calcaires, sous la seule action de leur propre poids, auraient basculé, glissé sur eux-mêmes, accentuant encore, dans un mouvement de serrage, l'étranglement des plis.

LES FAILLES :

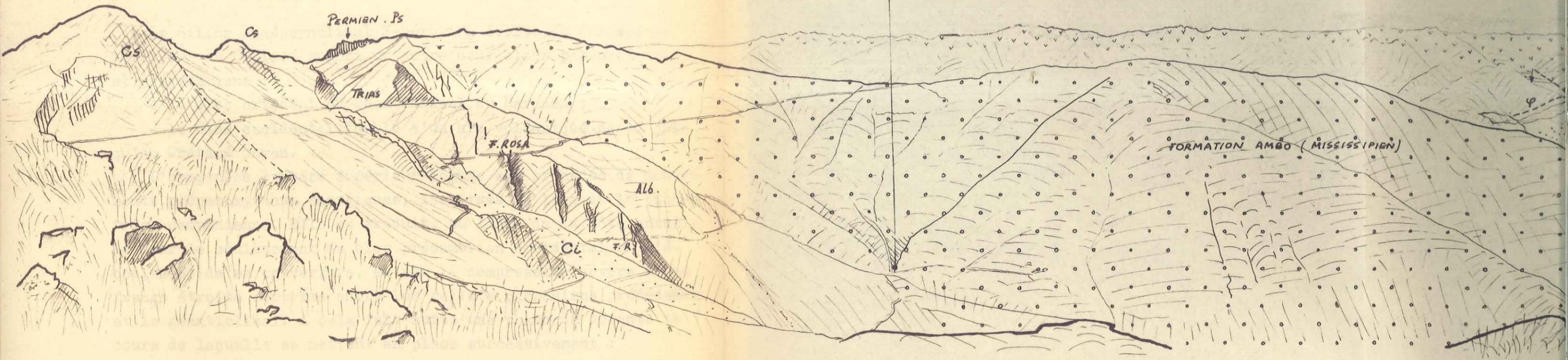
Le schéma tectonique (fig.) fait apparaître un réseau de failles très denses, peu incliné sur la direction générale des plis, recoupé par des cassures transversales. Les accidents sont parallèles entre eux, ou de très faible incidence. Les failles transversales sont confinées à la bordure géanticlinale et dans la zone axiale se traduisent par des petits décrochements affectant des accidents longitudinaux (Huaylillasp

Nous avons rassemblé sur le panorama du Marañon l'essentiel de la géologie de la bordure géanticlinale décrite par J.J. WILSON et non encore publiée.

PANORAMA DU MARANON d'après J.J. WIL

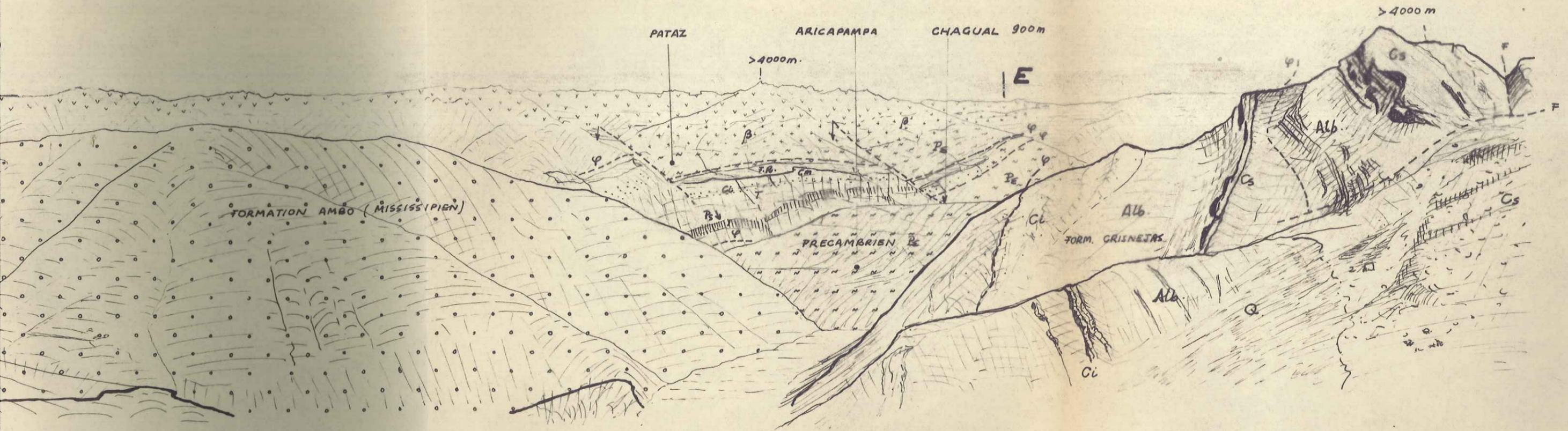
PRIS A LA LATITUDE DE PATAZ

MOLINO VIEJO



Jours de laquelle se sont succédés
les importantes volutes de matériel volcanique déversés
le long de ce que nous avons appelé la caléocinture de la
du Yacillaugy





CONCLUSIONS.

Le Sillon eugéosynclinal N-péruvien évolue du Jurassique inférieur au Crétacé supérieur entre deux blocs paléozoïques et précambriens :

- le bloc oriental ou Géanticlinal du Marañon ;
- le bloc occidental doublé d'un arc volcanique actif jusqu'au Crétacé moyen.

L'orogénèse crétacé supérieur-éogène est précédée de mouvements préparoxysmaux énergiques, localisés le long de la cicatrice campanienne. Elle se traduit, au large de la côte actuelle, par le soulèvement du bloc précambrien occidental et l'écoulement de sa couverture, et par la compression sévère d'une frange étroite comprise entre les reliefs campaniens précédents et le géanticlinal. A cela fait suite une phase de détente au cours de laquelle se mettent en place successivement :

- les importants volumes de matériel volcanique déversés le long de ce que nous avons appelé la paléoceinture de feu du Pacifique;
- la masse plutonique principale des batholites andins.

Comparée aux chaînes N-américaines, la portion des Andes comprise entre Chiclaio et Paracas apparaît extrêmement simple et statique. L'effondrement des lambeaux paléozoïques côtiers et la création de la grande fosse dite de LIMA s'opposent au remplissage éocène, oligocène, miocène des bassins subsidents de la partie comprise entre Chiclaio et l'Equateur qui s'allongent entre la Chaîne Paléozoïque côtière et les Andes s.s.

