



HAL
open science

Etude géologique de la région de Sicuani et Ocongate (Cordillère orientale du sud péruvien) Andes

Etienne Audebaud

► **To cite this version:**

Etienne Audebaud. Etude géologique de la région de Sicuani et Ocongate (Cordillère orientale du sud péruvien) Andes. Stratigraphie. Université de Grenoble, 1967. Français. NNT: . tel-00690692

HAL Id: tel-00690692

<https://theses.hal.science/tel-00690692>

Submitted on 24 Apr 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.

N° d'ordre :

FACULTE DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

THESE

présentée pour obtenir le grade de
DOCTEUR DE 3^{ème} CYCLE
Spécialité : Sciences de la Terre
Mention : Géologie structurale

par

Etienne AUDEBAUD

ETUDE GEOLOGIQUE DE LA REGION DE SICUANI ET OCONGATE
(CORDILLERE ORIENTALE DU SUD PERUVIEN)

Soutenue le *juin* 1967 devant la Commission d'examen

Messieurs les Professeurs :

R. BARBIER Président

J. DEBELMAS

R. MICHEL

P. GIRAUD

Examineurs

N° d'ordre:

FACULTE DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

THESE

présentée pour obtenir le grade de
DOCTEUR DE 3^{ème} CYCLE
Spécialité : Sciences de la Terre
Mention : Géologie structurale

par

Etienne AUDEBAUD

ETUDE GEOLOGIQUE DE LA REGION DE SICUANI ET OCONGATE
(CORDILLERE ORIENTALE DU SUD PERUVIEN)

Soutenue le 1967 devant la Commission d'examen

Messieurs les Professeurs :

R. BARBIER Président

J. DEBELMAS

R. MICHEL

P. GIRAUD

Examineurs

AVANT-PROPOS.

Au moment d'exposer le résultat de mes travaux au Pérou je tiens à exprimer ma vive gratitude :

- à Monsieur le Professeur J. DEBELMAS, pour m'avoir permis de les entreprendre et de les mener à bonne fin, après une longue visite sur les lieux. La volonté de rester digne de la confiance qu'il m'a témoignée fut mon plus solide soutien au cours de mon voyage.

Je n'aurai garde d'oublier :

- Monsieur le Professeur MATTAUER qui voulut bien me consacrer une dure semaine sur le terrain pour y réviser mon travail et l'enrichir des précieux conseils de son expérience,
- Monsieur le Professeur DOLFUSS dont la très indulgente bienveillance réconforta le débutant aux premiers jours de son séjour péruvien.

Mes remerciements vont également :

- au Gouvernement Péruvien,
- au Ministerio de Fomento y Obras Publicas,
- au Service de la Carte Géologique nationale du Pérou,
- à l'Ambassade de France à Lima,

Services auprès desquels j'ai toujours trouvé l'aide matérielle et morale qui m'était indispensable.

Plus particulièrement, ma gratitude va à :

- Monsieur DESCOURCELLES, Conseiller Culturel à l'Ambassade de France à Lima,
- Monsieur l'Ingénieur A. MORANTE, Coordinateur de la Comisión de la Carta Geologica Nacional,
- Monsieur l'Ingénieur F. BELLIDO, Directeur de la Comisión de la Carta Geologica Nacional,
- Monsieur le Docteur TAAFUR,

Je ne puis manquer de mentionner toute la reconnaissante amitié que je garde à mes camarades péruviens, anglais, français, tout particulièrement à mes deux compagnons d'épreuve,

- Messieurs les Ingénieurs V. PECCHO et L. VARGAS,
- et à mes trois amis français :
- Messieurs G. TROTTEREAU, F. MEGARD et R. MAROCCO,

Je considère enfin comme un impérieux devoir de dire l'inoubliable accueil, la chaude hospitalité de toutes ces courageses populations de la Sierra dont les dures conditions de vie ne parviennent pas à tarir la merveilleuse générosité.

TABLE DES MATIERES.

	<u>pages</u>
<u>RESUME</u> -----	1
<u>INTRODUCTION</u> -----	3
<u>GEOGRAPHIE</u> -----	5
<u>GOMORPHOLOGIE</u> -----	7
<u>STRATIGRAPHIE :</u> -----	
<u>Paléozoïque inférieur</u> -----	11
" <u>supérieur</u> -----	13
<u>Mésozoïque</u> -----	18
<u>Tertiaire</u> -----	25
<u>Quaternaire</u> -----	30
<u>Métamorphique</u> -----	35
<u>Roches intrusives</u> -----	36
<u>TECTONIQUE</u> -----	41
<u>GEOLOGIE MINIERE</u> -----	50
<u>GEOLOGIE DES TRAVAUX PUBLICS</u> -----	53
<u>GEOLOGIE HISTORIQUE</u> -----	55
<u>BIBLIOGRAPHIE</u> -----	59

LISTE DES FIGURES

Planches		Pages
1	- Carte du Pérou sud oriental ----- - Carte écologique de Sicuani Ocongate -----	4 bis
2	- Carte géomorphologique de Sicuani Ocongate -----	5 bis
3	- Tableau écologique -----	6 bis
4	- Profils longitudinaux des Ríos Vilcanota, Mapuchu, Salcca et Marcapata -----	7 bis
5	- Légende de la carte géologique de Sicuani Ocongate -----	10
6	- Carte de Sicuani -----	10 bis
7	- Carte de Ocongate -----	11 bis
8	- Rapports des formations Copacabana - Ambo - Cabanillas et du Paléozoïque inférieur - Zones paléontologiques dans Copacabana - Stratigraphie du Permien supérieur (Mitu)	18 bis
9	- Relations entre les formations Muni - Huancane - Ayavacas et S. Barbara ----- - Mouvements précurseurs cénomaniens, slumping des calcaires Ayavacas et superpositions d'écailles tectoniques de "Huancane". - Plissements à axes croisés dans Ayavacas. - Essais d'explication tectonique ou stratigraphique des structures du Cerro Gundia (SE de Rata Hda)	19 bis
10	- Rapports entre les formations Chilca et Puno Munani ----- - Contact de Paruro et Ayavacas près de Pomacanchi, Série Tertiaire	26 bis
11	- Paléoreliefs et paléocollapse de calcaires Ayavacas dans Paruro ----- - Structures dans le Tertiaire (Route de Sicuani - Yauri). - Rapports entre formations tertiaires et phases tectoniques.	27 bis
12	- Profil transversal de vallée (Vilcanota - Salcca - Mapuchu) ----- - Vallées glaciaires près de Tinki - Ocongate. - Travertins en amont de Pitumarca. - Source près de Yanaoca	32 bis
13	- Plan du volcan Quimsachata - près San Pedro ----- - base de terrasses fluvio glaciaires d'Ocongate. - Intrusions et métamorphisme au NE d'Ocongate - Migmatites de la base de la série métamorphique (Kiko)	33 bis
14	- Synclinaux faillés de Cusipata ----- - Chevauchement tronqué par faille à l'E de Combapata. - Structures écaillées d'axe ESE - WNW au SE de Sicuani	42 bis
15	- Synclinal tertiaire de Hercca - axe SSE - NNW ----- - Chevauchement d'Uyurmiri et synclinaux pincés de Santa Barbara d'axes ESE - WNW - Coupes C ₁ et C ₂ dans les structures couchées ou chevauchantes au NE de Palcoyo	43 bis
16	- Carte des structures entre Palcoyo et le Cerro Chupica (Coupes C ₁ et C ₂) ----- - Structures d'axes croisés rive gauche du Vilcanota près Chuquicahuana - Pl ₁ couché vers le SE près de Pucacocha - (ou sill de rhyolite ?) - Chevauchement vers le SE à Antaparara (E de Chilca) - Chevauchements vers le Sud (entre Janchipata et Chilca)	44 bis
17	- Carte des structures entre Tujsa Hda Victoria - Chiru R. Salcca - et Chunua ----- - 2 coupes C ₁ dans le compartiment ouest (1ère phase d'axe WNW - ESE 2ème phase d'axe NE - SW) - 2 coupes dans le compartiment est - l'une dans le compartiment NE, l'autre dans le compartiment SW de part et d'autre de la faille de décrochement. (1ère phase poussée vers le SW 2ème phase poussée vers le SE.)	45 bis

Planches		Pages
18	- Une carte au 1/100 000 et 2 coupes dans les structures chevauchantes ----- de Trapiche - Uchullujillo à l'E de Pitumarca	46 bis
19	- Plis couchés de Janchipata (Rio Chilca) -----	47 bis
20	- Accidents à influence paléogéographique et jouant dans les tectoniques successives - failles du Vilcanota - faille de Quilca - faille de Quimschata - Kanchiniso	48 bis
21	- Structures dans le Paléozoïque : schistosités à Tumicalle, CCapana, Ocongate, ----- - Structures dans Ambo à l'Ouest de Sicuani	49 bis
22	- Caractéristiques géotechniques des différentes formations -----	54 bis

RESUMEN.

Los dos cuadrangulos de Sicuani y Ocongate se ubican al SE de Cuzco incluyendo el Alto Vilcanota y las cumbres de la Cordillera oriental.

La estratigrafia tiene niveles de edad paleozoica inferior hasta terciaria principalmente continentales.

Hemos podido distinguir dos zonas paleogeograficas y tectonicas principales separadas por el Rio Vilcanota :

- zona Sur Oeste monotona (Cordillera Occidental) donde el Terciario esta afectado por una tectonica relativamente sencilla y descansa en cima de un Cretacico reducido.

- zona Nort - Este (Cordillera Oriental) donde un Cretacico potente se repliega en un grande sinclorium de tectonica compleja, el Terciario esta ausente.

Mas abajo, el basamento paleozoico en parte metamorfisado por intrusiones de edad problematica posiblemente paleozoica, posee una tectonica dificil a decifrar.

- Entre los dos, una zona muy estrecha, esta del Vilcanota, en general anticlinal, con escamas tectonicas, y numerosas fallas, representa hacia el Norte el estrechamiento del altiplano Peruano-Boliviano.

Bastante fases tectonicas han afectado estos niveles :

- una (o mas) fase precarbonifera mal conocida
- fase del permico medio, importante.
- fase nevadiana localmente y de importancia discutible
- fase del Cretacico medio (movimientos iniciales)
- fase principal del Cretacico superior, masque todo en Cordillera Occidental.
- dos (o mas) fases terciarias
- levantamiento general plioceno-pleistoceno.

Las incursiones marinas han sido siempre fugaces (Copacabana en el permico inferior y Ayavacas en el Cretacico medio) si se pone a parte los depositos de los mares precarboniferas.

RESUME

Nos deux terrains de Sicuani et d'Ocongate se situent à cheval sur la Cordillère Orientale et la Vallée inter-andine du Vilcanota, au Sud-Est de Cuzco.

La stratigraphie comprend des niveaux d'âge paléozoïque jusqu'au Tertiaire, avec dominante continentale. On y a distingué deux zones paléogéographiques et tectoniques, séparées par le Rio Vilcanota :

- 1° - une zone sud-ouest monotone (Cordillère Occidentale) où le Tertiaire, affecté d'une tectonique simple, repose sur un Crétacé réduit,
- 2° - une zone nord-est (Cordillère Orientale) où un Crétacé à dominante continentale se replie en un grand synclinorium à tectonique souple.

Au-dessous, le socle paléozoïque, en partie métamorphisé par des intrusions d'âge inconnu, possède une tectonique encore mal connue.

Entre les deux, une zone très étroite, celle de Vilcanota, en général anticlinale, écaillée ou non, représente vers le Nord le rétrécissement de la zone de l'altiplano péruano-bolivien.

Diverses phases tectoniques affectent ces terrains :

- d'abord une (ou plusieurs ?) phases précambriennes mal connues,
- une phase Permien moyen importante,
- une phase névadienne localement,
- une phase Crétacé moyen (mouvements précurseurs),
- une phase principale Crétacé supérieur, surtout dans la Cordillère Occidentale,
- une ou plusieurs phases tertiaires,
- un soulèvement général pliocène-pléistocène.

Les incursions marines ont toujours été fugitives (Ayavacas et Copacabana essentiellement), si l'on met à part les dépôts des mers précambriennes, et il semble que l'on ait affaire à une zone géantyclinale comprise entre l'Eugéosynclinal Occidental et le Miogéosynclinal Oriental de la chaîne andine.

En sus des études particulières qui pourraient être entreprises sur ce terrain (glaciations, tectonique et sédimentologie du Crétacé, tectonique paléozoïque...), nous pouvons définir trois axes principaux d'effort pour les travaux ultérieurs les plus urgents à mettre en œuvre :

- Vers le Nord-Est : pour déterminer la série métamorphique et son âge, en profitant de la route de Quincemil,
- Vers le Sud-Est : pour raccorder nos levés à ceux de Newell et de la Empresa Petrolera Fiscal et y élucider les différents âges de plissement et leurs axes dans la Cordillère Orientale, (âge de la Formation Chilca...).
- Vers l'Ouest, pour en finir avec le problème de l'âge des grès et conglomérats rouges tertiaires (Formation Paruro) de la Cordillère Occidentale. Il y serait intéressant de définir les lignes où les séries géantyclinales de l'Est font place aux séries marines et volcaniques eugéosynclinales.

Enfin cela permettrait de suivre les changements de direction des axes structuraux dans la virgation Cuzco-Abancay, en reconstruisant la tectonique entre les fenêtres laissées par les plateaux volcaniques récents ; on pourrait y vérifier l'existence d'accidents transversaux qui aboutiraient par Pisco à la ride sous-marine de Nazca.

Notre carte servirait aussi de point d'appui à une coupe des Andes du Sud Péruvien Pisco Abancay Cuzco Madre des Dios, qui compléterait celle établie sur les travaux de Jenks, Newell, la Empresa Petrolera Fiscal et la Comisión Carta Geológica Nacional et qui relie la côte (Mollendo) à la Selva (Sandia) en passant par Arequipa et Puno.

Il nous paraît essentiel de souligner que la méthode la plus adéquate, dans l'état actuel de nos connaissances

sur la chaîne des Andes, reste la confection de grands profils généraux, mais à la condition de s'appuyer de loin en loin sur des cartes (non des coupes ou des observations isolées) établies sans aucun souci d'interprétation générale, et par des géologues utilisant les mêmes méthodes de travail.

Les hypothèses élaborées ne sont valables qu'à l'intérieur d'une zone entièrement levée ou par interpolation entre deux cartes, mais jamais sans danger par extrapolation à partir d'une zone, même bien connue.

En l'absence d'analyse cartographique suffisamment poussée, il me paraît encore prématuré de raisonner à grande échelle, et dangereux de compléter un profil général en partie couvert par du volcanique avec des éléments résultant d'observations réalisées à une trop grande distance au Sud-Est ou au Nord-Ouest.

En effet, il existe (ou il est plus prudent de supposer) trop de différences entre les transversales que l'on peut tracer dans les Andes : de nombreux accidents ou unités paléogéographiques anciennes sont orientées transversalement à la chaîne.

INTRODUCTION

Ce travail a été entrepris dans le cadre du levé systématique de la Carte Géologique du Pérou au 1/100 000 mis en œuvre par la Comisión de la Carta Geologica Nacional.

Emplacement.

Ces deux terrains de Sicuani et Ocongate couvrent plus de 6000 kilomètres carrés dans les provinces respectives de Canchis et Quispicanchis du département de Cuzco.

Ils sont situés entre les parallèles et méridiens suivants :

Ocongate : latitude sud 13°30' 14°
Sicuani : latitude sud 14° 14°30'

Longitude commune : 71°30' 71°

Voies de communication.

Quelques routes en terre sont carrossables toute l'année (route Cuzco- La Paz - route de Quincemil Urcos)

Alors que la moitié nord-est de Sicuani et Ocongate ne sont guère accessibles autrement qu'à pied et à cheval, la moitié sud-ouest de Sicuani possède un réseau de pistes utilisables au moins en saison sèche par des camionnettes

Partout il y a très peu de ponts et l'on doit, le plus souvent, traverser à gué des rios importants comme le Vilcanota, le Mapuchu ou le Salcca.

Fonds topographique employé.

Nous avons utilisé : pour Sicuani et le Sud-Ouest d'Ocongate, un agrandissement photographique des feuilles au 1/200 000 Sicuani, Acomayo, Macari et Cuzco, de l'Institut Géographique de l'Armée.

Mais le Nord-Est d'Ocongate a dû être levé sur une mosaïque de photos aériennes au 1/40 000 non contrôlée géodésiquement, tandis que certains tronçons de vallées descendant vers la Selva ont dû être estimés à la boussole et au télémètre (zone de Japo et Marcapata). Deux profils radars (radar vertical) ont permis de porter quelques altitudes sur cette carte.

Soulignons toutefois que le travail très appréciable du Service Cartographique National ne peut être considéré comme définitif. Si quelques corrections seulement ont dû être effectuées sur Sicuani, par contre c'est à une vraie refonte du système de courbes de niveaux qu'il a fallu se livrer à certains endroits, sur Ocongate (Sud de Sibinacocha, lacs de Pucacocha, etc. . .).

Méthode de travail et durée du travail de terrain.

Pour Sicuani, le travail a été exécuté en 187 jours de terrain entre 1963 et 1964 (203 jours avec les voyages), dont 44 jours sans M. Peccho, ni véhicule.

A Ocongate, 117 jours suffirent dont 15 malheureusement perdus pour diverses réparations du véhicule à Cuzco.

De plus, une reconnaissance de 15 jours fut effectuée entre Sicuani et Marcapata, croisant la Cordillère Orientale sur les feuilles de Marcapata et Macusani.

Le travail effectué sur photos aériennes fut reporté sur la carte au 1/100 000.

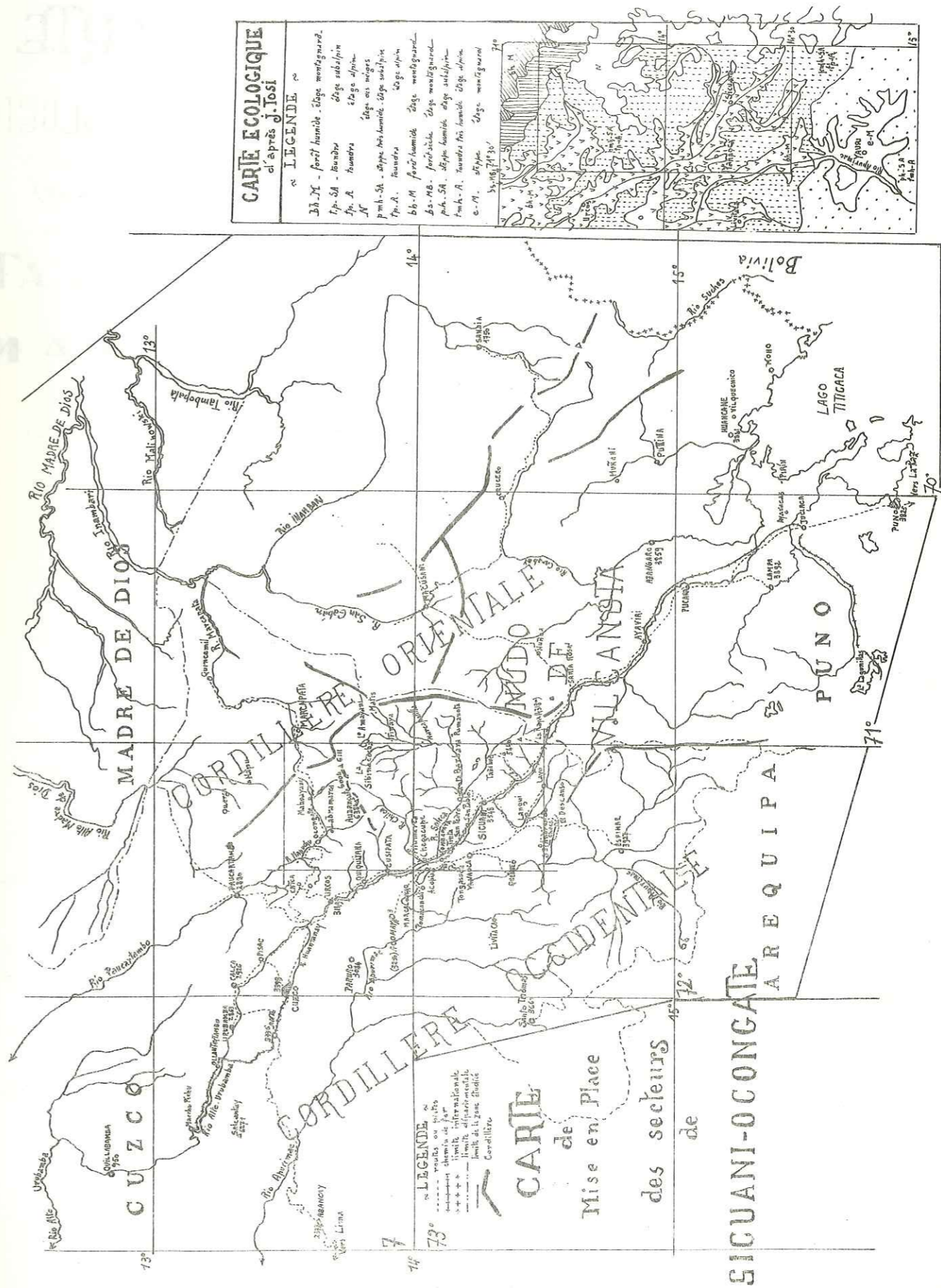
Méthodologiquement, l'absence de fossiles et les convergences de faciès dans ces terrains d'origine souvent continentale nous ont obligé à employer un type de raisonnement un peu spécial et assez dangereux qui a consisté dans beaucoup de cas, non pas à partir de la stratigraphie pour en déduire la tectonique mais au contraire, à découvrir et vérifier la stratigraphie par la tectonique.

Notons enfin que les critères sédimentologiques ou microtectoniques de polarité des couches, ainsi que la structurologie, pourraient servir, dans bien des cas, à éclairer les problèmes encore nombreux de cette zone. (Nous pensons particulièrement à des niveaux comme le Paléozoïque inférieur, Ayavacas, ...).

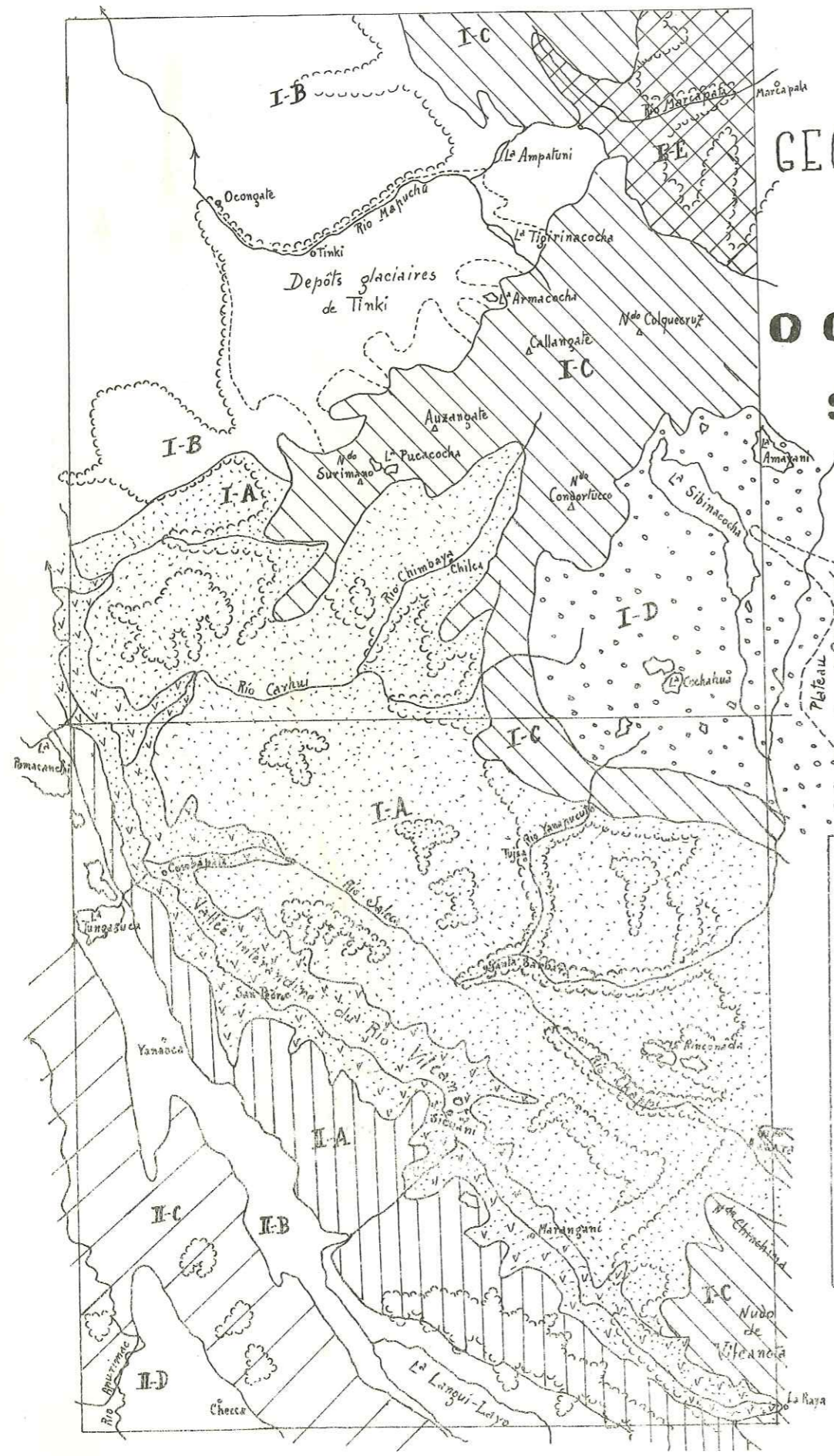
Etudes précédentes.

Les seules études entreprises dans cette zone furent celles de Maldonado (1914) pour la portion de la vallée du Vilcanota, entre Sicuani et La Raya et deux thèses inédites à objectif essentiellement minier de l'Université d'Arequipa. Une reconnaissance sur la route d'Urcos Quincemil (Oppenheim 1946) donne une idée de la partie orientale.

Si de nombreux géologues passèrent dans la vallée du Vilcanota, laissant dans leurs ouvrages quelques références à des localités typiques (Coupes de Newell dans Upper Paleozoic of Peru, Paléozoïque à Sicuani par Dunbar Newell, coupe Sicuani-Marcapata par Douglas, mines métalliques par Bellido), aucune étude générale des zones sud-ouest et nord-est ne fut entreprise à l'exception de la reconnaissance inédite de l'ingénieur La CRUZ faite en 1960 pour la Comisión de la Carta Geológica Nacional.



CARTE GÉOMORPHOLOGIQUE des secteurs de **OCONGATE** et **SICUANI**



LEGENDE

- limite des glaciers quaternaires	
les joies glaciaires	
Ensemble I	
Zone I-A. Tana montagneuse de l'Est	
Zone I-B. Massifs de Ocongate	
Zone I-C. Cordillères	
Zone I-D. Altiplano de Sibinacocha	
Zone I-E. Haut bassin de Rio Marcapata	
Zone intermédiaire - zone interandinique du Rio Vilcanota	
Ensemble II	
Zone II-A. Région de P'w du Vilcanota	
Zone II-B. Désertion des lacs	
Zone II-C. Pénis montagneuse de la Cordillère Occidentale	
Zone II-D. Surtout interandinique de YAURI	

GÉOGRAPHIE

I - Unités géographiques.

Cette région de 6050 kilomètres carrés, très accidentée et hétérogène, se situe entre 3400 et 6300 mètres d'altitude, au Sud-Est de Cuzco.

Elle comprend 4 unités géographiques principales :

- Cordillère Occidentale
- Vallée du Vilcanota
- Cordillère Orientale
- Nudo de Vilcanota.

1° - Cordillère Occidentale : (ligne de partage des Eaux Pacifiques et Atlantiques).

Ces contreforts orientaux de la Cordillère Occidentale n'atteignent guère que 4500 à 4900 mètres d'altitude, fortement disséqués par les affluents du Haut Apurimac et ceux du Vilcanota ; ils n'offrent pas d'obstacles difficiles à franchir, à part le Grand Canon de l'Apurimac.

Le Tertiaire et un peu de Crétacé y sont à peu près seuls représentés.

2° - Cordillère Orientale.

Fort élevée elle culmine de 4900 à 5400 mètres, mais certaines lignes de crêtes s'élèvent jusqu'à 6300 m. (Auzangate, Callangate).

Elle sépare la cuvette du Vilcanota à l'Ouest de celle du Madre de Dios au Nord-Est.

Les roches intrusives abondent dans des niveaux en général anciens, Permocrétacés et surtout Paléozoïque inférieur.

3° - Nudo de Vilcanota.

Assez conventionnellement on s'accorde à faire joindre les deux Cordillères précédentes au Sud-Est dans les montagnes (5500 m.) du Nudo de Vilcanota, encadrant la haute vallée du Vilcanota et la séparant de celle du lac Titicaca au Sud-Est.

4° - Vallée du Vilcanota.

Le rio Vilcanota prend sa source au Col de La Raya (4318 m.), il coule en direction du Nord-Ouest entre les trois zones hautes précédemment décrites, sort de notre terrain à Chuquicahuana (3390 m.) pour donner plus loin l'Urubamba. Celui-ci, après le confluent avec l'Apurimac, donnera le rio Ucayali, affluent de l'Amazone.

II - Climat. - Végétation. - Habitat. -

Dans le tableau ci-joint nous avons concentré les données empruntées à WEBERBAUER, BOWMANN et surtout J. TOSI "Zonas de vida natural en el Peru" Memoria explicativa sobre el mapa ecologico del Peru 1960, en y ajoutant quelques observations personnelles.

Toutes ces données furent synthétisées d'après le système de classification des formations végétales élaboré par HOLDRIDGE et basé sur la considération des trois facteurs suivants :

- précipitations annuelles,
- biotempérature moyenne annuelle = rapport entre la somme des moyennes journalières supérieures à 0° c et le nombre de jours de l'année (365),
- coefficient d'évapotranspiration égal à la biotempérature multipliée par 59 = ce qui revient à dire que pour chaque élévation de 1° c de la température moyenne annuelle l'augmentation des pertes en eau est de 59 mm. par an.

Comme dans toute la Sierra du Sud Péruvien les précipitations se font en grande majorité durant la saison des

pluies, entre mi-septembre et fin avril, surtout de décembre à mars.

Néanmoins si l'année 1964 fut normale, celle de 1963 et 1965 présentèrent, même durant l'hiver austral, d'abondantes précipitations de grêle ou plus rarement de neige au-dessus de 4000 m., de pluie au-dessous.

A l'Est de la Cordillère Orientale les pluies sont remplacées par une condensation incessante de brumes montant de la Selva : condensation provenant du refroidissement adiabatique des vents alizés humides venant de l'Est.

TOPONYMIE et ARCHEOLOGIE.

La toponymie peut servir à deviner certaines particularités physiques ou géologiques du terrain. Un dictionnaire Quechua Espagnol permettra de comprendre la carte.

Il nous a été possible de remarquer une répartition curieuse de ces noms : au Nord de la vallée du Carhui incluse tous les noms sont quechuas, tandis qu'au Sud près d'un tiers des appellations sont aymaras (ex : Quehue, Tungasuca). Cette toponymie aymara rémanente pourrait représenter les traces d'une zone aymara secondairement colonisée par les Quechuas, car actuellement on y parle uniquement quechua.

D'autre part, il est remarquable que les traditions (costume, langue...) se sont mieux conservées au Nord qu'au Sud, et les restes archéologiques y sont plus abondants (village de Machu-Pitumarca et sa muraille en travers du col au Sud-Est, tombes de Combapata et de la vallée de Chilca, village de Upis au Nord de l'Auzangate, pierres taillées de Labramarca et de Pinchimovo). Les populations du Nord, plus homogènes, auraient mieux résisté à l'assimilation que celles moins enracinées dans le Sud du pays.

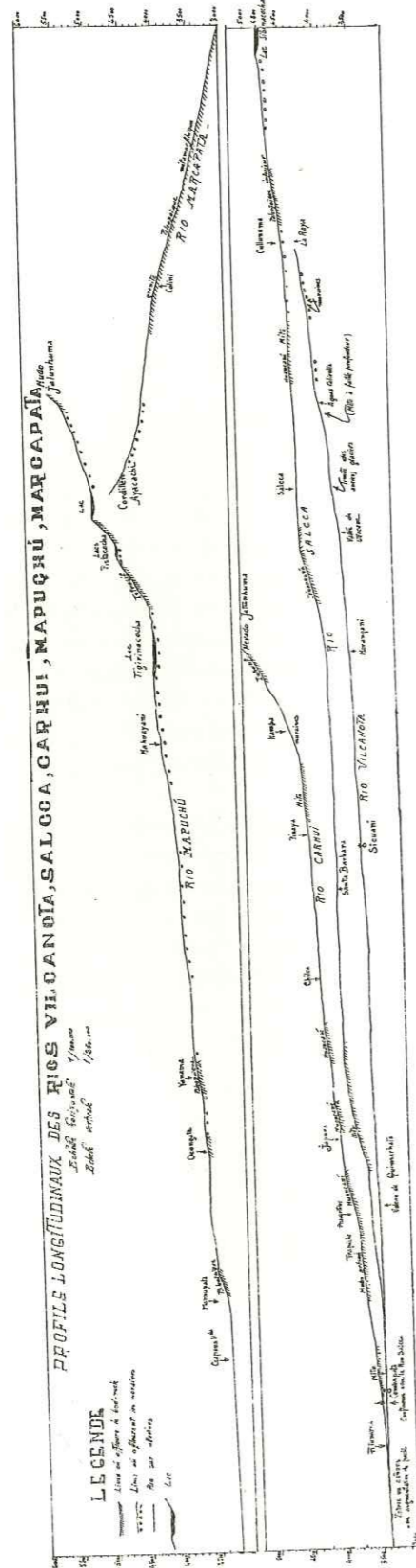
Du côté Selva d'ailleurs, les Indiens presque sauvages de Kiko, Japo, Jatun Keros parlent un quechua presque pur.

Mais, même dans le Sud, l'occupation du terrain a dû être très continue et profonde, (Temple de Viracocha à San Pedro, fragment de route incaïque recouverte d'une nappe de boue au-dessus de San Felipe près de Sicuani, et les andenes souvent abandonnées atteignent couramment 4200 m., ainsi que les traces d'irrigation ancienne).

Cette vallée du Vilcanota semble avoir été de tous temps un passage très pratiqué et disputé (muraille de Rumí Colque, entre Urcos et Cuzco, qui défend l'entrée du bassin du Huatanay).

Plus tard, les Indiens métissés de la province de Canas et Acomayo furent à l'origine de révoltes sanglantes (celle de Tupac Amaru II par exemple), dont je crois voir des vestiges dans l'oppidum au Sud-Ouest de Combapata constitué par un plateau, dont l'isthme qui le relie à la montagne est fermé par une muraille de pierres sèches et un fossé.

Formations végétales	Température moyenne annuelle Écart de température - pluviosité. Coefficient d'évapotranspiration - Climat.	Zone géomorphologique Sols	Végétation naturelle et Cultures	Ressources Population
B.H.M. Bosque húmedo montaño (3350 à 4200 m)	6 à 12° Écart de 6 à 9°/moyenne journalière 500 à 1000 mm humide (0,50 à 1) Tempéré froid	Vallées interandines Sols assez profonds (60 à 80 cm) un peu acides Type Podzols	Arbres (10 m) et arbustes reboisement eucalyptus, aulne, Polylophis (Quefina)	Densité forte de population (Bourgs) Régime d'haciendas et communautés indigènes. Rotation des cultures en jachère (période : 6 ans) Cultures sur andenes ou plaine alluviale.
P.M.H. - SA Paramo muy húmedo subalpino (4200 à 4600 m) T.P.A. Toundra pluvial alpino (4600 à 5000 m)	6 à 3° 500 à 1000 mm. Perhumide 0,50 à 0,25 - Froide 3 à 0° Forts écarts de température 500 à 1000 mm Superhumide 0,25 à 0 Très froid	Punas et Altiplanos - Sols souvent érodés mais acides assez profonds - Ruissellement concentré de décembre à mars.	Riche pâturage naturel de graminées (jusqu'à 1 m) - Sols dégradés par sécheresse et surpâturage (plantes xénophytes : Opuntia floccosa.	Pasteurs en "chosas" isolées Transhumance (ovins Auquenidés) Elevage intensif activement poussé
N. Formation nival 4900 à 5100 m et plus	inférieur à 0° Très forts écarts de température journaliers - Plus de 1000 mm - Superhumide Polaire	Cordillère. Altération chimique plus forte que dans les Alpes	Lichens	
T.P.A. Toundra pluvial alpino 4700 à 4400 m T.P.S.A. Toundra pluvial subalpino 4400 à 3700 m	3 à 0° Superhumide 0,25 à 0° Très froid Superhumide Froid	Haut Bassin du Madre de Dios Podzols acides ou très acides riches en humus	Tapis de graminées très variées jusqu'à 1,50 m Arbustes.	Faible densité de population. Elevage intensif en grandes haciendas. Bovins ovins Auquenidés.
B.M.H.M. Bosque muy húmedo montaño Ceja de Montaña (Cloud Forest) 3700 à 2900 m	6 à 12° Faibles écarts de température 1000 à 2000 mm Perhumide (0,50 à 0,25) Tempéré froid	Haut Madre de Dios Podzols acides riches en humus en général érodés ou marécageux. Nombreux glissements de terrain.	Forêt à peu près impénétrable jusqu'à 15 m de haut, surtout Podocarpus. Limite avec zone subalpine très brusque (détricement au feu).	Très faible densité de population. Elevage intensif. Exploitation du bois. Cultures. Maladies à craindre.



GÉOMORPHOLOGIE.

Le Rio Vilcanota draine les trois-quarts de la région (le quart restant se répartissant entre le Rio Apurimac au Sud-Ouest, le Rio Tinki ou Mapuchu au Nord et le Rio Araza ou Marcapata au Nord-Est) et il définit une unité géomorphologique bien spéciale (Unité II) séparant :

- un domaine nord-est de "puna" montagneuse et de cordillères,
- un domaine sud-ouest de "puna" montagneuse et d'altiplano parsemé de dépressions : (celles de Yauri et des lacs).

Domaine nord oriental : (ensemble I du schéma géomorphologique).

Il comprend, en partant du Vilcanota, les cinq unités suivantes :

1° - Unité A : Puna montagneuse au Nord-Est de Sicuani.

Elle occupe tout un synclinorium de sédiments crétacés et les lignes de crête de Mitu la limitent de tous côtés, même au Sud-Ouest où Mitu forme une barrière plus basse mais continue.

En marchant vers le Nord-Est les crêtes s'élèvent progressivement de 4400 - 4600 m. jusqu'à 5000 - 5200 m. (Cordillère de l'Ahuaycate Gicharcane, etc...).

La constance des altitudes maximales fait penser à une ancienne surface d'érosion (Tertiaire supérieur pré-Sillapaca) redessinée profondément par l'érosion glaciaire et post-glaciaire.