Notons, au large de cette région, la présence de cordillères sous-marines dont on ignore encore la nature (volcanique ?) - SCHWEIGER [1947]. - Des reliefs immergés analogues se retrouvent au large de Nasca [RUEGG, 1958].

Notons également le découpage des Andes en segments successifs séparés par des cassures transversales qui délimitent des aires très différentes quant à leur évolution géosynclinale et actuelle.

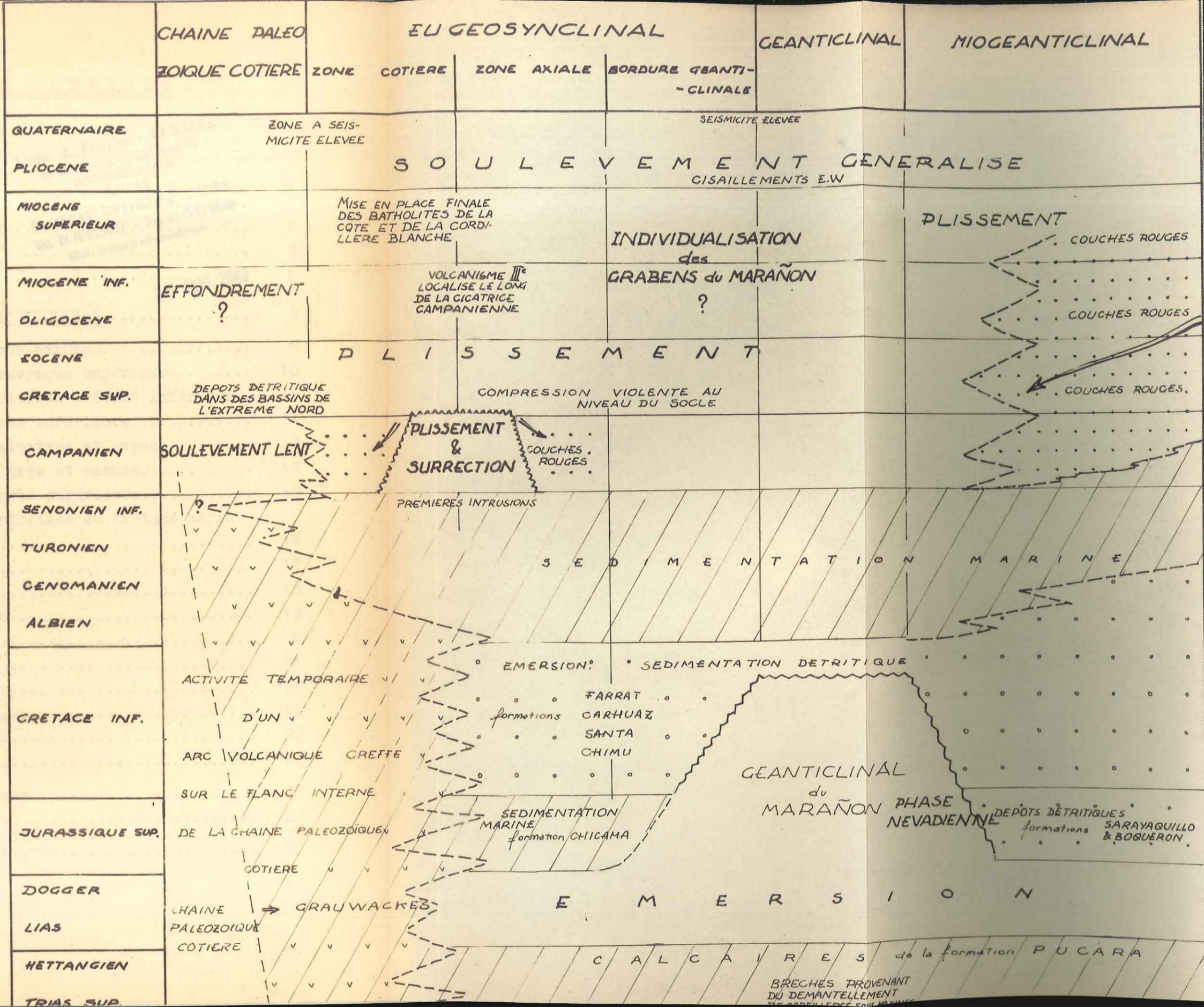
Cette notion nouvelle s'oppose à la vision ancienne d'une chaîne formée dans une fosse continue et simple allant de la Terre de Feu à Panama.

Enfin, nous nous sommes attaché à mettre en évidence la continuité des phénomènes ayant façonné le visage actuel des Andes ; nous avons tenté d'établir provisoirement des rapports spaciaux et chronologiques entre ces phénomènes.

Heureusement, les missions cartographiques péruviennes qui se multiplient actuellement viendront, dans les années prochaines, confirmer ou infirmer des notions souvent intuitives, étayées par des observations de terrain trop rares et trop dispersées.

REPARTITION DES PRINCIPAUX FACIES DES ANDES NORD PERUVIENNES

PL. 23



T A B L E D E S M A T I E R E S .

Introduction.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES SCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53

pages

<u>PREMIERE PARTIE</u>	3
Indications bibliographiques.....	4
Le géosynclinal andin.....	7
Le sillon eugéosynclinal.....	8
25 AOUT 2003	
<u>STRATIGRAPHIE DU SILLON EUGEOSYNCLINAL</u>	9
I. Stratigraphie de la zone axiale.....	9
A - Les terrains jurassique supérieur.....	10
B - Le complexe détritique crétacé inférieur..	11
1. Formation Chimu : grès inférieurs.....	11
2. Formation Santa : calcaires et marnes.....	12
3. Formation Carhuaz : grès et marnes.....	13
4. Formation Farrat : grès supérieurs.....	13
C - Les Marnes et Calcaires du Crétacé moyen et supérieur.....	16
1. Formation Inca.....	17
2. Formation Chulec.....	18
3. Formation Pariatambo.....	19
4. Formation Yumagual.....	20
5. Formation Mujarrun.....	21
6. Formation Romiron.....	21
7. Formation Conor.....	22
8. Formation Cajamarca.....	22
10. Formation Celendin.....	23
D - Les Couches Rouges.....	23
1. Lithologie.....	24
2. Position stratigraphique.....	25
3. Répartition dans l'espace.....	25

E. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 48 58
Mail: ptalour@ujf-grenoble.fr

II. Stratigraphie de la bordure géanticlinale.....	27
III. Stratigraphie de la zone côtière.....	32
1. Lambeaux pré-cambriens et paléozoïques....	32
2. Série mésozoïque.....	32
a) Répartition dans l'espace.....	32
b) Répartition dans le temps.....	33
3. Section-type de Lima.....	34
a) Séquence volcano-détritique J.s, Ci,..	34
b) Séquence carbonatée aptienne-albienne	35
IV. Stratigraphie des Andes Centrales.....	37
1. Zone côtière.....	37
2. Equivalent de la zone axiale.....	37
3. Plateforme géanticlinale.....	38
<u>MAGNATISME LIÉ AU SILLON EUGEOSYNCLINAL.....</u>	41
Volcanisme pré-paroxysmal.....	41
Volcanisme post-paroxysmal.....	43
A - Première période.....	43
B - Seconde période.....	45
Les intrusions granodioritiques du cycle laramien	46
CORDILLERA BLANCA.....	46
A - Matériel cristallin : roches plutoniques	47
I. Pétrographie.....	47
II. Age et Chronologie.....	48
B - Enveloppe sédimentaire et volcanique....	49
I. Roches sédimentaires.....	49
II. Matériel volcanique.....	49
C - Relations du batholite et de son	
enveloppe.....	50
I. Caractères discordants des plutons	
à travers la série sédimentaire.....	50
II. Métamorphisme.....	51

1. La série sédimentaire.....	51
a) Grès.....	51
b) Sédiment argileux.....	51
c) Conglomérats.....	52
2. Les épanchements volcaniques.....	52
D - Origine et mise en place du batholite....	52
LE BATHOLITE COTIER.....	54
<u>TECTONIQUE</u>	58
Orogénèses prélaramiennes.....	59
Orogénèse Crétacé supérieur-Eigène.....	61
I. Phase préparoxysmale.....	61
a) Première manifestation.....	61
b) Seconde manifestation.....	61
II. Le Paroxysme.....	62
A. Tectonique de la zone axiale.....	63
B. Tectonique de la bordure géanticlinale....	64
C. Tectonique de la zone côtière.....	67
III. Mouvements tectoniques et manifestations magmatiques post-paroxysmaux.....	68
 <u>DEUXIEME PARTIE</u>	 72
I. Feuille Casma.....	74
1. Zone côtière.....	74
2. Batholites.....	74
3. Zone des faciès différenciés (Zone axiale)....	76
4. Epanchements volcaniques.....	76
II. Callejon de Huaylas.....	76
III. Feuille Cajabamba.....	78
a) Stratigraphie.....	78
b) Tectonique.....	78

CONCLUSIONS..... 83

LISTE BIBLIOGRAPHIQUE.

TABLE DES ILLUSTRATIONS

DANS LE TEXTE.

- | | |
|------------|---|
| Planche 1 | Position géographique de la partie des Andes étudiée |
| Planche 2 | Répartition des principaux éléments du géosynclinal N. péruvien |
| Planche 3 | Les Andes du Nord du Pérou au Jurassique supérieur |
| Planche 4 | Empreintes de dinosaures (2 photographies) |
| Planche 5 | Stratigraphie du Crétacé du bassin de Cajamarca |
| Planche 6 | Répartition des faciès de l'Albien supérieur |
| Planche 7 | Répartition probable des Cordillères et Bassins au Campanien |
| Planche 8 | Evolution de la série crétacée le long du rio Marañon |
| Planche 9 | Profils stratigraphiques comparés du bassin de Cajamarca et des Andes centrales. |
| Planche 10 | Répartition des faciès volcano-détritiques N. péruviens. |
| Planche 11 | Chape volcanique tertiaire et dyckes coupant la série albienne (vue photographique) |
| Planche 12 | Lambeaux de grès flottant sur un dôme andésitique tertiaire (panorama photographique) |
| Planche 13 | Panorama des Aiguilles volcaniques au N. de Quiruvilca (Panorama photographique). |
| Planche 14 | Batholite de la Cordillère Blanche (Panorama photographique) |
| Planche 15 | Batholite côtier à la latitude de Quillo (Panorama photographique) |
| Planche 16 | Profils théoriques dans les Andes du N. au Campanien |

- Planche 17 Paléogéographie schématique des Andes N. péruviennes
Planche 18 Style tectonique : Zone côtière (Panorama photographique)
Planche 19 Position géographique des feuilles Casma et Cajabamba
Planche 20 Frange sédimentaire serrée entre le batholite côtier et la Cordillère Noire
Planche 21 Série conglomératique de Huaylas
Planche 22 Panorama du Marañon d'après J.J. WILSON
Planche 23 Répartition des principaux faciès et orogénèse des Andes N. péruviennes.
-

HORS TEXTE.

- Planche I Paléogéographie comparée des Andes Centrales et du N. du Pérou
Planche II Profils tectoniques à travers les Andes du N. du Pérou
Planche III Schéma structural des feuilles Cajabamba et Patatez d'après G. TROTTEREAU et J.J. WILSON
Planche IV
a. Carte bathymétrique de la côte pacifique péruvienne.
b. Répartition probable des séismes au Pérou.

HORS TEXTES EN COULEURS

H.T.c. I

- a. Piste de Sauropode (?)
- b. Empreintes de Théropode

H.T.c. II

- a. Huaylillas
- b. Andes Centrales : Discordance des Couches Rouges sur le Crétacé supérieur et de la série "Abigarra-da" sur les Couches rouges.

H.T.c. III

- a. Vallée du rio Santa
- b. Pillow-lavas de la série volcano-détritique côtière.

H.T.c. IV

- a. Huascaran
- b. Contact cornéennes et batholite de la Cordillère Blanche.

H.T.c. V

- a. Panorama du Marañon vu du plateau de Huagil
- b. Lit du Marañon à hauteur de Chagual

LISTE BIBLIOGRAPHIQUE.

Abréviations employées.

B.S.G.F.	= Bulletin de la Société Géologique de France.
B.S.G.P.	= Boletín Sociedad Geológica del Perú
G.S.A.B.	= Geological Society American Bulletin
G.S.A.M.	= Geological Society American Memories.