De fait, elle paraît se raccorder avec l'ancienne surface fossilisée sous les ignimbrites du plateau du Quenamari.

Cependant que cette houle de sommets d'altitudes voisines envahit tout l'horizon, quelques cordillères isolées surgissent (Aucara, Chinchina, ligne Chunua Auquisa) sculptées par les glaciers dans Mitu ou Huancané. Moho inférieur laisse au contraire de vastes dépressions intérieures aux collines empâtées d'éluvions, molles et basses (ex: lacs de La Rinconada).

La couverture alluviale et éluviale est importante dans les parties basses, mais diminue très vite quand on monte, malgré la faible inclinaison générale des pentes : les anciens glaciers et les innombrables petits ruisseaux, insignifiants en saison sèche mais qui étalent de vastes éventails d'alluvions pendant la saison des pluies, attestent l'existence d'une érosion irrégulière suffisant à débayer les éluvions.

Les Rios Chappi et Salcca collectent toutes les eaux qui ne rejoignent le Vilcanota qu'après avoir tranché par les gorges de Cayculuma le seuil de Mitu ; l'érosion régressive en est très ralentie et le drainage très hiérarchisé probablement ancien, surimposé, n'affecte donc qu'une surface élevée assez peu rajeunie où l'alluvionnement est parfois important.

Seuls les Rios Carhu au Nord, Ullucane au Sud descendent d'un coup au Vilcanota et ne comportent donc que peu d'alluvions "suspendues" dans leurs bassins supérieurs (Chilca). Le Carhu entaille des gorges profondes dans certains seuils de Huancané (amont et aval de Rata Hda) ou dans des barrages de travertins (Uchullujllo).

2° - Unité B : Meseta d'Ocongate et dépôt de piedmont de Tinki.

Au Nord de la Cordillère de l'Auzangate les sommets, très mous, empâtés d'éluvions abondantes sauf dans la Cordillère d'Ayacachi rajeunie par l'érosion glaciaire, dessinent un immense dôme monotone entre 4000 et 4800 m. d'altitude.

L'érosion en gorges profondes, limitée à la vallée du Rio Mapuchu et ses affluents, entaille de faibles reliefs que les anciens glaciers, faute d'alimentation par une cordillère élevée, n'ont pu rajeunir.

Au Sud d'Ocongate Tinki l'accumulation de moraines et fluvio-glaciaires aboutit à la formation d'un grand plan de piedmont incliné de 6 à 8 % et entaillé par les crues glaciaires tardives et les torrents. Les méandres de ces derniers, dans des vallées surcreusées, ou même sur forte pente, y montrent bien que les méandres ne sont pas un indice sûr de maturité de relief, mais le résultat de l'interaction entre les facteurs charge, pente et débit.

Certains glaciers tardifs ont creusé dans les dépôts antérieurs des vallées en U en méandres, très curieuses. Le drainage dendritique aboutit à des rios importants dont le profil transversal, avec remplissage alluvial, est du même type que celui que nous étudierons pour le Vilcanota.

3° - Unité C : Les cordillères.

Leurs allures et leurs altitudes, très variables, dépendent des roches constituantes et de leur orientation par rapport aux agents d'érosion qui les attaquent.

On peut distinguer ainsi deux couples de types de cordillères :

- d'une part - cordillères en Paléozoïque inférieur, basses : ex. : Ayacachi),
- cordillères entaillées dans l'intrusif ou Mitu, plus élevées (ex. : Auzangate) ;
- d'autre part - cordillères longitudinales à profil dissymétrique "en glacis" d'orientation nord ouest - sud-est (ex. : Ayacachi),
- cordillères transversales à profil symétrique, d'orientation est-ouest (ex. : Auzangate).

Nous pouvons ainsi classer chaque cordillère par rapport à des caractères généraux, ainsi :

Cordillère Nudo de Vilcanota = cordillère transversale en Mitu et intrusif, avec nombreux affleurements de Paléozoïque inférieur, sera d'altitude moyenne (5500 m.) et symétrique.

Seul l'immense nevado de Quenamari échappe à cette tentative de classification. Cette calotte de glace de type inlandis s'étale sur un plateau volcanique d'ignimbrites et tufs volcaniques (Francis, 1958) et présente une allure presque unique dans tout le Pérou.

Dans tous les cas l'érosion glaciaire prédomine ; de très belles vallées en auge coupées de seuils, parsemées de lacs (ex. : celle de Pistacocha, de Pucacocha, de Ampatuni...) s'enfoncent en coupe de sabre dans les nevados, tandis qu'en sortent d'énormes appareils morainiques : (à Sigirinacocha, moraines de 6 km. de long encore très fraîches).

4° - Unité D : Altiplano de Sibinacocha.

Cette dépression intramontagneuse, creusée dans le Paléozoïque inférieur, présente une surface moutonnée glaciaire bien conservée, Mitu ayant jusqu'à présent arrêté l'érosion régressive des rios Salcca et Carhui.

De nombreux lacs (ex. : Sibinacocha, de plus de 10 km. de long, à 4840 m. d'altitude) et flaques d'eau parsement ces moraines encore très fraîches : moraines de fond de l'ancien inlandis du Quenamari qui s'étendait autrefois jusqu'au Mitu de l'unité C ; et aussi moraines latérales des glaciers de type alpin des crues postérieures qui recourent les moraines précédentes ainsi que le fluvio-glaciaire associé.

5° - Unité E : bassin du haut Madre de Dios (Rio Marcapata).

Les unités C et B sont recoupées vers l'Est par des abrupts très raides qui donnent à la Cordillère Orientale son profil dissymétrique : l'origine en est le niveau de base beaucoup plus bas à l'Est qu'à l'Ouest, la plus forte résistance à l'érosion du métamorphique et des intrusions de l'Est, enfin les précipitations plus abondantes à l'Est qu'à l'Ouest.

Les formes d'érosion prédominent, accompagnées de grands glissements de terrains ; les vallées au profil en long très en pente (Rio Marcapata) gardent des profils en U dans leur cours supérieur.

En résumé, dans toutes ces unités, sauf E et C, nous avons eu affaire à d'anciennes surfaces d'érosion à l'état de maturité, plus ou moins redesséquées. Partout le rôle orographique de Mitu est bien net, ainsi que son importance pour fixer des lignes de barrages à l'érosion régressive sur les réseaux hydrographiques.

De même en schématisant beaucoup on peut trouver à tous les rios, très hiérarchisés, un profil transverse à convexité des versants tournée vers le ciel, avec ou sans remplissage alluvial selon que l'on trouve dans une zone protégée ou non de l'érosion régressive, ce qui donne une évolution de ce type :

- un creusement (ancienne hydrologie de la dernière surface Puna,
- crues glaciaires et surcreusement, en deux phases (?) avec alluvionnement au moment des décrues

glaciaires (démantèlement des moraines : terrasses d'Ocongata),
- début de recréusement actuel (terrasses actuelles de Combapata).

Domaine du Sud-Ouest :

Là encore Mitu protège tout l'arrière pays de l'érosion des affluents du Vilcanota.

En allant vers le Sud-Ouest on trouve successivement :

1° - Unité A : C'est le bord sud-ouest de l'anticlinal du Vilcanota, entaillé au Nord dans le Mitu, au Sud dans le Tertiaire et où les sommets atteignent de 4500 m. à 5100 m.

Les grès prédominent et le drainage est rectangulaire.

Les déversoirs des lacs de l'unité B se précipitent dans des cañons courts et très en pente, tapissés de travertins, témoins d'anciens niveaux d'érosion.

La vallée de Hercca a une origine tectonique.

2° - Unité B : dépression des lacs.

Une série de lacs (Langui Layo, Tungasuca, Pomacanchi) occupe une dépression allongée parallèlement au Rio Vilcanota. L'origine de cette disposition est stratigraphique (Moho peu résistant), mais aussi tectonique (grabens) car des failles et des flexures en limitent les bords.

La couverture alluviale importante empâte des collines molles couvertes de pierraille et d'éluvions variées. Des moraines descendent du Sud-Ouest de la Cordillère de Paucsa.

3° - Unité C : Puna montagneuse de la route de Yauri.

Au Sud, Mitu recouvre par des placages irréguliers de Crétacé supérieur et tertiaire, au Nord le tertiaire seul, donnent d'immenses surfaces jaunâtres couvertes de steppe à "ichu".

Seuls le début du canon épigénique de l'Apurimac ou les gorges du Rio Checca introduisent un élément de diversité dans cette succession monotone de montagnes, sans relief ni forme affirmés, couvertes d'éluvions abondantes.

4° - Unité D : cuvette intraandine de Yauri.

Là, la puna montagneuse passe à l'altiplano. Cette zone de piedmont plio-quadernaire ne communique avec l'extérieur que par les gorges profondes du Rio Apurimac.

Les dépôts lacustres ont toujours refoulé vers l'Ouest l'Apurimac qui s'est surimposé sur le volcanique Tacaza.

Près de Quischarani on a pu mettre en évidence une ancienne surface de dépôt ou d'érosion de ces nappes d'alluvions et cendres quadernaires.

Domaine intermédiaire : la vallée interandine du Rio Vilcanota.

Le fleuve prend sa source à La Raya (4200 m.) et sort à Chuquicahuana (3400 m.) de notre terrain, ce qui représente une pente moyenne de 6%. c'est un torrent, mais il ne s'encaisse pas entre les montagnes dans son lit supérieur. Les pentes sont encore douces et cultivées jusqu'à plus de 4000 m. (andenes classiques).

Les flancs de vallées sont convexes vers le ciel et l'alluvionnement important trahit l'existence d'anciens lacs (lac Lisson de Maldonado près de Sicuani). Néanmoins l'explication valable pour le Salcca ou le Mapuchu n'est pas suffisante : les bouchons de lave entre Cuzco et Urcos n'ont pas seulement détourné le Huatanay mais ont dû contribuer à protéger de l'érosion le haut cours du Vilcanota.

Actuellement le recréusement commence à peine : terrasses de 10 à 30 m. le long du fleuve, et les innombrables rigoles profondes de 1 à 6 ou 8 m. qui entaillent les andenes abandonnées.

SICUANI - OCONGATE

SYSTEME	SERIE	UNITES STRATIGRAPHIQUES	ROCHES INTRUSIVES		
QUATERNAIRE	Récent	Glaciers	-gl		
		Alluvions Croûtes de sol	Q-al		
		Eluvions glissements de terrain	Q-el))))))))))))		
		Travertins	Q-tv		
		Volc. Quimsachata	Q vqu		
	Pleistocène	Fluvio glaciaire Moraines	Q-fg $\frac{1}{3}$ Q-m $\frac{1}{3}$		
		Depôts lacustres	Q-lac.		
		TERTIAIRE	Superieur	Groupe Si lla pa ca formation Descanso	Ts-v si Ts-d
			Moyen à Inferieur	Groupe Tacaza Conglomerat Baruro	Tm-vt Ti-pa
				Puno	Ti-pu
GRÉTACÉ	Superieur		Muñani	Ks-mu	
	Moyen	Chilca	Ks ¹⁰ -chi		
		Janchipata	Km-jan		
		Moho infér. et Aya Vacas Huancané (à couches rouges) Muni	Km-mo Km-ay Km-mo Ki-hu Ki-mu		
	Inferieur				
PERMIEN	Superieur	Groupe Mi l'u	Ps-mi		
	Inferieur	Copacabana Tarma	P.Pi-cota		
CARBONIFERE	Superieur				
DEVONIEN	Inferieur	Ambo (avec conglomérat à la base)	M-amb		
	Moyen à Inferieur	Cabanillas	Pa-ca		
PRE-DEVONIEN Paléozoïque inférieur			Pal-i		

ROCHES INTRUSIVES

- Hypobbyssaux KsTi / an
dac
rhyo
- Intrusions Mésozoïques KsTi / gr
gd
mz
- Granites KsTi gr
/ f
- Schistosité d'ondage en un point
- faille
- Chevauchement, (surface avec sa pente)
- Anticlinal
- Synclinal
- Couches très plissées
- Limite de terrasse alluviale
- Limite de vallée glaciaire
- Gisement de fossiles
- Mines
- Source thermo minérale
- Ruine

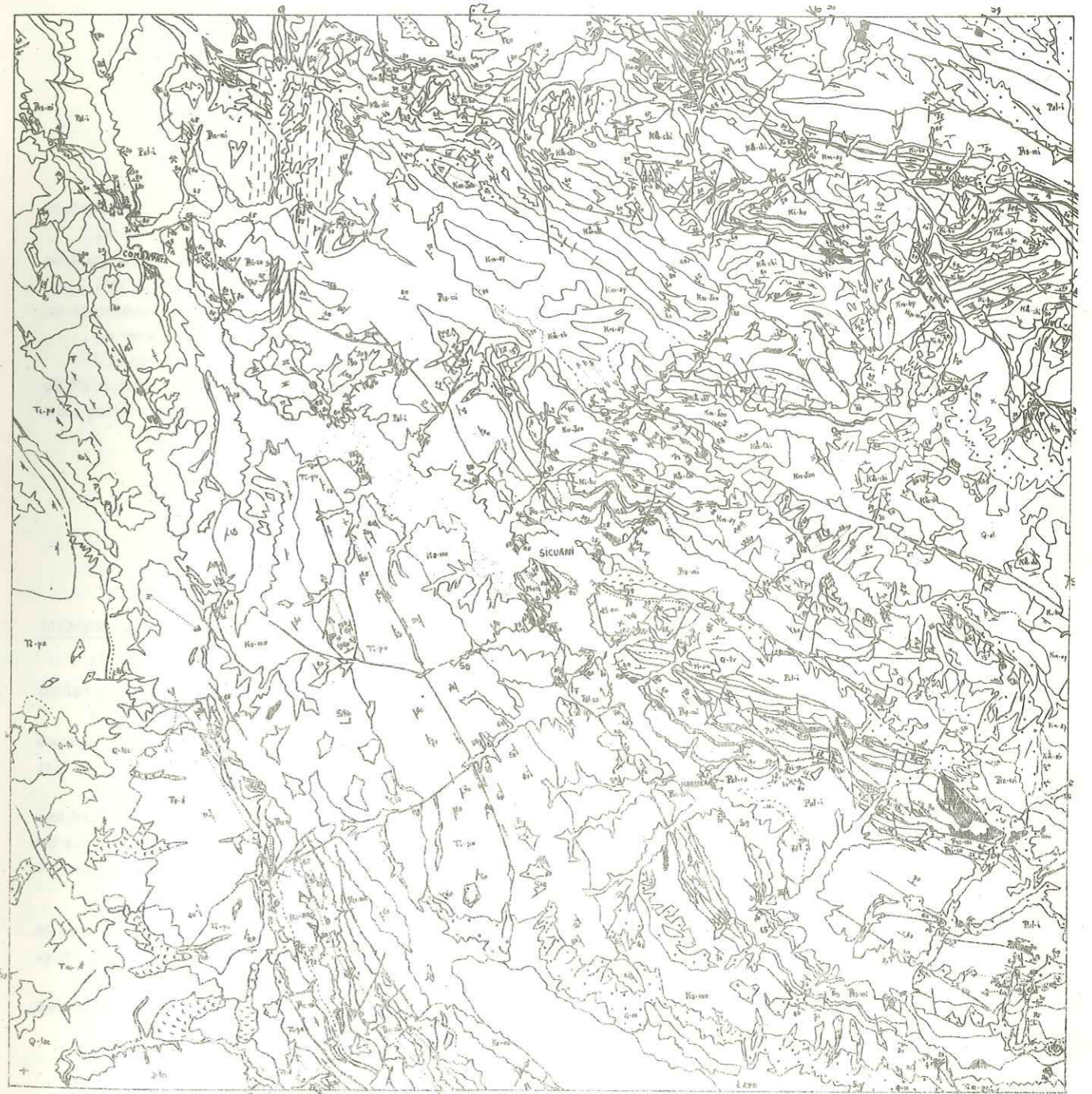
MÉTAMORPHISME

- zone des micaschistes à biotite
- zone des micaschistes à chlorite
- zone des micaschistes à chlorite et staurolite de Marcapata
- zone des migmatites

de contact



OCONGATE



SICUANI
Echelle au 1/300 000



STRATIGRAPHIE.

PALEOZOIQUE INFERIEUR.

Ces schistes, grès et quartzites, le plus souvent azoïques, présentent une très grande extension et forment le socle de toute la Cordillère Orientale.

Ils déterminent des dépressions, des collines basses ou des mesetas, jamais de hautes cordillères, sauf lorsqu'ils sont métamorphiques (Ayacachi).

Des éluvions variées (brèches de pente argileuses, coulées de solifluction...), mêlées d'anciennes moraines ou alluvions, empâtent toutes les pentes et l'altération est profonde.

La tectonique, complexe, rend la stratigraphie peu intelligible.

Ces niveaux jouent le rôle d'un "socle souple" vis à vis des terrains plus récents. Economiquement, l'étude du Paléozoïque s'impose pour sa richesse en minéralisation et sa grande extension géographique. On peut y distinguer trois parties principales :

- les schistes et quartzites du lac Sibinacocha, Auzangate et Pitumarca, Urcos attribués à l'Ordovicien et pré-Ordovicien ;
- le Flysch Dévonien inférieur et moyen entre Sicuani et Marangani (Pal-ca) ;
- la série d'Ocongate, visible aussi à Quiquijana, Palquella, à l'Est de Pitumarca, formée de schistes à débris de plantes alternant avec des grès. L'âge en est Ordovicien à Carbonifère.

MEMBRE INFERIEUR.

Un peu partout on trouve ces niveaux azoïques de schistes ardoisiers bleu noir, souvent finement micacés, à patine gris bleu, alternant avec des quartzites blanches, très fines, à patine grise.

La série est très replissée dans le détail, une à deux schistosités (parfois trois) recoupent les bancs, donnant dans les quartzites des diaclases recristallisées et des microplis variés, et dans les schistes un débit "en crayons" caractéristique. De nombreux filons basiques (spilites du Nudo de Vilcanota) ou acides recoupent en désordre les bancs.

Les quartzites forment des barres atteignant 50 à 100 m. d'épaisseur, qui ressemblent à celles de Huancané. Les bancs de 5, 10 cm. à 1 m. d'épaisseur, jointifs ou non, sont accompagnés parfois (Antoniopampa) de grès gris ou verdâtre, à patine jaunâtre, micacés ou non. Les joints sont composés de schistes bleu noir, ces derniers peuvent s'accumuler sur de grandes épaisseurs avec ou sans quartzites.

Cette série doit atteindre plusieurs 1000 m. et il est vain d'y chercher une stratigraphie en l'absence de fossiles et sans en connaître la tectonique. Les seules traces identifiables furent, au Nord du Nudo de l'Inca, des trilobites, à la surface des bancs de quartzites.

Cette série fut incluse, avec la série d'Ocongate, dans la formation Hualla d'Oppenheim, mais nous pensons qu'il est trop tôt pour nommer des formations dans des niveaux dont la base et le sommet (érodé) sont inconnus.

Dans leur partie Est, ces niveaux sont métamorphiques.

FLYSCH DEVONIEN INFERIEUR et MOYEN.

Il affleure seulement à Marangani où un trilobite y a été découvert et dans la Quebrada de Hercca : ce sont des grès psammitiques en plaquettes jointives ou non, de 1 à 5 cm., donnant des bancs de 10 à 50 cm. d'épaisseur, parfois 1 m., verdâtres, alternant avec des schistes gris verdâtre ou bleu noir, en joints millimétriques à décimétriques, souvent silteux, chargés en matière charbonneuse.

L'altération de ces roches, riches en fer, donne des couleurs jaunâtres limoniteuses. Quatre barres de 30 à 50 m. d'épaisseur apparaissent dans les schistes (Hercca), ce sont des quartzites blanc verdâtre ou rosé, à patine grise ou ocracée en bancs de 30 à 70 cm. couverts de ripple-marks.

Ces 1500 mètres de série contiennent dans leurs parties inférieure et supérieure des fossiles marins (*Tropidoleptus carinatus*, *Scaphocoelia boliviensis*?, *Platyceras*, *Spirifers* et des traces d'Annélides...).

Ces niveaux, non métamorphiques, ont une schistosité un peu moins visible que dans les niveaux paléozoïques inférieurs.

Le passage aux conglomérats d'Ambo n'a pu être découvert, mais celui à Copacabana (couches à *Silvaseptopora*) se fait sans hiatus sédimentologique net (E. de Marangani). On peut donc supposer au moins dans la zone du Vilcanota une continuité dans les conditions de sédimentation entre le Dévonien et la base du Permien, sans discordance nette, conclusion en accord avec celles de Newell et Ahfeld.

On peut se demander si une du moins des deux ou trois schistosités du Paléozoïque inférieur daterait d'une crise tectonique antérieure au Paléozoïque supérieur puisque la schistosité principale ne passe pas dans ce dernier. Cette phase tectonique dite Atalaya (entre Dévonien moyen et Mississipien), par les pétroliers, est souvent difficile à séparer de celle Appalachienne visible sous la discordance du Permien supérieur.

De plus, la similitude de ce faciès avec Ambo et la base de Copacabana, sa faible extension géographique, l'opposition avec les faciès beaucoup plus fins, moins détritiques, du Paléozoïque inférieur, font supposer un hiatus et peut-être une crise tectonique entre l'Ordovicien et le Dévonien, en plus de la solution de continuité entre Paléozoïque inférieur et supérieur. Serait-ce une manifestation de mouvements calédoniens ?

SERIE D'OCONGATE ORDOVICIENNE ? à CARBONIFERE.

Elle n'a pas été séparée de la série Hualla-Hualla par Oppenheim, elle est d'ailleurs difficile à distinguer du reste du Paléozoïque inférieur et nous ne l'avons pas cartographiée. Elle comprend un Flysch compris entre deux séries de schistes bleutés, une inférieure mêlée de quartzites (Ndo de l'Inca, Urcos), l'autre supérieure, visible au-dessus de l'hacienda Ccapana, par exemple, plus tendre.

La série forme un énorme synclinorium entre Ccata à l'Ouest et Marcapata à l'Est où elle devient métamorphique (descente de Marcapata : on y voit par endroits des schistes et silts alternants à l'échelle centimétrique de faciès bien reconnaissables, postérieurement métamorphisés).

De nombreux filons acides (Colla, route de Ccatca) ou basiques (Ccata, Tinki, route du col de Hualla Hualla), des filons de quartz minéralisés s'orientent plus ou moins parallèlement avec une des schistosités, sont plissés avec elle, puis sont recoupés par d'autres générations d'injection postérieures à une autre schistosité.

A Palquella, ces injections basiques ou acides (quartz) se firent à plusieurs périodes différentes, mais il est difficile de distinguer au faciès ces roches le plus souvent aphanitiques, bleutées, verdâtres ou blanches.

La série très caractéristique forme un Flysch en gros bancs à patine verdâtre ou gris bleuté, striée parallèlement à la stratification. Des niveaux pélitiques (silt) ou très finement gréseux de 1 mm. à 10 cm, d'épaisseur (en général 1 à 5 cm.) gris, à patine gris vert d'eau ou jaunâtre, micacée ou non, alternent avec des schistes gris bleu sombre micacés et légèrement silteux, ou pas, d'épaisseur équivalente. Les lits de grès sont lenticulaires, souvent ondulés. On voit de nettes microstratifications entrecroisées, à l'échelle du mm. ou du Cm., parfois de petits slumping ou du graded-bedding. En se basant sur les critères de polarité, il semble que cette série soit normale entre Ocongate et Ccapana.

Les lits gréseux sont striés très finement, parallèlement à la stratification, par des niveaux de l'ordre du 1/10mm, d'argilites et de matières charbonneuses.

A sa partie supérieure, la série passe à des schistes gris bleu micacés, profondément altérés en argiles blanches et tranchés par de multiples cloisons ou septa polygonaux d'oxydes de fer ; s'y intercalent de petits bancs de 1 à 10cm, isolés de schistes silteux et basiques (Ccapana) simulant parfois des bancs.

On voit cette série sur tout le cours du Río Mapuchu et au Nord-Est du terrain d'Ocongate, mais des niveaux analogues ont été découverts sous Copacabana, à l'Est de Quiquijana et à l'Est de Pitumarca. A Pitumarca, comme à Ocongate, malgré les deux schistosités qui recoupent la roche, M. Mattauer a découvert des restes de plantes rappelant des Ptéridophytes carbonifères, mêlées à des pistes de vers.

En l'absence de fossiles, il est difficile de donner un âge à cette formation très plissée et faillée. Rappelons cependant que dans l'Orient péruvien, les Compagnies pétrolières ont divisé le groupe Urubamba en une formation Ungoneni et une formation Manu grés-schisteuse, continentale à marine, d'abord incluse dans le Paléozoïque inférieur. Des Fusulines ont permis d'établir un âge carbonifère supérieur pour la formation Ungoneni ; il serait possible que la série d'Ocongate en soit un équivalent latéral.

FORMATION AMBO. (Mississipien)

A Ambo près de Huanuco une série continentale, à flore mississippienne, comprise entre le Paléozoïque inférieur et le Pennsylvanien marin, définit cette formation qui affleure irrégulièrement le long de la vallée du Vilcanota, en particulier autour de Sicuani. Ce sont des collines basses à demi noyées dans les alluvions, fort semblables aux reliefs entaillés dans le Paléozoïque inférieur.

Au Nord de Pucacocha, entre Ocongate et Chilca, on a peut-être aussi des conglomérats mississippiens discordants sur le Paléozoïque inférieur, mais nous avons préféré les inclure dans Mitu.

La série est bien exposée, mais tronquée par la tectonique et aussi par l'érosion anté-permienne ; on peut estimer son épaisseur à 400 ou 500 m. près de Sicuani, à quelques dizaines de mètres près de Combapata ; elle manque ailleurs.

On voit des conglomérats à la base, puis des conglomérats et des grès intercalés de schistes, enfin des alternances de grès et de schistes.

Les conglomérats sont constitués de galets de quartzites blanches très bien roulés, provenant de l'érosion du Paléozoïque.

Ces éléments ont 1 à 10 cm, de diamètre et sont cimentés par une matrice quartzite grossière, très compacte. Le conglomérat de base a 30 à 60 m. d'épaisseur comprise en plusieurs bancs épais.

Les grès, gris clair, à patine jaunâtre, micacés et à éléments essentiellement quartzeux ont un grain, moyen à gros. Ils contiennent, dans leurs bancs de 50 cm. à 1 m. d'épaisseur, quelques restes de troncs silicifiés.

Les joints de schistes, bleutés à gris sombre, sont très fossilifères avec leurs débris de plantes peu remaniés, pratiquement autochtones, peu déterminables, mais où l'on reconnaît une flore carbonifère.

Dans la partie supérieure de la série, des grès schisteux bleu sombre, charbonneux, micacés, s'intercalent dans les schistes souvent silteux.

Les grès remplissent des trous coniques, énigmatiques de 1 à 3 cm. de diamètre laissés, semble-t-il, par des bulles crevant à la surface des vases noires des étangs de cette période.

Les contacts avec les autres formations sont en général faillés et mal reconnaissables sur le terrain.

Au Cerro Pucura, à San Felipe, le conglomérat de base paraît subconcordant, plus rarement discordant avec le groupe Cabanillas, et il semble que l'on ait affaire à un hiatus accompagné d'érosion et postérieurement de disharmonie tectonique.

Au toit, le contact avec Tarma est faillé (Tintaya). Au Cerro Joruro, Mitu, indiqué par *Taeniopteris coriacea* S. (Maldonado), est superposé directement et sans discordance nette sur Ambo.

A l'Est de Marangani, les bancs de grès blancs contiennent des moules en creux de *Spirifers* (dévonien ?), au-dessus on y voit des *Cancellophycus* et des stratifications entrecroisées (Ambo ?). La partie supérieure passe aux couches rouges et aux calcaires, ici peu épais, de Copacabana ; enfin Mitu andésitique couronne le tout.

Il semble donc qu'on ait eu, près de Sicuani, une zone de bassins tranquilles subcontinentaux ou côtiers, néritiques, allongés Nord/Nord-Ouest -- Sud/Sud-Est.

Cette formation se présente en lentilles, soit qu'elle se soit déposée dans des bassins isolés les uns des autres au gré de subsidences locales, soit qu'elle ait été érodée par les fortes érosions qui précèdent Mitu ou même Copacabana.

S'il paraît probable que le Carbonifère s'est déposé sur du Paléozoïque inférieur plissé (phase Atalaya ou phase pré-hercynienne), comme dans tout le Pérou, il faut reconnaître que, malgré le manque d'affleurements, les cas de

discordance faible sont fréquents. Nous pensons à une tectonique localisée à certaines zones, peut-être de block faulting ou de plis à grand rayon de courbure.

Soulignons aussi que la schistosité au moins localement (Sicuani) peut passer dans le Paléozoïque supérieur, ce qui laisse ouverte la discussion sur l'importance relative des phases Atalaya et Permienne (Appalachienne).

Il semble vraisemblable que la zone axiale du Vilcanota, dont les dépôts de bassins intérieurs sont le plus souvent subconcordants au Paléozoïque inférieur, n'a pas souffert de tectonique importante, tandis que sur la Cordillère Orientale (Pucacocha) Ambo lorsqu'il existe, peu épais, est nettement discordant sur le substrat dont le métamorphisme (micaschistes de Marcapata) pourrait dater de la même période. Dans la région de Sibinacocha, comme à Pucacocha, la schistosité (après redressement de Mitu ou Ambo) paraît manifester un style de plis isoclinaux poussés vers le Nord-Est, attribuable à la phase précambrienne Atalaya.

Un problème particulier se pose pour la série Ccapana considérée classiquement comme ordovicienne (série Hualla-Hualla d'Oppenheim), avec ses schistes intercalés de silts ou grès fins, parcourus de pistes de vers parsemés d'empreintes végétales (Pteridophytes ? à Ocongate). On peut se demander si l'on aurait affaire à un équivalent latéral d'Ambo sous le conglomérat qui sépare ce dernier du Paléozoïque inférieur.

Il serait aussi important de savoir si les couches rouges visibles, en concordance sous Copacabana ou au sommet du Paléozoïque inférieur (Pitumarca) représentent des dépôts continentaux sur les zones hautes non encore recouvertes par la mer transgressive, équivalents en âge de Tarma, Copacabana inférieur et peut-être aussi de Ambo. Ces couches rouges seraient alors, pour ces formations permo-carbonifères, ce qu'est Muni pour le faciès gréseux Santa Barbara.

PERMO CARBONIFERE MARIN.

FORMATIONS TARMA et COPACABANA INFERIEUR (Zone à Silvaseptopora incaica).

La base de Copacabana étant très peu différente de Tarma, ces deux formations ont été groupées sous la même représentation cartographique.

L'Ouralien a été découvert en 1918 par Maldonado, à l'Ouest de Sicuani (Belen Pucara). En 1946, Dunbar et Newell attribuèrent à cette faune "ouraliennne", abondante mais peu caractéristique, un âge permien inférieur, malgré l'absence de Fusulines. En 1949, la détermination dans ces mêmes couches de *Silvaseptopora incaica* et *Omphalotrochus obtusispira* confirma l'équivalence avec Copacabana inférieur des couches inférieures à celles de Mameura, trouvées près de Sicuani à Belen Pucara.

En plusieurs points, à la base de Copacabana, on retrouve ces niveaux sans qu'il soit possible, en l'absence d'étude paléontologique détaillée, de dire si l'on a affaire au Permien inférieur ou au Pennsylvanien (Tarma).

Néanmoins en les comparant aux sections établies dans Upper Paléozoic of Peru (1949), on peut proposer en général un âge permien inférieur. Ces sections de Tinta, Mameura, comme celles au Nord et à l'Est de Marangani (rive droite du Vilcanota, à l'Est de la Quebrada Quilca,) nous donnent à la base des grandes falaises de Copacabana des alternances de calcaires souvent gréseux bruns, à patine ocre, en barres de 2 à 6 m. alternant avec des schistes bitumineux gris bleu à verdâtres, silteux ou gréseux, en couches de 1 à 10 m. d'épaisseur. Les barres calcaires se décomposent en petits bancs de 5 à 30 cm. ou même en plaquettes séparées par des joints schisteux ; on trouve aussi des bancs de grès calcaire ou de grès pur.

Cette série détritique atteint 50 à 100 m. de puissance ; elle disparaît au Nord (C° Pirhuate).

La faune, facile à dégager, comprend : *Productus humboldti*, *Linoproductus cora*, *Productus semireticulatus*, *Ambocoelia planoconvexa*, *Seminula (Composita) argentea*, *Hustedia mormoni*, *Pugnax utah*, *Neospirifer*, *Chonetes*.

Elle nous semble avoir plus d'affinités avec le Permien inférieur qu'avec le Pennsylvanien.

Un cas particulier est celui de la série au pied du Taccocunca, inférieure par rapport à Mitu et Copacabana et redoublée par une faille de chevauchement, actuellement basculée et subverticale.

Elle contient, à la base, des moules en creux de Spirifers et au-dessus, des Cancellophycus dans des grès à stratification entrecroisée.

Nous pourrions y voir Ambo ou un équivalent latéral de Tarma Copacabana inférieur.

Une série typique, facile d'accès et très fossilifère est celle de Belen Pucara : nous voyons un synclinal à plan axial incliné de 50 à 60° vers l'Ouest, coïncé par faille contre des conglomérats d'Ambo. A la base, une barre de 2 à 3 m. de plaques de 5 cm. de calcaire bleu noir, puis des bancs de 5 à 10 cm. de calcaire gris et grès bleu noir en plaquettes millimétriques alternantes sur 4 m. ; puis une série de schistes gris bleu gréseux (10 m.) ; enfin des calcaires gréseux, micacés, à patine noire, accompagnés de gypse formant le cœur faillé du synclinal.

Les passages aux séries supérieures de Copacabana et inférieures de Ambo se font sans discordance angulaire nette, tout au moins pour le premier, mais près de Tinta le contact entre Copacabana inférieur et le groupe Cabanillas métamorphique semble discordant.

Il semble qu'il y ait en général des érosions plus ou moins importantes à la base de Copacabana : Copacabana inférieur et Tarma représentent le premier stade de la transgression marine pennsylvanienne et permienne, caractérisée par des couches marines néritiques à fort pourcentage d'éléments détritiques. Cependant l'absence de conglomérats fait penser à une transgression sur une surface peu accidentée.

Nous savons d'autre part qu'une sédimentation très analogue se déposait dans la même région du Dévonien. Il y eut ainsi dès le Dévonien inférieur et jusqu'à la base du Permien inférieur une nette parenté entre les ambiances de sédimentation, qu'elles soient néritiques ou limniques.

Ainsi, les limites entre ces formations paléozoïques ne sont jamais nettes : la première discontinuité lithologique et tectonique importante se place entre les calcaires Copacabana et la volcano-détritique de Mitu ; les autres discontinuités ne sont que des hiatus de sédimentation ou de temporaires reprises de l'érosion aérienne ou subaquatique sur des blocs sialiques plus ou moins émergés. La limite Ambo-Paléozoïque inférieur ferait exception, puisqu'elle coïnciderait avec une phase tectonique (Atalaya) malheureusement locale et difficile à mettre en évidence.

FORMATION COPACABANA (Membre supérieur).

Entre les abrupts rouges de Mitu et les collines basses et sombres du Paléozoïque inférieur, se dressent les falaises de calcaires bleuâtres ou rougeâtres du Permien inférieur.

Leur importance varie beaucoup selon les lieux : de 100 à 200 m. d'épaisseur autour de Marangani, ils passent à 250 ou 300 m. autour de Combapata, puis atteignent brusquement 800 m. près de Cusipata, ils disparaissent soudainement au Nord-Est où nous n'avons trouvé qu'une seule zone d'affleurement isolée, au lac de Sibinacocha.

Par contre, le faciès est dans l'ensemble homogène : ce sont essentiellement des calcaires bleu rosé ou crème, le plus souvent fortement silicifiés et dolomitiques, en barres épaisses (5 à 20 m.), grossièrement stratifiées dans le détail.

L'altération essentiellement chimique donne des surfaces lapiazées très caractéristiques, rugueuses, hérissées d'aspérités, de pointes ou de lames parallèles coupantes, siliceuses.

A Combapata, les cherts, craquelés ou spongieux, s'orientent plus ou moins parallèlement à la stratification dans un calcaire dolomitique bicolore où s'interpénètrent intimement, par des plaques ou des apophyses centimétriques, une roche bleu noir, à patine gris bleu et une roche rose ou ocre, à patine crème. Ces deux types de roches forment deux trames imbriquées l'une dans l'autre, aplaties parallèlement à la stratification. Elles sont dolomitisées et silicifiées également ou non selon les lieux et elles se mettent plus ou moins en relief l'une par rapport à l'autre.

La couleur rose peut aussi apparaître en marbrures irrégulières ou en taches sur le fond bleu.

La disposition de ces deux sédiments l'un par rapport à l'autre suggère une origine à la fois syngénétique et épigénétique touchant la sédimentation puis la migration, durant la diagenèse, de la dolomie et du fer.

On peut souvent voir des hard-grounds ou des fausses brèches témoignant d'une certaine irrégularité dans le dépôt.

Les intervalles entre les barres sont occupés par des schistes verts ou rouge carmin un peu silteux, ou des mammo-calcaires beiges en petits bancs, plus souvent des grès rouges.

A l'Est de Cusipata la silicification a été très forte et des bandes centimétriques grises de cherts à surface rugueuse irrégulière sont dégagées du calcaire dolomitique bleu ou rouge encaissant, en lames siliceuses coupantes.

Dans "Le Permian Reef Complex of Guadalupe mountains", Newell (1953) décrit des calcaires récifaux fort semblables ; il pense que ces cherts ont une autre signification que les silex (que l'on trouve en d'autres endroits : Marangani par exemple) : des niveaux à spicules d'éponges se seraient déposés périodiquement et au cours de la diagenèse une partie de la silice mobilisée envahit en apophyses irrégulières ou en une trame siliceuse poreuse la roche encaissante et épigénise les fossiles.

Il est assez difficile d'expliquer la teinte rouge qui envahit tous les niveaux supérieurs de Copacabana. Il ne s'agit sans doute pas d'un dépôt différent des calcaires bleus, mais d'une oxydation "per descensum" des calcaires au moment des érosions et dépôts continentaux de couches rouges anté-Mitu : le "front d'oxydation" se voit bien à mi-hauteur des falaises entre Cusipata et Chegacupe et il ne faut pas le confondre avec la base du Mitu.

A sa partie supérieure, Copacabana est profondément entamé par les érosions qui précédèrent le dépôt du Permien supérieur continental. Au Nord-Est, l'érosion fut si profonde qu'il ne reste rien de tout le Permo-Carbonifère si ce n'est quelques fragments de calcaires sub-anguleux dans le conglomérat de base de Mitu discordant sur le Paléozoïque inférieur.

De plus, (schéma 2) d'après les coupes faites par Newell (1949) à Mameura, Tinta et Pirhuate, on peut voir que les zones supérieures sont en général absentes lorsque la série a une faible épaisseur. Or, les faciès sont trop homogènes pour pouvoir toujours croire à un dépôt d'âge différent suivant les lieux, ou à des dépôts lenticulaires de fossiles : l'érosion pré-Mitu doit donc être un élément beaucoup plus déterminant que l'irrégularité de la sédimentation pour expliquer les changements rapides d'épaisseur de Copacabana.