BELLIDO (E.) y NARVAEZ (S.) 1960.- Geología del Cuadrángulo de Atica. Com. Carta Geológica Nacional, vol. I, n° 2, Lima.

BELLIDO (E.) y GUEVARA (C.) 1963.- Geología de los cuadrángulos de punta de Bombon y Clemesi. Com. Carta Geológica Nacional vol. V, n° 5, Lima.

BELLIDO (E.) y SIMONS (F.S.) 1957.- Memoria explicativa del Mapa Geológico del Perú. B.S.G.P. tomo 31, 88 p.

BENAVIDES - CACERES (V.) 1956 a.- Cretaceous system in Northern Peru. Am. Mus. Nat. Hist., Bull. v. 108, art. 4, p. 252-294.

BENAVIDES - CACERES (V.) 1956 b.- Géologie de la région de Cajamarca. B.S.G.P., tomo 30, p. 49-79.

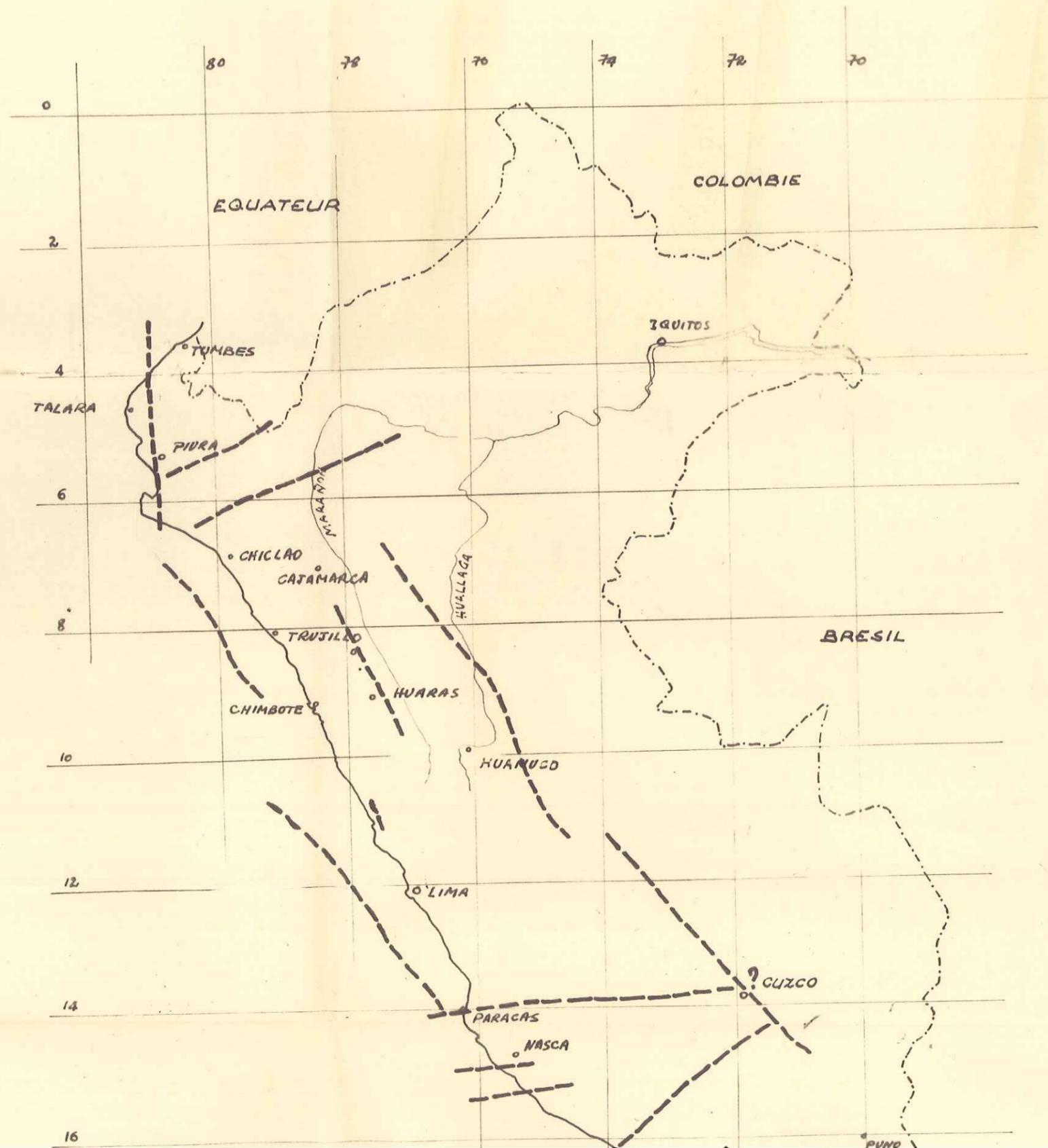
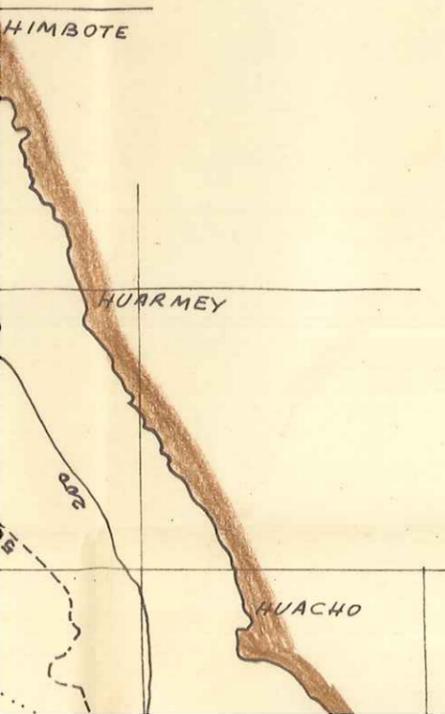
- BERRY (E.W.) 1922.- The Mesozoic flora of Peru. Johns Hopkins Univ. Studies in Geology, n° 4, 49 p.
- BODENLOS (A.J.) and ERICKSEN (G.E.) 1955.- Lead-Zinc Deposits of Cordillera Blanca and Northern Cordillera Huayhuash, Peru. Geol. Survey, Bull. 1017.
- B O I T (B.) 1962.- Revision de la Estratigrafia en Varias regiones de las provincias de Pasco y Junin. Mem. del Mus. Hist. Nat. "Javier-Prado, n° 15.
- BOSWORTH (T.O.) 1922. Geology of the Tertiary and Quaternary Periods in the Northwest part of Peru. London.
- BOWMAN (I.) 1916.- The Andes of the Southern Peru. New-York.
- BROGGI (J.A.) 1942.- Geologia del embalse del rio Chotano en Lajas. B.S.G.P. vol. 12, p. 1-23.
- BRÜGGEN (M.) 1950.- Fundamentos de la Geologia de Chile. Santiago, Institut Geográfico Militar.
- CECIONI (G.) 1961.- El Tithónico inferior marino en la provincia de Rarapaca y consideraciones sobre el arqueamiento central des los Andes. Universidad de Chile, Santiago de Chile.
- CRUZADO (J.) 1962.- Geologia del Area Comprendida entre los Rios Santa y Cabana. B.S.G.P., tomo 34, p. 5-25.
- DEBELMAS (J.) 1957.- Quelques remarques sur la conception actuelle du terme "CORDILLERE" dans les Alpes françaises. B.S.G.F. [6], t. VII, p. 463 à 474.
- DAL PIAZ (G.V.) 1962.- Alcune notizie sulla geologia delle valli di Santa Cruz, Huaripampa e Yanganuco nella parte settentrionale della Cordillera Blanca (Peru). "Scandere".
- DAL PIAZ (G.V.) et DE VECCHI (G.) 1963.- Il chimismo di alcune rocce rappresentative del plutone granodioritico della Cordillera Blanca (Peru). Ric. Sci., 33 (II-A), 573-578 p.
- DUCLOZ (C.) et RIVERA (R.) 1956.- La Formacion Chonta en la Region del Rio Cahuapanas, Loreto. B.S.G.P., tomo 30, p. 131-140.
- EGELER (C.G.) and BOOY (T. de) 1956.- Geology and Petrology of part of the Southern Cordillera Blanca - Peru. Geologisch Instituut Mededeling n° 240, Universiteit van Amsterdam.
- FERNANDEZ CONCHA (J.) 1958.- Geologia del Morro Solar, Lima. B.S.G.P. tomo 35, p. 3-50.

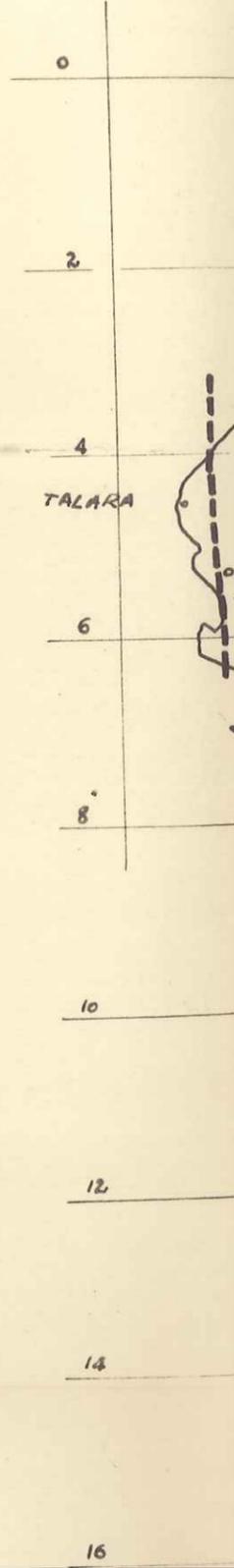
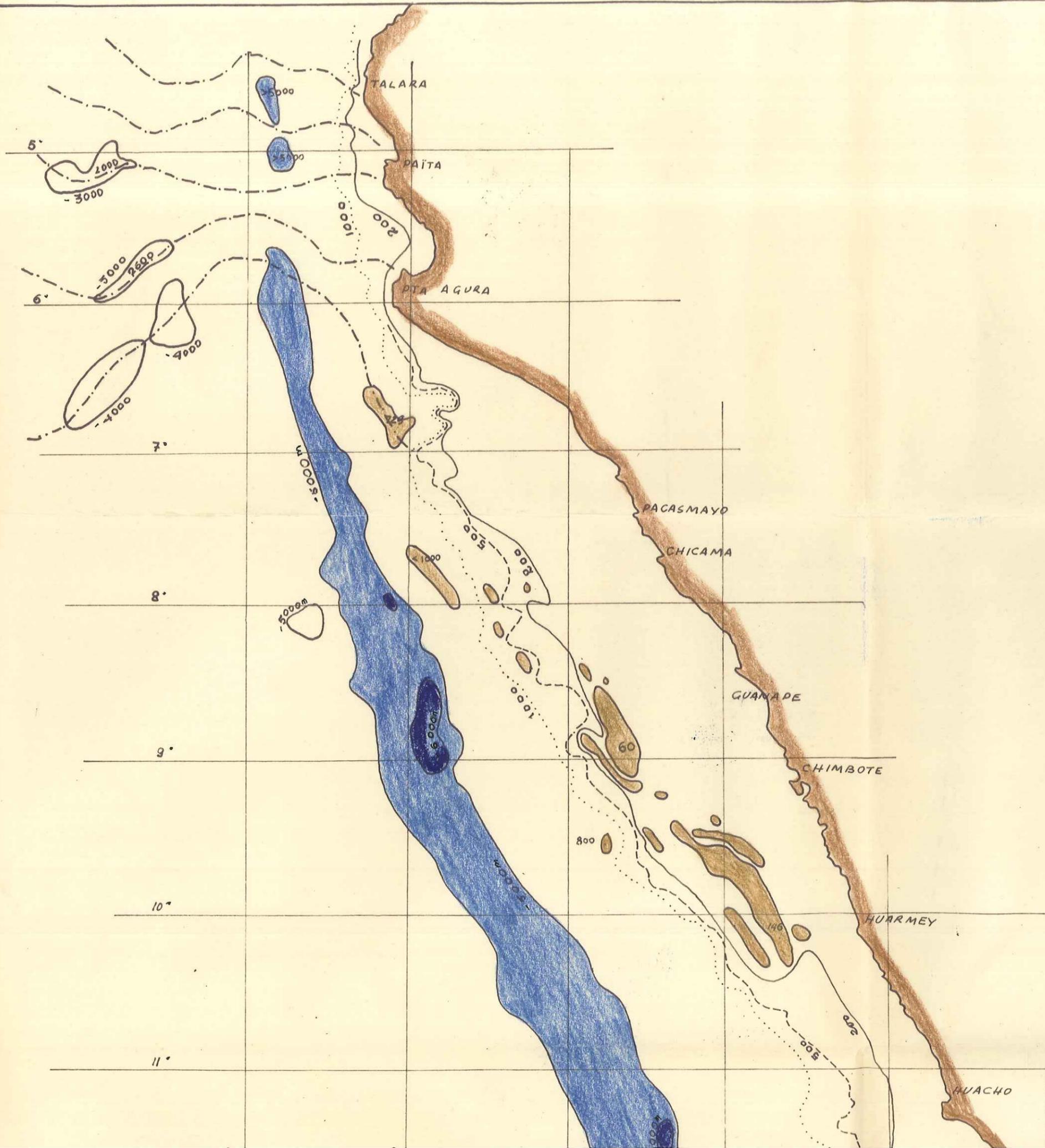
- FISHER (A.G.) 1956.- Desarrollo Geologico del Noroeste Peruano durante el Mesozoico. B.S.G.P., tomo 20, p. 177-190.
- GALLI OLIVIER (C.) y DINGMAN (R.J.) 1962.- Cuadrangulos PICA, ALCA, Matilla y Chacarilla provincia de Tarapaca. Inst. de Invest. geologicas. Santiago de Chile, vol. III, n° 2, 3, 4 y 5.
- HARRISON (J.V.) 1945.- Geologia de los Andes Orientales en parte del departamento de Junin, Peru. B.S.G.P. tomo 16, 52 p.
- HARRISON (J.V.) 1951 a.- Geologia de los Andes Orientales del Peru. B.S.G.P. tomo 21, 97 p.
- HARRISON (J.V.) 1951 b.- Geologia entre Pomacocha y Quebrada Tinaja B.S.G.P., tomo 23, 28 p.
- HARRISON (J.V.) 1955.- Geologia de la zona del camino entre Canta y Huayllay. Inst. Nac. de Investigacion y Fomento Minero, bol. 9, 36 p.
- HARRISON (J.V.) 1956 a.- La Geologia de la region Casca-Junin ; la Geologia del valle del Mantaro. Inst. Nac. de Investigaciones y Fomento Minero, bol. 9, 36 p.
- HARRISON (J.V.) 1956.b.- Geologia de la Carretera Huancayo - Santa Beatriz en el Peru Central. B.S.G.P., tomo 28, 47 p.
- HARRISON (J.V.) 1960.- Geologia de los Alrededores de Banos en el Occidente del Peru Central. B.S.G.P. tomo 35, p. 61-79.
- HARRISON (J.V.) y WILSON (J.J.) 1960.- Geologia de la region comprendida entre Huacho y Vinchos. B.S.G.P., tomo 35, p. 5-60.
- H E I M (A.) 1949.- Observaciones geologicas en la region del terremoto de Ancash, de nov. de 1946. B.S.G. del Peru vol. Jubilar, Parte II, Fasc. 6, p. 1-28.
- IDDINGS, ARTHUR et OLSSON (A.A.) 1928.- Geology of Northwestern Peru. Am. Ass. Petroleum Geologists' Bull., vol. 12, p. 1-40.
- J E N K S (W.F.) 1948.- Geology of Arequipa quadrangle. Inst. Geol. Peru, bol. 9, 204 p.
- J E N K S (W.F.) 1951.- Triassic to Tertiary Stratigraphy, Cerro de Pasco, Peru. G.S.A.B., v. 62, p. 205-219.