A la partie inférieure (sauf à Pirhuate) la zone à Silvaseptopora est toujours représentée et passe en série continue, localement au Carbonifère.

Cette zone a été décrite, elle se situe à la base de toutes les sections au Sud de Chegacupe. La base du membre supérieur de Copacabana lui est semblable, avec des bancs gris clair en plaquettes donnant des bancs de 30 à 80 cm. sur 20 m., alternant avec des schistes silteux sombres, puis, plus bas, des calcaires bleu sombre de 6 à 10 m. en plaquettes ornées d'une fine linéation blanchâtre, un peu silteuse, qui passent aux niveaux fort voisins de Belen Pucara, près de Sicuani (zone à Silvaseptopora typique.).

Les fossiles sont très fréquemment bien conservés, mais silicifiés dans une pâte dolomitique, et une attaque à l'acide est indispensable pour les dégager. Citons de nombreux Brachiopodes (Neospirifer, Condor, Rhipidowella cora, Derbyia buchi...), de magnifiques Bryozoaires rameux ou treillisés, des Tetracoralliaires, des Crinoïdes, des débris de Spongiaires.

Tous ces dépôts représentent le résultat de la grande transgression permo-carbonifère qui fit suite aux dépôts continentaux du Carbonifère inférieur. Elle débuta par des accumulations d'origine néritique, enfin récifale qui ne peuvent s'être formées que dans une mer peu profonde et assez agitée.

Il en fut de même entre les barres calcaires et au-dessus de la série où l'abondance des couches rouges des hard-grounds implique une ambiance très oxygénée dans des eaux peu profondes.

Cette série permienne s'épaissit rapidement et se complète lorsque l'on va vers le centre du Pérou, Vers l'Est elle diminue d'épaisseur et disparaît très vite sur l'axe de la Cordillère Orientale.

Cette disparition a pour origine l'érosion pré-Mitu, car il n'y a pas de changement de faciès près de la limite d'affleurements de Copacabana et les calcaires permien réapparaissent très vite, avec une grande épaisseur du côté Selva.

GROUPE MITU.

Cette série continentale du Permien supérieur a couvert de vastes étendues de notre terrain d'un manteau volcanico-détritique d'épaisseur très variable, mais toujours importante et de l'ordre de 1000 m.

Géomorphologiquement, il a, avec ses intrusions hypabyssales associées, une importance orographique considérable.

En tectonique, ce groupe ne sert pas seulement de repère commode, grâce à ses grandes falaises rougeâtres massives : il définit aussi une lame résistante qui conditionne et sert de cadre à toute la tectonique des niveaux crétaqués.

Tandis que les sédiments détritiques sont tranchés par l'érosion en grandes murailles brun rougeâtre ou rouge violacé mal stratifiées, le Volcanique détermine des replats ou des sommets aux formes molles, couverts d'éluvions rouges : l'altération chimique domine alors les actions mécaniques (Cerro Pirhuate). Dans ce dernier cas, le nom Mitu créé par Mac Laughlin en 1924 paraît approprié puisqu'il signifie en quechua, boue, éluvion.

Trois unités lithologiques se répartissent de façon assez capricieuse suivant les lieux : ce sont les conglomérats, les grès et le Volcanique.

Des intrusions hypabyssales tranchent capricieusement ces divers niveaux et pointent de façon désordonnée sans qu'il soit cependant facile de les reconnaître, vu leur homologie de faciès avec le Volcanique.

- Les conglomérats contiennent dans une matrice arkosique des galets très variés : quartzites du Paléozoïque inférieur, Volcanique permien (andésites, basaltes et rhyolites) parfois même intrusif très leucocrate qui pourrait dériver des granites vus à l'Est de la Cordillère Orientale.

Certains niveaux contiennent des calcaires gris bleuté issus de l'érosion de Copacabana sous-jacent.

Le conglomérat de base de Mitu, à l'Est de notre terrain, présente de nombreux fragments de calcaire gris bleuté, subanguleux, provenant de l'érosion locale du bed-rock autrefois couvert par la mer du Permien inférieur.

Les bancs grossièrement stratifiés, comprennent parfois des lentilles d'arkose rouge atteignant plusieurs mètres d'épaisseur (Est de Marangani) avec stratification entrecroisée, typique des dépôts deltaïques torrentiels comme ceux du Rimac actuel. La matrice arkosique contient quartz, orthoclases, plagioclases et minéraux lourds (zircon, sphène...); sa composition varie beaucoup suivant l'alimentation.

- Les grès, rouge brun violacé à chocolat, ont aussi une composition très variable, quartzitique par endroits (Agua Calientes), en général fort arkosique, à débris volcaniques variés, plagioclases, orthoclases, quartz en % variable, sphène, rutile, zircon, épidote, hématite, calcite et parfois dolomie : ce sont des "grauwackes".

- Quant au Volcanique, il est assez varié dans le détail, mais sa composition moyenne reste celle d'une andésite. Ce sont des laves brun rougeâtre, plus rarement verdâtres, porphyritiques ou non, accompagnées de brèches volcaniques et tufs recimentés.

Certains niveaux dacitiques ou rhyolitiques, très étendus, pourraient représenter d'anciennes cinérites, ou mieux, d'anciennes ignimbrites : (Rio Chiru, Chullpa...).

L'andésite contient 60 à 80 % d'andésine et labrador, (l'andésine étant souvent corrodée), des restes d'olivine ou de pyroxène, plus rarement des biotites et des minéraux accessoires : ilménite, hématite et limonite, quartz, opale, calcite, serpentine. Ce sont des dacites lorsque le quartz est nettement exprimé (10 à 40 %) et des plagioclases plus acides (andésine, oligoclase).

On observe souvent des structures fluidales dans les andésites soulignées par des bandes millimétriques lenticulaires blanchâtres.

La texture est en général ophitique. L'altération hydrothermale est de règle, allant parfois jusqu'à décomposer les plagioclases en albite et libérant la calcite.

Les orthoclases apparaissent dans les rhyolites à quartz corrodés ; là aussi le plagioclase peut être décomposé en albite et calcite.

Les intrusions microgranitiques ou dacitiques de Colque Cruz Callangate pourraient être les appareils souterrains de remontée des magmas ignimbritiques permien ou plus récents (quartz corrodés et cassés, etc...).

Mais c'est dans les spilites que ces transformations hydrothermales, issues du refroidissement du magma

lui-même, sont les plus nettes. Le plagioclase donne de l'albite, tandis que le calcaire se dépose dans les anciennes bulles sous forme de calcite accompagnée d'ankérite, de dolomie parfois, de chlorites, serpentine ou même d'opale ou de quartz (Cerro Umalasa, Marcatilla).

Signalons que dans le Paléozoïque inférieur nous avons trouvé, particulièrement à l'Est de La Raya, des spilites formant des filons basiques.

On peut les considérer comme des cheminées (permiennes ?) de montée des magmas.

Les spilites correspondants (Chullpa, Marangani) sont visibles en général à la base de la série Mitu. Au Sud-Est, à la base de cette série, le gypse semble accompagner ces émissions, comme les spilites accompagnent le Keuper alpin. On peut se demander si, au moins dans ce cas, l'excès de sodium du magma et la forte altération hydrothermale (syngénétique ?) ne proviendraient pas d'une émission en milieu lagunaire.

Newell avait trouvé du gypse dans la partie supérieure de sa coupe à l'Est de Tinta. De nombreuses observations font croire à un dépôt continental, deltaïque ou lagunaire : mud cracks (sommet Chinchina), stratifications entrecroisées ou lenticulaires (E. de Marangani), gypse, patine désertique de certains galets, etc...

- L'âge de cette formation est post-Leonardien puisqu'elle est superposée à Copacabana ou érodée. Néanmoins elle peut être localement équivalente du Permien inférieur par changement latéral de faciès : Copacabana n'est en effet pas représenté partout au complet, ni par les mêmes niveaux à Fusulinidés.

La ligne nord-sud Quimsachata, E. de Pitumarca déjà remarquable par la tectonique complexe coïncide à peu près avec la limite orientale des affleurements de Copacabana, de plus Mitu est beaucoup plus épais à l'Ouest de cette même ligne. Cela nous paraît un exemple typique de limite de bloc rendue visible à la fois par la paléogéographie et par le style tectonique très particulier à ces zones de friction.

Le bloc occidental a été abaissé au Permien supérieur, ce qui protégea de l'érosion Copacabana, par contre pendant le Crétacé, et surtout le Tertiaire, il sera animé de mouvements positifs qui le feront parfois chevaucher le bloc oriental.

Rien ne prouve que cette formation se limite au Permien supérieur : le Trias et le Jurassique peuvent être présents, équivalents latéraux du groupe Pucara du centre et du groupe Chocolate de la côte. Ils peuvent aussi avoir été érodés après leur dépôt.

L'augmentation rapide d'épaisseur de Mitu quand on va vers l'Ouest, indiquée par Newell, est très nette, particulièrement si le conglomérat de Paruro représente la partie supérieure de Mitu.

Dans ce cas, l'Ouest de la Cordillère Occidentale et, à un moindre degré, la Cordillère Orientale auraient été une zone positive alimentant la sédimentation détritico-volcanique déposée plus à l'Est.

Ces dépôts s'aminciraient et disparaîtraient vers la Selva. On peut parler de phase orogénique, à la condition de n'y voir qu'une phase d'instabilité où des flexures failles et plis strictement limités à certaines zones, accompagnent de fortes érosions ou de puissantes accumulations détritico-volcaniques : (Cordillères Occidentale et Orientale).

Ainsi, tout au long du Vilcanota, il n'est pratiquement aucune discordance entre Mitu et Copacabana et cette zone connaissait le calme depuis le Dévonien (bassins mississippiens, etc...).

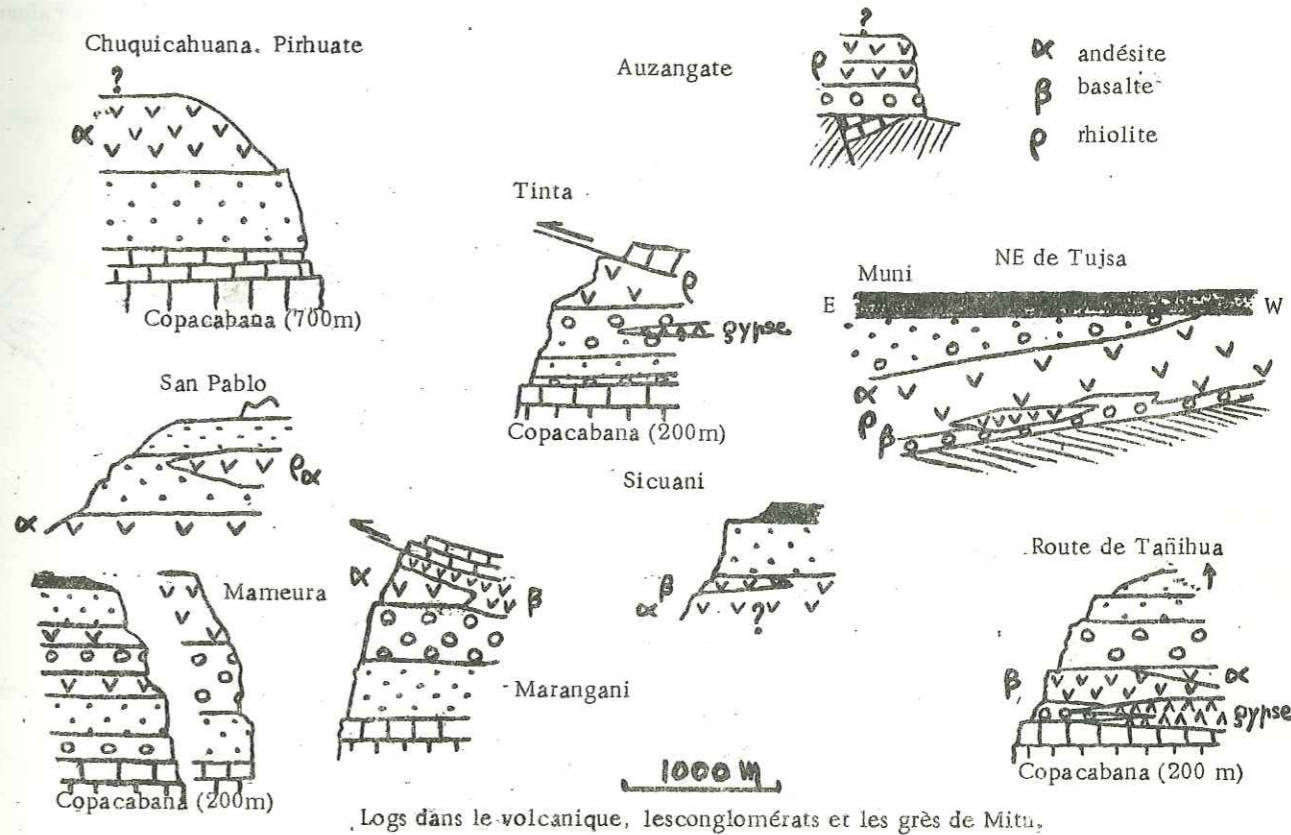
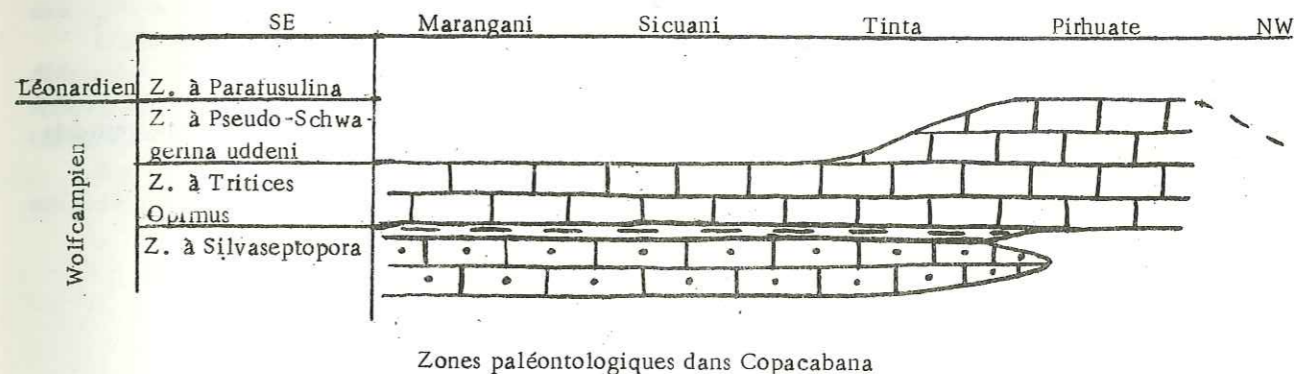
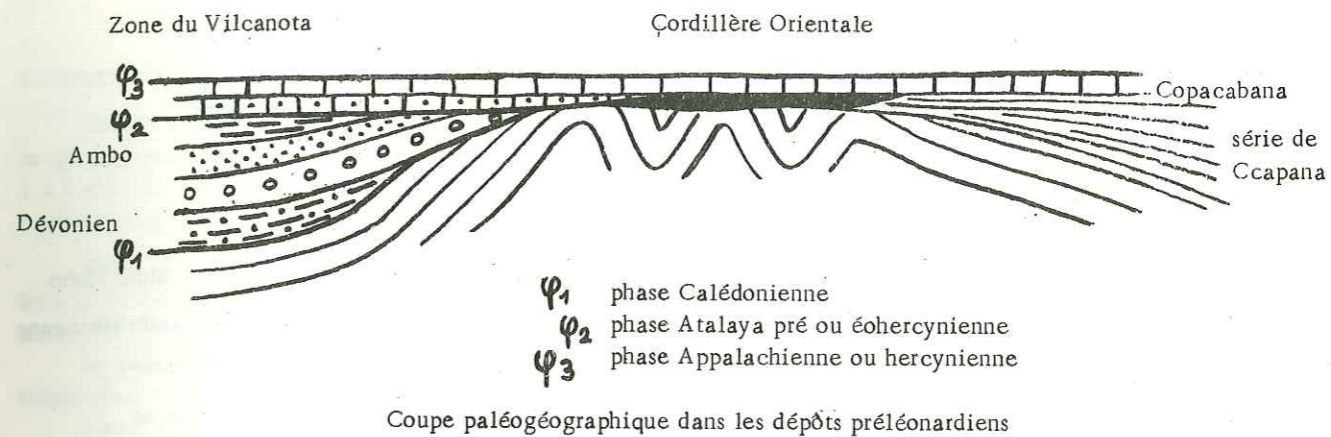
FORMATION MUNI

Cette formation, décrite par Newell en 1945, ne se présente pas sous sa forme typique.

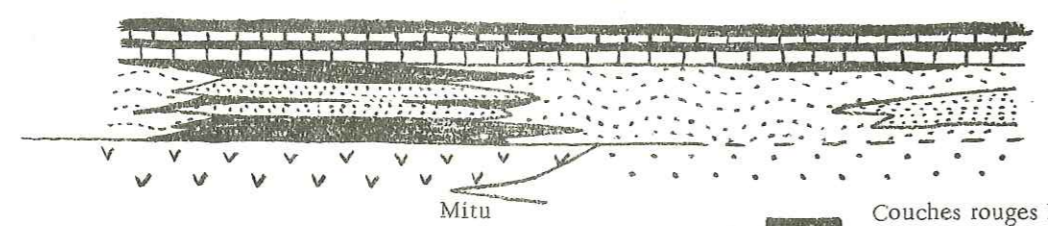
Comme au lac Titicaca elle a 50 à 100 mètres d'épaisseur selon les endroits, et son rôle tectonique est probablement important car il doit définir le décollement de Huanané sur Mitu. Mais on n'y trouve que des grès et schistes rouge sombre sans intercalations de calcaires à coquilles. Certes, à l'Est de Rata, on peut y voir des calcaires marmoréens mais il faut se défier de la présence d'intrusions hypabyssales métamorphisant ici des calcaires qui peuvent être Crétacé moyen (d'ailleurs ce marbre tacheté paraît métamorphique).

De même, au Nord-Ouest de Tujasa, on voit des brèches blanches à éléments très variés de silts verts, rouges ou gris et grains de quartz dans une matrice dolomitique.

Enfin à la source du Rio Chiru s'intercalent dans Muni des bancs lenticulaires épais de 2 à 3 mètres, blanc crème, calcaires et dolomitiques bréchiques, avec des éléments de silts remaniés, du quartz détritico, parfois

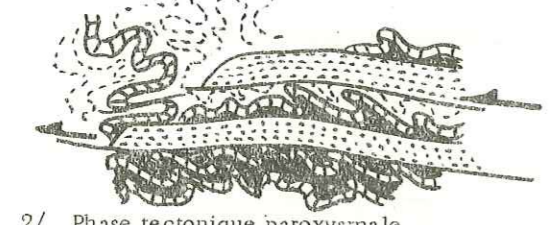


Rapports entre les formations Muni Huancane Moho et Santa Barbara



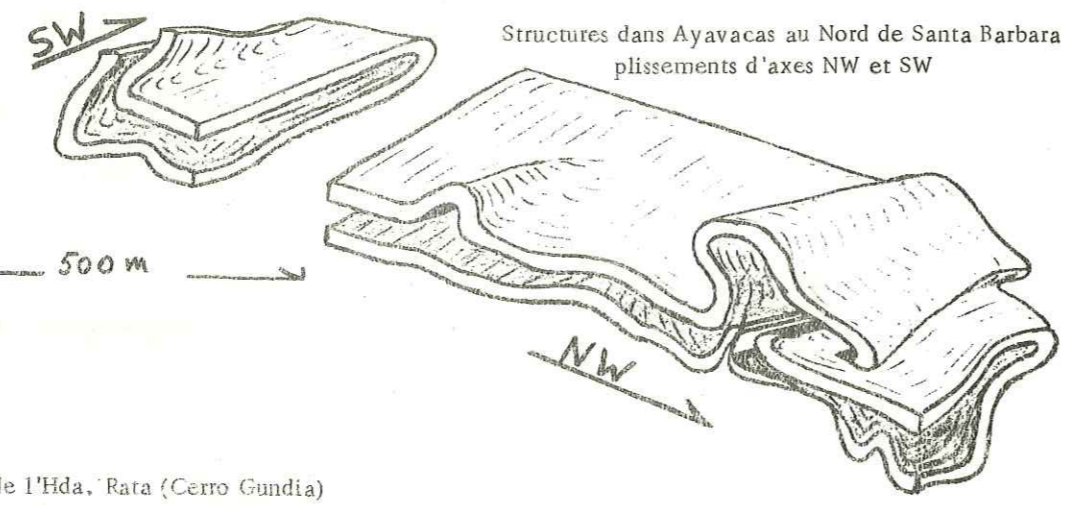
- Couches rouges Muni Moho
- Quartzites de faciès Huancane
- Grès Santa Barbara
- Calcaires Ayavacas

1/ Mouvements précurseurs cénomaniens



Solution tectonique aux répétitions sur une même verticale de Huancane et Ayavacas.

2/ Phase tectonique paroxysmale



Structures dans Ayavacas au Nord de Santa Barbara plissements d'axes NW et SW



Structures à l'Est de l'Hda. Rata (Cerro Gundia)

φ est une surface de chevauchement ou une discordance accentuée par la disharmonie et plissée.

accompagnés de gypse.

Partout ce sont des grès rouges en bancs de 10 à 30 cm., à grain fin quartzique, alternant avec des schistes rouge sang pur, mais le plus souvent silteux. Souvent de petits lits lenticulaires de silts rouge vif de 1 à 2 mm. sur 1 à 5 cm. s'arrangent dans les grès plus clairs en microstratifications entrecroisées. Fréquemment on trouve des veinules de gypse.

Cette formation paraît se superposer en concordance au Permien (Uyurmiri), mais au Nord-Est de Santa Barbara on la voit en discordance angulaire régionale sur Mitu (angle de l'ordre de 10°) visible seulement en photo aériennes (mouvements névadiens ?).

Le passage avec Huancané est continu ; il y a d'ailleurs dans Huancané des récurrences de couches rouges impossibles à distinguer de celles de Muni.

Ces couches rouges sont, de plus, nettement lenticulaires dans le sens sud-ouest - nord-est bien qu'elles se poursuivent sur de grandes distances dans le sens sud-est - nord-ouest : elles passent latéralement aux grès roses ou blancs, grossiers, du faciès Santa Barbara qui envahit aussi Moho inférieur et Huancané. Ces grès sont plissés ou non ; près du contact avec Mitu ils deviennent arkosiques et difficiles à distinguer du Permien (Est de San Pablo).

Il est probable qu'on avait là, remaniés dans des bassins intérieurs de la pénélaine post-permienne, les éléments détritiques subsistant de l'érosion de Mitu. Les produits feldspathiques devaient être dissous sous ces climats chauds, seul subsistait le quartz. Entre ces bassins s'installèrent des "ergs" ou étendues sableuses soumises au transport torrentiel ou éolien.

Il est difficile de dire si ce niveau fut Crétacé inférieur ou si sa base n'est pas en partie Jurassique supérieur, son sommet Crétacé moyen, ainsi que l'a dit Newell.

FORMATION HUANCANE.

Ces grès rouges, d'âge supposé crétacé inférieur à moyen, de grande extension dans tout le Sud Péruvien, ont été décrits par Petersen et C. La Rosa (1936), Newell (1945), Heim (1947) dans la région du lac Titicaca.

Mis en corrélation avec le groupe Goyllarisquisga, au Nord, par Wilson S., ils paraissent au Sud (Arequipa) l'équivalent approximatif de la formation Murco de Jenks.

Dans la zone étudiée, ces grès ou orthoquartzites rouges, rosés, parfois blancs ou rouge vif, en gros bancs massifs intercalés ou non de schistes ou de pélites rouges forment, comme près du lac Titicaca, des falaises régulières, rougeâtres couvertes de lichens verdâtres et de broméliacées épineuses.

La cassure franche en arêtes aiguës de la roche donne des escarpements abrupts ou des arêtes effilées surplombant des éboulis à éléments anguleux de taille moyenne (dm. à m.) parsemés de blocs irréguliers.

Ces grès, en général plus fins au sommet de la série, en gros bancs de 1 à 4 m., divisibles en plaques de 2 à 10 cm., présentent de nombreuses stratifications entrecroisées à l'échelle du cm., du m., ou de la dizaine de m., d'origine parfois torrentielle, mais le plus souvent éolienne comme en témoignent les grains de quartz rosés taillés en facettes ou arrondis mats, les mud-cracks qu'on y trouve en abondance.

Les parties inférieure et supérieure de cette série passent rapidement, mais en continuité, aux couches rouges de Muni et Moho inférieur, d'autres pélites et schistes rouges, avec bancs (5 à 10 cm.) de grès rouges intercalés, (jusqu'à 5 à 20 m.), s'intercalent localement (Nord-Est du cuadrangulo de Sicuani) entre une barre inférieure et supérieure de Huancané sans qu'il soit toujours possible de certifier que ce redoublement de barre n'est pas d'origine tectonique.

Particulièrement dans ces couches rouges les microstratifications entrecroisées irrégulières, à l'échelle du mm. au cm., de schistes rouges et grès roses, sont accompagnés de microconglomérats de galets mous, aplatis de microlentilles de schistes rouges dans ces grès (mud-cracks remaniés...).

D'autres niveaux, du type précédent ou non, peuvent être parsemés de quartz (1 mm. à 1 ou 2 cm.) ou, microconglomératiques, peuvent contenir des éléments arrondis ou anguleux de quartz et de silts remaniés.

Les quartzites prennent localement un aspect rayé à l'échelle du cm. ou du mm. : bandes plus ou moins riches en magnétite (Tujsa) et parfois (Uyurmiri) ces lignes se replient, ce qui correspondrait à des slumpings ou des crawlings de bancs avant diagenèse.

L'absence d'arkoses, (sauf dans les faciès de transition avec Mitu sans Muni différencié,) et de conglomérats grossiers, indique une paléogéographie homogène dans la plus grande partie du Sud péruvien : reliefs mous couverts de dunes, plongeant peu à peu dans des eaux peu profondes, alimentés en quartz et silts par un système hydrographique long où tous les feldspaths furent détruits, tandis qu'un climat chaud facilitait l'élimination à l'état colloïdal de tous les produits de désagrégation de ces feldspaths.

Tectoniquement les structures peuvent être plissées, mais en général sont cassantes.

Paléogéographiquement, on peut définir deux zones principales séparées par la vallée du Vilcanota :

- une zone nord-est où un Huancané épais atteint 300 à 500 mètres d'épaisseur, mais en général voisine 200 mètres.
- une zone sud-ouest où l'épaisseur serait parfois nulle entre Ayavacas et Mitu, mais atteindrait localement 10 à 20 mètres spécialement dans la zone intermédiaire avec la précédente (vallée du Vilcanota).

Dans la zone nord-est on peut délimiter une vaste bande d'orientation nord-ouest où le faciès Huancané, représenté uniquement en écaïlles tectoniques dans Ayavacas, n'existe jamais en faciès autochtone sur Mitu : un faciès gréseux tendre, facilement remplissé avec Ayavacas, envahit les formations Huancané, Moho inférieur et Muni, le passage à Mitu se faisant alors de façon continue.

Signalons que les répétitions de Huancané sur une même verticale, attribuées sur la carte à la tectonique, peuvent avoir une origine stratigraphique particulièrement dans les parties hautes de la série : on aurait alors affaire à un niveau de "faciès Huancané" présent soit à la base, soit à l'intérieur même de la formation Ayavacas. Cette dernière formation ne serait pas alors constituée d'un seul mais de plusieurs niveaux de calcaires, séparés par des dépôts plus ou moins lenticulaires de quartzites Huancané.

Il est d'ailleurs probable que ces répétitions du faciès Huancané ont une origine à la fois stratigraphique (C° Chunua, C° Gundia et Chilca) et tectonique (Uchullujillo).

FORMATION MOHO.

COUCHES ROUGES INFÉRIEURES, MEMBRE AYAVACAS et FACIÈS SANTA BARBARA.

Ces niveaux sont très importants à la fois par leur tectonique tourmentée et leur stratigraphie difficile à déchiffrer. De plus, ces calcaires lapiazés constituent avec Copacabana les deux seuls repères datés de toute la série stratigraphique.

Ils donnent des collines molles où les bancs calcaires dessinent, vus de loin, des vermiculures très capricieusement repliées (Pomacanchi, rio Chappi) bien visibles en photo aérienne.

Souvent s'y associent des grès roses ou blancs, plissés, du faciès Santa Barbara (Trapiche) ; ceux-ci s'érodent en une forêt de grandes colonnes ou quilles hautes de plusieurs mètres, très caractéristiques. Les glissements et collapse y sont nombreux.

Newell avait décrit cette formation au lac Titicaca ; il montra que les calcaires Ayavacas formaient une série très peu épaisse, replissée à l'extrême, tandis que ses prédécesseurs, suivis par Heim (1947) y voyaient une série plus épaisse, modérément plissée.

Il est très difficile de trouver une série du type classique du lac Titicaca ; citons la montée d'Uyurmiri, la descente du Cerro Gundia à l'Hacienda Rata, la section du Sud d'Uchullujillo, les profils du Haut Chiru... Il est

beaucoup plus fréquent de rencontrer d'énormes amas de calcaires replissés de façon anarchique (Santa Barbara) qui font penser aux accumulations de calcaires, près de Pirin par exemple. Des écaïlles tectoniques de quartzites "Huancané" éparses dans ces amas (Chiru, C° Yaretane Cuito) parfois inversées (W. d'Uchullujillo) obligent à voir de nombreuses répétitions d'origine tectonique de la série calcaire. Néanmoins on ne peut pas définitivement écarter l'hypothèse de récurrences de la série quartzitique Huancané dans les calcaires ainsi que l'existence de plusieurs niveaux de calcaires Ayavacas. En particulier les grès à stratifications entrecroisées, de faciès Huancané en aval de Chilca ou, autour de Rata, certains quartzites de même type accompagnés de couches rouges, pourraient représenter un niveau de grès mimétique de Huancané, supérieur à Ayavacas.

Comme au lac Titicaca on peut distinguer deux domaines :

- un domaine nord-est où les unités de Moho, définies par Newell sont toutes présentes, mais diffèrent de la série E, du lac Titicaca par l'existence d'une légère discordance entre les unités c et a-b, soulignée en de nombreux endroits (Uyurmiri) par un niveau de quartzites et grès roses de faciès Huancané. Ainsi toutes les unités supérieures de Moho, à supposer qu'elles aient bien le même âge, seront-elles traitées sous le nom de couches de Janchipata.
- un domaine sud-ouest où, comme dans la région du lac Titicaca S. str., on ne voit sous la discordance du Tertiaire inférieur que les unités a et b, c étant réduite à des couches rouges peu épaisses et irrégulières.

Il faut souligner que partout, seule l'unité b (calcaires Ayavacas) est constamment représentée, l'unité a peut manquer (Sud-Ouest de notre terrain) ou peut, tout comme Muni et Huancané, disparaître au profit des grès peu consolidés, à stratification entrecroisée, ruiforme, du faciès Santa Barbara.

Classiquement l'unité a est formée de schistes rouge brique ou marron rouge, silteuse ou non, intercalés de grès fins, rouge sombre, quartziques, en petits bancs de l'ordre de 10 cm., souvent accompagné de veinules de gypse. Elle a de 40 à 100 m. d'épaisseur et près du contact avec Huancané les joints schisteux se réduisent tandis que les bancs de grès rouges s'épaississent, puis deviennent plus blancs, plus purs en passant à des quartzites de type "Huancané".

Au-dessus, l'unité b est composée de calcaires bleu sombre à gris bleu à patine jaunâtre : les calcaires Ayavacas. Ces calcaires sublithographiques par endroits, et dolomitiques en d'autres, se présentent en 3 à 5 bancs massifs sans stratification interne visible, de 2 à 6 m. d'épaisseur, séparés par des vires de silts et schistes rouges ou des mammo-calcaires gris jaunâtre de même épaisseur.

Dans les zones fortement broyées ces calcaires deviennent ruiformes avec des teintes rougeâtres (Tujsa).

A l'extrême nord (Pucacocha), les bancs de 20 à 30 cm. d'épaisseur se débitent en plaquettes mammo-calcaires et dolomitiques gris, de l'épaisseur du cm. contenant parfois des débris bréchiques de silts bariolés encaissants ; le niveau atteint 50 m. accompagné par 10 m. de couches rouges superposées à un Huancané réduit à moins de 100 m. Ces faciès sont peut-être l'indice de l'existence d'une zone haute sur l'axe de la Cordillère Orientale.

Au Sud-Ouest au contraire (Yanaoca...) les bancs deviennent plus épais (15 à 20 m.), ils sont plus nettement fossilifères (Gastéropodes de Tungasuca) ; de plus, on observe à la surface des bancs des taches "amoéboides" jaunes sur fond bleuté ; ce sont des cavités irrégulières faites par des vers et secondairement remplies de calcaires limoneux fort voisins du calcaire encaissant. On y voit aussi des silex noirs à patine beige.

Assez souvent on voit des brèches intra-formationnelles ou fausses brèches provenant soit de glissement de vases calcaires encore molles sur des couches déjà durcies, soit du mélange de fragments solidifiés de vase dans une matrice de boue encore liquide de composition voisine sous l'effet de frémissements du fond (tremblements de terre...).

Ces gros bancs de calcaires fins ressemblent beaucoup au faciès tithonique alpin.

On peut se demander si les plis actuellement visibles n'auraient pas une origine double : tectonique, mais aussi de slumping sous-marin ; en effet souvent les bancs se plissent sans étirement du flanc inverse comme si la surcharge avait été nulle.

On aurait donc ici des fonds instables (tremblements de terre, légères oscillations donnant fausses brèches et

slumping) comme semblerait l'indiquer la légère discordance des couches de base de la formation Janchipata sur Moho et Huancané ?...

Des mouvements préliminaires auraient ainsi agité les fonds du géosynclinal andin à l'Apto-cénomaniens.

Ces calcaires sont très faiblement métamorphisés, la dolomie recristallise et devient saccharoïde, de la magnétite apparaît parfois (Ayallacta).

Du quartz détritique (Sud de Chilca) peut être visible avec du quartz authigène.

Sous le nom de Yucaj (Gregory 1918) et de Yuncaypata (Kalafatovich 1944) ou d'Ayavacas (Newell 1945) on a toujours affaire à des calcaires cénomaniens à aptiens, comme l'indiquent Wilson (1963) et Bellido (1957) dans leurs corrélations du Crétacé péruvien.

On peut donc risquer le schéma paléogéographique suivant : une grande transgression marine déposa les calcaires après un régime de couches rouges lagunaires (Characées et gypse). Sur deux bandes d'orientation sud-est - nord-ouest se déposaient des grès (faciès Santa Barbara) qui localement se consolidaient en quartzites mimétiques de Huancané.

Certaines oscillations du fond donnaient par endroits des glissements sous-marins accumulant peut-être dans quelques cuvettes des masses informes de calcaires glissés. Cela a pu être accompagné de dénudations locales de surfaces structurales de Huancané jusqu'à 10 à 30° d'inclinaison par rapport à l'horizontale.

Les couches de la formation Janchipata se déposèrent alors en légère discordance sur ces calcaires, la discordance étant encore amplifiée actuellement par la disharmonie de comportement mécanique des couches en présence.

FACIES SANTA BARBARA.

Sur de grandes bandes allongées nord-ouest - sud-est apparaissent des grès très friables, blanc rosé avec des stratifications entrecroisées et un type d'érosion très spécial en quilles. Très replissés, ils contiennent des amas de calcaires Ayavacas, mais aussi des lames de quartzites de faciès Huancané qui ont été marquées sur la carte comme des écailles de Huancané refoulées dans l'Aptien-Cénomaniens par une tectonique tangentielle.

Ce faciès envahit Muni, Huancané et Moho inférieur, tandis que le Huancané inclus dans ces zones replissées, proviendrait d'une zone adjacente où la série stratigraphique serait plus classique. En effet, sur la rive droite du Rio Vilcanota on peut bien voir un passage continu de Mitu à Ayavacas sans intermédiaire de couches rouges ni au niveau de Muni, ni dans Moho inférieur. Seule la zone nord-est de Sicuani (Uyurmiri) présente une série classique.

Ainsi, dans deux bandes nord-ouest - sud-est se sont accumulés durant tout le Crétacé inférieur des grès d'origine torrentielle ou éolienne, susceptibles souvent de participer à la tectonique souple d'Ayavacas. Ces grès passaient latéralement à des couches rouges (correspondant à des dépressions soumises à un climat tropical) ou aux quartzites "Huancané".

Ces quartzites "Huancané" correspondraient donc à :

- des écailles tectoniques de Huancané enrobées par le Crétacé moyen (solution adoptée par la carte) ;
- des récurrences de faciès quartzitique,
- ou des indurations de certains niveaux par des solutions chargées en silice, mais cela semble peu probable.

FORMATION JANCHIPATA.

Ces couches forment au-dessus des masses replissées informes de Ayavacas une bande gris noirâtre bien stratifiée, plissée en grands synclinaux souples sous les couches rouges de la formation Chilca. Cette bande atteint 400 à 600 mètres d'épaisseur et garde une remarquable homogénéité de faciès dans toute la partie de notre terrain située au Nord-Est du Rio Vilcanota. Néanmoins on peut y distinguer deux zones : une au Sud-Ouest (Santa Barbara, Rio Chappi un peu au Nord de Pomacanchi. . .) ; une autre au Nord-Est des faciès gréseux de Santa Barbara.

- Série de l'Ouest : elle affleure largement sur la route de Sicuani à Santa Barbara. On peut y reconnaître différents éléments de la coupe de Moho supérieur classique du lac de Titicaca.

A la base, une barre de 1 à 15 mètres de grès rosés mimétiques de Huancané repose indifféremment sur Ayavacas ou sur Huancané. On peut la considérer comme la base de l'unité C plutôt que comme l'unité D. Une différence importante avec la coupe de Newell est la discordance angulaire qui paraît exister sur le Crétacé inférieur et moyen (ex : chemin de Sicuani à Santa Barbara.) discordance qui peut être due à des mouvements précurseurs post et intra Ayavacas, mais qui peut être aussi accentuée par la forte disharmonie de Ayavacas sous Janchipata.

Au-dessus de cette barre alternent des bancs, de l'ordre du mètre, d'argilites vertes et rouges en deux bandes de 40 mètres séparées par une bande de quartzites blancs et fins. On y trouve jusqu'à 3 mètres de gypse assez pur, la couleur bigarrée vert olive à rouge brique vire parfois au jaune vert. C'est l'unité C de Newell avec à peu près 100 mètres d'épaisseur.

Des quartzites blancs en petits bancs couronnent l'unité C : ce serait l'unité D du lac Titicaca (5 à 10 mètres).

Toute une série de petits bancs décimétriques d'argile, rouges, vert jaunâtre, gris noirâtre, souvent un peu calcaires (mames) s'intercalent avec une dizaine de petits bancs de 10 à 15 cm de calcaire à patine rouille à jaunâtre et cassure bleu noir (calcaires bicolores). Certains niveaux d'argilites contiennent des Charophytes (actuellement en cours de détermination).