- J E N K S (W.F.) and HARRIS (L.G.) 1953.- Plutonics near Arequipa as a petrologic sample of the coastal batholith in Peru. B.S.G.P. tomo 26, p. 79-94.
- J E N K S (W.F.) 1956.- Peru : en Handbook of South America Geology. G.S.A.M., 65, p. 216-247.
- J E N K S (W.F.) y GOLDICH (S.S.) 1956.- Rhyolitic tuff flows un Southern Peru. Jour. Geol., vol. 64, p. 156-172.
- K E N T S (P.) 1956.- Reconocimiento Geologico de la region del Alto Marañon. B.S.G.P. tomo 30, p. 211-217.
- K O C H (E.) 1961.- Perfil tectonico a través de la Cordillera oriental y la Faja subandina (entre Tingo Maria, Pisqui Medio y Contaya). B.S.G.P. tomo 36, p. 131-139.
- K O C H (E.) y BLISSENBACH (E.) 1962.- La Capas Rojas del Crétacés Superior-Terciario en las region del curso medio del rio Ucayali, Oriente del Peru. B.S.G.P., tomo 39, p. 7-141.
- KUMMEL (B.) 1948.- Geological reconnaissance of the Contamana region, Peru. G.S.A.B., v. 59, p. 1217-1265.
- KUMMEL (B.) 1950.- Stratigraphic studies in Northern Peru. Am. Jour. Sci., v. 248, p. 219-245.
- LISSON (C.J.) 1907.- Contribuciones a la Geologia de Lima y sus alrededores, Lima, p. 1-125.
- Mc LAUGHLIN (D.H.) 1924.- Geology and Physiography of the Peruvian Cordillera, Departments of Junin and Lima. G.S.A.B., v. 3 b, p. 591-632.
- NEWEL (N.D.) and TAFUR (I.) 1943.- Ordovicio fossilifero en la selva oriental del Peru. B.S.G.P. tomos 14-15, p. 5-16.
- NEWEL (N.D.) and TAFUR (I.) 1944.- Fossiliferous Ordovician in Cowland of Eastern Peru. Jour. Paleont., vol. 18, 540-545.
- NEWEL (N.D.) 1949.- Geology of the Lake Titicaca Region, Peru and Bolivia. G.S.A.M. 36, 111 p.
- NEWEL (N.D.), CHRONIC (J.) and ROBERTS (T.G.) 1949.- Upper Paleozoic of Peru. G.S.A.M. 58, 241 p.