Les calcaires contiennent parfois des Ostracodes et des Bivalves de type Exogyra (Tujsa Palcoyo). On aurait là les unités E et F de Newell, avec une épaisseur de 100 à 150 mètres.

De petits bancs de quartzites blancs, isolés s'intercalent dans des schistes verts ou rouges à la partie supérieure de la série, sur près de 200 mètres d'épaisseur, les quartzites forment de petits ressauts de 1 à 3 mètres de haut. On passe graduellement aux couches rouges de la formation Chilca.

La série totalise 400 mètres d'épaisseur. Localement les quartzites intercalés se font rares ou disparaissent (C° Chupica).

- Série Orientale : elle est un peu plus épaisse (400 à 600 mètres), mais comme pour la première, ces valeurs sont seulement indicatives car la tectonique a beaucoup étiré, donc réduit, l'épaisseur de cette série sur les flancs des structures, mais elle en a augmenté la puissance dans les axes des plis, car ce ne sont pas là des plis concentriques, une schistosité apparaît.

A Palcoyo, par exemple, elle comporte sur 300 à 500 mètres en partant des calcaires Ayavacas :

- une série de schistes verts et rouges sur au moins 100 à 150 mètres. Avec une barre de quartzite blanche, elle constitue l'équivalent de l'unité C du lac Titicaca. A la base elle comporte des grès grossiers gris blanc à patine orange, arkosique (jusqu'à 10 mètres).
- 20 mètres de silts, grès rouges, microconglomérats, à galets mous de schistes rouges, quelques silts bleutés silicifiés. Les bancs ont 30 à 50 cm. ;
- 120 mètres d'une série gris bleuté à verdâtre, où les bancs ont en général 10 à 30 cm et sont constitués de plaquettes de l'ordre du cm ou du mm, jointives ou intercalées de schistes. Les bancs se groupent en barres de 5 à 15 mètres bien stratifiées. On y trouve des quartzites blancs, d'autres vert clair à vert d'eau, finement stratifiés avec des stratifications entrecroisées, des ondulations (slumping, ripple marks. . .). Malgré leur aspect de radiolarites, nous n'y avons vu aucun micro-organisme. On voit aussi des schistes verts et plus rarement rouge violacé, des schistes noirs silteux ou silicifiés. Ces schistes noirs, intercalés entre les quartzites, sont curieusement microplissés à l'échelle du cm, luisants (séricite ?) silicifiés, ils ressemblent alors à des schistes paléozoïques.

- Enfin, 30 à 50 mètres de silts rouges à violacés, schistes verts mêlés à des quartzites blancs, en barres de 2 à 30, parfois 60 cm, forment le passage continu avec les couches rouges de Chilca.

Nous n'avons trouvé que rarement des fossiles identifiables.

Au milieu, ou dans le tiers supérieur de la série, s'intercalent 10 à 20 barres de calcaires à patine ocre, cassure bleu noir très fine, épais de 10 à 20 cm.

Nous y avons trouvé (Est du Chunua-Janchipata) de nombreux Ostracodes et petits lamellibranches, et dans le Haut Chiru un Aptychus, preuves de l'origine marine de ces dépôts. Cependant, des couches voisines de schistes gris verdâtre, près de Janchipata, nous ont livré des fossiles (continentaux ?) de plantes et quelques niveaux de charbons souvent repris, fragmentés et redéposés, de l'ordre du cm.

Des calcaires peuvent apparaître plus près de la base de la série avec de nombreux niveaux de Lumachelles à coquille d'huitres (*Exogyra*) très brisées.

Toute cette série fait nettement penser à la partie supérieure de Moho décrite par Newell dans le lac Titicaca ; mais la présence d'une discordance angulaire, même faible à la base, l'absence des niveaux G H I J nous incitent à créer au moins provisoirement un nom de formation nouveau, destiné à désigner ces couches très importantes stratigraphiquement et tectoniquement dans la zone Cuzco-Macusaní.

Par position ces couches doivent avoir un âge crétacé moyen ; nous les désignons, comme la Formation Janchipata, du nom d'un village situé à 6 kilomètres au Sud-Ouest de Chilca. Il n'est pas totalement exclu qu'elles représentent un équivalent latéral de Cotacucho Vilquechico Munani c'est-à-dire du Crétacé supérieur du lac Titicaca, mais cela nous paraît peu probable.

Ces couches ont dû se déposer sur la surface laissée par la régression de la mer apto-cénomaniennne ; en des niveaux variables se déposaient des calcaires à Ostracodes, en d'autres endroits se sédimentaient plantes et restes de Charophytes.

Un seul point, au Nord de Huiscapata, nous a donné un vrai conglomérat de base sûr Ayavacas et Huancané, malheureusement dans une zone tectoniquement difficile.

On y voit des débris sub-anguleux ou arrondis de quartzites du type Huancané, de calcaires Ayavacas et d'andésites. Vu l'éloignement de Mitu, on peut penser que des injections hypabyssales ont pénétré dans Ayavacas à la faveur des mouvements précurseurs apto-cénomaniens et qu'ils ont été érodés. Ainsi les retrouverait-on dans le conglomérat de base des couches vertes. Peut-être aussi ces dykes ont-ils été accompagnés localement d'émissions volcaniques andésitiques à spilitiques reprises par la tectonique générale (ex. : Sud de Chilca).

FORMATION CHILCA.

Ce sont les couches rouges supérieures de toute la Cordillère Orientale, en concordance avec la Formation Janchipata.

C'est une alternance monotone de shales et de silts rouges avec des grès quartzitiques rosés et rouges, en bancs de 5, 10 à 50 cm.

On y voit de nombreuses microstratifications entrecroisées, des microconglomérats de couches rouges remaniées dans les grès - tout comme dans Muni...

Au vu des difficultés de datation communes avec toutes les couches rouges, nous leur avons donné un nom spécial : Formation Chilca, du nom d'un village au Sud de l'Auzangate où elles se trouvent plus épaisses (1000 à 1500 m), et mieux différenciées que partout ailleurs. Nous y avons vu, près de Pucacocha, des calcaires gris fragmentés plus ou moins silicifiés, repris en conglomérat monogénique dans des pélites silteux rouges parsemés de nodules rouges à patine désertique luisante.

Deux solutions peuvent être proposées :

- ces couches rouges se sont déposées en même temps que celles à l'Ouest de Sicuaní ; ces couches seraient concordantes au Crétacé moyen à l'Est, subconcordantes à l'Ouest où elles disparaîtraient

soit par érosion, soit par lacune, soit en lentilles dans le conglomérat Paruro.

C'est en partie la solution adoptée par certains pétroliers qui y voient Cotacucho, (d'autres y voient Munani ou même le Tertiaire, mais cela semble bien peu probable) ; il paraît évident que, dans cette optique, la phase péruvienne se situe au-dessus de ces niveaux et sous les conglomérats Puno de l'Ouest de Sicuaní. Cette phase serait ainsi strictement limitée à la Cordillère Occidentale.

- ces couches rouges se sont déposées au Crétacé moyen et supérieur (Moho supérieur Cotacucho - à Munani peu importe) avant la phase péruvienne qui les a (ou non) plissés, en respectant la zone subsidente du Vilcanota où s'accumulaient des couches rouges, puis des conglomérats provenant de l'érosion de la Cordillère Occidentale plissée, et aussi peut-être de la Cordillère Orientale.

Une solution de synthèse est proposée dans les schémas qui suivent.

GROUPE PUNO.

Il a été défini en 1936 par C. La Rosa Petersen, par Newell en 1945, dans la région de Puno où le Tertiaire est très développé.

Nous l'avons divisé en deux membres :

- l'un inférieur à dominante de grès quartziques rouges serait l'équivalent du Crétacé supérieur du lac Titicaca (Cotacucho à Munani) ou du Tertiaire (Puno inférieur),
- l'autre supérieur surtout conglomératique représenterait le Tertiaire (Puno s. str.).

Les deux forment l'énorme synclinal qui, à l'Ouest de Sicuaní, repose en discordance sur le Paléozoïque et le Crétacé.

Newell en a donné, à Suyopampa, la section suivante :

- au sommet, 3500 mètres de grès arkosiques, roses, tufacés, avec des lits plus minces de shale rouge sombre, de nombreux bancs de conglomérats à éléments de quartzite, andésite et grès atteignant parfois 10 cm. de diamètre.

- 500 mètres de grès arkosiques, vert clair, à grain moyen, tufacés avec quelques lits de shale rouge sombre.

- 2000 mètres de shale avec grès fins, marron rouge, quelques lits de gypse, lits détritiques, arkosiques, tufacés.

Soit 6000 mètres de série détritique arkosique, tufacée, en discordance sur le Permo Carbonifère.

Nous estimons à 4000 ou 6000 mètres l'épaisseur de cette série, mais la faille axiale du synclinal tronque la section.

1° - MEMBRE INFÉRIEUR (couches rouges Crétacé supérieur - Tertiaire inférieur):

Formations Munani ou Puno inférieur.

Il est discordant sur le Crétacé ou le Paléozoïque, sauf au Sud-Est où il est subconcordant avec le Crétacé ; ailleurs des failles le limitent (failles du Vilcanota).

Ces failles ont dû accompagner la subsidence au moment du dépôt, puis rejouer avec la tectonique tertiaire.

Ce sont essentiellement des grès arkosiques mais très quartzifères, à grain fin, en gros bancs de 50 cm. à 5 m., en général 2 mètres.

Ce grès d'un rouge brique intense, brillant, alterne avec de petits lits de silts et argilites rouge sombre. Ces dernières se trouvent surtout près des limites inférieures et supérieures de la série accompagnées à la base par des gypses. Nous n'avons pas trouvé de Charophytes. Mais des pétroliers prétendent en avoir rencontré d'âge crétacé supérieur, dans des niveaux équivalents de la région de Cuzco.

Certains croient que la partie inférieure de ce membre représente Cotacucho, c'est-à-dire peut-être l'équivalent des couches rouges visibles au cœur des synclinaux crétacés, plus à l'Est. La partie supérieure, et peut-être aussi le membre supérieur, plus microconglomératique, représenterait Munani.

Entre les deux, par exemple en rive gauche du Vilcanota, en face de San Pablo, des couches vertes gréseuses ou bréchiques, paraissent homologues à Vilquechico. En fait, ce sont des imprégnations de silicates et carbonates de cuivre dans des bancs poreux. Tous ces horizons sont lenticulaires et passent quelques kilomètres au Sud à des couches rouges typiques. A l'intérieur même des bancs on voit d'ailleurs souvent la minéralisation envahir une partie seulement de la roche.

2° - MEMBRE SUPERIEUR.

On passe graduellement du membre inférieur au supérieur, les microconglomérats et grès grossiers du membre inférieur servant d'intermédiaire avec les conglomérats rouges et les grès blanc rosé de Puno supérieur.

Les conglomérats présentent, dans une matrice arkosique, des galets de quartzite et d'andésite, en général bien roulés, de 1 à 10 cm. de diamètre, à patine désertique.

Les grès, blanc rosé à rouge, forment des bancs épais parfois de 5 à 10 mètres, mal stratifiés, que l'érosion sculpte en courbes arrondies et non en arêtes tranchantes.

Souvent ils se groupent par 10 à 20 bancs de 1 à 10 mètres d'épaisseur donnant des barres de 20 à 100 mètres de puissance, mêlées à des argilites et silts rouge brique.

Toute cette série détritique provient de l'érosion de la première chaîne des Andes, issue du plissement d'âge crétacé supérieur à tertiaire inférieur. Elle a dû être accompagnée de l'édification d'une première surface "Puna" aujourd'hui disparue dans notre région.

On peut assimiler ces dépôts intra-andins aux molasses intra-alpines, marines, lacustres ou continentales qui comblèrent de leurs dépôts, anarchiquement disposés, les zones en creux de la chaîne alpine en surrection.

Les stratifications entrecroisées, le fort pourcentage de détritique grossier font penser à une sédimentation dans des cuvettes à demi abandonnées par la mer ou subcontinentales, comprises entre des reliefs attaqués par une érosion de type désertique.

Les énormes épaisseurs de sédiments proviendraient du jeu local de failles de subsidence (failles du Vilcanota, flexure de Langui Yanaoca, faille nord-sud du Quimsachata, etc...), les petites discordances locales vues dans cette série pourraient être un témoin de ces réajustements pendant la surrection de la chaîne.

En résumé, le principal problème déjà envisagé au sujet des couches Chilca reste celui de l'appréciation de l'importance en intensité et en extension de la phase péruvienne. Tout revient donc à dater les couches rouges (Charophytes, dents...), ce qui exigera de longues recherches.

On peut aussi envisager de chercher le contact avec les levés faits près du lac Titicaca, où les niveaux paraissent plus fossilifères.

TERTIAIRE MOYEN et SUPERIEUR, VOLCANICO-DETRITIQUE.

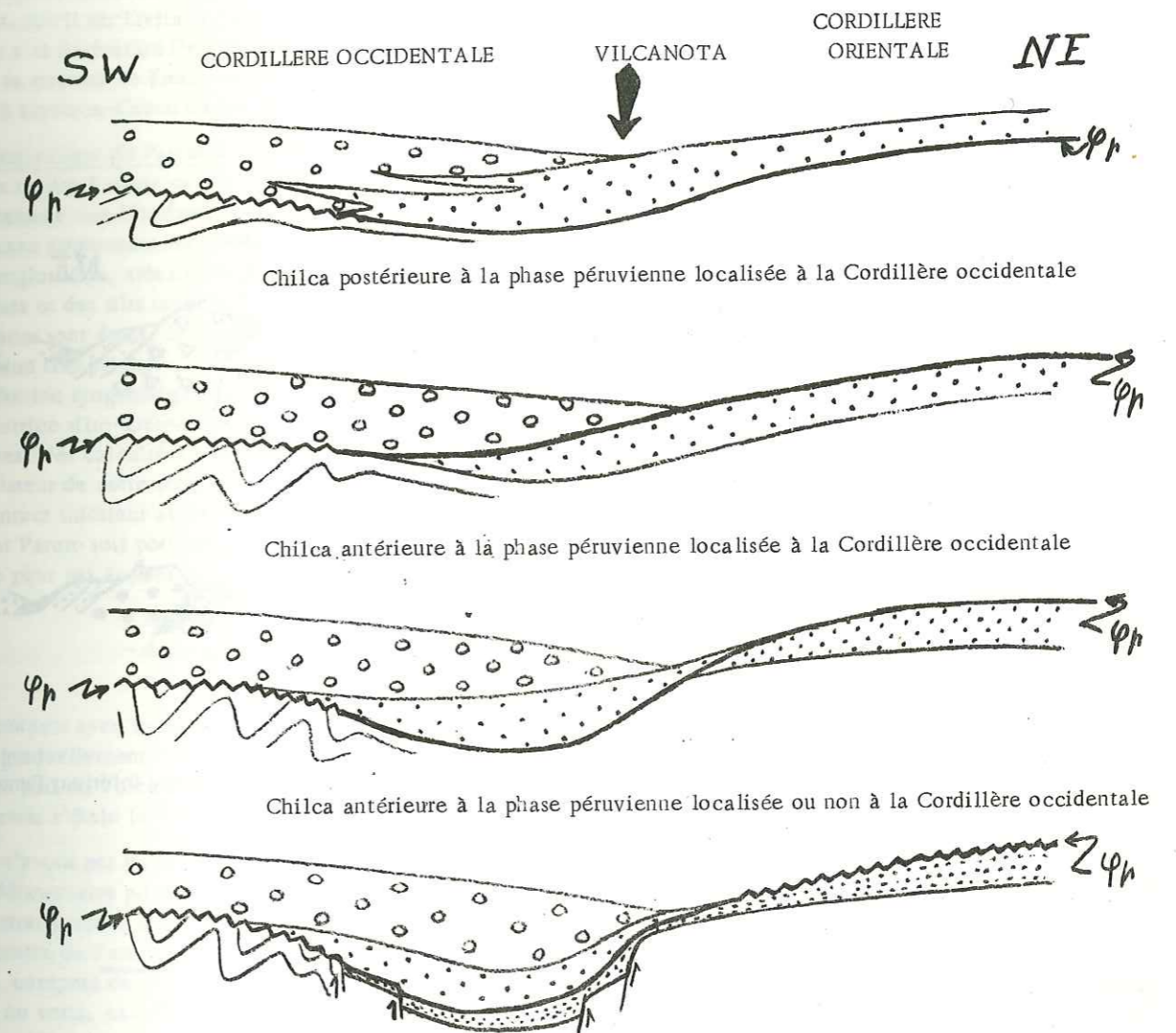
Il comprend trois membres inférieurs :

- conglomérat de Paruro à la base,
- membre volcanico-sédimentaire Huarasayco,
- volcanique Apurimac.

Puis au-dessus : deux membres :

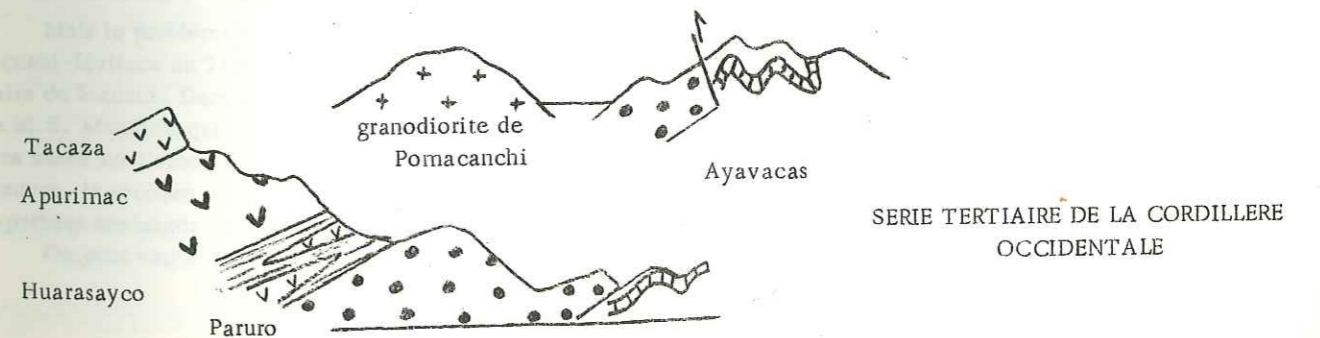
- l'un volcanique à la base (Tacaza) qui est en fait un groupe,
- l'autre sédimentaire au sommet (Formation Descanso de la E.P.F.).

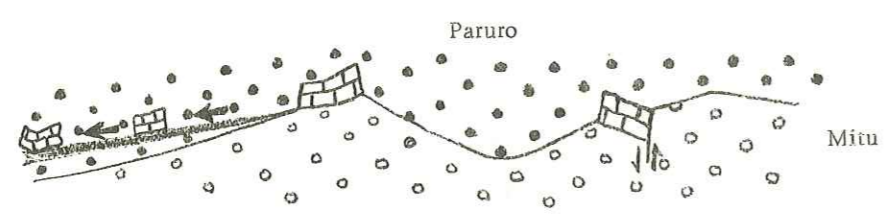
RAPPORTS ENTRE LES COUCHES ROUGES DES CORDILLERES ORIENTALE ET OCCIDENTALE



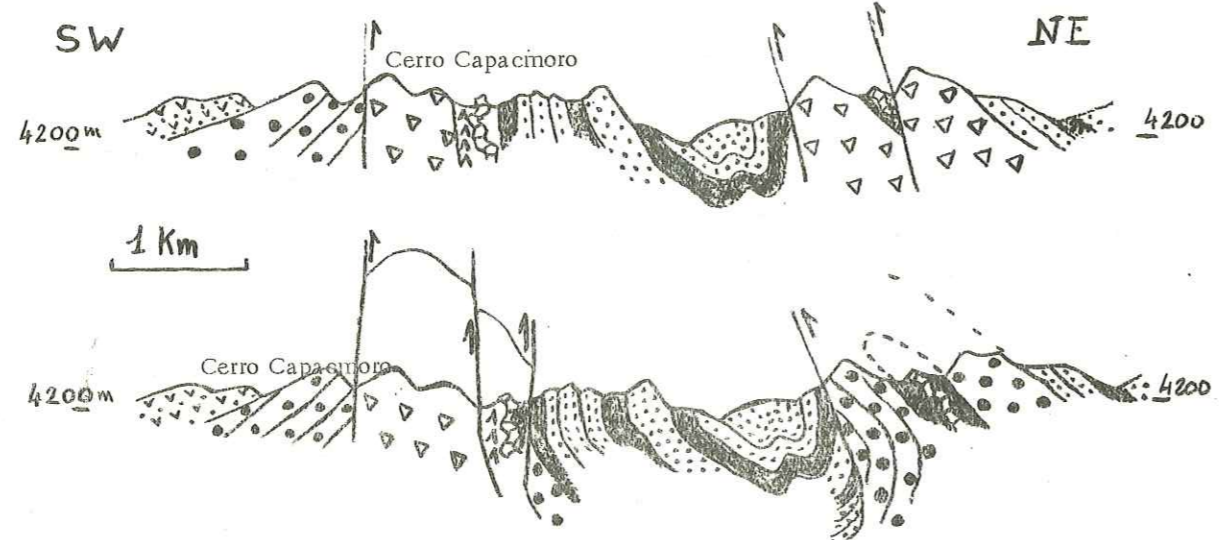
- A. Chilca équivalent aux couches rouges de la Cordillera occidentale
- B. Chilca non équivalent aux couches rouges de la Cordillera occidentale
- C. Solution de synthèse

φp: phase péruvienne



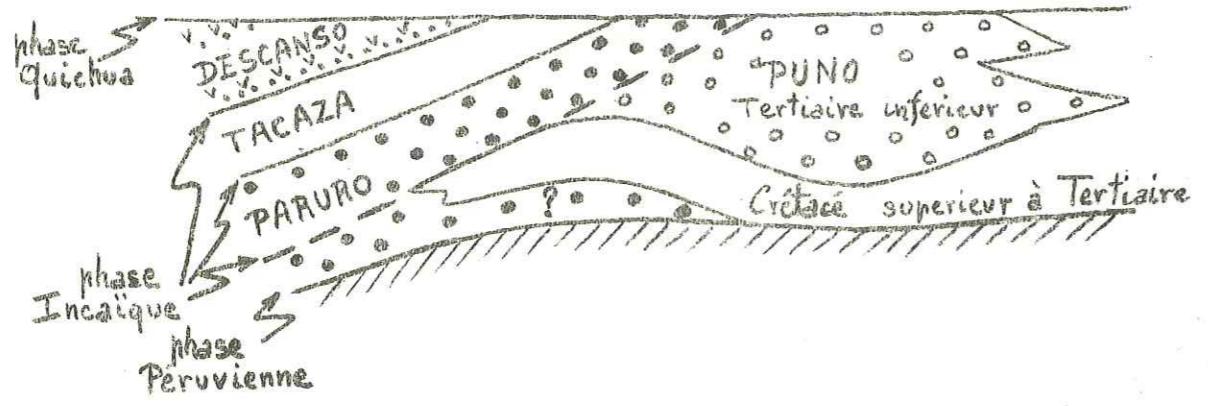


Paléoreliefs et paléocollapse de Ayavacas dans Paruro



Deux interprétations de structure visibles sur la route de Yauri

- | | | | |
|--|----------|--|-----------------------|
| | Descanso | | Membre inférieur Puno |
| | gypses | | Paruro |
| | | | Mitu |



Relations entre formations tertiaires et phases tectoniques

Les rapports entre ces membres ne sont pas toujours bien définis : les trois membres inférieurs ont été définis par M.S. Mendivil sur Livitaca-Cuzco et se suivent dans l'ordre indiqué, mais leur âge est discuté.

Quant à la Formation Descanso et au Volcanique Tacaza leur contact mutuel est masqué par le Quaternaire lacustre de la cuvette de Yauri, et nous croyons que, là aussi, la clef de la stratigraphie doit se trouver au Sud de Checca ou à Livitaca-Cuzco où les affleurements sont beaucoup plus vastes et complets qu'à Sicuani.

Le conglomérat de Paruro a été défini par Mendivil à Paruro, au Sud-Ouest de Cuzco. Rougeâtre, parfois verdâtre, assez tendre à cause de son faible degré de diagenèse, il est modelé en reliefs lourds, souvent couverts d'éluvions qui ferment tout l'horizon occidental de Pomacanchi à Yanaoca. Les falaises volcaniques des membres Apurimac et Tacaza couronnent les crêtes.

Ce conglomérat, très hétérogène, contient des blocs qui peuvent dépasser le mètre, mais aussi des grès conglomératiques et des silts rouges.

Les bancs sont épais, le classement faible et la forme subanguleuse de beaucoup de galets indique une zone d'alimentation très proche.

L'altération syngénétique de type désertique paraît avoir été assez forte. Les éléments très variés sont englobés dans une matrice silto-gréseuse ou arkosique souvent grossière, brun rougeâtre. On y distingue des andésites, des grès, des quartzites, des calcaires (Ayavacas) et des granodiorites.

L'épaisseur de cette série change très vite et peut dépasser 500 mètres.

Le contact inférieur avec Ayavacas ou Mitu n'est pas net, car tranché par des failles. Il semble donc que le conglomérat Paruro soit postérieur à Puno et séparé de lui par une phase tectonique ou au moins d'érosion.

On ne peut pas écarter les deux autres solutions suivantes :

- équivalence avec Puno supérieur ou une partie de celui-ci,
- équivalence avec un conglomérat de base Puno inférieur n'existant qu'à l'Ouest de la dépression des lacs et discordant sur Ayavacas et Mitu.

Les contacts avec les formations supérieures ne sont guère visibles qu'à l'Ouest des lacs Pomacanchi et Tungasuca. On y passe graduellement aux couches rouges argilo-gréseuses alternantes avec des coulées andésitiques du membre Huarasayco, puis au Volcanique andésitique Apurimac.

Au-dessus s'étale le Volcanique Tacaza en probable discordance.

Nous n'avons pas pu observer ce contact visible sur Livitaca, mais en descendant le Rio Checca, nous avons vu une série sédimentaire plissée en discordance sur le conglomérat de Paruro (Formation Descanso), dont l'examen peut éclairer la stratigraphie locale. Cette Formation Descanso, dont les contacts avec Tacaza sont masqués par le Quaternaire lacustre de Yauri, paraît plonger sous le groupe Tacaza. Il formerait ainsi le membre sédimentaire inférieur de Tacaza, composé de grauwackes claires et microconglomérats à éléments variés : andésites, quartzites, grès et silts rouges ou verts, calcaires, tandis que des niveaux d'argiles gréseuses bigarrées s'y intercalent avec des bancs de tufs blanc verdâtre atteignant 5 mètres.

Tacaza comprend des andésites porphyritiques rouges ou verdâtres à Labrador, andésine et biotite altérées hydrothermalement (séricite, chlorite, talc...), des brèches volcaniques et quelques calcaires lacustres.

En fait la Formation Descanso repose sur Tacaza et non dessous et c'est ainsi que nous l'avons cartée en discordance sur Tacaza.

Mais le problème essentiel reste l'âge de ce conglomérat de Paruro, attribué dans les premières cartes de Sicuani-Livitaca au Tertiaire, puis inclus dans Mitu pour les cartes définitives de Livitaca-Cuzco et la carte préliminaire de Sicuani. Dans cette carte de Sicuani nous sommes revenus à la première interprétation, suivant les suggestions de M.S. Mendivil qui, cependant, réserve son jugement définitif. Nous n'avons pas pu préjuger d'une décision qui sera basée sur l'observation d'affleurements beaucoup plus importants qu'à Sicuani et nous avons pris, en attendant des preuves, la solution qui nous paraît en accord avec le plus grand nombre de faits visibles à Sicuani. Néanmoins, aucune hypothèse envisagée jusqu'ici ne satisfait entièrement l'esprit.

On peut voir en cette série détritico-volcanique :

- soit un faciès occidental de Mitu,
- soit un prolongement latéral du volcanico-détritico jurassico-triasique du type Chocolate de la côte,
- soit un conglomérat tertiaire.

La première solution nous paraît difficile à accepter : certes Mitu augmente d'épaisseur vers l'Ouest d'après Newell, ce qui est en rapport avec un axe d'orogénie permienne à l'aplomb de la Cordillère Occidentale, mais ce changement de faciès nous paraît trop brusque pour être accepté sans preuves. De plus, si on a affaire à Mitu, on doit accepter pour la granodiorite de Pomacanchi un âge paléozoïque puisqu'on la retrouve en galets dans Paruro, et cela ne paraît guère conciliable avec l'absence totale de Paléozoïque inférieur dans toute cette zone. Il est tout aussi difficile d'en faire des intrusions intra-permiennes, ce qui exigerait d'énormes érosions durant le dépôt de Mitu.

La deuxième solution paraît, elle aussi, assez fragile. Cependant certains arguments militent en sa faveur : ainsi à Torotane au Nord de Quehue, on voit des quartzites et un lambeau d'Ayavacas par-dessus des andésites qui paraissent contemporaines du conglomérat. Des quartzites analogues peuvent se superposer au conglomérat entre Quehue et Yanaoca et représenter un reste de Yura ou Huancané sous Ayavacas.

Cependant un paléorelief de Mitu couronné d'Ayavacas peut être soulevé par une faille à Torotane. Ailleurs, des failles dans le contact Paruro Ayavacas peuvent permettre d'interpréter autrement ces dispositions : on pourrait aussi évoquer des paléo collapses de calcaires Ayavacas laissant des blocs parfois énormes glisser à l'intérieur même des conglomérats.

Par contre, on a plus d'arguments pour la troisième solution : tout d'abord l'allure peu cimentée de ce conglomérat parsemé de gros blocs, le passage à une série supérieure volcanique à allure tertiaire et à couches rouges, le pendage général des couches qui paraissent passer par-dessus la dépression de Pomacanchi et ses calcaires Ayavacas.

A noter à ce propos que sur la route de Pomacanchi on voit Ayavacas sur le conglomérat, mais à un sommet plus au Nord c'est le conglomérat qui paraît superposé à Ayavacas et cela semble la disposition la plus généralement répandue.

La tectonique tranquille et simple de ces niveaux fait penser elle aussi au Tertiaire quand on la compare à la tectonique complexe de Mitu près de Sicuani. Par ailleurs, si ces niveaux étaient permien il faudrait, au moins localement, des failles inverses affectant aussi le granite pour amener le conglomérat sur le Crétacé moyen.

La nature des galets donne aussi certaines présomptions en faveur d'un âge tertiaire : un galet dans le conglomérat de Paruro, pris en descendant le Rio Checca, a donné une diorite à andésine zonée (79 %), hornblende (20 %), quartz (1 %), quelques orthoclases, pyroxènes, magnétite, sphène altérée hydrothermiquement. Or, à Acopia nous avons une diorite analogue ou une monzonite quartzifère qui a donné 45 % d'andésine, 30 % d'orthoclases, 25 % de ferromagnésiens avec un peu de quartz, du sphène, du diopside, de la hornblende altérés en tremolite et séricite. Qualitativement on trouve les mêmes éléments dans les galets et les intrusions et on peut penser qu'il y a un lien de parenté entre ces roches. Or ces intrusions n'accompagnent pas le Paléozoïque car, d'après S. Mendivil, il semble qu'elles métamorphisent Ayavacas (mines de magnétite d'Yallacta). De plus, ce type d'intrusion assez basique paraît beaucoup plus caractéristique du Tertiaire que du Paléozoïque (diorites intrusives dans le Crétacé oriental). L'âge crétacé supérieur à tertiaire du conglomérat semble alors acquis (sauf s'il y a intrusion en plusieurs étapes).

Il faut souligner que des quartzites à niveaux de charbon attribuables à Yura (ou Huancané) et des calcaires Ayavacas (ou Arcuquina) sont superposés au conglomérat à Livitaca, mais S. Mendivil suppose que la tectonique peut être à l'origine de ces superpositions.

L'argument le plus sérieux pour l'attribution d'un âge tertiaire à Paruro reste la proximité immédiate et des calcaires Ayavacas et de la granodiorite Pomacanchi qui va avec la présence de bancs de conglomérats à 70 % de granodiorite, 10 % de calcaires associés à d'autres où les proportions de calcaires et granites y sont inverses. Ces proportions, alliées à la subangularité des blocs parfois très volumineux, suggère l'existence d'un bassin d'alimentation très proche, bipolaire, où s'interpénétraient les nappes à dominante d'alimentation granitique ou calcaire.

Cet argument n'est pas absolu, car nous savons que Copacabana peut présenter un faciès mimétique d'Ayavacas (calcaire bleu sombre à taches jaunâtres, irrégulières, arrondies à bords francs) et nous n'avons jamais trouvé de fossiles.

Les caractères de la sédimentation paraissent très spéciaux : on a, là encore, une vraie molasse conglomératique qui s'arrête, au moins partiellement, à l'Est sur des failles de subsidence synsédimentaire abaissant toute la zone sud-ouest.

Le Tertiaire moyen Descanso s'arrête à peu près au même endroit par des synclinaux un peu déversés vers l'Ouest

qui paraissent attester la persistance d'une zone de flexure en cet endroit reprise par la phase Quichua.

A l'Ouest de la Pampa de Viluyo, nous avons quelques affleurements de calcaires Ayavacas faillés avec leur socle Mitu. Par endroits reposent par-dessus des conglomérats à éléments calcaires que nous croyons être le prolongement latéral de Paruro : Paruro paraît alors passer en lentilles sous le membre inférieur de Puno, dont il semble être le conglomérat de base (mais il est aussi possible que Puno soit plus ancien que Paruro).

En résumé, sur notre carte, nous avons toujours pris pour la représentation du Tertiaire (comme pour les couches rouges) la solution la plus compliquée afin de différencier au maximum les niveaux, réserver l'avenir, étant entendu qu'il reste dangereux de donner trop tôt des équivalences, sans preuves paléontologiques.

VOLCANISME SILLAPACA (PLIOCENE).

Sur la surface "post mature" de Bowmann ou surface "Puna" de Mac Laughlin, postérieure aux phases Quichua et Incaïque, se sont étendues à l'Est de notre terrain d'énormes séries d'ignimbrites déjà étudiées près de Macusani en 1959 par Francis.

Un seul petit affleurement est visible sur notre carte à l'Est du lac Sibinacocha : extrémité occidentale d'un immense plateau volcanique servant d'assise à l'inlandsis du Quenamari.

Ces roches blanches, saccharoïdes brillent au soleil, se désagrègent en un sable blanc jonché de blocs arrondis ou se sculptant en quilles et blocs tourmentés aux formes étranges.

Une pellicule durcie en surface les protège de l'érosion ; elle doit se former par circulation d'eaux en rapport avec le rythme saisonnier annuel. Une falaise limite en général le plateau et on peut y voir la lave se disjoindre en prismes.

La roche est très friable, poreuse et légère. On y voit des fragments de quartz et feldspaths (jusqu'à 1 mm.), anguleux et en certains endroits (Matis) des cristaux centimétriques de sanidine maclée en cristaux gris blanc résineux. Au microscope, au milieu d'un verre marron abondant, on voit des cristaux anguleux ou corrodés de quartz plagioclases, biotite et apatite.

Francis voit dans ce volcanisme poreux, sans intercalations scoriacées, rhyolitique, un dépôt d'ignimbrites du type de celui de la vallée des Mille Fumées (Alaska), déposées par des nuées ardentes émises par des fissures du socle. La lave très visqueuse, riche en gaz à très haute température, se pulvérise par décompression brusque à la surface. Ces débris sont maintenus en suspension dans l'air par les gaz en incandescence et ces "nuages" couvrent d'un épais manteau de cendres tout le pays avoisinant.

Ces cendres se soudent au sol après leur retombée.

On retrouve à Livitaca des dépôts de ce type (Mendivil) ; Jenks en signale à Arequipa (1956) ; Marocco à Ichuña.

Dans le cas du Quenamari, l'érosion actuelle et ancienne semble avoir profondément entaillé les bords du plateau, tandis que le plateau lui-même était protégé par la calotte de glace qui subsiste depuis les anciennes glaciations. Comme il fossilise la surface Puna et n'est pas affecté par la tectonique, je crois qu'il est possible de confirmer l'âge pliocène à quaternaire ancien donné par Francis.

Ce type d'émission, comme celui des basaltes fissuraux (Quimsachata), semble accompagner l'ouverture de fissures contemporaines du soulèvement général isostatique des Andes au Tertiaire supérieur et Quaternaire.

Soulignons l'intérêt de ces émissions en paléogéographie où elles peuvent donner un modèle actuel des émissions rhyolitiques permien supérieures (Mitu) qui n'ont pas dû se faire en coulées mais bien plutôt sous forme d'ignimbrites.

PLIOCENE et QUATERNAIRE LACUSTRES de la CUVETTE de YAURI.

On le voit reposer horizontalement sur la Formation Descanso plissée, en discordance angulaire (piste El Descanso-Checca) à Irobamba ; ces mêmes couches s'appuient contre le Volcanique Tacaza.

Ces dépôts accumulent sur près de 200 mètres d'épaisseur des grès rouges ou jaunâtres, des argilites et des silts blancs ou rouges, des limons et des tufs remaniés, à l'Est de Checca.

Au Sud de Checca, de nombreux bancs de tufs volcaniques, épais de plusieurs mètres, d'un blanc éclatant, s'intercalent avec des silts, des argilites et des diatomites impures.

Dans la pampa de Yanamachi, sur un reste de l'ancienne surface de dépôt ou d'érosion, court un petit rio qui après un coude brusque vers le Nord se jette en cascade dans l'Apurimac.

L'ancien Apurimac devait couler sur ces dépôts qui provenaient de l'Est, et après avoir érodé, s'enfonça dans Tacaza sous-jacent qu'il entailla en une gorge profonde épigénique.

On peut supposer que ces sédiments sont postérieurs au dépôt des ignimbrites qui fossilisent la surface d'érosion Puna bien plus élevée. Ils seraient cependant antérieurs aux crues glaciaires. L'érosion a dessiné particulièrement sur les tufs un réseau hydrographique très spécial à éléments parallèles.

QUATERNAIRE.

MORAINES et FLUVIO-GLACIAIRE.

Etant donnée l'échelle de la carte, on n'a pas séparé les différentes phases de glaciation, mais la grande variété morphologique de ce modelé glaciaire justifierait amplement une étude détaillée.

Nous avons ici trois types de glaciaire :

- un type alpin ou de cordillère, classique, où des fleuves de glace laissent de magnifiques moraines latérales et frontales à l'extrémité de vallées en "U" très profondes (Sigirinacocha). Des cirques festonnent les crêtes. C'est le seul type vivant d'activité glaciaire.

- un type de piedmont au Nord et au Sud de la Cordillère Auzangate-Callangate issu de la coalescence des glaciers précédents en période de crue.

- un type de calotte glaciaire dont les glaciers de décharge anciens divergeaient à partir du plateau de Quenamari, volcanique et alimentaient en partie le glacier plat de la cuvette de Sibinacocha.