- NEWEL (N.D.) 1956.- Reconocimiento geológico de la region Pisco-Nazca. B.S.G.P., tomo 30, p. 261-295.
- OLSSON (A.) 1931.- Contribution to the Tertiary Paleontology of Northern Peru, Part 4, The Peruvian Oligocene. Bull. of Am. Paleontology, n° 63, vol. XVII.
- OLSSON (A.A.) 1934.- Cretaceous of the Amotape region. Am. Paleont. Bulls., v. 20, n° 69, 104 p.
- PETERSEN (B.U.) 1958.- 1. Structure and uplift of the Andes of Peru, Bolivia, Chile and adjacent Argentina.
2. Plutones y mineralisacion en los Andes del Peru, Bolivia y Chile. B.S.G.P. tomo 33, p. 57-219.
- RIVERA (R.) 1951.- La fauna de los Estratos Puente Inga, Lima. B.S.G.P. v. 22, 53 p.
- RIVERA (R.) 1956.- Fosiles maestrichtianos de Pongo de Rintama, Amazonas. B.S.G.P. tomo 30, parte 1, p. 323-327.
- RUEGG (W.) 1950.- Le tremblement de terre d'Ancash (Peru) du 10 novembre 1946 et ses causes géotectoniques. Trav. de l'Inst. Franç. d'Etudes Andines, Paris - Lima, p. 153-166.
- RUEGG (W.) 1953.- Geologia de la bahia de Pisco, hundimiento y ascenso del litoral y la posicion tectonica de la Cordillera de la Costa. B.S.G.P. tomo 26, p. 191-228.
- RUEGG (W.) 1957.- Geologie Zwischen Canete - San Juan 13°60' - 15°24' Sud Peru. Gest. Rundschau, Bandes 45, Heft 3, p. 775-858.
- SILGADO (E.) 1954.- Datos sismologicos del Peru 1952-1955. B.S.G.P. tomo 29, p. 1-70.
- SILGADO (E.) 1954.- Acceleraciones instrumentales de los sismos fuertes en Lima, 1946-1954 ;
El movimiento Sismico del 12.2.53, B.S.G.P. tomo 32, p. 5-19.
- SINGEWALD (J.T. Jr) 1927.- Pongo de Manseriche. G.S.A.B. v. 38, p. 479-492.
- SINGEWALD (J.T. Jr) 1928.- Geology of the Pichis and Pachitea Rivers. G.S.A.B., v. 39, p. 447-464.

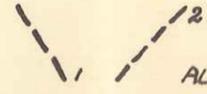
- STAPPENBECK (R.) 1929.- Geologie dos Chicamatales in Nord Peru und seiner Anthrozitlagerstätten. Geol. u. Palaont. Abhandt Neu ser., v. 16, n° 4, p. 305-355.
- STEINMANN (G.) 1929.- Geologie von Peru. Carl Winters Universitätsbuchhandlung, Heidelberg, 488 p.
- T A F U R (I.) 1950.- Nota preliminar de la Geologia del valle de Cajamarca, Peru. Univ. Mac. San Marcos, tesis doctoral 56 p.
- TRAVIS (R.B.) 1953.- La Brea - Parinas Oil Field, Northwestern Peru. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., vol. 37, p. 2092-2118.
- TRICART (J.), DOLLFUS (O.), MICHEL (M.) 1962.- Note sur quelques aspects géomorphologiques de la "Forêt de Pierre" de Huaron, Peru. Rev. de Géomorphologie Dynamique, XIIIe année, n° 7,8,9, p. 125-129.
- WELTER (C.) 1961.- Structure géologique de la Californie. Revue des problèmes actuels. Revue Géogr. Phys. Géol. dyn., vol. IV, fasc. 2.
- WELTER (O.A.) 1913.- Eine Tithonfauna aus Nord-Peru. Neues Jahrb. f. Min. Geol. u. Palaeont.Yr. vol. 1, p. 28-42.
- WESTERVELD (J.) 1963.- Tectonic cause of ignimbrite and pumice tuff deposition and of subsequent basalto - andesitic volcanism. Geol. Inst. Mededeling n° 285, Univ. van Amsterdam, p. 68-88.
- WILSON (J.J.) 1963.- Cretaceous stratigraphy of Central Andes of Peru. Bull. Am. Assoc. of Petroleum Geologists, vol. 47, n° 1, 34 p.

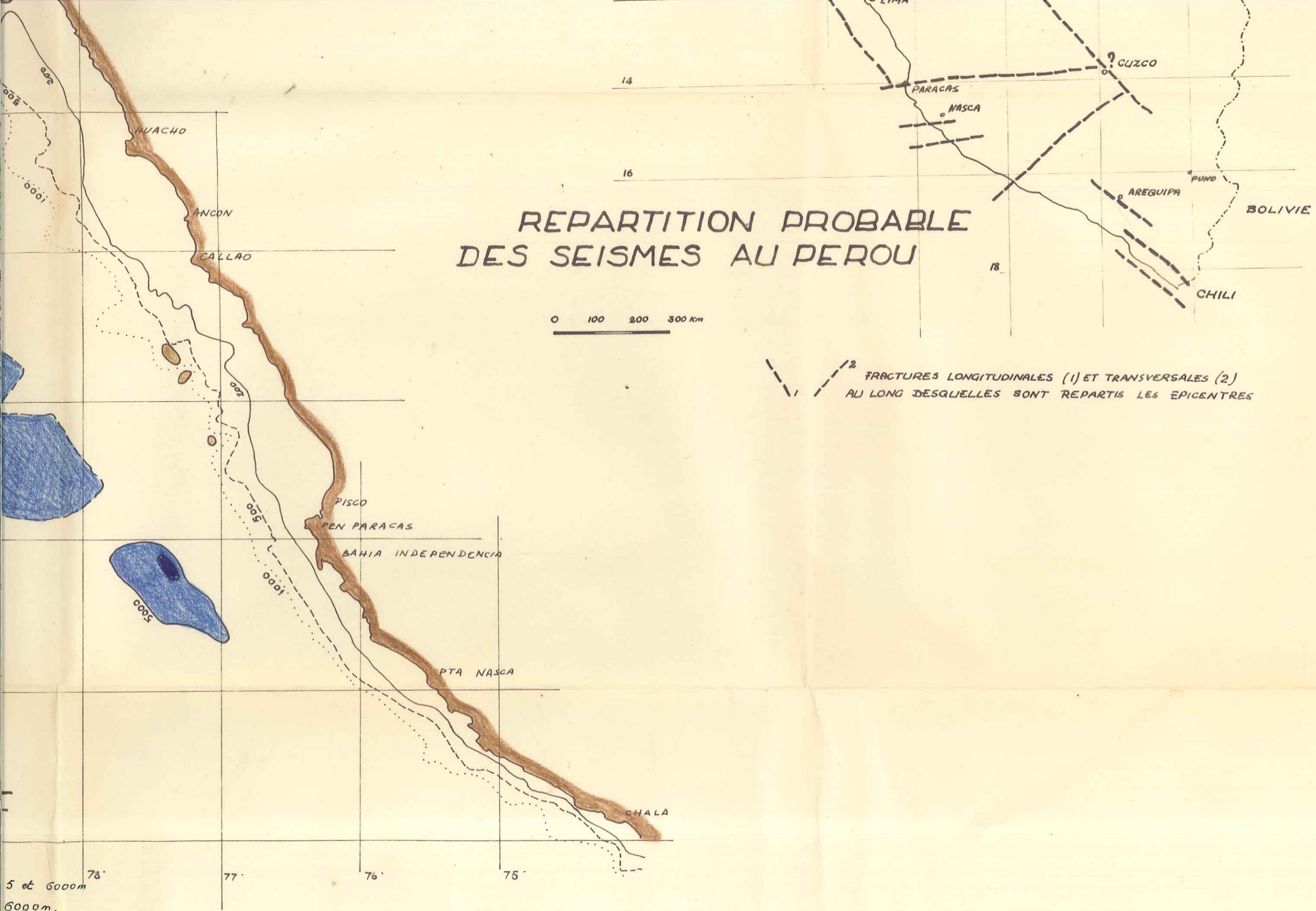




REPARTITION PROBABLE DES SEISMES AU PEROU

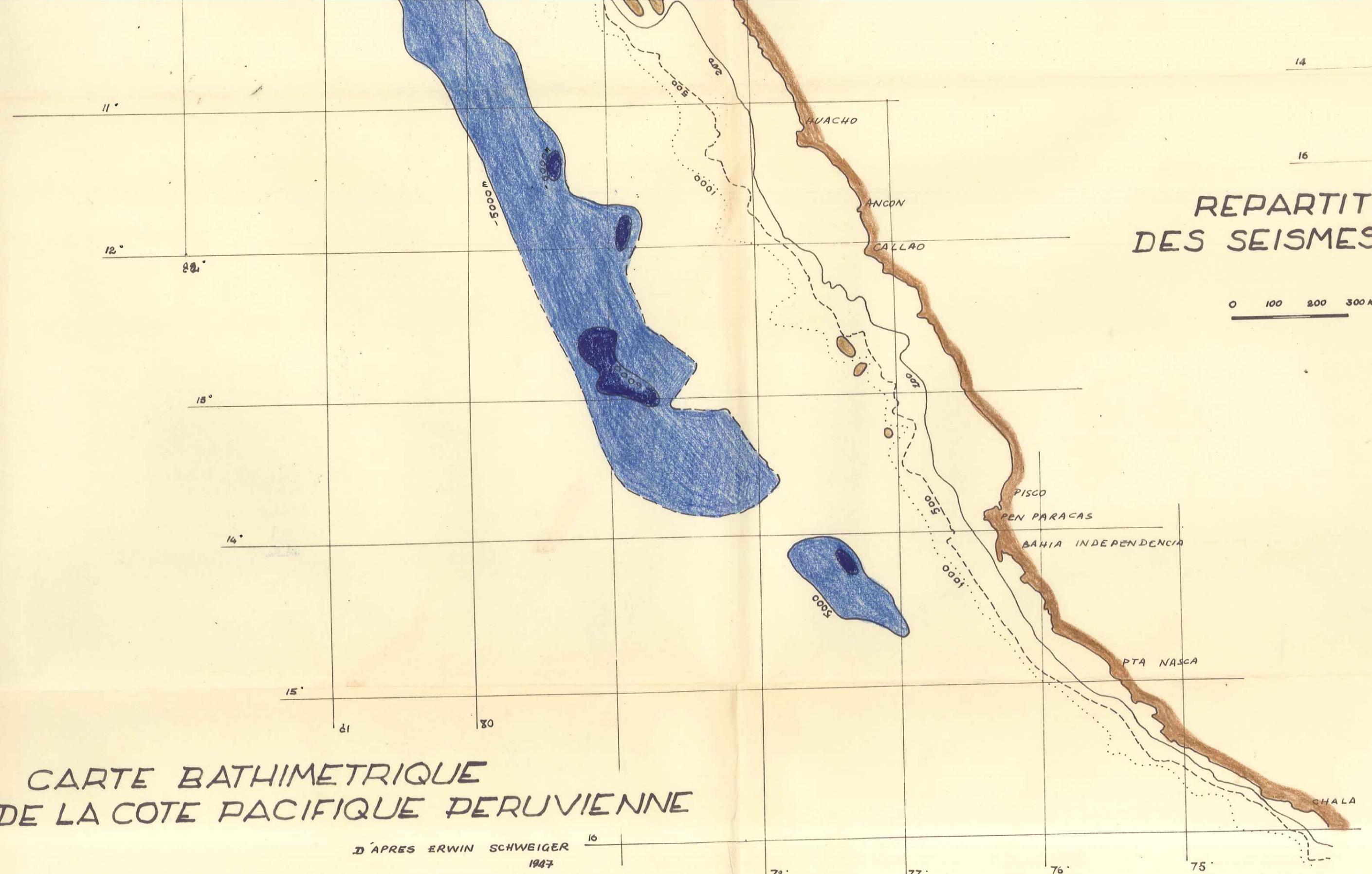
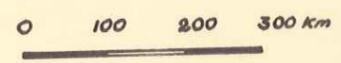
0 100 200 300 Km


 1 2
 FRACTURES LONGITUDINALES (1) ET TRANSVERSALES (2)
 AU LONG DESQUELLES SONT REPARTIS LES EPICENTRES



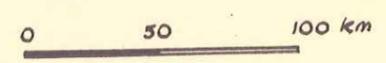
5 et 6000m
6000m.

REPARTITION DES SEISMES



CARTE BATHIMETRIQUE DE LA COTE PACIFIQUE PERUVIENNE

D'APRES ERWIN SCHWEIGER ¹⁶
1947



En bleu clair : les fonds compris entre 5 et 6000m
 En bleu sombre : les fonds au-delà de 6000m.
 En marron clair : les hauts Fonds
 En marron sombre : le littoral