Les traces de glaciations anciennes atteignent 3600 mètres d'altitude à Ocongate et à l'Est du Rio Vilcanota, 3900 mètres à Checca et Langui, 4000 mètres à La Raya, c'est-à-dire qu'il semble que les glaces soient descendues moins bas au Sud qu'au Nord : ce serait dû à une alimentation moindre liée à des reliefs moins élevés et à des précipitations moins fortes dans cette zone sud que dans la Cordillère Orientale.

D'ailleurs, dans la Selva, les traces d'action glaciaire descendent bien au-dessous de 3300 mètres.

Les glaciers actuels obéissent aux mêmes lois, néanmoins il ne faut pas confondre la ligne inférieure des névés ou mieux celle des glaciers de cirque avec la ligne la plus basse atteinte par les glaciers de vallée.

Les glaciers descendent jusque vers 4800 ou 4600 mètres (Auzangate), 5000 à 4800 mètres au Callangate pour les langues de glace bien alimentées. Vers la Selva, l'altitude est à peine inférieure (4600 à 4800 mètres). A ce sujet il faut remarquer qu'une vallée glaciaire à affluents nombreux, comme c'est le cas du côté Selva, peut alimenter en période de crue un glacier beaucoup plus long que ne pourrait le faire prévoir l'altitude relative des glaciers résiduels actuels, non coalescents.

Au centre de notre terrain les névés commencent à 4700 mètres, les glaces à 5100 mètres au moins

Cordillère du Gicharcane en est dépourvue. Au Sud (La Raya, Ndo Chinchina), les névés descendent jusqu'à 4800 mètres comme dans les Cordillères du Nord, mais les glaces subsistent à 5200 mètres et seules les langues bien alimentées atteignent 5000 mètres ; ces glaciers descendent moins bas que leurs homologues nordiques et beaucoup de sommets à 5100 mètres n'ont pas de glaciers.

Soulignons cependant que ces névés sont en général résiduels : la ligne vraie des névés alimentés se trouve au-dessus de la ligne inférieure des glaciers, puisque nous sommes en période de décrue.

De plus la distinction de l'adret et de l'ubac très utile pour les névés, beaucoup plus abondants et bas en face sud qu'en face nord, n'a plus beaucoup d'intérêt pour les glaciers : les effets de confluence, la pente, la plus ou moins grande ampleur du bassin d'alimentation, l'enfoncement de la langue dans un canon, sont des facteurs au moins aussi importants que l'exposition.

Les glaciers de type alpins présentent à 300 ou 1000 mètres de leur front des moraines frontales marquant un stade de crue importante parce que bien datée ; à la période "chaude" du Moyen Age européen a fait suite une crue glaciaire qui atteint son apogée au 18^e siècle. Ici, Oppenheim et Broggi remarquent que d'anciennes mines espagnoles ou incaïques furent ensevelies et réapparaissent aujourd'hui sous le front du glacier en recul.

Une deuxième guirlande de moraines frontales, un peu en avant du pied des cordillères (moraines de barrages des lacs Sibinacocha et Sigirinacocha à 10 km. de distance des glaciers actuels), représente un stade de décrue important de glaciers qui, auparavant, débordèrent de très loin ces limites.

Ces glaciers descendirent en effet jusqu'au delà de Tinki, jusqu'au delà de la barrière de Mitu en aval de Sibinacocha : ce furent des glaciers en lobes de piedmont issus de la coalescence des langues alpines et de la calotte du Quenamari en crue. Ces langues glaciaires, lobées dans un premier temps, se réduisirent dans un deuxième temps à de simples langues alpines, quand l'alimentation directe par les neiges dut faire place à celle indirecte par les glaciers affluents.

Ces glaciers résiduels, suivant les cours de vallées antérieures ou de rios sous-glaciaires contemporains, prirent parfois un cours en méandres très curieux (Tinki) où, comme dans les fleuves, la courbe concave érodée fait face à une courbe convexe soulignée de dépôts ici morainiques. Ils sont, de plus (Sigirinacocha), profondément enfoncés dans les dépôts de moraines de fond, mais aussi dans le complexe de moraines et fluvio-glaciaire qui subsistait après une première crue très importante qui occupa jadis une étendue considérable. Signalons que la grande nappe de moraines et fluvio-glaciaires de Tinki est limitée en sa partie nord par une flexure et des failles d'orientation N.E., on voit d'ailleurs des moraines décalées par des failles quaternaires de même orientation au Sud d'Ocongate.

Des failles de direction andine, d'âge quaternaire, ou contemporaines coupent les moraines au N.E. de San Pedro (C° Motosalla) ou au N.E. de Collpacucho (C° Chua-Chualoma).

L'avant dernière crue nous a laissé des chapelets de lagunes, soit derrière des barrages morainiques, soit derrière des verrous.

De nombreuses formes glaciaires bien conservées parsèment ces étendues. Citons les "Eskers" : petits talus continus simulant de petites moraines latérales, mais qui ne sont que des dépôts de tunnels sous-glaciaires. Citons aussi les "Kames" : dépôts de lacs sous-glaciaires issus de l'accumulation d'eaux de fonte près des parois des vallées glaciaires. Citons enfin les innombrables entonnoirs qui parsèment les moraines et qui sont laissés par la fonte de blocs de glace fossile inhumés sous les éboulis. Certains de ces blocs sont actuellement bien visibles au front des langues glaciaires en régression. Des accumulations sous-glaciaires ou "drumlins" sont visibles près du lac Sibinacocha, au milieu d'étendues de "till" où divaguent des rios anastomoses.

Les parties les plus basses des "tills" ou des fluvio-glaciaires sont recouvertes de tourbières.

Sur les verrous, les cannelures, stries, roches en dos d'éléphant sont très fréquentes.

Sur le haut plateau volcanique horizontal de Quenamari s'est réfugié le seul reste de calotte glaciaire qui puisse rappeler les anciennes glaciations : la topographie est, croyons-nous, dans ce cas la seule responsable de cette morphologie en "inlandsis".

Nous pouvons donc ainsi résumer l'histoire des glaciations dans notre région :

- crue maximale jusqu'à 3500 mètres et peut-être plus bas, mais dont les restes ont été érodés, suivie par l'édification de terrasses fluvio-glaciaires, comme près d'Ocongate.

- régression générale jusqu'aux cordillères,
- crue moins importante que la précédente donnant des lobes jusqu'à 3600 mètres. Par fonte ces lobes donnèrent des langues de glace profondément enfoncées dans les dépôts antérieurs, les reculs successifs laissèrent des guirlandes de moraines et peu de fluvio-glaciaire.

- une petite crue en 1850 suivit un important inter-glaciaire.

Toute tentative de corrélation avec les chronologies classiques du Quaternaire doit être considérée comme prématurée.

ELUVIONS.

On en trouve partout, mais spécialement sur le Paléozoïque inférieur et sur les couches rouges. Ce sont des argiles rouges détritiques, mêlées ou non à des brèches parfois gypsifères, ou bien des argiles grises, bréchiques ou non, mêlées de moraines glissées, de glissements de terrain. Assez pures elles peuvent être employées pour les briques ou la poterie. Un cas spécial est celui des "illites" de Ccapana, très pures, d'origine éluviale ou métamorphique parfois remaniées sur place, provenant de l'altération de schistes paléozoïques.

Les sols sont très différenciés, passant d'un PH acide à basique en de très courtes distances, l'influence des anciennes cultures n'est pas négligeable, ainsi que leur dégradation par l'abandon aux friches. Il faut souligner que dans ces régions andines la culture se fait au moins autant sur éluvions que sur terrasses.

Au-dessus de 5000 mètres l'altération par le gel est la seule efficace, en-dessous de 4000 mètres c'est celle chimique qui compte seule.

Les grès sont envahis d'auroles concentriques blanches, jaunes ou rouges dénotant les déplacements rythmiques des eaux capillaires dans la roche sous l'effet du rythme saisonnier annuel.

Les roches hypabyssales, les ignimbrites... se desquament, elles, en couches concentriques.

ALLUVIONS.

Comme dans les vallées alpines européennes le remplissage alluvial occupe toutes les vallées principales à la fin de l'époque glaciaire. Des cônes de déjection fort importants (Cusipata, Aguas Calientes) se forment par endroits ; les nappes phréatiques qu'ils abritent, alimentent la nappe de Vilcanota. Cette dernière est fort importante économiquement. Elle affleure souvent en saison humide, laissant parfois une croûte de sels en surface, comme près de San Pedro, où cette croûte atteint par endroits plus de 20 cm. (la nappe est alors évidemment inexploitable).

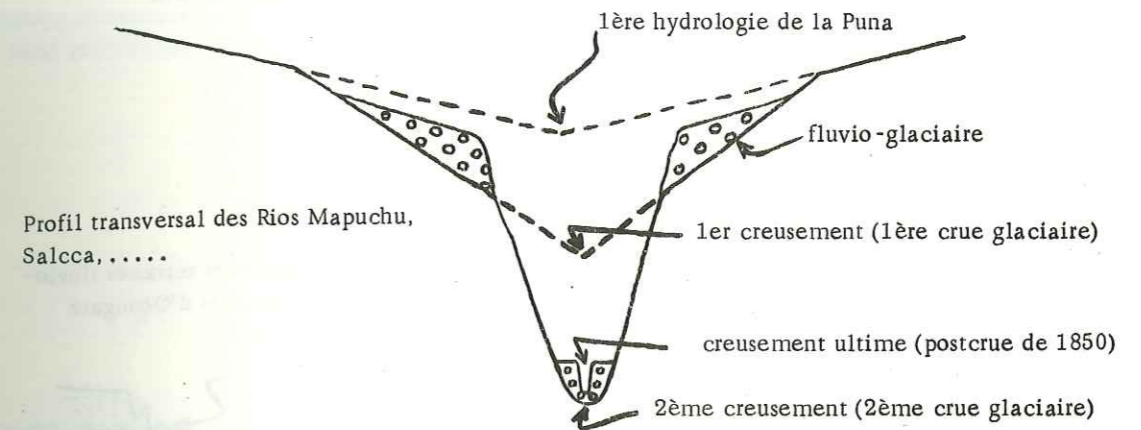
Certains cônes (lacs Rinconada) ont une surface sèche jusqu'à une ligne parallèle aux courbes de niveaux. Au-dessous de cette ligne le sol est saturé d'eau, couvert de tourbières. Cette ligne représente l'intersection de la surface de la nappe phréatique et de la topographie. Elle peut nous démontrer la richesse en eau des alluvions, au moins par endroits.

L'affleurement de la nappe, à l'origine de problèmes de drainage provient d'un excès d'alimentation par un bassin versant trop vaste ou de la présence de verrous glaciaires antiques enterrés sous les alluvions post-glaciaires. Dans ces zones se développent des tourbières profondes où des coussins végétaux peuvent jeter des ponts sur les torrents, parfois sur plus de 100 mètres.

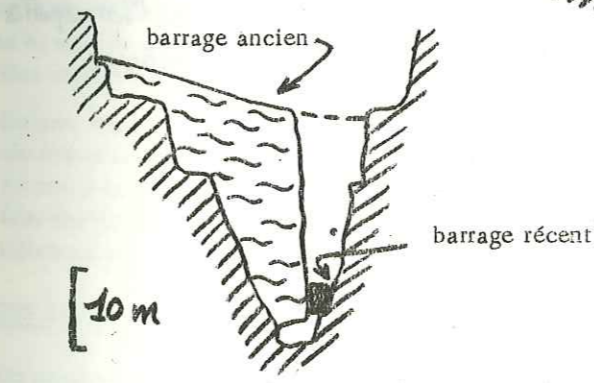
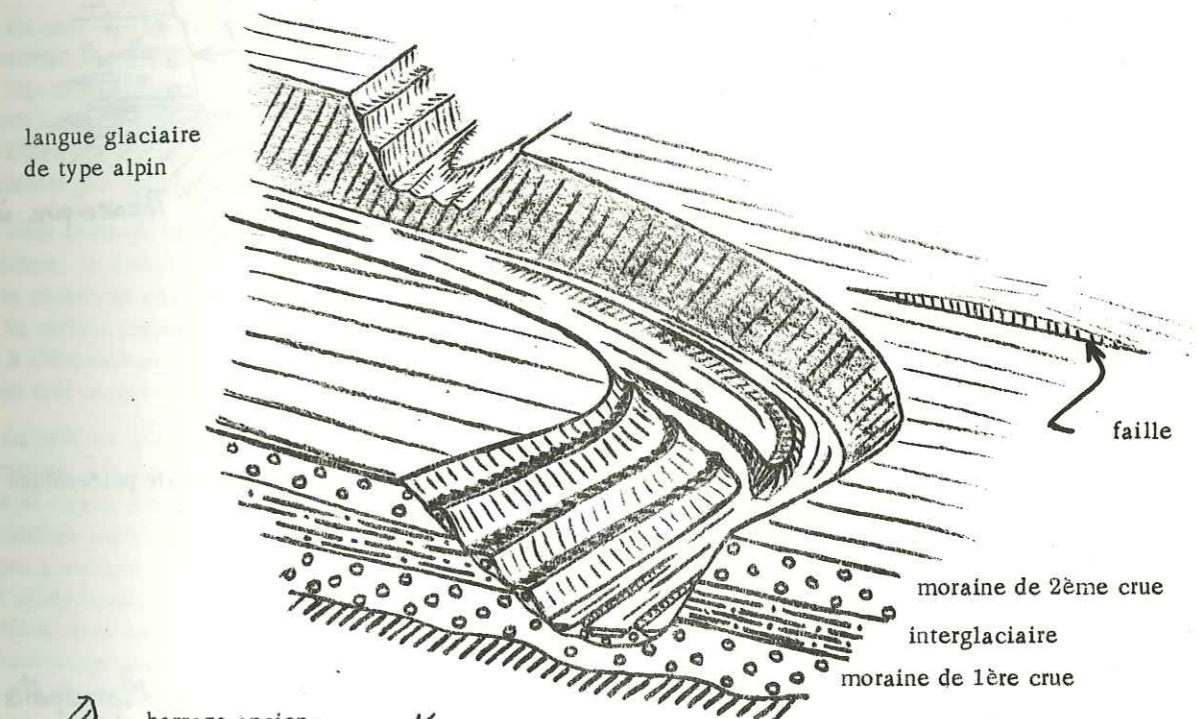
D'anciens lacs occupèrent les vallées (lac de Sicuani ou lac Lisson de Maldonado) puis furent comblés, ainsi à Uyurmiri, Maldonado donne la coupe suivante :

- 20 cm de terre arable
- 40 cm de limon calcaire gris à diatomées
- plusieurs couches de travertins de 20 cm
- couches de limons lacustres à diatomées et petits gastéropodes.

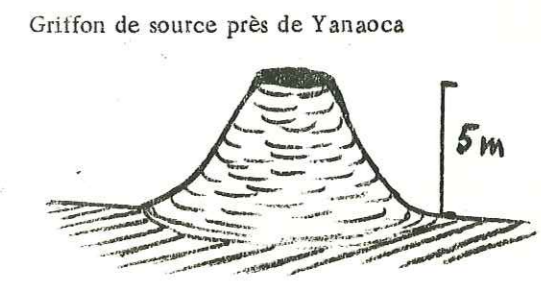
L'érosion recoupe tous les alluvions fortement conglomératiques en aval de San Pedro, particulièrement à Combapata. Cette reprise du creusement proviendrait de la fonte accélérée des glaciers après la crue de 1850, de la diminution de la charge des rios après le nettoyage des restes les plus encombrants laissés par la plus grande crue glaciaire, enfin de la disparition du barrage opposé au niveau du confluent du Huatanay-Vilcanota par le Volcanique

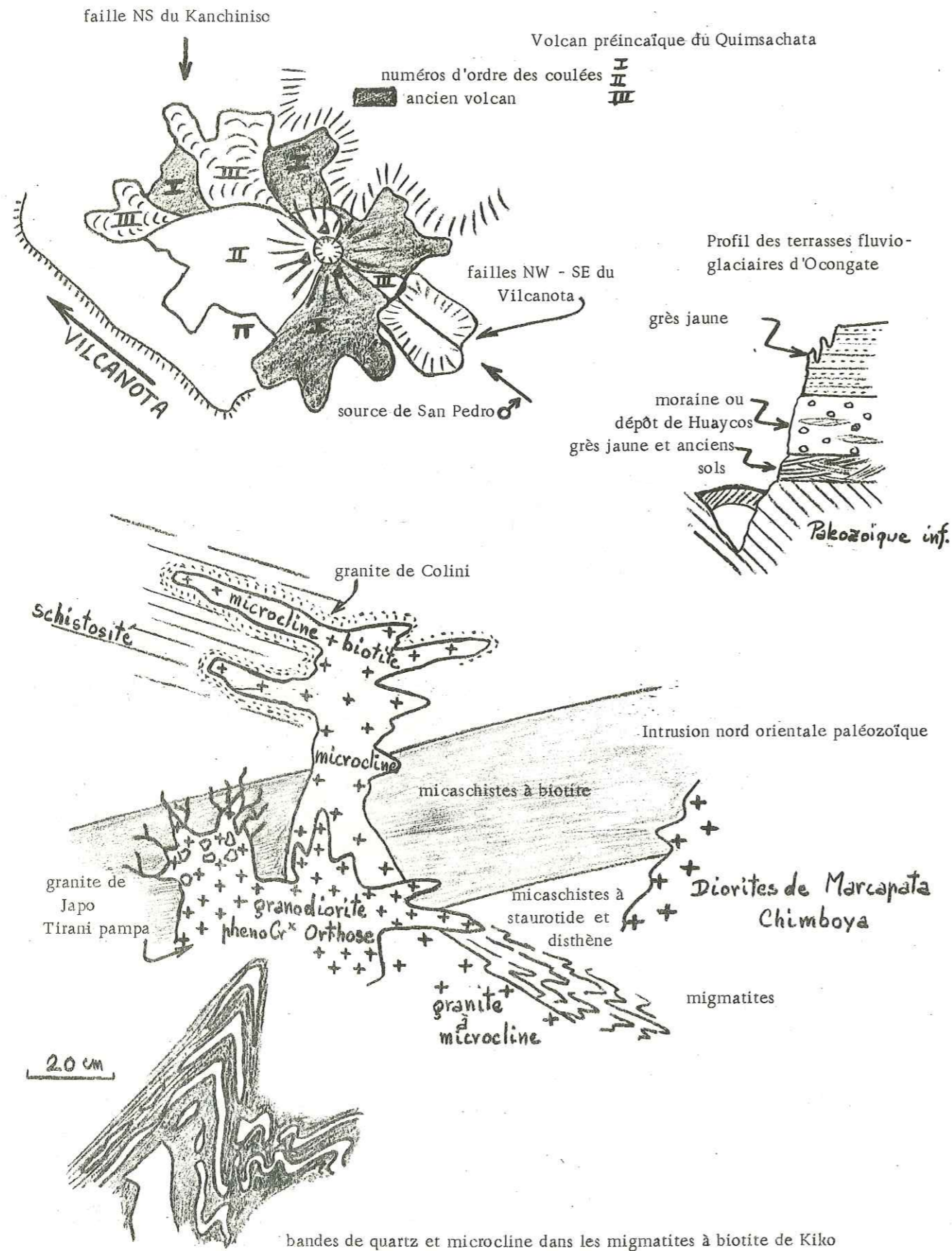


Profil transversal des Rios Mapuchu, Salcca,.....



Barrage de travertins sur le Rio Carhui (Uchullujillo)





quaternaire (creusement d'une cluse).

Nous pouvons donc dessiner le schéma historique suivant :

- creusement pré-glaciaire des vallées,
- creusement et remplissage des vallées par les premiers fluvioglaciers correspondant à la première grande crue glaciaire,
- dernière crue glaciaire et début de la décrue, augmentation de la charge mais aussi du débit amenant une forte érosion et la formation de lacs,
- fin de la fonte avec une charge toujours importante, mais un débit insuffisant pour le charrier, effet de barrage des volcaniques : remplissage alluvial général,
- petite crue glaciaire : augmentation des débits joint au percement du barrage volcanique : début du recreusement encore accentué par l'érosion issue de l'abandon des terrasses et de la dégradation du manteau végétal naturel.

VOLCANISME QUIMSACHATA.

Un seul volcan au Nord de San Pedro et une coulée d'andésite porphyrique à Opina sur la vallée du Salcca représentent le volcanisme contemporain.

Ces deux émissions jalonnent la grande faille nord-sud du Kanchiniso, mais le volcan se trouve à l'intersection de cette faille avec les fractures nord/nord-ouest du Vilcanota.

L'âge pré-incaïque de ce volcanisme est prouvé par l'étalement des coulées sur de basses terrasses du Vilcanota, postérieures aux grandes crues glaciaires, ainsi que par la construction du temple de Viracocha sur les coulées.

Nous avons pu compter trois émissions successives de laves sortant d'un cratère profond de 50 mètres, large de 200 mètres, la dernière langue de lave de 3 km. de long est sortie d'une fissure nord-nord-ouest qui partagea en deux le volcan au cours d'une explosion qui joncha de bombes et ponces rougeâtres les flancs du cône.

La surface scoriacée de cette coulée très fluide se ride en bourrelets grossièrement concentriques, perpendiculaires à l'écoulement. Le cratère, après l'émission de lave, s'est contracté par décompression dans la cheminée, donnant tout autour de celle-ci des pendages convergents, des couches de laves et pyroclastiques.

La lave est partout noire avec des cristaux épars hyalins vitreux de quartz xénomorphe atteignant parfois plusieurs centimètres. C'est un basalte ou une andésite basique à microcristaux de labrador, avec de nombreux cristaux de biotite et surtout d'augite. Ces quartz sont énigmatiques dans cette lave basique : seraient-ce des morceaux de silice recristallisée provenant de la fusion de filons de quartz recoupés par la cheminée et non mélangés à la lave ? Mais pourquoi n'observe-t-on jamais d'autres xénolithes mal digérés ? Seraient-ce des remplissages de cavités par des quartz secondaires, comme dans le cas des vieux spilites de Mitu ?

Nous ne le croyons pas car ces quartz, parfaitement hyalins, de haute température, paraissent s'être cristallisés en même temps que le magma. Reste une hypothèse de Rittmann destinée à expliquer l'existence de basaltes à quartz : une partie du sodium s'échapperait avec les gaz lors de la phase pneumatolytique et la silice serait ainsi extraite du magma et rejetée avec la lave sous la forme de ségrégations de quartz.

Une source thermominérale à San Pedro reste l'ultime témoin de l'ancienne activité de ce volcan.

Comme dans le cas des ignimbrites de Quenamari, nous avons là un volcanisme fissural, classique en fin d'évolution de toutes les chaînes de montagnes. Celles-ci, une fois plissées, se décompriment, se soulèvent isostatiquement, et les fractures tardives ainsi formées laissent remonter les magmas profonds.

D'autres émissions du même âge sont à signaler au confluent du Huatanay et du Vilcanota, où elles ont eu une nette influence sur la morphologie.

SOURCES THERMOMINÉRALES.

De nombreuses sources thermominérales jaillissent en différents points de notre terrain : citons Aguas Calientes au Sud de Marangani, Ujurmiri à l'Est de Sicuani, Tujsa au Nord-Est de Santa Barbara, diverses sources le long du Rio Carhui (Chilca, Uchullujillo...), San Pedro, Marcapata.....

Leur débit est le plus souvent faible et leur température très variable. Toutes déposent du calcaire (aragonite) à leur griffon, coloré par du fer et parfois de l'antimoine microcristalline rouge ; elles sont d'ailleurs à l'origine de la plupart des travertins, si abondants dans la région.

Comme le montrent les analyses de Raimondi (Aguas minerales del Peru p. 322) relatives à la source d'Aguas Calientes on a en général affaire à des eaux bicarbonatées, sulfatées, chlorurées, ferromagnésiennes et calciques.

La présence de ces sulfates, du chlorure de sodium (représentant la moitié des sels dissous) paraît liée à l'abondance des couches continentales dans les terrains voisins (Puno).

Les températures sont très variables (41 à 53° à Aguas Calientes, eaux presque froides à Tujsa). Comme ces sources se situent en général dans les points les plus bas des vallées, au bord des terrasses alluviales, nous pensons que les eaux remontant par des fractures circulent dans les alluvions et y sont contaminées par les eaux de la nappe phréatique.

Il est difficile de dire si nous avons là des eaux vadoses, lentement infiltrées et échauffées dans les zones profondes d'où elles remontent par des fractures, ou bien si nous y pouvons voir des eaux juvéniles d'origine volcanique en rapport avec les émissions quaternaires.

En fait, il doit y avoir un mélange des deux, au moins dans certains cas comme à San Pedro où la source est située sur la même faille que le volcan Quimsachata.

A Marcapata, l'eau sort à haute température (68° aux bains et à l'état de vapeur en d'autres endroits), l'acide sulfhydrique y est abondant et on pourrait y voir le résultat de réaction à l'intérieur des amas de pyrite et chalcopyrite différenciés au contact des intrusions et des micaschistes.

TRAVERTINS.

On en voit partout, avec des aspects et des origines souvent différents.

On peut les classer ainsi :

- Travertins en rapport direct avec des sources thermominérales.

Ainsi à Aguas Calientes se déposent-ils en plaques peu épaisses tout autour de petits "volcans" de boue chaude. Le long du Rio Salcca, avant Collpacucho Hacienda, une de ces sources chaudes a édifié un pont naturel, aujourd'hui détruit, sur la rivière.

Avant Tujsa, sur le Rio Inubamba, une ancienne source a donné un pont qui résiste encore aujourd'hui à l'érosion (100 mètres de long).

Tout au long du Rio Carhui avant Trapiche, à Uchullujllo, en deux points, à Chilca, des sources chaudes déposent du calcaire à leurs griffons parfois colorés en rouge par de l'antimoine microcristalline ou en jaune par la limonite. A Uchullujllo, la rivière fut barrée en deux points par des travertins atteignant 40 mètres d'épaisseur ; elle entailla tout ce barrage, mais une reprise d'activité des sources jeta au travers du lit, bien au-dessous du niveau atteint précédemment, un nouveau pont de calcaire épais de 10 mètres.

Le rio disparaît complètement sur 100 à 150 mètres, avant et après le village.

Les édifices construits ainsi sont de dômes ou en croûtes largement étalées, qui peuvent servir de barrage à l'érosion régressive et protéger ainsi des cuvettes intérieures fermées de toutes parts : (ex : cuvette d'Entieropampa fermée par le barrage de travertins de Tortorane, entre Yanaoca et Quehue). On peut voir en cet endroit les croûtes superposées blanc grisâtre d'aragonite fibreuse disposée perpendiculairement à la stratification.

A Yanaoca, une source aujourd'hui tarie édifia un griffon en calcaire, conique, simulant un petit "volcan" haut de 4 à 6 mètres.

- Travertins en rapport avec des circulations d'eaux.

Autour de Combapata ou à Tinta, on peut voir comment les pentes sont cachées par des croûtes calcaires souvent très inclinées. Ces dépôts peuvent tapisser les alluvions du fond des petites gorges abruptes qui descendent de la dépression des lacs, ou bien couvrir les pentes. L'érosion récente en a laissé suspendus au-dessus du rio actuel, certains paraissent faillés ou un peu basculés ; d'autres, comme celui horizontal de Chacamayo qui supporte un oppidum an-

ciens, pourraient correspondre à une topographie beaucoup plus élevée et ancienne, antérieure au glaciaire ancien.

Ces dépôts correspondraient là à d'anciennes lignes de suintement d'eaux calcaires, ou à des remontées, en saison sèche, d'eaux infiltrées à la saison des pluies.

Dans ces cas, les travertins sont partiellement détritiques, riches en moulages de plantes et on y voit parfois des brèches de pentes recimentées par le calcaire.

ROCHES METAMORPHIQUES.

Le métamorphisme n'affecte que le Paléozoïque inférieur, et seulement sur la bordure est de la Cordillère Orientale et la Ceja de Montana lesquelles sont lardées d'intrusions acides, coupées de failles importantes, couvertes dans leur partie basse d'une jungle accrochée à des pentes vertigineuses : aussi il n'a été possible d'y tracer que trois limites, celle des migmatites, celle du staurotide-disthène + biotite et celle de la biotite seule. A été représentée également l'aurole de métamorphisme entourant les intrusions.

En allant du Sud-Ouest au Nord-Est, par exemple, sur la route de Quincemil ou le sentier Ccapana-Keros, on rencontre :

- les schistes Paléozoïque inférieur (Cabanillas s. lato ou série Ccapana)
- des granites assez souvent subconcordants avec la schistosité, entourés de 100 mètres de schistes tachetés ou de schistes à andalousite (chiastolite aciculaire de 1 à 3 cm. non orientée),
- une série épaisse de schistes à biotite (l'andalousite apparaît près des intrusions). Au Sud de Marcapata ou près de Japo on y voit des alternances centimétriques de silts et schistes noirs identiques à celles de la série Ccapana mais métamorphiques ;
- la puissante série de micaschistes à biotite staurotide et disthène de Marcapata : la biotite en partie chloritisée s'oriente parallèlement à la schistosité, le quartz, abondant est mêlé à quelques orthoses tandis que de grands cristaux rosés, poecilolithiques, de staurotide amygdalaires écartent et microplissent les lits quartzo-phylliteux.
- localement (Japo) des gneiss massifs, gris en bandes blanches et noires alternantes, de l'ordre du mm, ou du cm., souvent fortement microplissées à l'échelle du centimètre ou du mètre. Ces bandes peuvent devenir amygdalaires et nous avons vu des plis à l'échelle du mètre à axes dilatés, flancs étirés, tandis que des aplites recoupaient le tout. On y trouve à égalité quartz et microcline (50 %), accompagnés de quelques plagioclases et surtout de biotite litée, quelques grenats, de la cordiérite... Certains bancs vert sombre contiennent des silicates d'alumine de métamorphisme.

Plusieurs problèmes se posent devant une série aussi complète. Existe-t-il trace de hiatus ou de discordance entre la série métamorphique et celle paléozoïque ? Les gneiss représentent-ils, comme certains le pensaient, des restes du socle précambrien brésilien ? Enfin quel est l'âge de ce métamorphisme ?

Nous n'avons trouvé ni conglomérat de base, ni discordance entre les micaschistes de Marcapata et le Paléozoïque, le passage est rapide mais continu. De plus, certaines roches sédimentaires métamorphisées, encore reconnaissables (Japo...) ont le même faciès que celles du Paléozoïque (série de Ccapana). Le passage des gneiss aux micaschistes se fait très brusquement, le contact est masqué par des granites et ce peut être une discordance ou un front de migmatitisation, mais là aussi, le faciès sédimentaire de la roche initiale, voisin de celui des schistes paléozoïques, donne la préférence à la deuxième solution. (migmatitisation).

Un autre argument pour le passage continu gneiss schistes est la présence de silicates d'alumine dans les parties basses ou hautes de la série chaque fois que le métamorphisme est assez chaud, ce qui indique partout à l'origine des schistes très alumineux. Enfin la liaison étroite - au moins géographique - entre métamorphites et intrusions indique bien qu'ils dépendent tous deux de montées locales de hautes températures dans une série homogène.

Cela nous amène à un autre problème : le métamorphisme est-il directement ou non lié aux intrusions ? Si oui, est-il la cause ou la conséquence de la mise en place des granites ?
Le métamorphisme à schistes tachetés ou à chiastolite est lié aux apophyses hautes de l'intrusion granitique; haute

température et brièveté d'action le caractérisent : c'est un métamorphisme de contact typique.

Au contraire, plus bas les micaschistes à biotite ou biotite + staurotide-disthène, au vu de leur puissance et leur grande extension ne peuvent être attribués qu'à un métamorphisme général assez chaud affectant des schistes.

Indiquons, néanmoins, qu'il serait possible d'y voir des cornéennes à biotite liées, non pas, à des apophyses supérieures mais à la coupole batholitique elle-même. On pourrait alors supposer qu'une sorte de granitisation ou de feldspathisation, issue des parties profondes des intrusions, aurait envahi la base de la série en donnant des cornéennes feldspathiques : les migmatites inférieures. En résumé, de bas en haut, nous aurions des couches de moins en moins épaisses de métamorphites correspondant à des temps d'exposition de plus en plus courts, donc à un éloignement de plus en plus grand du corps du batholite. Cependant s'il y a bien liaison intrusion métamorphites, nous n'avons jamais vu de batholite et la série des micaschistes va trop loin sur la route de Quincemil pour qu'on y puisse voir du métamorphisme de contact généralisé.

Nous proposons une autre solution : à une montée de hautes températures dans les schistes paléozoïques pourrait correspondre une transformation plus ou moins forte selon la profondeur, biotite en haut, staurotide plus bas, avec même un début de mobilisation dans les parties les plus basses amenant la différenciation de migmatites à minéraux de haute température (andalousite plus bas cordiérite), les schistes de composition chimique assez voisine des granites, par fusion donneraient alors naissance aux granites à microcline injectés dans les niveaux supérieurs.

L'élément mobile essentiellement leucocrate expliquerait la composition très acide de l'intrusion ; dans les parties hautes seulement le granite récupérerait un peu de biotite par assimilation des schistes encaissants ou par concentration locale.

Nous n'avons aucune preuve de l'âge de ce métamorphisme, mais sa liaison avec le Paléozoïque inférieur, la présence d'un léger métamorphisme général sur certains schistes et quartzites de la région (ardoises chloritoschistes de Combapata Tinta, Quilca...) toujours antérieur au dépôt du Permien, l'existence de quartzites très dures dans le conglomérat de base d'Ambo font penser à un âge précambrien.

Il est moins probable d'y voir un métamorphisme tertiaire qu'un métamorphisme lié à la phase Atalaya.

ROCHES INTRUSIVES.

Elles sont de types très variés, depuis les batholites de granites jusqu'à des petits filons basiques en passant par de grandes intrusions hypabyssales ou de petits sills ou dykes de roches plutoniques.

Les âges de ces intrusions ne sont pas toujours bien définis. En général la mise en place s'est faite entre le Crétacé supérieur et le Tertiaire, mais on sait que dans la Cordillère Occidentale les intrusions pénètrent jusque dans le Tertiaire supérieur, et on soupçonne que certaines ont pu se faire durant le Permien ou le Paléozoïque inférieur. Nous avons pu mettre en évidence des injections hypabyssales dans le Crétacé moyen.

I - Intrusions dans le Paléozoïque inférieur.

A. - Zone nord orientale : granites alcalins potassiques ou calcoalcalins, granodiorites porphyriques diorites subordonnées.

On peut diviser ces intrusions en trois groupes :

- granites et granodiorites porphyriques leucocrates du corps principal de l'intrusion,
- granites à grain fin des niveaux supérieurs de l'intrusion,
- diorites à hornblende et biotite du Sud de Marcapata qui se développent beaucoup plus vers le Sud-Est (Paso de Chimboya).

Aucune de ces intrusions ne forme la partie sommitale de la Cordillère Orientale, mais elles donnent les lignes de crête qui plongent vers la Selva. Aux sommets déchiquetés, noirs, de la ligne de partage des eaux font alors place des falaises claires, abruptes qui s'élèvent d'un jet au-dessus d'éboulis à gros blocs anguleux.

La végétation s'empare plus bas de ces parois abruptes limitant les anciennes vallées glaciaires (lichens, usnées puis arbustes). De grandes diaclases parallèles à la direction andine découpent ces granites en grandes lames qui

orientent tout le système hydrographique.

De nombreuses failles soulignées par des zones cataclastiques suivent les contacts subverticaux avec la série métamorphique de la Cēja de Montana.

1°) - Les granites alcalins et granodiorites porphyriques, très leucocrates se sont installées dans une série fortement métamorphique (gneiss, micaschistes...) par endroits dans les schistes paléozoïques où ils ne donnent qu'une auréole de schistes tachetés ou à chiastolite noirs mais où des venues hydrothermales on fait apparaître de vives couleurs (ocre vert rouge) comme entre Kiko et Japo.

Dans les parties supérieures de l'intrusion on trouve du microcline (60%), orthose et quartz (30%), épidote, chlorite et un peu de muscovite.

Le microcline paraît bourgeonner en englobant orthose et plagioclases, et réagit avec le quartz interstitiel. Au Sud-Ouest de Japo on y voit des stratifications entrecroisées à l'échelle du mètre où les bandes font entre elles des angles atteignant 30°, les plages de quartz sont orientées dans ce granite très leucocrate.

Dans certaines parties plus basses (Tiranipampa) la roche est plus proche d'une granodiorite avec 60% de plagioclases acides, 20% de quartz, 10% d'orthose, un peu de biotite, magnétite zircon et séricite.

L'orthose donne souvent des phénocristaux centimétriques blancs ou roses, aux bords corrodés, fondus, par la mésostase, parfois rompus, ailleurs un peu bourgeonnants. Ils s'alignent vers Kiko en traînées d'allure fluidale.

Ces faciès s'accompagnent d'un quartz non pas interstitiel xénomorphe mais en masses globuleuses de l'ordre du centimètre, comme fondues sur leur bord.

A Tiranipampa le granite leucocrate englobe près de son sommet des xénolithes de granite à biotite.

2°) - Les apophyses supérieures du massif précédent (granites à grain fin de Colini).

Les lames intrusives peu épaisses subconcordantes ou discordantes aux schistes encaissants, ont une auréole de métamorphisme réduite.

Le microcline abondant (50%) myrmékitique prend une structure phénoblastique englobant les autres minéraux (quartz 30%, biotite 20%, un peu de muscovite, séricite, épidote).

Dans un chapitre précédent nous avons émis l'hypothèse d'une injection de magmas très acides provenant de la granitisation des parties profondes des schistes paléozoïques sous l'effet d'un métamorphisme très chaud. Cette injection s'est-elle faite en deux phases, une à magma granodioritique, l'autre à magma potassique de force ascensionnelle plus grande, ou bien y a-t-il simple différenciation magmatique ? Il est difficile de le dire.

Nous pouvons provisoirement décrire comme suit la mise en place de ces intrusions :

- montée d'un magma granodioritique. Cristallisation de la biotite par phénomène de paroi froide et assimilation de l'encaissant (futurs xénolithes de Tiranipampa). Cristallisation au fond du réservoir de phénocristaux d'orthose, puis de mésostase laissant un magma résiduel très acide.

- phase pneumatolytique, fusion ou corrosion des phénocristaux, texture fluidale par injection de magmas acides dans le toit du batholite (xénolithes de granites à biotite), mais dans les parties profondes du réservoir mobilisation des schistes métamorphiques et injection (avec une force ascensionnelle beaucoup plus grande que la granodiorite) des magmas acides potassiques exsudant de la trame biotitique des migmatites.

- refroidissement avec phénoblastes bourgeonnants de microcline, enrichissement en biotite des apophyses hautes de granites alcalins par assimilation des schistes.

3°) - Diorites de Marcapata.

Entre les Bains de Marcapata et le village existe une intrusion de diorite de grain centimétrique à biotite, hornblende, plagioclases ; c'est la terminaison nord-ouest d'un grand batholite de diorites déjà visible au Paso de Chimboya et qui relaie vers le Sud-Est les granites de Japo.

La région de Marcapata s'avère donc la plus favorable pour la mise au clair des problèmes de relation entre les intrusions de la Cordillère Orientale. Il est surprenant de constater les différences qui existent dans la Cordillère

Orientale entre des transversales relativement peu éloignées les unes des autres : au Sud-Est vers Macusani on sait par Francis qu'il y a un massif de syénites néphéliniques, du col de Chimboya jusqu'à Marcapata un énorme massif dioritique qui laisse place à Marcapata à des granites alcalins.

Rappelons que les minéralisations, sans doute en rapport avec ces intrusions, changent aussi avec les transversales : on ne rencontre par exemple le tungstène qu'au Sud de Marcapata.

B. - Intrusions diverses du Paléozoïque inférieur.

1°) - Roches grenues.

- A Parcocalla (Nord de Ccapana) un massif dioritique de deux kilomètres de diamètre donne une roche verdâtre à plagioclases acides, pyroxènes, épidote, sphène. La texture nettement ophitique, l'albitisation secondaire des feldspaths sont les deux seuls caractères remarquables ;

- à l'Ouest de Ccapana : diorite épidotisée verdâtre à 80 % d'andésine oligoclase à structure ophitique entourant des pyroxènes altérés en serpentine. Cette roche, en dyke très peu incliné, est profondément altérée et fracturée.

- Sur la route entre Yanama et Marhuayani nous avons trouvé plusieurs gîtes de diorites verdâtres à structure ophitique (dolérites) très altérées et fracturées par des accidents est - nord-est. On y trouve des plagioclases entourant de la hornblende altérée en trémolite, chlorite, épidote et un peu de calcite.

- Au Sud de Marcapata (Chumpe) une diorite à grain moyen de structure ophitique, nous a fourni 40 % de labradorite, 15 % de biotite, 45 % de hornblende, séricite, épidote. Recoupant nettement un grand dyke d'andésites ainsi que les granites anciens, elle est sans doute tertiaire.

2°) - Roches micro-grenues ou volcaniques.

L'important dyke d'andésite rouge et verte de Chumpe atteint 5 km de long. Tout comme dans la grande injection andésitique de l'Auzangate (près de 4 km d'âge tertiaire) les grands phénocristaux d'andésine sont rongés en leur centre par de la calcite.

On rencontre à l'Ouest de Tinki ou à Ccatca des andésites ou des dacites rouges semblables à celles de Mitu (cheminées d'alimentation du volcanisme permien ?)

Le métamorphisme de contact y est toujours faible.

D'autres intrusions au Sud de Marcapata (Huiscachani) de ces andésites rouges, schisteuses, mylonitisées voisinent de petits filons grisâtres boudinés tectoniquement de dacite à plagioclase, quartz, biotite et chlorite de grain très fin.

Entre Ccatca et Ocongate, comme à Cusipata, une dacite d'un blanc éclatant est exploitée comme pierre de construction ; elle se confond de loin avec une quartzite : on y voit du quartz et des plagioclases corrodés avec de la séricite et de la calcite.

II - Intrusions du Sud-Est (Nudo de Vilcanota) et du Centre (Cordillère du Callangate Colque Cruz) : microgranites et rhyodacites calco-alcalines, syénites calco-alcalines.

La plupart de ces roches accompagnent en général Mitu dont elles sont indiscernables. Distinguer sur le terrain ou au microscope ces roches des rhyodacites permiennees en bancs ou en cheminées reste difficile.

Les contours irréguliers découpant à l'emporte pièce l'encaissant, et la mésostase moins fine peuvent seuls distinguer les microgranites des rhyolites vraies.

Le Nudo de Vilcanota nous montre un bon exemple d'intrusion bien différenciée d'âge tertiaire inférieur. On a là des microgranites gris rosé ou gris verdâtre à texture porphyrique : 40 % d'orthose, 10 à 20 % de plagioclases acides, 20 à 40 % de quartz, 10 à 20 % de ferromagnésiens avec chlorite, trémolite... Dans des affleurements voisins, les rhyolites de Mitu ont des compositions et des structures fort voisines, la mésostase étant seulement un peu plus fine.

Intrusions du Callangate. Cet hypabyssal rhyodacitique élève de grandes parois couvertes de glace jusqu'à plus

de 6000 mètres d'altitude. La texture est granulaire, un peu porphyrique, dans une mésostase très fine ; on hésite entre un microgranite très fin et une rhyolite.

On sait par ailleurs que, un peu partout dans Mitu on trouve de ces rhyodacites en bancs ou en dykes. Ici le contact avec le Paléozoïque inférieur fait plutôt penser à un grand hypabyssal d'alimentation du volcanisme permien, ou une intrusion à faible profondeur d'âge tertiaire.

L'analogie avec le microgranite de La Raya est frappante ; rhyodacites à 30 % de quartz, millimétriques, globuleux, très corrodés, plagioclases (30 à 40 %), orthose (10 à 30 %), un peu de biotite, parfois avec des minéraux d'altération divers, séricite, calcite...

Au Sud de Paquella nous avons pu voir une petite apophyse plutonique vraie de monzonite quartzifère à plagioclase en phénocristaux, biotite, quartz et orthose, entourée de schistes à andalousite. Plus haut les sommets sont taillés dans une syénite à 80 % d'orthose, 10 % de plagioclase, 3 % de quartz, chlorite, limonite, séricite, sphène, titano-magnétite. Les schistes, au contact, deviennent rougeâtres et l'andalousite abonde.

III - Intrusions de l'Ouest et du synclinorium crétacé.

A. - Intrusions granodioritiques à monzonitiques.

En plusieurs endroits Mitu est recoupé par des intrusions à caractère périplutonique. Citons :

- une microtonalité à structure intersertale verdâtre, à l'Est de Sicuani, exploitée comme pierre de construction. On y trouve oligoclase, andésine (80 %), 15 % de quartz, sphène, séricite, calcite ;

- une diorite, à l'Est de Pitumarca, en petit massif recoupant Copacabana. Cette roche verdâtre à structure intersertale présente : 35 % de hornblende dans un réseau de labrador et andésine (65 %) avec un peu d'orthose et microcline, épidote, chlorite, calcite et magnétite.

Mais les intrusions les plus importantes se situent au Nord-Ouest.

Le plus gros massif, entre Acopia et Pomacanchi, a donné une monzonite quartzifère verdâtre, mésocrate contenant 45 % d'andésine zonée, séricitisée, accompagnée de 30 % d'orthose, un peu de quartz, sphène avec diopside et hornblende altérés en trémolite. La structure est, là aussi, intersertale.

À l'Ouest de Copacabana, à Mosollacta, d'autres intrusions, elles, granodioritiques ou dioritiques, traversent Mitu et Ayavacas ; on les retrouve, avec la monzonite précédente, semble-t-il, en galets dans le conglomérat de Paruro. On y distingue, à l'œil, plagioclase, hornblende, biotite et quartz.

L'âge de ces intrusions du Nord-Ouest paraît Tertiaire inférieur, comme à La Raya, mais le faciès en est bien différent.

B. - Roches hypabyssales et périplutoniques associées.

Nous avons précédemment cité, avec les roches plutoniques, deux types d'injections hypabyssales très volumineuses, situées dans la Cordillère de Callangate Colque Cruz. Ce sont :

- des cheminées andésitiques (Chumpe) et peut-être aussi rhyodacitiques (Sigirinacocha), d'âge permien supérieur ou tertiaire,

- des injections hypabyssales dacitiques (Sigirinacocha, Callangate) d'âge tertiaire possible.

D'autres roches hypabyssales fort différentes se sont installées dans le Crétacé moyen, accompagnées d'ailleurs de roches périplutoniques variées.

À Antaparara (Sud-Est de Chilca), au Nord et au Sud de Janchipata de grandes injections de spilites aux contours très capricieux s'installent dans les axes des anticlinaux, dans les surfaces de chevauchement ou dans les amas tectoniques dysharmoniques de calcaires Ayavacas. Elles sont post-tectoniques, recoupent franchement par endroits les structures mais, en d'autres, restent subconcordantes avec la stratification. Il est dans ce cas très difficile de les différencier de la Formation Mitu. Souvent elles se mettent en place parallèlement aux contacts entre Mitu et Ayavacas.

Ce sont des albitophyres. Le contact avec les grès ne donne que des quartzites. Le métamorphisme de contact

est très faible, millimétrique. La roche verdâtre ou gris rosé contient : 95 % d'albite en microcristaux, chlorite, hématite, séricite et calcite, parfois un peu de sphène et du pyroxène.

Nous pouvons avoir affaire à des andésites basaltiques à structure ophitique où par altération hydrothermale les plagioclases sont transformés en albite, tandis que la calcite est libérée.

Jung pose le problème de l'origine des albitophyres : des trois solutions présentées, celle de Lehmann, par mise en place d'un "volcanisme froid", ne serait pas impossible.

A l'Est d'Antaparara, ces injections sont accompagnées d'intrusions périplutoniques minuscules : diorites hornblendiques à 60 % de plagioclase, 40 % de hornblende altérée en chlorite, un peu d'enstatite altérée en serpentine, rutile, titanomagnétite, sphène, apatite, trémolite, épidote. La structure est ophitique.

Ces roches devaient être riches en minéralisateurs et sont altérées elles aussi, hydrothermalement. Elles semblent souvent voisines de minéralisations (antimoine, cuivre, plomb...), par exemple à Huiscapata.

Dans le Haut Salcca nous avons vu (C° Cia), intrusifs dans Ayavacas, des dykes de 5 à 10 mètres d'épaisseur en monzonite quartzique : 45 % d'orthoclase englobant des plagioclases (45 %), moins de 1 % de quartz, 10 % de biotite et phlogopite, un peu de serpentine et calcite.

Sur le Rio Salcca qui y entaille un petit canon, un peu plus à l'Est, en dehors de notre terrain, un pointement de microgranite comprend : 20 % d'albite et oligoclase, 45 % d'orthose, 35 % de quartz, du pyroxène altéré en trémolite, biotite, séricite et calcite.

Au Cerro Motosalla, au Nord de Sicuani, on a un sill de diabase dans les grès Moho Huancané, à la base de Ayavacas. Il contient : 80 % de labrador et andésine, 15 % d'enstatite ou augite et diopside, 5 % de biotite, un peu de sphène, rutile, magnétite, clinozoïsite, trémolite d'altération. La structure est ophitique et le sill est altéré hydrothermalement.

Tous ces hypabyssaux sont d'âge crétacé supérieur à tertiaire.

De nombreux autres filons hypabyssaux traversent un peu partout les couches. Citons par exemple :

- à Chaccata (Nord-Ouest d'Antoniopampa, près d'une mine), une roche grise curieuse, en petits globules beiges mouchetés de phlogopite : trachyte à orthoclase sphérolitique et quartz ;
- au Nord-Ouest de Sicuani, derrière le C° San Cristobal, une roche grise à 70 % d'andésine et labrador, 20 % de verre, 10 % biotite et apatite, s'insère dans une faille de Ambo ;
- enfin une diabase albitisée s'installe en sill dans Copacabana au Sud de Pitumarca : elle a 60 % d'andésine et oligoclase à structure intersertale : 40 % d'enstatite et hornblende, magnétite, épidote, calcite et chlorite, (encore un albitophyre).

Au Sud du lac de Quillococha, sur la faille ouest Sicuani Chinchina, on voit entre Mitu et le Paléozoïque de nombreuses intrusions hypabyssales d'une dacite très blanche à labrador, quartz arrondi corrodé, calcite comme dans les dykes entre Ocongate et Ccatca. On a aussi un agglomérat dacitique vitreux à oligoclase, andésine et quartz en cristaux corrodés, biotite, rutile, calcite et fragments de roches diverses.

Un cas à part, fort voisin du cas d'Antaparara, est celui du C° Umalasa au Sud-Ouest du Ndo Chinchina. On a là des lames chevauchantes ou faillées de spilites dans une masse de gypse, la roche noire possède des cavités arrondies remplies de calcite zéolites (?), malachite et quartz : s'agit-il de coulées de laves spilitiques à la base de Mitu, mises en place dans des lagunes et donc riches en sodium et en minéraux hydrothermaux (excès d'eau au refroidissement) que la tectonique aurait ensuite écaillé à l'intérieur du gypse ? Ou bien peut-on y voir des intrusions d'un magma froid tout près des gypses, suivies là aussi par la tectonique ?

En résumé : tout notre terrain est lardé d'intrusions et injections volcaniques ou hypabyssales très variées, mais qui semblent être en majorité d'âge tertiaire, postérieures à la phase paroxysmale (sauf les granites alcalins du N.E. qui semblent être paléozoïques). Les intrusions (à part celles du Nord-Est), granodiorites, monzonites, tonalites et leurs équivalents volcaniques pourraient représenter les apophyses supérieures d'un réservoir profond, de composition relativement acide du type monzonite quartzifère, mais cela reste à démontrer.

TECTONIQUE.

On peut distinguer trois styles différents provenant de l'interaction de facteurs variables, à la fois dans l'espace (différences de profondeur, zones tectoniques) et dans le temps (phases tectoniques).

- tectonique de socle ou plus exactement de profondeur dans le Paléozoïque inférieur,
- tectonique de couverture ou plutôt tectonique intermédiaire, disharmonique : elle affecte le Crétacé,
- tectonique de grands ensembles, à grandes unités très amples : elle touche surtout le Tertiaire.

On peut faire correspondre à ces styles tectoniques des zones où ils se rencontrent préférentiellement :

- la première se manifeste partout où affleure le Paléozoïque inférieur, c'est-à-dire surtout au Nord-Est, dans l'axe de la Cordillère de Carabaya,
- la deuxième est visible dans le grand synclinorium crétacé du Nord-Est,
- la troisième détermine l'allure monotone de tout le Sud-Ouest de notre terrain.

Ces grandes zones correspondent à la fois à des niveaux ou étages tectoniques différents, à des répartitions inégales de l'intensité de la tectonique suivant les endroits, enfin à une distribution assez large des phases de tectogenèse dans l'échelle des temps.

Considérons d'abord les différentes phases tectoniques qui affectent notre région :

- les phases du Paléozoïque inférieur : elles sont peu connues et ont dû essentiellement comporter des soulèvements et des affaissements. Notons un soulèvement prédevonien problématique (phase calédonienne) et un autre dévonien supérieur, (phase Atalaya ou première phase hercynienne), les deux sont accompagnés de dépôts de types Flysch ou molasse, peut-être aussi de métamorphisme général et d'intrusions ; en tout cas, il semble qu'une schistosité est apparue avec le deuxième plissement,
- phase paléozoïque : permienne Appalachiennne, la compression semble avoir été peu accentuée,
- phase névadienne triasique ou jurassique, peu évidente mais indiscutable, au moins par endroits,
- mouvements précurseurs intra-apitiens à cénomaniens, sans doute faibles,
- phase de tectonique principale Crétacé supérieur : (phase péruvienne) surtout dans la Cordillère Occidentale, accompagnée des premiers mouvements dans la Cordillère Orientale et de dépôts molassiques sur l'avant-pays (Formation Puno), ou dans des dépressions intra-andines où la tectonique semble nulle,
- phase de tectonique principale, post Puno affectant toutes les Andes (phase incaïque),
- une phase post Tacaza (Tertiaire moyen à supérieur),
- phase post Formation Descanso (Tertiaire supérieur) qui doit être confondue avec la précédente (phase Quichua de Steinmann),
- Soulèvement général isostatique plio-quadémaire.

Il faut souligner que ces diverses phases ne se font pas suivant les mêmes axes : l'extraordinaire variété des directions d'axes de structures dans le Crétacé par exemple obligera à voir des tectoniques d'axes différents superposées (Nord-Ouest Sud-Est Nord-Sud ou Est-Ouest ou peut-être aussi Nord-Est Sud-Ouest ; ces différences d'orientation augmentent l'opposition entre les phases, mais une phase récente peut faire rejouer des accidents plus anciens.

Le facteur temps n'est pas le seul en jeu : la tectonique principale a donné la plupart des structures visibles et pourtant celles-ci ont un style très différent suivant le niveau considéré : chacun de ces niveaux doit être considéré comme un ensemble lithologique mécaniquement homogène placé dans un étage tectonique donné.

Ainsi nous pouvons définir :

- un socle souple qui a joué par plis beaucoup plus que par failles ; presque toujours dans l'étage tectonique

inférieur il montre des plissements variés accompagnés de schistosités à orientations variables (Nord-Sud, Est-Ouest, Sud-Est, Nord-Ouest, à Nord-Est, Sud-Ouest).

- une pellicule rigide servant d'enveloppe au Paléozoïque inférieur (Copacabana, Mitu et Huancané p.p) : ses mouvements "expriment" ceux de l'ensemble paléozoïque et le "transmettent" au Crétacé. On y voit parfois une forte schistosité, (faille nord-sud de Quimsachata),

- une masse incompetent (Crétacé) qui peut être replissée soit par une tectonique de couverture, soit par une tectonique souple, disharmonique entre deux niveaux rigides (Puno et Mitu).

La partie inférieure est formée d'écaillés rigides (Huancané) enveloppées dans une masse en déplacement très fluide (Moho), par-dessus, le Crétacé supérieur a un style souple autonome, une schistosité commence à y apparaître.

- une masse compacte, d'un seul tenant (Tertiaire) a sans doute recouvert toute la région très irrégulièrement, cette répartition irrégulière des charges a dû guider le plissement du Crétacé sous-jacent. En général ces niveaux supérieurs ont subi une tectonique à grande amplitude, plis concentriques et failles.

Dernier facteur important, l'intensité de chaque phase n'est pas la même partout : le synclinal de Puno recouvre au Nord et à l'Ouest en discordance le Crétacé, tandis qu'il lui est subconcordant au Sud-Est. La phase péruvienne semble donc avoir été plus forte dans la Cordillère Occidentale que dans le Haut Vilcanota.

Nous diviserons ainsi notre terrain en zones concordant avec les divisions naturelles que nous permettent d'établir les facteurs tectoniques mentionnés ci-dessus :

- zone sud-ouest à tectonique de grands ensembles,
- zone anticlinale du Vilcanota, très faillée, séparant les Cordillères Orientale et Occidentale
- zone du synclinorium crétacé,
- zone axiale de la Cordillère Orientale.

I. - Zone sud-ouest à tectonique de grands ensembles.

On y distingue le grand synclinal faillé à l'Ouest de Sicuani et les failles inverses de la route de Yauri. Plus à l'Ouest, Paruro et Tacaza ne sont touchés que par de grandes failles simples et plis à grand rayon de courbure.

L'ultime phase tectonique est postérieure à la Formation Descanso fortement plissée (pendages verticaux ou même localement inverses).

Si cette Formation est équivalente à la Formation Maure, on pourrait y voir la phase tardive tertiaire supérieur qui plisse tout le Sud péruvien, postérieure à Tacaza (phase Quichua).

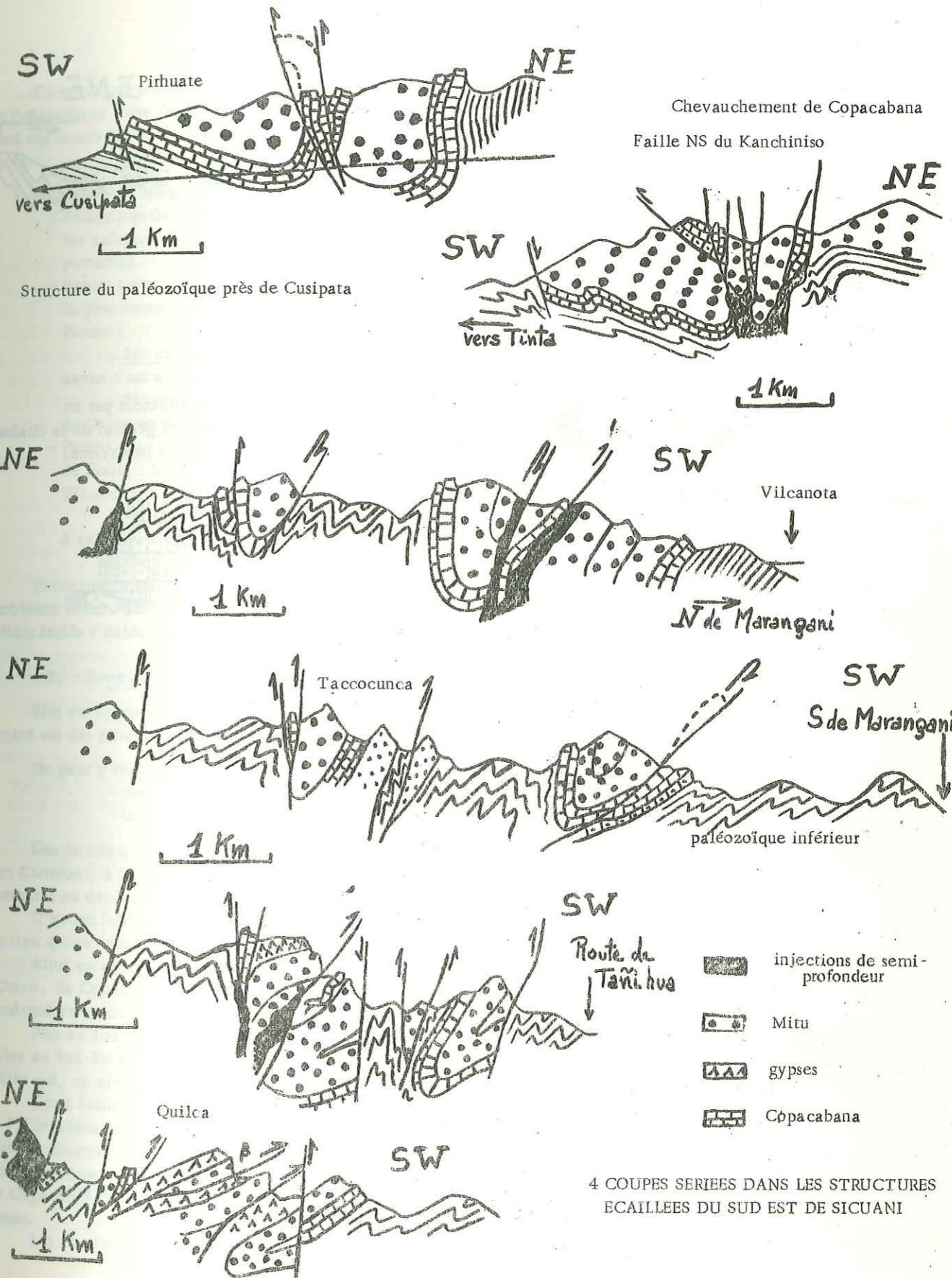
Une autre phase tectonique a dû séparer les Formations Descanso et Tacaza, car elles paraissent discordantes. Néanmoins il n'a pas été possible, vu l'exiguïté des affleurements disponibles, de le démontrer.

Le synclinal de Sicuani repose par son bord ouest en discordance sur Mitu et Ayavacas affectés par des failles inverses, à compartiment est-nord-est élevé. Néanmoins le Crétacé supérieur est coincé par ces failles ce qui fait proposer un jeu en plusieurs phases :

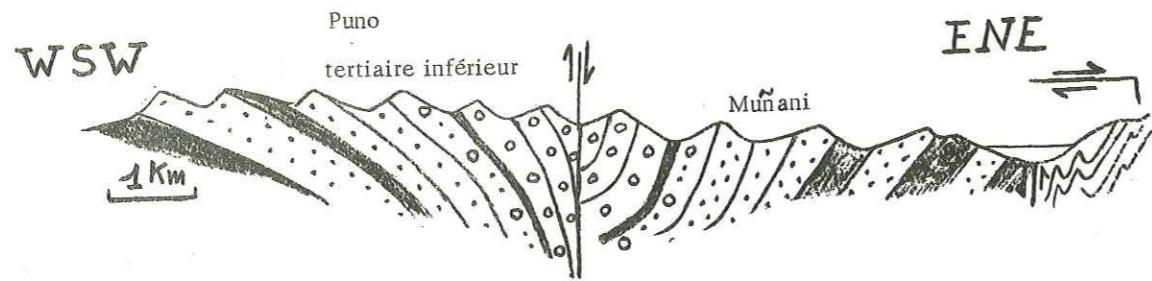
- première compression post Ayavacas, assez faible ou nulle à l'Est, plus forte à l'Ouest (phase péruvienne),
- dépôt des couches rouges Crétacé supérieur,
- deuxième compression postérieure à Puno et peut-être au conglomérat Paruro et Tacaza. Il semble que le conglomérat de Paruro soit l'équivalent latéral des conglomérats Puno et que, en fait, cette phase soit contemporaine de celle post Tacaza (et même post Descanso tertiaire supérieur).

Le conglomérat de Paruro correspondrait au bord oriental de la Cordillère Occidentale en surrection, bordure où l'orogénèse fut assez forte pour que ne se déposent pas, ou soient érodées, toutes les couches rouges de l'avant-pays et que seuls les conglomérats tertiaires se mettent en place.

Sur la bordure orientale du synclinal tertiaire de Sicuani, où la discordance crétacée fut beaucoup plus faible ou nulle, les couches rouges du Crétacé supérieur furent simplement enfouies en concordance sous les nappes de conglomérats qui provenaient de l'érosion de la Cordillère Occidentale.



4 COUPES SERIEES DANS LES STRUCTURES ECAILLEES DU SUD EST DE SICUANI

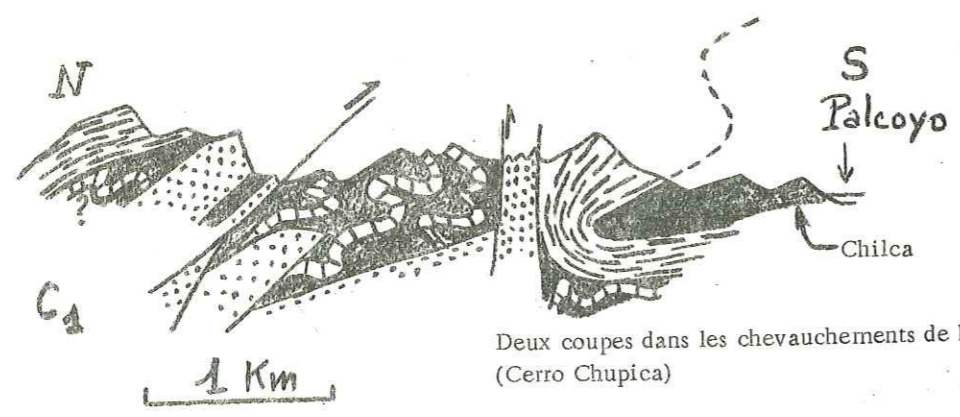
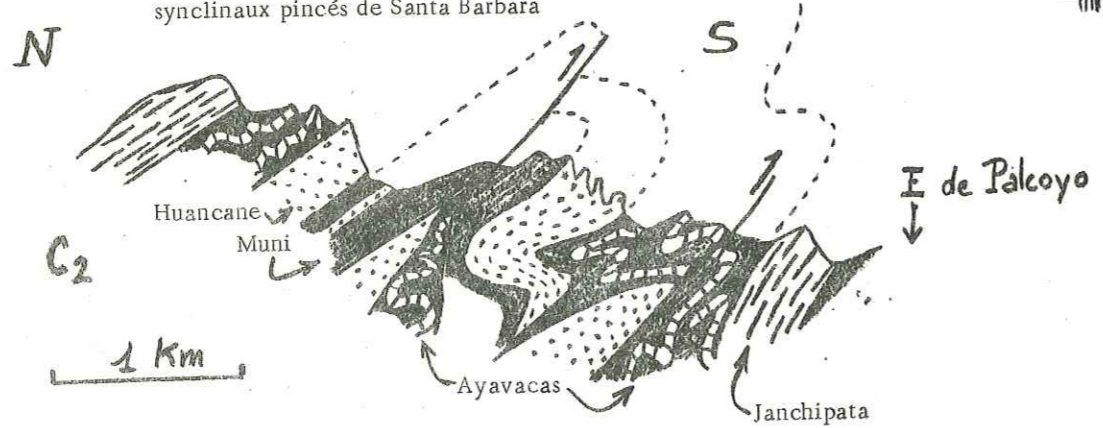


Synclinal tertiaire de Hercca



Couches affectées par un basculement général de la chaîne postérieure au paroxysme.

Chevauchement écrasé et replissé d'Uyurmiri synclinaux pincés de Santa Barbara



Deux coupes dans les chevauchements de Huancañe sur Ayavacas (Cerro Chupica)

Ce synclinal présente une particularité intéressante : son extrémité sud bute directement contre les structures du Paléozoïque ; une faille de subsidence doit en effet exister entre Tungasuca-Pampa de Viluyo et doit suivre le bord sud-ouest du lac de Langui ; elle a dû jouer au moment de la formation de ce synclinal tertiaire, ou juste après.

Pour nous résumer, nous avons trois possibilités :

- Paruro représente Mitu ; nous ne l'envisagerons pas, car elle n'est pas très intéressante et peu probable, les calcaires Ayavacas joncheraient alors en totale discordance un Mitu très épais (phase névadienne importante),
- Paruro s'est déposé après Puno et en est séparé par la phase incaïque ; c'est la solution adoptée sur la carte, la plus complexe. Il existe alors deux cas selon que Descanso est considérée ou non comme équivalente de Paruro :
 - . 1er cas : Descanso équivalente de Paruro (ou de la base de Tacaza), la phase tectonique post Descanso n'est autre que celle Quichua,
 - . 2ème cas : Descanso est post Tacaza. La phase Quichua reste post Descanso et Tacaza sera séparé de Descanso par une discordance difficile à apprécier,
- Paruro n'est pas séparé de Puno par une discordance et peut être même n'en est qu'une variation latérale de faciès ; les couches rouges Crétacé supérieur en subconcordance avec le Crétacé dans la zone calme du Vilcanota deviennent discordantes vers l'Ouest avant de disparaître dans Paruro :
 - . 1er cas : Descanso est assimilable à Paruro donc à Puno, la phase incaïque devient alors équivalente à celle Quichua (ou bien cette dernière ne peut être distinguée sur notre terrain),
 - . 2ème cas : Descanso est discordant sur Tacaza (phase incaïque) mais plissée par la phase Quichua.

Toutes ces solutions devront être considérées une à une sur Cuzco-Livitaca ou Ayaviri-Macari, le plus gros problème étant de savoir d'où proviennent ces lambeaux épars de Ayavacas dans le conglomérat de Paruro : paléo reliefs isolés ? paléo collapse d'éléments calcaires glissant sur les nappes de conglomérats ?...

2. - Zone anticlinale du Vilcanota.

Elle est importante car, géographiquement, elle coïncide avec la limite ouest des faciès crétacés épais à la limite est des affleurements tertiaires. De plus, c'est une unité paléogéographique importante.

On peut y distinguer deux sous-zones :

- une au Nord-Ouest étroite, en forme d'anticlinal faillé en crête mais relativement simple,
- une au Sud-Est, produite par l'élargissement de la zone précédente et son découpage en écailles.

Des failles à rejeu souvent récent jalonnent toute la vallée du Vilcanota ; elles sont visibles derrière le Cerro San Cristobal, à l'Ouest de Sicuani et à la bordure orientale du synclinal tertiaire de Sicuani. Ce sont des failles normales ou des failles de décrochement.

D'autres failles sont inverses ou même dessinent des chevauchements importants dirigés en général vers l'Ouest en rive droite, peut-être vers l'Est en rive gauche du Vilcanota.

Ainsi en allant du Nord au Sud en rive droite on a, à l'Est de Combapata (Kanchiniso), un chevauchement, vers l'Ouest, de Copacabana fossilifère sur Mitu, dont les "racines" orientales ont été recoupées par une faille postérieure nord-sud verticale qui n'a laissé que des écailles.

Plus au Sud, le Crétacé réagit de même (chevauchement d'Uyurmiri). Enfin on voit un groupe d'écailles synclinales au Sud-Est de Sicuani, d'orientation est-sud-est, ouest nord-ouest. Ces écailles butent à l'Est contre une grande faille qui, au niveau de Sicuani, s'infléchit vers le Nord pour se terminer contre la faille nord-sud du Kanchiniso.

Cette faille Quilca San Felipe (Sicuani) Kanchiniso d'orientation générale sud-est nord-ouest limite Mitu contre le Paléozoïque inférieur : elle semble avoir joué (comme beaucoup dans cette zone) à plusieurs époques. Après une histoire obscure, elle a dû faire chevaucher Mitu sur le Paléozoïque au cours de la tectonique paroxysmale puis, devenue postérieurement faille normale, son compartiment est s'est abaissé, ce qui explique la rareté des affleurements de Copacabana dans cette zone (cette absence peut avoir aussi pour origine la paléogéographie du Paléozoïque supérieur).

Les écailles, à l'Est de Marangani, seraient peut-être d'anciennes failles de subsidence de la partie nord orientale

de notre terrain durant le Crétacé, reprises pendant la phase péruvienne et limitant à l'Est la zone de subsidence maxima des couches rouges crétacico-tertiaires. Après cette inversion des zones subsidentes, elles furent engagées dans la tectonique paroxysmale tertiaire comme failles inverses à compartiment nord-est élevé, se transformant par endroits en chevauchements ou plis couchés, sous le chevauchement du Paléozoïque oriental. Ces chevauchements auraient été par la suite redressés et fracturés par les tectoniques postérieures.

Localement, des gypses dans Mitu inférieur facilitent le chevauchement vers l'Ouest de lames permianes volcanico-détritiques (Cerro Umalasa, Quilca).

Ainsi cette zone aurait-elle été le témoin d'inversion de subsidence pendant l'histoire de la sédimentation, puis de chevauchements et d'écaillages suivant ces mêmes lignes de faiblesse entre domaine oriental et domaine occidental. Rappelons que c'est justement sur cette ligne souple, toujours mobile, qu'est venue s'étaler la plus grande quantité de sédiments détritiques provenant de l'érosion de la Cordillère Occidentale qui fut la première à surgir entre le Crétacé et le Tertiaire du "géosynclinal" andin. De nombreuses failles (celles du San Cristobal, celle nord-sud du Kanchiniso, celle du Vilcanota-Quilca) coïncident avec les limites de sédimentation de la molasse crétacico-tertiaire de Sicuani ; elles se rejoignent toutes au volcan Quimsachata, qui en paraît une conséquence directe.

Dans toute cette zone anticlinale, comme dans le synclinal de molasse de Sicuani et dans le Crétacé plissé du Nord-Est, on voit des preuves d'un mouvement de basculement de toutes les structures vers l'Ouest.

Postérieurement au redressement des structures les bancs subverticaux, sous l'effet d'une compression légère mais brusque ou d'un basculement général de la chaîne, se sont tronçonnés par des failles horizontales à compartiment supérieur, parti en général vers l'Ouest (San Felipe, Pumahorcco, Santa Barbara, Hercca). Ce mouvement en masse doit expliquer la forme curieuse du synclinal de molasse : profil en \cap , mais aussi les failles à faible rejet, mais de décrochement, qui affectent ce dernier, à Hercca par exemple.

Un problème difficile reste la présence de chevauchements vers l'Est, sur la rive gauche du Vilcanota (San Cristobal : chevauchements intra Ambo ; structures de Copacabana Mitu en face de Cusipata). On pourrait partiellement l'expliquer par un blocage des structures disharmoniques du Nord-Est sur le môle résistant du Tertiaire à l'Ouest, ou bien par des résistances locales sur les flancs de l'anticlinal du Vilcanota, amenant des chevauchements locaux convergents vers la crête de l'anticlinal.

Il faut souligner que partout ces chevauchements sont tranchés à leur racine par des failles verticales postérieures : c'est d'ailleurs le rôle de la faille normale de Quilca par rapport au chevauchement de Paléozoïque qui engendra le paquet d'écaillles de Marangani, celui-ci d'ailleurs avait une orientation différente et devait correspondre à une crise tectonique antérieure.

Un autre cas de ce type serait représenté par la faille nord-sud de l'Est du Kanchiniso, verticale, recoupant au Sud un chevauchement vers l'Ouest de Copacabana sur Mitu, au Nord un chevauchement vers l'Est du Paléozoïque supérieur sur le Crétacé, qui eux-mêmes reprennent une faille ancienne en la tordant en faille pli.

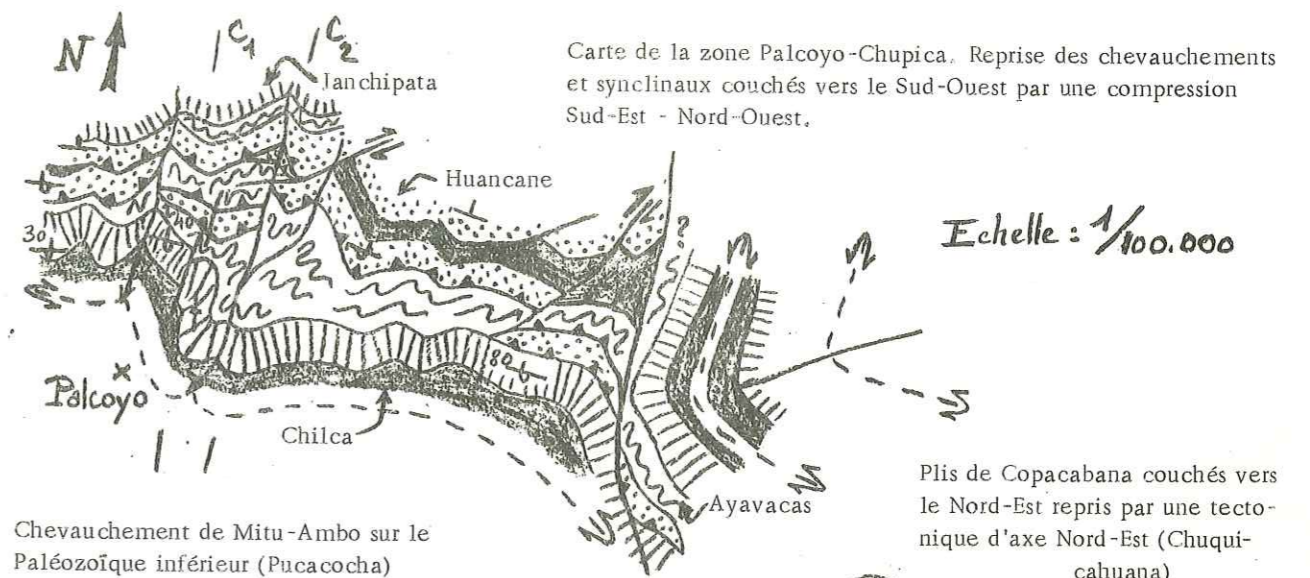
TECTONIQUE DU SYNCLINORIUM CRÉTACE NORD ORIENTAL.

Nous y distinguons de bas en haut de la série deux niveaux tectoniques compris dans deux zones structurales qui sont du Sud-Ouest au Nord-Est :

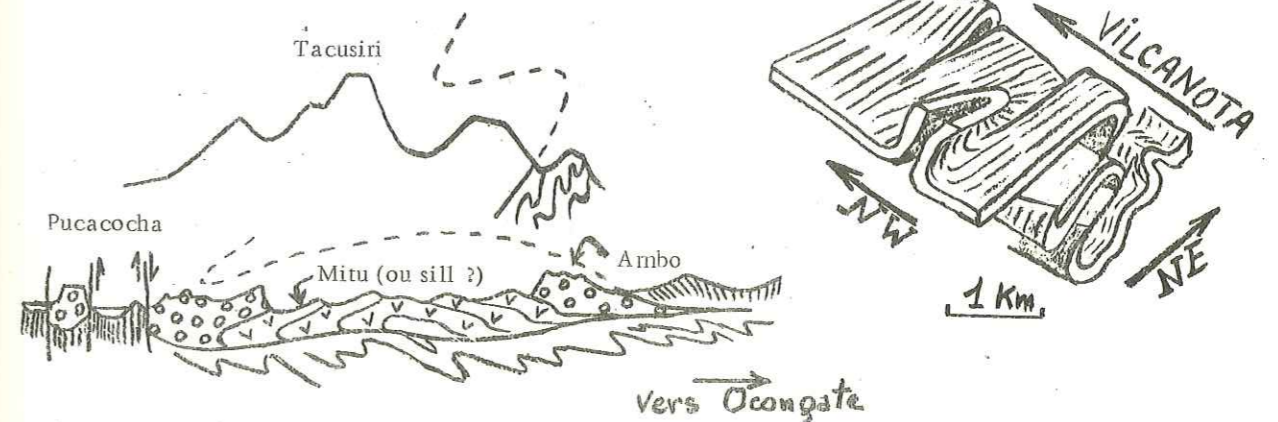
- une zone sud et sud-ouest à tectonique relativement simple, de direction en général andine (Nord-Ouest, Sud-Est).
- une zone nord et nord-est à tectonique de direction nord-ouest croisée avec une autre de direction nord-est.

Les deux niveaux tectoniques sont de bas en haut :

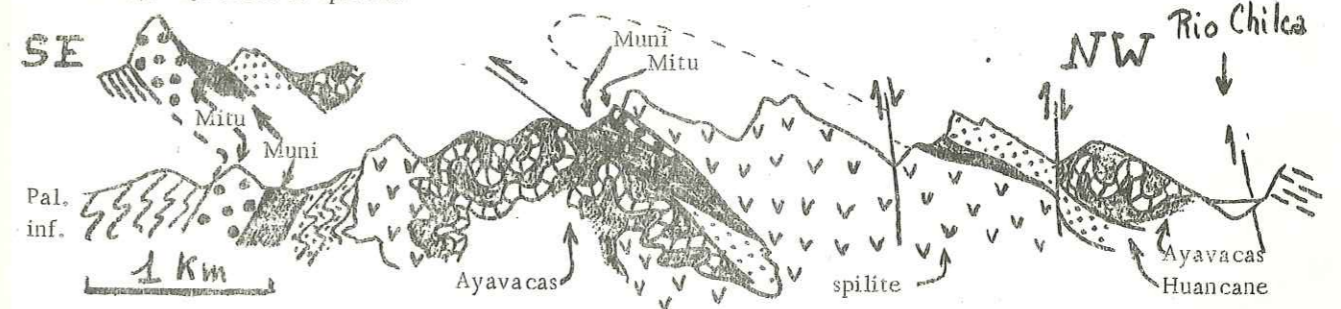
- un niveau de décollement (Ayavacas) bourré d'écaillles (Huancané),
- un niveau décollé du socle (Janchipata, Chilca) à tectonique souple.



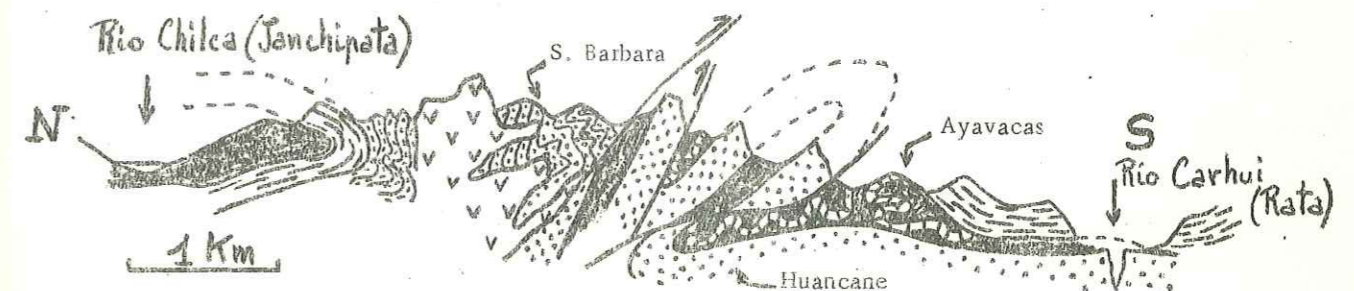
Chevauchement de Mitu-Ambo sur le Paléozoïque inférieur (Pucacocha)



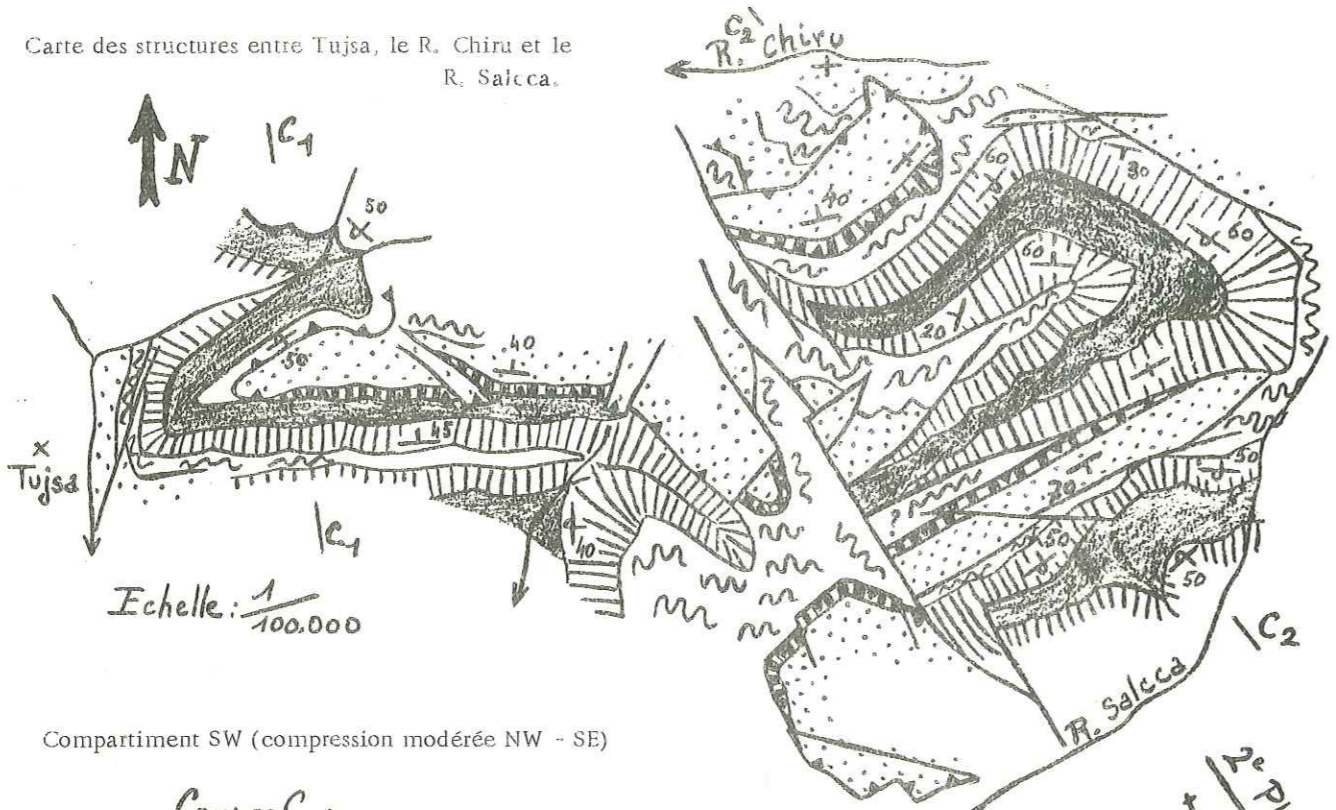
Chevauchement vers le Sud-Est (Antaparara près de Chilca). Injections de spilites.



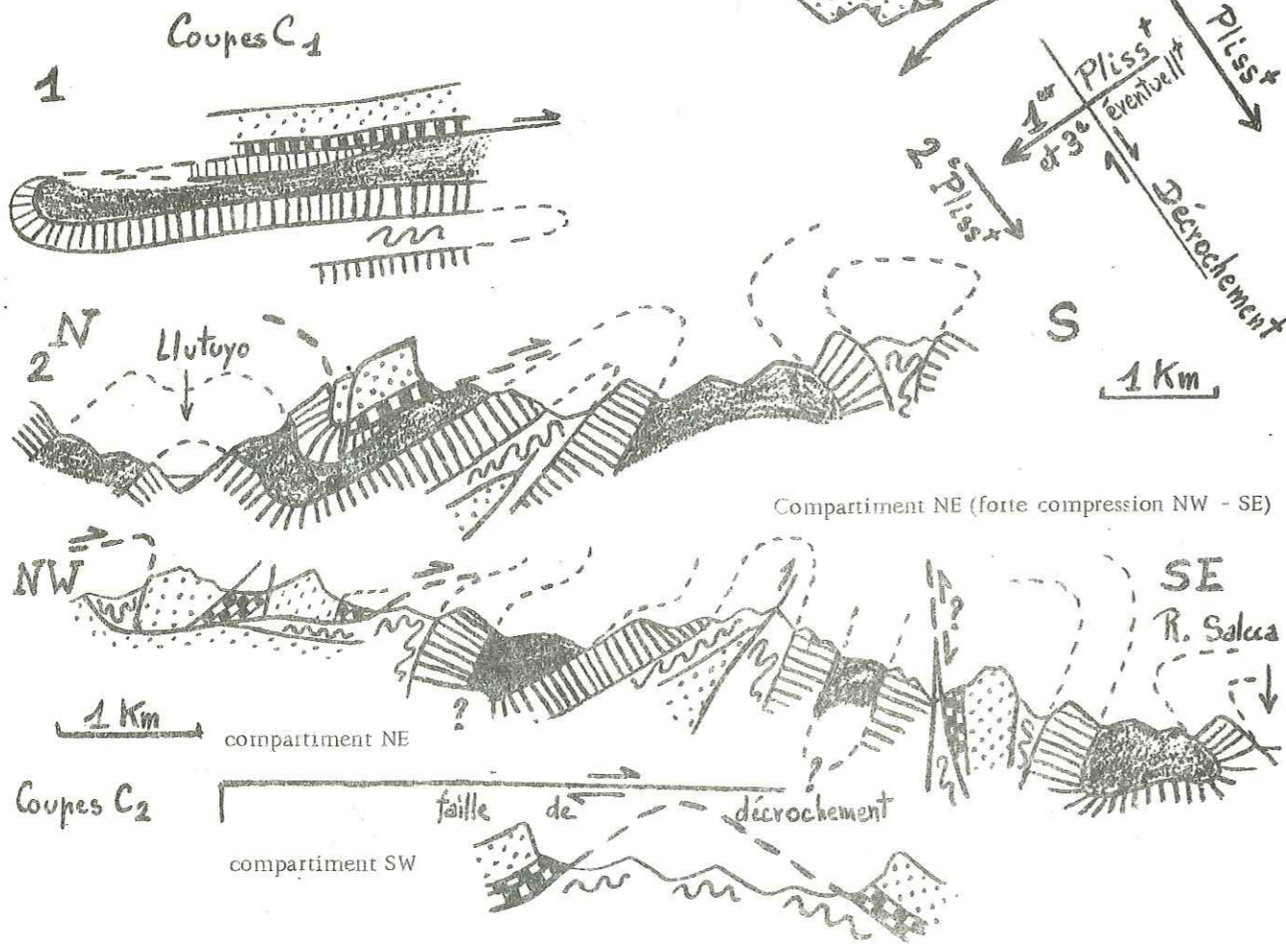
Structure chevauchante d'axe Est-Ouest près de l'Hacienda Rata (Rio Carhui)



Carte des structures entre Tujsa, le R. Chiru et le R. Salcca.



Compartiment SW (compression modérée NW - SE)



1. - Zone sud-est et sud :

On a là des synclinaux assez souvent pincés de Janchipata-Chilca flottant par-dessus un amas d'Ayavacas pris dans un système d'écaïlles de Huancané (Uyurmiri).
 A Santa Barbara trois de ces synclinaux se ferment par des terminaisons périclinales très raides sur une masse de calcaires Ayavacas et de faciès Santa Barbara replissés à l'extrême. Au Nord-Est de cette accumulation d'Ayavacas et contre elle les synclinaux se coincent avec des plans axiaux de 70° vers le Sud-Ouest. Ayavacas forme donc une sorte d'anticlinal en champignon à terminaison périclinale abrupte vers le Sud-Est.

On peut penser que cela est dû à la combinaison, après la phase paroxysmale, de deux phases de compression, l'une d'axe nord-est, sud-ouest et l'autre postérieure d'axe andin nord-ouest, sud-est et aussi au moulage des structures sur une masse inerte d'Ayavacas préexistante, masse en collapse sous-marine à l'Aptocénomanien. Le même jeu de compression des structures peut aussi donner ces rebroussements ou ces rotations d'axes synclinaux visibles par exemple au Nord de Condorsencca.

Une autre caractéristique de ces synclinaux est de présenter un plan axial subvertical oscillant de 70 à 80° vers le Sud-Ouest et 70 à 80° vers le Nord-Est : cela dénote un certain chiffonnage des axes par une tectonique nord-est, sud-ouest, mais surtout un effort de blocage, de freinage du mouvement des synclinaux venant de l'Est sur un môle résistant (masse d'Ayavacas replissée formant bouchon, écaïlles Huancané accumulées ou même anticlinal de Mitu). On peut aussi avoir après la tectonique paroxysmale qui donna une masse frontale de calcaires Ayavacas replissés, refoulés vers l'Ouest, après la tectonique d'axe nord-est, un serrage général qui a redressé d'une part les écaïlles primitivement horizontales, d'autre part les axes des synclinaux Janchipata-Chilca, primitivement avec un plan axial de 30 à 50° vers le Nord-Est. La faille de chevauchement de Uyurmiri fut alors plissée (faïlle pli).

Dans la zone suivante nous verrons, exagérés, les différents effets des phases que nous voyons ici seulement ébauchés.

2. - La zone nord et nord-est.

Elle peut être divisée en trois parties :

- une masse principale refoulée vers l'Ouest ou le Sud avec chevauchements et plissements disharmoniques,
- un liséré au Nord et à l'Est où l'on observe essentiellement des écaïlles de Huancané refoulées en désordre vers le Sud-Ouest,
- un liséré occidental où localement le Permien et le Paléozoïque inférieur chevauchent le Crétacé.

a) La masse principale, Crétacé, refoulée vers le Sud-Ouest.

Elle comporte des calcaires Ayavacas et faciès associé Santa Barbara, replissés, englobant des écaïlles de Huancané. Ce type de structure est particulièrement bien visible dans la profonde vallée qui descend de l'Auzangate par Chilca. A Uchullujllo et Trapiche deux de ces écaïlles réalisent un chevauchement de 2 à 4 km au moins, la lame inférieure étant un flanc inverse, la supérieure un flanc normal. Ces écaïlles ont été poussées vers l'Ouest, mais cela reste peu visible car les pendages actuels de leurs affleurements dessinent nettement un anticlinal à parois abruptes (50 à 80°) d'axe nord-est, sud-ouest. De plus, des failles recoupent les extrémités de ces lames et les font brusquement disparaître dans la masse disharmonique d'Ayavacas, il est alors difficile de reconstruire les anciennes structures (ces failles affectent les unités inférieures tandis que souvent les synclinaux de Janchipata ne souffrent que de flexures). A Palcoyo, dans le prolongement sud de la structure précédente on peut voir deux lames de Huancané dessinant un anticlinal à plan axial incliné de 60° vers le Nord-Est : la lame flanc normal correspond à celle de Trapiche mais le flanc inverse appartient à la même unité ; tandis que l'écaïlle de Uchullujllo dépendait d'une unité inférieure.

Les synclinaux supérieurs de Janchipata, complètement indépendants du reste, sont très tranquilles, mais parfois partent en chevauchements sur le substrat, ou se replient en grands plis couchés.

A Janchipata nous avons affaire à un grand synclinal de Janchipata et Chilca sur lequel se sont déposés par con-

tact anormal des couches rouges renversées Chilca. Au moment de la compression venant du Nord-Ouest qui donna l'antiforme de Huancané visible à Trapiche, le flanc inverse se replia localement en flanc normal où apparaît un reste de Ayavacas (Patahuasi). Plus tard une compression venant du Nord-Est, andine, redressait les écailles de Huancané de l'aval de Chilca en les faisant percer plus franchement et replisser les couches Janchipata.

Il est une autre interprétation, moins classique, qui présenterait cette structure comme un pli couché d'axe nord-ouest dépassé sur ses deux bords nord et sud par une série d'écailles de Huancané et refermé en poche par une tectonique d'axe nord-ouest.

Au Nord de Tujsa, ces structures Huancané percent Janchipata en un dôme plissé et faillé de façon très complexe dans le détail. Par contre à l'Est de Tujsa c'est encore une lame de Huancané (localement un anticlinal couché à cœur de Muni comme au Chunua) qui chevauche Ayavacas et là les synclinaux couchés Janchipata sont coincés dans cette structure où l'on peut voir des contacts anormaux entre couches rouges (Muni et Chilca par exemple).

La deuxième compression d'axe nord-est sud-ouest a ici replié le synclinal d'axe nord-ouest de Janchipata-Chilca, à Llutuyo, et l'a rabattu localement sur l'arrière du chevauchement de Huancané. Elle a aussi tordu en anticlinal le chevauchement du Cerro Cia, le divisant en deux parties indépendantes : l'une Nord-Ouest, l'autre Sud-Est, tandis que les déchirures nord-ouest - sud-est, qui accompagnent les différences de compétence des roches selon les lieux, rendaient indépendants les compartiments nord-est et sud-ouest. En résumé, le chevauchement de Chunua était au niveau du Cerro Cia divisé par pli et faille de décrochement d'axes respectifs nord-est et nord-ouest en quatre fragments d'orientations apparemment queconques, à tectoniques indépendantes.

Au Nord, des structures nord-est - sud-ouest couchées vers le Sud-Est subsistent au milieu d'injections hypabyssales andésitiques ou spilitiques (Antaparara à Finaya) Huancané Muni, avec des lambeaux de Mitu chevauchant Ayavacas par des failles inclinées de 40 à 50° vers l'Ouest.

Une preuve de l'existence de failles tardives de décompression reprenant les failles de compression se trouve à l'Est de Cusipata (ou Katahue) où un synclinal de Mitu et Copacabana en chevauche un autre plus occidental, sans anticlinal faillé intermédiaire ; ce dernier a été laminé par descente du compartiment oriental (ou par écrasement par la phase tardive de serrage).

Donc, comme dans la zone septentrionale du synclinorium, mais de façon plus exagérée, on peut mettre en évidence :

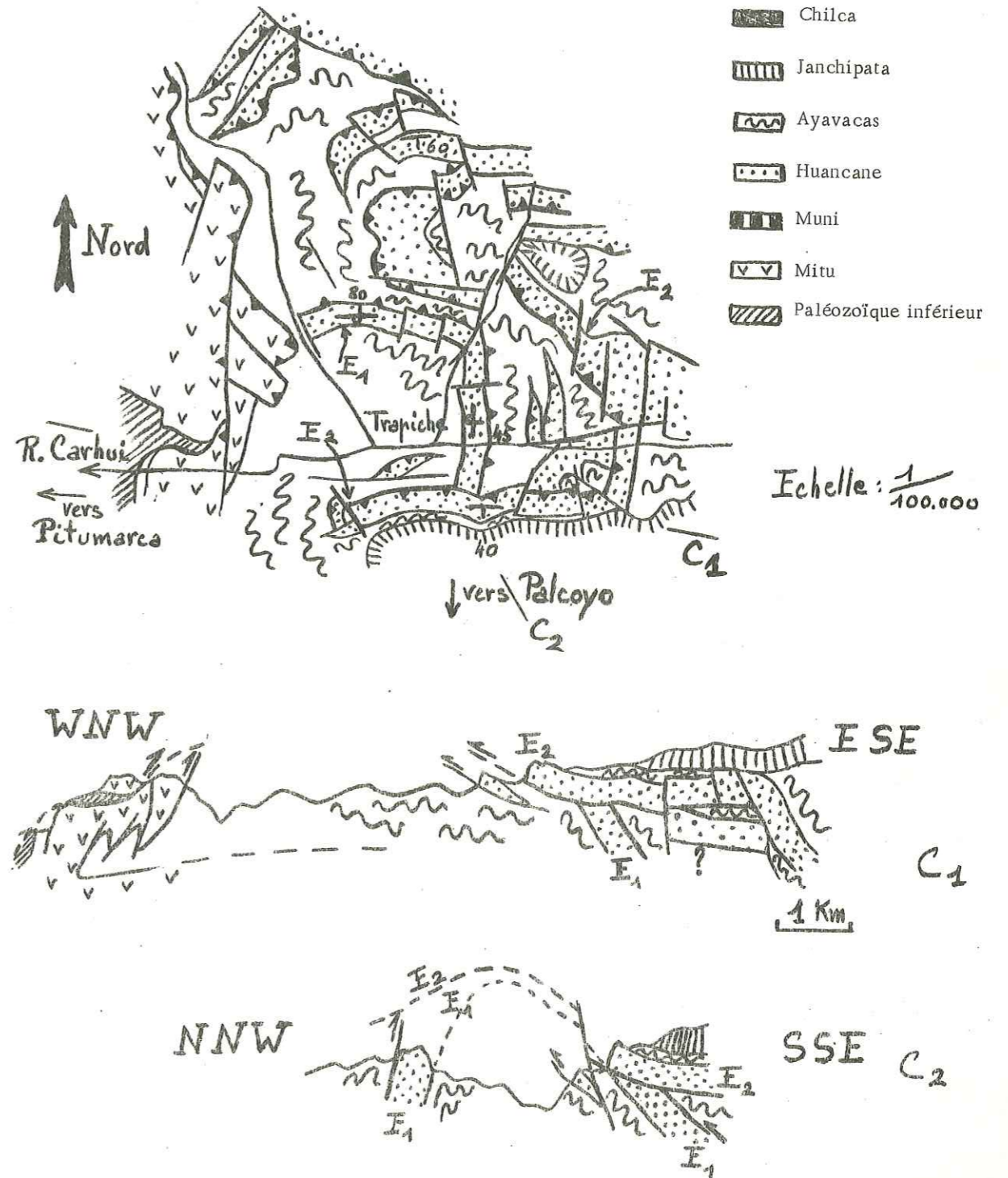
- une phase de compression d'axe nord-ouest - sud-est (andin) Crétacé supérieur à Tertiaire inférieur, paroxysmale, exagérant les structures faillées de Huancané et les replis de slumping d'Ayavacas, en une tectonique d'écailles chevauchantes inférieures et de synclinaux couchés, supérieurs,
- une phase de compression d'axe nord-est - sud-ouest pliant les chevauchements précédents en antiformes et replissant perpendiculairement à leur axe les plis couchés supérieurs. Ce mouvement fut accompagné de larges déchirures de décrochement entre le compartiment nord oriental très affecté par cette compression (comme le démontrent les schistosités nord-est - sud-ouest du Paléozoïque inférieur), et le compartiment sud occidental beaucoup moins touché (ex. : déchirure de Chullpa, Ouest de Janchipata, Ouest de Laurayana) ;
- un serrage, venant du Nord-Est (direction andine) redressant les écailles, replissant certaines couches, découpant par un système de microfractures horizontales les structures existantes, précéda l'installation de failles tardives qui découpèrent tout cet ensemble.

Soulignons que le chevauchement cartographié au Cerro Cia et Chunua peut être remplacé par une discordance de grès mimétiques de Huancané, discordance intra Ayavacas d'ailleurs (il y aurait deux niveaux de calcaires Ayavacas dans ce cas), plissée par la tectonique andine, puis par la tectonique d'axe nord-est - sud-ouest.

Cette possibilité n'a pas été prise en compte dans la cartographie, mais il suffit de supprimer le contact anormal, ce qui ajouterait d'ailleurs une phase tectonique importante intra Crétacé moyen.

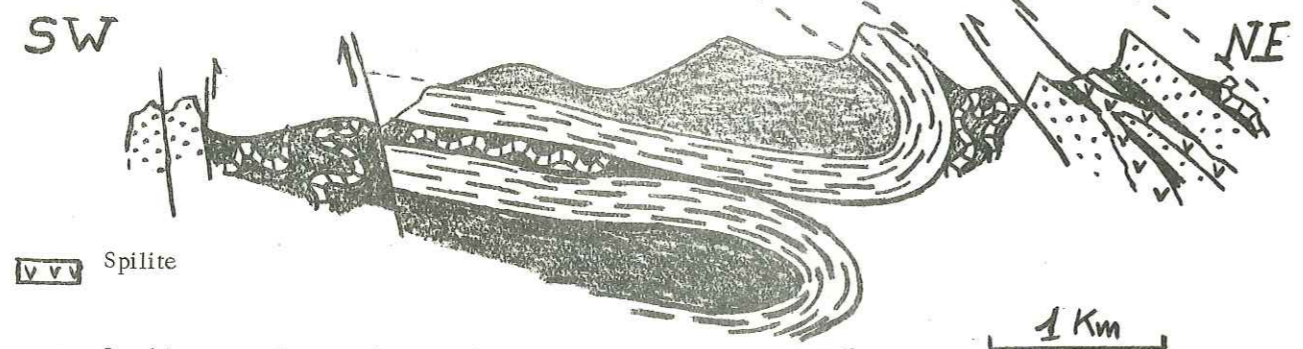
b) Liséré nord oriental : Mitu et écailles de refoulement.

Mitu, subvertical, a au Nord-Est de Sicuani une direction nord-ouest puis nord-sud, enfin s'infléchit au Nord



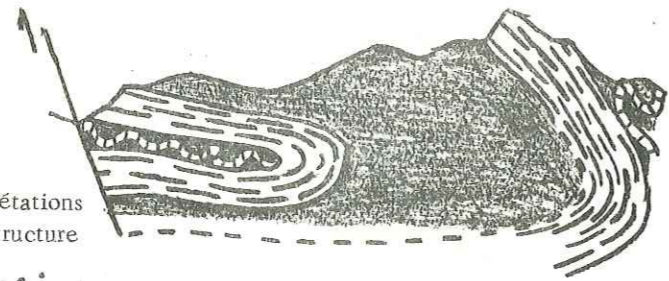
Une carte et deux coupes perpendiculaires dans les structures du bas Rio Carhui : chevauchements vers l'Ouest Sud Ouest replissés par une compression Nord-Est - Sud-Est en antiformes d'écailles normales (E₂) ou d'écailles inverses (E₁).

Coupe rive droite du Rio Chilca

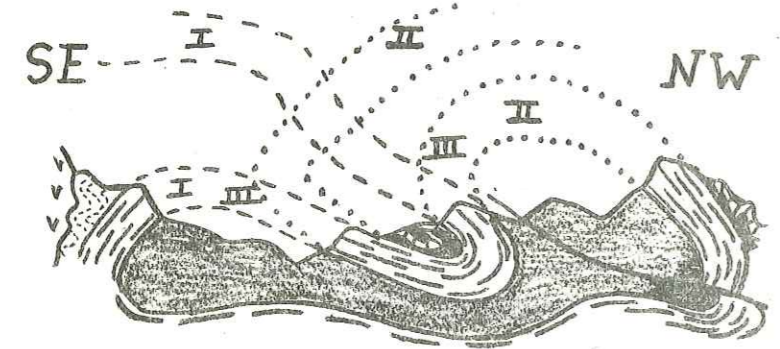


- Spilite
- Janchipata
- Ayavacas
- Huancane Muni

Coupe plus au Sud-Est

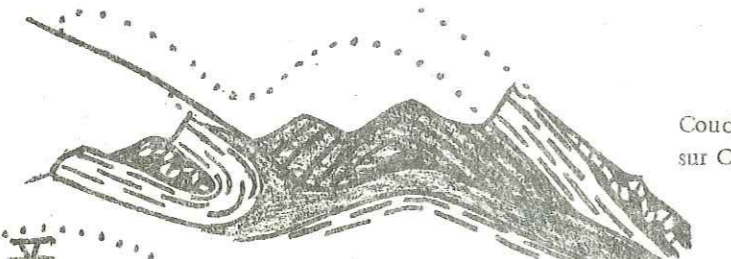


I II... Indices des interprétations possibles à cette structure

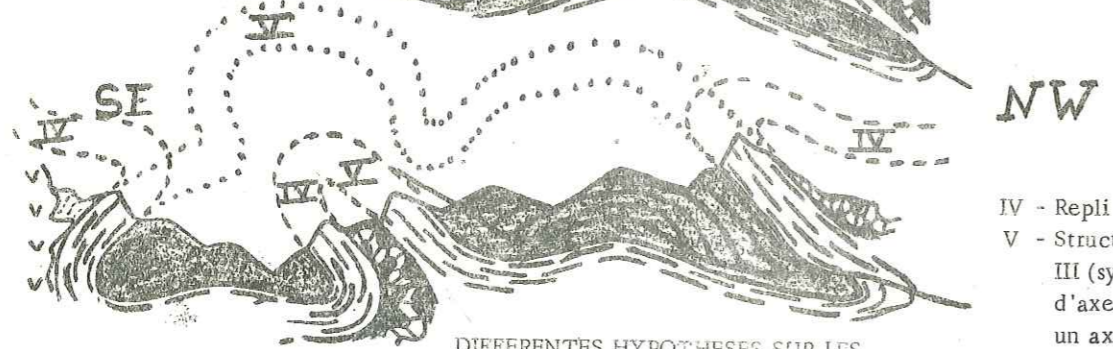


Coupe perpendiculaire au Rio Chilca

- I - Encapuchonnement venu du Sud
- II - Encapuchonnement venu du Nord
- III - Pli couché en poche (structure à demi fermée)



Couches rouges Chilca renversées sur Chilca normal (faux anticlinal)



- IV - Repli enraciné
- V - Structure homologue de III (synclinal couché d'axe N-W replissé avec un axe N-E)

DIFFERENTES HYPOTHESES SUR LES

PLIS COUCHES DE JANCHIPATA (Coupes Nord-Est - Sud-Ouest et Nord-Ouest - Sud-Est)

vers le Nord-Est. Il semble qu'il ait eu une direction générale nord-ouest, puis qu'il ait été, au moment de la compression du Nord-Ouest, ployé en donnant les directions actuelles.

Au cours de la première phase, Mitu vertical ou légèrement renversé, refoulait par l'intermédiaire d'une faille horizontale ou légèrement inclinée vers l'Est, une série d'écaillles Huancané dans Ayavacas.

Après la deuxième phase, cette faille redressée comme Mitu apparaît comme un contact anormal jalonné d'écaillles (Chullpa).

Ce contact anormal joue en de nombreux endroits comme faille de décrochement, amenant une compression nord-ouest - sud-est beaucoup plus accentuée au Nord-Est qu'au Sud-Ouest. On voit de ces failles de décrochement à Chullpa au Sud-Ouest du Cerro Cia.

Dans ce dernier cas les écaillles Huancané ont été entraînées dans une tectonique d'axe nord-est - sud-ouest couchée vers le Sud-Est. Les synclinaux de Janchipata-Chilca, initialement d'axe nord-ouest - sud-est furent alors reployés par la faille de décrochement du Cerro Cia en synclinal d'axe vertical, tandis qu'une écaille de Huancané et d'Ayavacas perçait en son centre, accentuant la courbure du synclinal résultant.

La compression du synclinal précédent au cours de la deuxième phase se fit par l'intermédiaire d'un petit chevauchement (Rio Chiru) qui s'était formé déjà au cours de la première phase, puis repartit en nappe vers le Sud-Est au cours de la deuxième phase, tout en étant replissé et chevauché par les écaillles qui auparavant le suivaient.

Cette nappe plissée chevauchant sur 3 km représente l'exacerbation d'une structure très courante tout au long du Mitu oriental : Mitu très redressé est recouvert par Muni et Huancané subverticaux, et pousse devant lui quelques écaillles de Huancané renversées, emballées dans Ayavacas. Ensuite vient une vaste étendue de Ayavacas avec quelques lambeaux de poussée Huancané disposés anarchiquement. Tout cet ensemble constitue la masse d'écaillles refoulées au front de Mitu se déplaçant vers le Sud-Ouest par une faille subhorizontale qui recoupe la surface topographique au niveau des lambeaux de poussée (Cerro Gundia, Alto Chiru, Nord-Est de Rata).

Dans la zone orientale où la tectonique d'axe nord-est fut la plus violente, les intrusions hypabyssales furent aussi les plus abondantes.

Signalons qu'elles ne peuvent être considérées comme l'origine des structures, qu'elles soient Nord-Ouest ou Nord-Est car, si elles s'infiltrèrent bien dans les zones anticlinales, elles recoupent en d'autres endroits, souvent sans en changer l'orientation, les bancs de grès du faciès Santa Barbara. Elles représentent des injections au moment de la décompression de la chaîne après la phase paroxysmale et après les phases tertiaires.

c) Bordure nord occidentale.

Elle présente des structures occidentales où localement le Paléozoïque inférieur passe par-dessus Mitu très plissé et schisteux, lui-même chevauchant sur Ayavacas (Rio Carhui). Elles correspondent au blocage de la masse d'Ayavacas de Trapiche en déplacement vers le Sud-Ouest contre le môle résistant faillé de l'anticlinal du Vilcanota.

Certains éléments de Mitu coincés entre les chevauchements venant de l'Est et la masse résistante de l'Ouest (anticlinal du Vilcanota et Tertiaire massif), s'incrustent en écaille dans la masse crétacée orientale tendre.

Cette zone d'écrasement du Crétacé sur le Permien fut reprise lors de la deuxième phase de compression venant du Nord-Ouest, et joua en faille de décrochement désolidarisant le compartiment nord-est de celui sud-ouest. Comme pour la faille du Cerro Cia, le compartiment nord-est fut beaucoup plus plissé par cette deuxième phase que celui sud-ouest et localement même (Pucacocha), Mitu fut couché sous le Paléozoïque et chevaucha le Crétacé en une structure d'axe nord-est - sud-ouest.

En résumé, la tectonique du Crétacé, très désordonnée est difficile à déchiffrer, les déversements pouvant se faire vers le Sud-Ouest mais aussi vers le Sud-Est, l'Est. Il est souvent ainsi plusieurs solutions pour "dérouler" les plis, comme le montre les schémas ci-contre.

TECTONIQUE PALEOZOÏQUE

On peut diviser en trois secteurs principaux le Paléozoïque :

- celui de l'anticlinal du Vilcanota,
- celui de Ccapana Ayacachi,
- celui d'Ocongate Tinki Palquella.

Dans la zone du Vilcanota les directions des structures sont en général andines, Nord-Ouest - Sud-Est. Le détail n'a été esquissé que dans la zone du Vilcanota ou à Sicuani. Nous en avons déjà parlé.

Dans la zone Ccapana Ayacachi, la série Ccapana est affectée d'une série d'anticlinaux et de synclinaux très serrés, d'axe nord-sud (Q. Tumicalle), ou d'axe nord-ouest - sud-est (route de Ccapana-Ocongate). Des ondulations est-ouest accentuent les terminaisons périclinales des plis et forment des dômes. Tandis que la tectonique nord-sud et celle nord-ouest sont accompagnées de schistosité très affirmées, la tectonique est-ouest est contemporaine d'une schistosité de même direction, relativement faible.

Ces plissements correspondent aux phases andines que nous avons déjà vu jouer dans le Crétacé et le Tertiaire et qui reprennent souvent des directions anciennes (plis hercyniens, etc. . .) :

- direction andine à la phase paroxysmale et à la phase tertiaire supérieur,
- direction nord-sud sans doute ancienne et reprise par certains accidents de la phase paroxysmale (schistosité nord-sud verticale dans Mitu entre Palcoyo et Combapata et à l'Est de Pitumarca),
- direction est-ouest, elle aussi ancienne et jouant dans certaines structures accompagnant les compressions d'axe nord-est - sud-ouest. Signalons que le plus souvent ces schistosités sont replissées par les phases plus récentes.

Dans la zone d'Ocongate Tinki Palquella, la direction andine précédemment observée est un peu effacée ; celle nord-sud n'existe plus, mais une schistosité très forte nord-est - sud-ouest apparaît. Cette schistosité a la même direction que les axes de la tectonique de deuxième phase visible dans le Crétacé nord-oriental.

De plus, la zone où elle se rencontre encadre les structures crétacées que nous avons vu soumises à la plus forte compression venue du Nord-Ouest. Enfin les intrusions hypabyssales, comme celles de nature microgranitique, suivent des directions très voisines.

Autant de raisons pour voir dans cette schistosité nord-est - sud-ouest une manifestation de la compression venue du Nord-Ouest qui affecta le Crétacé après la phase paroxysmale,

Nous avons déjà noté une "curiosité" tectonique des Andes : les failles recoupant les moraines, ces failles N.E., nettes au Sud d'Ocongate sont parallèles au bord N.W. des affleurements morainiques de Tinki, il est vraisemblable que ceux-ci s'accumulèrent dans une cuvette délimitée par les accidents précédents qui jouèrent avant et après les périodes glaciaires.

En conclusion, la seule méthode à envisager pour quelques années encore dans les Andes, restera l'analyse des faits par la cartographie systématique, en faisant, autant qu'il se peut, table rase de tout préjugé : notre carte montre ainsi des zones d'un style tectonique étrange où il importe de ne pas se lancer trop tôt dans l'interprétation.

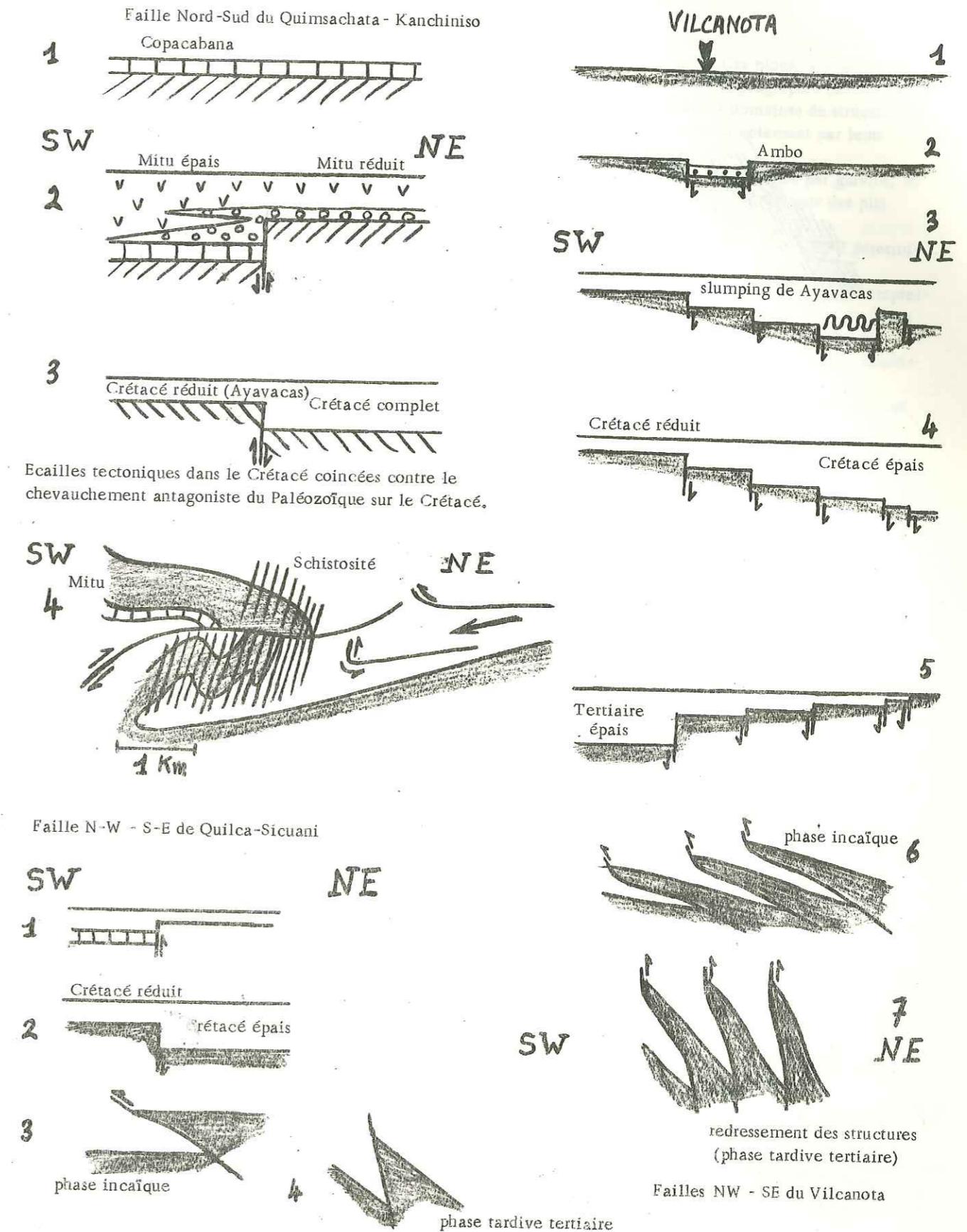
Nous pouvons cependant dès à présent, dégager deux manières d'interpréter ces styles tectoniques parfois un peu incohérents au premier abord :

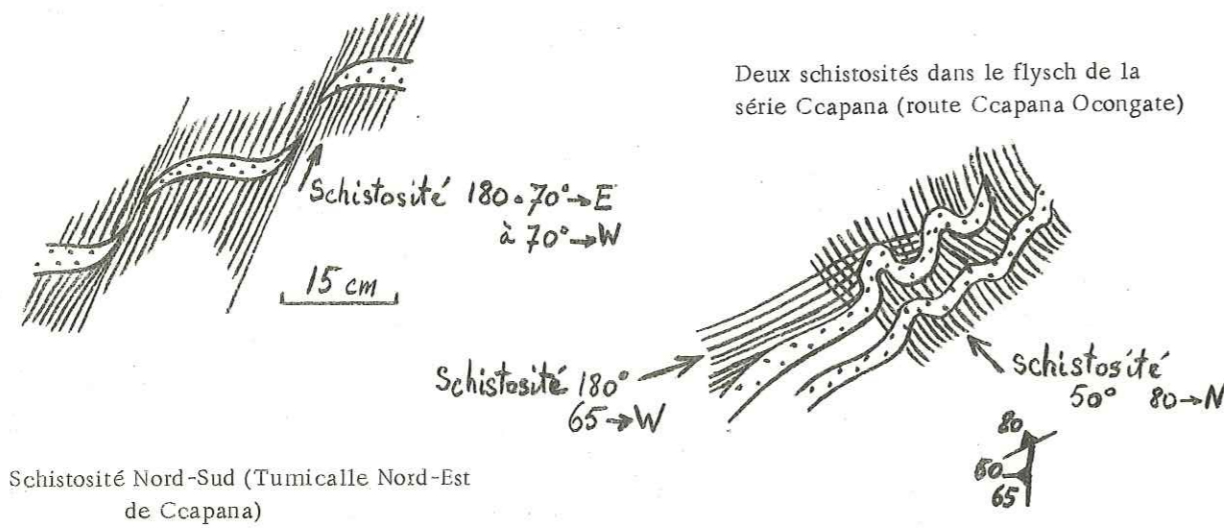
- soit par des phases tectoniques d'âge et d'axes différents se superposant sur une même verticale.

Ainsi sur notre terrain une phase à axe nord-ouest - sud-est reprise par une phase d'axe nord-est - sud-ouest serait engagée de nouveau dans une tectonique d'axe nord-ouest - sud-est.

Les directions nord-sud ou est-ouest localement visibles sur le terrain peuvent être alors considérées comme des réfractions ou des interférences entre les directions précédentes.

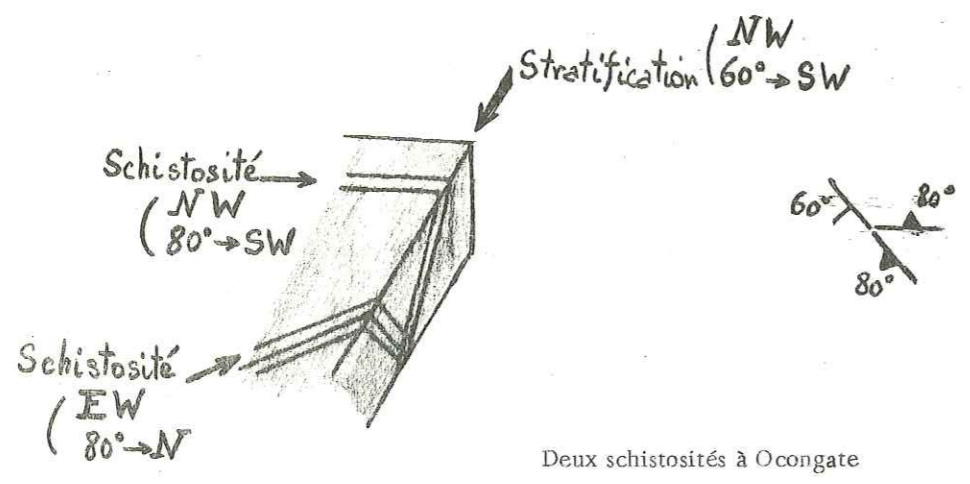
- soit par le jeu relatif de blocs, en considérant qu'ici la couverture sédimentaire assez peu



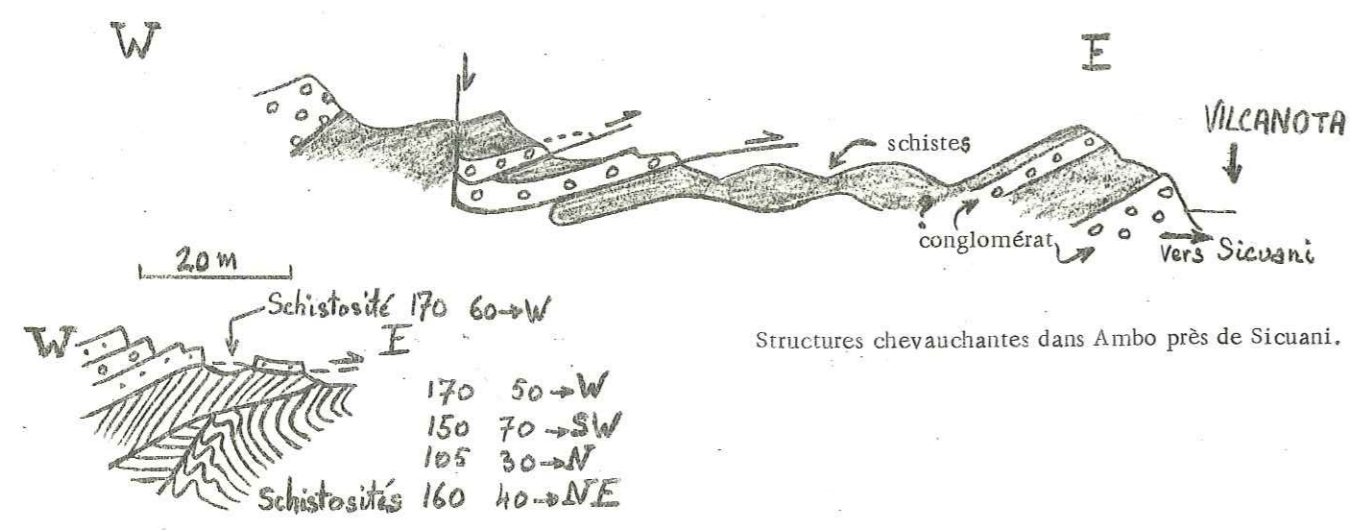


Deux schistosités dans le flysch de la série Ccapana (route Ccapana Ocongate)

Schistosité Nord-Sud (Tumicalle Nord-Est de Ccapana)



Deux schistosités à Ocongate



Structures chevauchantes dans Ambo près de Sicuani.

épaisse laisse souvent directement apparaître l'influence des blocs sialiques sous-jacents. Ces blocs, suivant des impulsions profondes d'origine inconnue, ou par influence réciproque, déterminent la paléogéographie (zones hautes érodées, zones subsidentes...). En période de crise tectonique ils délimitent les différents domaines de structures différentes, soit indirectement par l'influence qu'ils ont eue sur la paléogéographie, soit directement par leurs mouvements relatifs.

Ainsi ces blocs peuvent rester stables, basculer en laissant couler leur couverture sédimentaire par gravité, se heurter en pinçant entre eux des synclinaux aux axes capricieux, se chevaucher en poussant devant eux des plis comme l'étrave d'un navire.

Cela permettrait d'expliquer les tracés imprévisibles de certains axes structuraux, ces tracés étant déterminés par des structures profondes aux contours quelconques (en première analyse).

Il est indéniable qu'il existe des tectoniques superposées et ce jusques au lac Titicaca ; d'assez fortes compressions générales (sinon il n'y aurait pas de chaîne des Andes) ont laissé des plis et des schistosités orientées de façon homogène sur de grandes distances d'autre part certains niveaux sont plissés une première fois dans un sens, une deuxième dans un autre en un même lieu. Enfin cette hypothèse de travail a le mérite de donner un aperçu relativement logique et homogène de toute la tectonique de la zone.

Cependant il faut reconnaître l'influence, sur cette tectonique, d'accidents anciens, telle la faille nord-sud passant par le Quimsachata, la faille nord-ouest de Quilca, les failles du Vilcanota.

Ainsi, sans voir le Sud péruvien comme une gigantesque banquise disloquée en blocs animés de mouvements imprévisibles, on se rend compte que les accidents précédents ont joué paléogéographiquement et tectoniquement un rôle important tout au long de l'histoire de la chaîne, comme le montrent les schémas ci-contre.

Le schéma structural délimite quelques uns des blocs reconnaissables et indique leurs mouvements relatifs qui entravent, ou au contraire facilitent, les mouvements tectoniques généraux.

GEOLOGIE MINIERE.

SUBSTANCES METALLIQUES.

Les mines sont de faible importance (1 à 10 ouvriers au plus), mais nombreuses et variées.

Elles furent étudiées par E. Bellido et T. Kiilgaard en 1959 (Ore deposits of southern Peru). La compilation de leurs résultats et nos propres observations, éclairées par la classification des gîtes métallifères élaborée par M. Routhier permettent de distinguer les districts miniers suivants :

1) - Zone sud-est.

A plus de 4600 mètres d'altitude, autour du Rio Palca, des fractures proches d'Est-Ouest, à fort pendage vers le Nord, un peu obliques par rapport à la schistosité du Paléozoïque inférieur encaissant, sont remplies de quartz, stibine et pyrite mêlés à des fragments de roche broyée (Modestia, encore exploitée par M. Lopez ; Eduardo..). A Santa Quintina et San Ramon galène et chalcopryrite complètent le remplissage.

Citons les études suivantes, non publiées, de A. Rodriguez (thèse Université d'Arequipa 1953) relatives aux mines du C° Jatuncucho et C° Laramcota (La Raya) :

- veines est-ouest ou nord-sud avec chalcopryrite, un peu de coveline galène, gangue barytine quartz 1,66 g d'Ag/tonne ; en profondeur, enrichissement avec cuivre natif. En surface, cérusite.

- d'autres veines nord-ouest sont à pyrite, chalcopryrite, coveline, blende, galène avec 1,60 g d'Ag par tonne.

De petites exploitations en rive gauche du Vilcanota montrent, elles aussi, une auréole périplutonique (pluton de La Raya microgranitique), soit mésothermale à B P G C plus ou moins complet où le cuivre est accessoire, soit en mésothermal de type hercynien européen (stibine et quartz) mais sans or.

2) - Zone nord d'Ocongate.

Comme dans la zone précédente, dans du Paléozoïque inférieur schisteux s'installe soit un B P G C plus ou moins complet à quartz, blende, galène, chalcopryrite, parfois calcite (Maruja III Condorccacca), soit un mésothermal de type hercynien européen à quartz, pyrite, stibine, or, passant aux veines de quartz aurifère connues depuis l'époque coloniale de Carhuayo, Huiscapata, Mancocapac.

Les teneurs parfois très élevées (Mancocapac, S. Bolivar) ont incité les mineurs à continuer des travaux souvent décevants à cause de la tectonique complexe et encore difficile à déchiffrer. Il semble que ces gîtes soient liés aux intrusions microgranitiques de la Cordillère du Callangate, mais il est difficile de faire la part des dykes andésitiques visibles près de Tinki ou Ccatca et encore moins des granites peut-être paléozoïques de l'Est.

Ce B P G C à cuivre subordonné amène à rechercher les gîtes hypothermaux associés (qui peuvent se trouver dans les Cordillères) et ont donné en France des gisements appréciables d'uranium.

3) - Zone nord-est de Marcapata, et Est de Macusani.

L'aire de ce district déborde très largement notre terrain mais fut visitée durant nos recherches dans la série paléozoïque inférieure. Là encore, Verdun, Amanecer, Yanacocha présentent un type B P G mésothermal à cuivre subordonné, dans de petites exploitations très élevées au milieu de schistes pyriteux noirs ou micaschistes à biotite et andalousite.

Le cuivre prédomine parfois (Imelda et Marcapata) où la chalcopryrite accompagne le contact des granites et diorites, elles-mêmes bourrées de granules de pyrite et chalcopryrite.

Au-dessus de Pirkí nous avons vu les veines suivre la direction nord-ouest, andine.

A l'Est de Sibinacocha (paso de Chimboya) apparaît le tungstène associé à la stibine. De même à Finaya, M. Aïdo indique la présence d'or, stibine, plomb argentifère, et zinc.

De nombreux filons d'or souvent associé à la chalcopryrite ont été signalés (par ex. : mine de Chaccata inondée, près d'Antoniopampa où nous n'avons trouvé que pyrite et chalcopryrite avec sidérose et quartz).

4) - Zone sud-ouest de Checca.

Là encore nous trouvons, (Rio Quishuarani), un méso à épithermal B.P.G. à quartz, pyrite, blende, galène mais où le cuivre est important (chalcopryrite, malachite, .) pour passer aux mines de cuivre de Checca.

Les fractures s'orientent souvent 45° Nord dans les andésites porphyriques du Tertiaire (Tacaza).

Comme le pense E. Bellido, ces gisements peuvent être en relation avec les monzonites quartzifères qui accompagnent les granodiorites crétacées à tertiaires de la région. Ces dernières seraient responsables d'amas de magnétite exploités près d'Ayallacta.

5) - Zone centrale du synclinal tertiaire de Hercca.

Ici il y a nette prédominance des mines de cuivre en grands gisements stratiformes à malachite, chalcosine comme à San Pablo, en rive gauche du Vilcanota, dans les brèches et grès Munanis.

Par contre à Hercca Yanaccacca, entre Layo et le Vilcanota, on a des dépôts analogues dans des fissures. A Santa Anna, près de Marangani, une fracture nord-ouest - sud-est subverticale dans Mitu volcanique nous a donné chalcosine, malachite, calcite, soit 4,70 % de cuivre, 0,8 g/tonne d'or et 44 g/tonne d'argent.

6) - Zone centrale du synclinorium crétacé.

Là, l'hétérogénéité domine, peut-être par télescopage de minéralisations, on voit un B.P.G.C. complexe (Chegacupe Caprichosa) et de nombreuses veines de cuivre à malachite exploitées dans les couches rouges supérieures à Moho (ex. : Pumanota, Anchipacha au Sud-Ouest de Chilca, etc..).

De petites mines d'antimoine d'allure épithermale sont exploitées en période de hausse du cours de l'antimoine à Huiscapata au Sud-Ouest d'Anchipacha, à Llutuyo au Nord-Est de Tujsa.

Ces fractures, à dépôts concrétionnés et argiles de décomposition hydrothermale, traversent souvent Ayavacas et accompagnent des pointements monzonitiques.

Des dépôts de cuivre à faible teneur colorent en vert certaines couches crétacées continentales. D'autre part les cavités des andésites et basaltes amygdalaires de Mitu abritent chalcopryrite, chalcosine, malachite associés au quartz, calcite et parfois zéolithes. Ces dépôts partiellement syngénétiques sont aussi liés à des circulations hydrothermales.

Près d'Antaparara, dans des intrusions hypoabyssales basiques traversant le Crétacé, des prospecteurs locaux signalent du platine accompagnant le cuivre, mais il reste à confirmer cette découverte.

PLACERS AURIFERES. -

Jusqu'à une époque récente l'or a été exploité artisanalement en placers dans les alluvions anciennes des Rios Salcca, Mapuchu, comme dans les affluents du Rio Marcapata.

Les éluvions (Créta), retravaillées par les torrents près de Ccapana, contiennent aussi de l'or (placer de Quoricocha entre Ocongate et Ccapana).

SUBSTANCES NON METALLIQUES.

A. - Gypse et sel.

Le gypse est fréquent dans tous les niveaux continentaux, mais en petites veines millimétriques. On peut néanmoins citer des dépôts abondants en plusieurs points :

- au Nord de Trapiche sous les couches rouges de la formation,
- au Nord de Sicuani quelques bancs dans Moho sont exploités,
- au Nord-Ouest de La Raya, dans les éluvions quaternaires, du gypse fibreux secondaire provient de la décomposition des sulfures des hypabyssaux-mêlé au calcaire provenant de Copacabana,
- au Cerro Umalasa, au Sud de la route de Tanihua, une énorme masse de gypse d'âge permien a donné l'analyse suivante :

Si O	1,64	S O	45,28
Fe O	0,40	Mg O	0,54
Al O	0,40	H O à 45°	0,25
Ca O	31,92	H O à 105°	4,88
		H O à 180°	3,40

Des exploitations artisanales de sel sont signalées dans Munani en rive gauche du Vilcanota, près de San Pablo, et des croûtes salées empêchent toute culture sur les plaines alluviales voisines.

B. - Argiles.

1° - "Creta" de l'Hacienda Ccapana.

Au Nord-Ouest d'Ocongate les schistes paléozoïques altérés par des circulations hydrothermales ont donné une argile blanche verdâtre, au toucher savonneux, exploitée longtemps comme "terre à foulon" ; de plus, son contact avec le bed rock est souvent enrichi en or. Le faible pourcentage de produits détritiques et la proximité de la route rendent exploitables ces argiles dans le cas de certaines installations d'industrie chimique dans la région du Cuzco.

- Autres emplois. Certaines argiles alluvionnaires ou éluvionnaires sont fréquemment utilisées dans l'industrie de la poterie (San Pedro), des briques de fours, des tuiles (Sicuani), ou même pour l'alimentation (sous le nom de Chacco), ou le nettoyage.

Certaines argiles ferrugineuses provenant de l'altération des calcaires Ayavacas peuvent livrer des ocres appréciées par les industries textile ou céramique locales (mine d'Allpachaca avant Tujsa).

C. - Pétrole.

Au Nord on peut être tenté de chercher du pétrole comme dans la région du lac Titicaca. Mais si l'on trouve des roches mères possibles (Moho supérieur, certains schistes d'Ambo) et de nombreuses roches réservoir (Ambo, grès paléozoïque inférieur Mitu, Huancané, faciès gréseux de Moho, Munani, Tertiaire détritique), les structures sont malheureusement ouvertes et le Paléozoïque, source de pétrole en Bolivie, est ici souvent métamorphique.

Par contre au Sud-Ouest, les biseaux stratigraphiques sous le Tertiaire détritico-volcanique devraient coïncider le pétrole qui pourrait remonter du Crétacé plissé de la Cordillère Occidentale.

D. - Autres substances.

On se livre à l'extraction des travertins dans beaucoup d'endroits (Tinta), soit comme "pierre à chaux", soit comme pierre de construction. Des diatomites très impures couvrent le fond de l'ancien lac Lisson, entre Sicuani et Uyurmiri.

Quelques petites veines de charbon, de l'ordre du centimètre, ont été découvertes dans la formation Janchipata, ainsi que des traces de phosphates en face de Collpacucho, mais inexploitables.

Enfin, la tourbe peut être extraite de fonds de marécages qui parsèment les zones autrefois couvertes de glaciers.

GEOLOGIE APPLIQUEE AUX TRAVAUX PUBLICS ET A LA RECHERCHE DE L'EAU

Dans le tableau ci-joint seules ont été envisagées les caractéristiques physiques de chaque formation qui peuvent intéresser les ingénieurs. Il n'a pas été tenu compte des modifications profondes que leur peuvent faire subir la tectonique ou la paléogéographie locale.

De même, quant à la présence d'eau exploitable, il est certain qu'il ne s'agit que de possibilités. En effet, dans ces pays très secs l'alimentation en eau n'est pas toujours bonne et il faudra, dans chaque cas particulier, faire un bilan annuel précis des apports et des pertes.

Pour quitter ces vues générales et aborder le domaine des réalisations on peut noter trois séries de problèmes de mise en valeur de la région :

1°) Routes - Il paraît souhaitable de décongestionner la route étroite d'Urcos Quincemil. Une solution serait de créer une bretelle Sicuani Marcapata remontant le Rio Salcca, ou Chegacupe Marcapata par le Rio Carhui. Ces deux routes passeraient par le col de Chimboya.

A part le passage du col (moraines), il ne paraît pas difficile de mettre en œuvre un tel projet, d'ailleurs déjà en début d'exécution entre Sicuani et Santa Barbara. De petites mines d'antimoine et de tungstène deviendraient alors exploitables, les haciendas de l'altiplano seraient mieux desservies et cela constituerait un circuit touristique et commercial de premier ordre pour le Cuzco et le Madre de Dios (lac Sibinacocha - Auzangate - accès à la Selva)

2°) Barrages - L'électricité fait défaut dans toute la vallée du Vilcanota. Seules quelques villes comme Sicuani en jouissent.

On peut suggérer quelques sites favorables à l'installation de barrages et usines hydro-électriques :

a) - La série des lacs, de Langui à Pomacanchi, suspendue au-dessus de la vallée du Vilcanota, se prête à l'installation de plusieurs barrages "au fil de l'eau" : la chute de l'ordre de 250 mètres, les réserves d'eau et la roche sont favorables et déjà d'ailleurs utilisées pour l'alimentation en courant de Sicuani (Quebrada de Hercca).

b) - Les grands lacs (Tigirinacocha, Arinacocha) et les rios au Nord de l'Auzangate fournissent une bonne alimentation en eau, mais le sous-sol dangereux et les faibles chutes en réduisent beaucoup l'intérêt.

c) - Les deux rios, Salcca et surtout Carhui-Chilca, nous paraissent à conseiller : les bassins versants immenses comprennent d'importantes cordillères enneigées.

Dans le cas du rio Carhui-Chilca on peut aménager des chutes importantes, les sources de son affluent nord se situant par exemple à 4800 mètres alors que Pitumarca n'atteint que 3600 mètres.

De nombreux seuils étroits et profonds dans Huancané se prêtent à des retenues importantes.

De plus, le captage des lacs de Pucacocha ne présente pas de difficultés majeures.

Malheureusement, outre les conditions économiques, il reste à étudier tout le problème des dangers de fuites dans Ayavacas et la tectonique est complexe.

L'utilisation des grandes réserves d'eau du lac Sibinacocha serait possible mais au prix de grands travaux coûteux (grandes distances, moraines argileuses).

2°) L'eau - C'est un problème urgent et crucial.

L'appauvrissement en eau est rendu sensible par un lent exode des populations qui en arrivent à quitter leurs maisons à cause du tarissement des sources. Le plus souvent l'habitant est obligé à un long parcours pour récupérer une eau à la pureté discutable.

Il ne peut suffire de conseiller le creusement de puits jusqu'aux nappes, d'ailleurs exploitables. Il faut lutter

contre l'origine du mal qui reste la destruction des sols par surpâturage. Reforestation et reconstitution de la couverture végétale naturelle de la puna nous paraissent les méthodes peu originales mais efficaces pour régler le problème. Il ne faut pas oublier en effet que ces sols de zones élevées, sous une atmosphère très sèche, perdent de grandes quantités d'eau par évaporation en l'absence de leur revêtement végétal.

Formation	Caractères lithologiques et tectoniques	Eau. Barrages. Ponts.	Routes et Perforations
Paléozoïque inférieur :			
1) Métamorphique	Micaschistes et schistes à staurotide. Fracturation et plis complexes.	Appui dangereux, possible dans zones non altérées après étude structurologique. Circulation de fissures.	Glissements importants dans la zone de Ceja de Montana. Perforation aisée.
2) Sédimentaire	Schistes argileux (Shales). Bande de silts de Ccapana. Quartzites. Tectonique complexe. (2 schistosités).	Appui très dangereux mais possible avec barrage en terre. Imperméable - Circulation de fissures.	Eluvions sujettes aux glissements, ex. : portions route nouvelle Sicuani-Cuzco. A déconseiller. Perforation aisée sauf dans quartzites et zones altérées.
Ambo Tarma	Shales. Grès et conglomérats : en bancs épais.	Bon appui sur les grès. Grès perméables.	Eluvions, stabilité très variable.
Copacabana.	Calcaires silicifiés ou non. Couches rouges.	Bon appui. Danger fuites par Karsts. Schistes rouges dangereux. Calcaires non silicifiés perméables.	Favorable. Perforation très difficile (trame silicifiée).
Mitu	Conglomérats et grès : en bancs épais. Andésites. Parfois gypses. Brèches volcaniques et couches rouges.	Excellent appui sur roche nettoyée. Protection utile contre altération chimique. Bonne perméabilité et filtration dans les grès.	Favorable. Perforation difficile dans les rhyolites.
Muni Huancané.	Couches rouges argilo gréseuses. Parfois gypse. Grès + quartzites.	Très bon appui sur Huancané. Circulation de fissure dans les quartzites.	Favorable. Perforation difficile dans les quartzites.
Moho inférieur. Ayavacas.	Shales rouges et verts. Calcaires. Parfois gypse. Tectonique complexe. Un faciès gréseux ruiniforme.	A proscrire. Grand danger de glissement, de fuites par karsts, gypses et grès poreux. Faciès S. Barbara très perméable.	Défavorable, sauf dans le faciès S. Barbara.
Janchipata.	Quartzites en petits bancs. Shales bigarrées. Calcaires limonitiques. Tectonique souple.	Appui favorable sur bandes dures avec précaution. Peu perméable.	Eluvions parfois en glissement. Duretés très variables pour de très faibles distances d'où difficulté pour les sondages.
Chilca.	Shales et grès rouges supérieurs.	Bon appui. Perméable.	Favorable. Perforation facile.
Munani Puno.	Grès rouges et verts. Shales. Conglomérats.	Très bon appui sauf sur les shales. Grès très perméable. Bonne filtration.	Très favorable, sauf dans les éluvions trop argileuses. Perforation sûre et facile.
Intrusions.	Grès rouges et verts. Shales. Granodiorites.	Très bon appui ; parfois altéré. Circulation de fissure.	Très favorable. Danger de venues d'eau surtout au contact avec métamorphique.
Volcanique et hypabyssaux.	Andésites. Rhyolites. Dacites.	Favorable : s'il n'y a pas d'altération.	Etudier les diaclases. Bon, si roche non altérée.
Moraines fluvio-glaciaires.	Galets de rhyolites utilisables.	Très défavorable : fuites, glissements de terrain, poches d'eau. Perméabilité très variable.	Danger de glissements surtout dans moraines de fond à matériel d'origine Paléozoïque inférieur.
Alluvions Travertins.	Graviers pour béton. Travertins pour pierre de construction.	Stables avec précaution. Imperméabilisation possible par rideaux d'injection, etc. Nappes exploitables dans les rivières importantes. Se défier des contaminations par des eaux salées.	Favorable.

GÉOLOGIE HISTORIQUE.

Dans l'évolution paléogéographique de Sicuani Ocongate, nous pouvons distinguer les phases suivantes :

- Dépôts des séries marines Paléozoïque inférieur à moyen.

Ces schistes organiques (à graptolithes ?) dans la Selva qui témoignent d'une sédimentation sinon profonde du moins pélagique en milieu réducteur, avec leurs niveaux détritiques de grès ou de quartzites fins relativement peu épais, éloignés des côtes, ont dû accompagner une subsidence importante mais qui, pour être appréciée, exigerait la connaissance préalable de la tectonique. L'existence d'une phase calédonienne n'a pu être démontrée.

Une émergence progressive et après le Dévonien moyen de type Flysch nettement plus détritique fait passer en faciès de façon presque continue du Dévonien au Carbonifère, mais il est difficile d'affirmer la nature de ce passage.

Peut-être, dès cette période à la tectonique mal définie (phase Atalaya pré-appalachienne ou éohercynienne, Mégard) ; les intrusions granitiques du Nord-Est, ainsi que le métamorphisme général, se sont-ils installés dans les tréfonds de la Cordillère Orientale (il se peut aussi qu'ils aient un âge hercynien ou tertiaire).

- Dépôts continentaux du Carbonifère inférieur (Mississipien).

Sur la surface d'érosion alors définie, sans doute modérément ondulée dans de petits bassins (comme celui de Sicuani d'axe nord-nord-ouest ?), se sont étalés des conglomérats de quartzites, puis des grès et des schistes à plantes ; ce ne serait pas là une molasse, témoignant d'une tectonique précambrienne à grande échelle, mais un dépôt apparenté, lié à des mouvements locaux de plissement ou de surrection amenant des érosions locales, tandis que dans les creux déjà ébauchés au Dévonien se déposeraient des sédiments continentaux peu ou pas discordants avec ce dernier.

- Transgression Carbonifère supérieur à Permien inférieur.

Des calcaires gréseux pennsylvaniens (?) indiquent un retour à une sédimentation néritique détritique régie par les mêmes sources d'alimentation qu'auparavant. L'aire intéressée semble être bien supérieure à celle couverte par Ambo.

L'élargissement de l'aire de sédimentation de Tarma, par une transgression venue de l'Est avec la réduction consécutive des zones d'alimentation de sédimentation détritique, laisse partout des calcaires organogènes silicifiés permien, sans aucun hiatus avec Tarma, sinon quelques couches rouges à la base de Copacabana.

- Émergence au Permien supérieur.

Les mouvements positifs de la phase hercynienne provoquent l'érosion au Nord-Est du groupe Copacabana et d'une partie du Paléozoïque inférieur, tandis qu'un volcanisme rhyolitique ou basaltique couvrait d'immenses étendues, ensuite inhumées sous d'épaisses nappes de conglomérats ou d'arkoses à éléments volcaniques analogues à ceux de la côte péruvienne actuelle (Rimac). De cette époque au moins datent les failles N.S. du Quimsrachata et N.W. du Vilcanota.

- Mouvements fini-hercyniens ou névadiens.

On ignore si le dépôt précédent continua au Trias Jurassique et s'il fut ou non partiellement érodé par la suite. Certaines failles pourraient avoir une origine névadienne particulièrement dans cette bande qui encadre le rio Vilcanota.

Un dépôt général de couches rouges continentales clôt cette période au Crétacé inférieur.

- Dépôts sub-continentaux du Crétacé inférieur.

Des grès très néritiques ou continentaux s'accumulent sur toute la région, mais en s'amincissant vers le Sud-

Ouest où ils peuvent même manquer totalement. Une zone positive au moins intermittente devait occuper la partie Est de la Cordillère Occidentale. Des rappels continentaux de couches rouges à l'Est comme à l'Ouest indiquent une tendance générale à l'émersion.

De cette époque datent tout un jeu de failles au long du Vilcanota et la faille nord-sud du Quimsachata à compartiment nord-est abaissé, provoquant la subsidence de la Cordillère Orientale pendant tout le Crétacé.

- Transgression générale aptienne à cénomanienne et mouvements précurseurs cénomaniens.

Cette transgression fugitive de calcaires marins homogènes couvre toute la zone.

Une crise tectonique a brusquement interrompu le dépôt provoquant peut-être des ébauches de failles et de chevauchements, en tous cas des slumpings et des fausses brèches sous-marines. Quelques premières injections andésitiques datent de la fin de ces premiers mouvements où momentanément une vague de compression interrompt le jeu des failles de subsidence.

Peut-être localement (Chunua Chilca) des récurrences de quartzites de faciès Huanané soulignent-elles des discordances intra-Ayavacas ?

- Dépôts néritiques Crétacé moyen à supérieur.

Au Nord-Est, la régression laissait derrière elle le paysage coutumier de lagunes parsemant de grandes étendues plates à couches bigarrées. D'éphémères retours de la mer sont indiqués par quelques calcaires à huîtres et toutes ces couches paraissent par endroit discordantes sur le Crétacé inférieur et moyen ; parfois même un conglomérat de base apparaît.

Il y a au contraire lacune de sédimentation au Sud-Ouest des failles du Vilcanota qui continuent à abaisser lentement le compartiment nord-est où des couches rouges continentales plus ou moins épaisses marquent la fin de cette lente subsidence.

- Grande crise tectonique Crétacé supérieur (phase péruvienne de Steinmann).

Surtout axée sur la Cordillère Occidentale elle est responsable de quelques structures d'orientation Nord-Ouest Sud-Est de la Cordillère Orientale.

La zone de piedmont axée sur le Vilcanota et le Titicaca fut ensuite couverte de couches rouges et de conglomérats très épais au terme d'une lente subsidence du côté sud occidental des failles du Vilcanota.

Une phase tectonique postérieure difficile à dater localisée dans le Nord-Est donne des plis d'axe nord-est - sud-ouest. Elle pourrait éventuellement être placée entre les deux crises tectoniques suivantes (Incaïque et Quichua).

- Crises tectoniques tertiaires (phase incaïque de Steinmann).

Elle a donné des plis serrés mais de grande amplitude dans le Tertiaire et certains replis, dans le Crétacé du Nord-Est.

C'est la dernière grande phase andine que suit une longue pénéplanation donnant une première surface Puna.

- Volcanisme et crises tectoniques.

Le volcanique déposé sur cette surface à l'Ouest fut postérieurement plissé par la phase Quichua puis des crises faibles qui peuvent expliquer le redressement général des structures, le basculement des flancs du synclinal de Puno de Hercca, les fracturations horizontales de décrochement dans le Paléozoïque et jusqu'au Crétacé, les discordances qui semblent exister entre Tacaza Puno, Tacaza-Descanso et Descanso-Pliocène.

Une deuxième surface d'érosion Puna s'est alors dessinée.

- Soulèvement général Plio-Pléistocène.

Accompagné de failles normales (grabens des lacs, failles du Vilcanota), et d'émissions volcaniques (ignimbrites et tufs, puis basaltes), il continue jusqu'à nos jours.

- Glaciations quaternaires.

Les glaciers quaternaires ont couvert les Cordillères et disséqué la surface d'érosion de la fin du Tertiaire jusqu'à 3600 mètres d'altitude au cours d'au moins deux grandes crues.

Du point de vue de l'évolution géodynamique d'ensemble : il semble que cette histoire agitée a affecté une zone à valeur géantyclinale comprise entre le miogéosynclinal du Madre de Dios et l'eugéosynclinal probable de la Cordillère Occidentale.

Une série de rides ont joué différemment suivant les différentes périodes, celle de la Cordillère Orientale étant un cas typique : positive au Permien supérieur, négative au Crétacé, positive à nouveau durant le Tertiaire.

BIBLIOGRAPHIE

- BELLIDO (E.) et KILLSGAARD (T.) - The Ore deposits of southern Peru.
- BOWMANN (I.) - 1916 - The Andes of southern Peru. Amer. Geogr. Soc. Special publ.
- DEBELMAS (J.) et TROTTEREAU (G.) - 1964 - Essai sur les grands traits structuraux et l'évolution des Andes du Pérou. Revue de géographie physique et géologie dynamique.
- DOUGLAS (J.A.) - 1932 - The geology of the Marcapata valley in Eastern Peru. Quart. Jour. Geol. London, vol. 89, p. 308-353.
- DUNBAR (Carl O.) et NEWELL (N.D.) - 1946 - Marine early Permian of the Central Andes and its fusuline faunas, Amer. Jour. Sci. vol. 244, p. 377-402 et 457-491.
- FRANCIS (G.H.) - 1959 - El Nevado Quenamari en la Cordillera Oriental del Sur del Peru.
- - - Ignimbritas (Sillar) de la Cordillera Oriental del Sur del Peru. Ministerio de Fomento, Institut Nacional de Investigacion y Fomento Mineros, Bol. n° 21.
- GREGORY (H.E.) - 1916 - A Geological reconnaissance of the Cuzco Valley Peru. Am. Jour. Sci., vol. 41, p. 1 à 100.
- JENKS (W.F.) - 1948 - Geologia de la Hoja de Arequipa à 1/200 000, Bol. Inst. Geol. Peru n° 9, p. 1-104 Castellano ; p. 105-204 Inglés.
- C. KALAFATOVITCH (V.) - 1944 - La edad relativa de la formacion Pachatusan, Thesis doctorado Universidad de Cuzco,
- - - 1957 - Edad de las calizas de la formacion Yuncaypata Cuzco, Soc. Geol. del Peru tomo 32, p. 127-139.
- MALDONADO (A.) - 1918 - Contribucion al estudio de la geologia de Sicuani, Revista Universitaria Ano 13, tomo 2 (Lima).
- NEWELL (N.D.) - 1949 - Geology of the Lake Titicaca region Peru and Bolivia, Geol. Soc. Am. Mem. 36.
- NEWELL (N.D.) et THOMAS G. Roberts - 1953 - The Upper Paleozoic of Peru, B. J. Chronic. Mem. 58.
- OPPENHEIM (Victor) - - Geological reconnaissance in South eastern Peru, Bull. of the Amer. Ass. of Petr. Geol. vol. 30, n° 2.
- PETERSEN (Ulrich) - 1958 - Estructura y levantamiento de los Andes del Peru, Bolivia, Chile y partes adyacentes de Argentina. Bol. Soc. Geol. del Peru, tomo 33.
- TOSI (J.A.) - 1960 - Zonas de vida natural en el Peru, Memoria explicativo sobre el napa ecologico del Peru. Inst. Interam. de Cieneras agricolas de la O.E.A.

IMPRIMEE AU LABORATOIRE
DE GEOLOGIE ET MINERALOGIE
—
FACULTE DES SCIENCES DE GRENOBLE
—