

La morphogénèse des Andes du Sud du Pérou

In: Revue de géographie alpine. 1974, Tome 62 N°4. pp. 479-505.

Abstract

Summary. — Southern Peru can be divided into 3 longitudinal zones : the coast range, high plains (about 3 000 ft) known as the Pampas, the main Sierra, gently sloping towards the aggradational Altiplano of lake Titicaca. Occasionally, the Pampas are separated from the Sierra by cristalline hills and intermediate brnins, the main one being the Arequipa trough, filled with a welded tuff, the sillar. The main chronological stages appear to be : —main uplift raising the late miocène Puna surface of erosion, cut in the Sierra, over the Pampas and Arequipa basin; an active volcanic period (chachani, then barroso) may have taken place after the uplift. The deposit of the sillar welded tuff is likely to have taken place during the chachani stage, which is about 3 million years old; —erosion in the Arequipa trough and correlative deposition of the glacis type alluvium of the Pampas; —joint uplift of all parts of the region (Coast range, Pampas, Arequipa basin, Sierra) in Pleistocene times, through a coastal warping or uplifting accounting for an uplift of about 3 000 ft.

Citer ce document / Cite this document :

Laharie Raymond, Derruau Max. La morphogénèse des Andes du Sud du Pérou. In: Revue de géographie alpine. 1974, Tome 62 N°4. pp. 479-505.

doi : 10.3406/rga.1974.1393

http://www.persee.fr/web/revues/home/prescript/article/rga_0035-1121_1974_num_62_4_1393

La morphogénèse des Andes du Sud du Pérou

SUMMARY. — *Southern Peru can be divided into 3 longitudinal zones : the coast range, high plains (about 3 000 ft) known as the Pampas, the main Sierra, gently sloping towards the aggradational Altiplano of lake Titicaca. Occasionally, the Pampas are separated from the Sierra by cristalline hills and intermediate basins, the main one being the Arequipa trough, filled with a welded tuff, the sillar.*

The main chronological stages appear to be :

— *main uplift raising the late miocene Puna surface of erosion, cut in the Sierra, over the Pampas and Arequipa basin; an active volcanic period (chachani, then barroso) may have taken place after the uplift. The deposit of the sillar welded tuff is likely to have taken place during the chachani stage, which is about 3 million years old;*

— *erosion in the Arequipa trough and correlative deposition of the glaciais type alluvium of the Pampas;*

— *joint uplift of all parts of the region (Coast range, Pampas, Arequipa basin, Sierra) in Pleistocene times, through a coastal warping or uplifting accounting for an uplift of about 3 000 ft.*

L'ensemble étudié justapose presque partout quatre bandes géomorphologiques disposées longitudinalement (fig. 1) :

1) La *cordillère côtière*, constituée surtout de roches précambriennes et, plus rarement, de batholites tardifs. Elle est ourlée de bassins côtiers remplis d'une formation marno-gréseuse, la formation « *camana* ».

2) Une *dépression médiane* qui n'est pas toujours nettement au-dessous du niveau de la cordillère côtière. Elle est constituée essentiellement par une formation sédimentaire dite formation « *moquegua* ». De grands glacis descendant de 2 000 à 1 000 m environ, inclinés à 2 %, lui donnent une planité presque absolue. Ils sont faits d'alluvions très grossières, distinctes de la formation *moquegua* sous-jacente. On les appelle « *Pampas* » (Pampa de la

Joya, Pampas de Vitor, de Sihuas, de Majes); nous nommerons donc leurs alluvions « *formation des Pampas* ». De petits oueds, des rills, courent dessus, tandis que les grands rios actuels s'encaissent en contrebas, se creusant dans la formation *moquegua*.

3) La *Sierra* domine nettement la dépression médiane. Elle est constituée de matériaux d'âges divers (roches primaires, secondaires et tertiaires affectées par les plissements « andins » — au sens large) dont nous n'étudierons pas ici la structure et que nous considérerons comme un « socle ».

Ce « socle » a été aplani par une surface de maturité, la *surface de la Puna*, qui se tient en général à plus de 4 000 m. C'est sur cette surface que reposent les édifices volcaniques récents, qui dépassent souvent 5 000 et parfois 6 000 m. Il s'agit de grands cônes inégalement attaqués par l'érosion. Entre eux, des empilements de coulées ou de tufs.

Sur le flanc pacifique, cet ensemble a été disséqué, entre 2 000 et 4 000 m d'altitude, par les rios qui descendent vers la dépression médiane et l'on a un paysage de canyons et de grands versants, seulement interrompu là où l'érosion différentielle ou la tectonique ont pu ouvrir de larges bassins. Ainsi, dans la région d'Arequipa, la dépression centrale se dédouble car une seconde ligne de batholites, la sierra de Caldera apparaît à l'intérieur et isole une seconde dépression, le bassin d'Arequipa, rempli d'un matériau volcanique tufacé appelé *sillar*.

Sur le flanc oriental, du côté de l'Altiplano, on trouve également des sillars entre le « socle » et les formations volcaniques récentes; il arrive aussi que s'interpose, dans la même situation stratigraphique, une vaste accumulation cinéritique lacustre, la formation *maure*.

4) L'*Altiplano* est une grande surface plane vers laquelle la Sierra s'abaisse assez lentement et qui se raccorde au niveau du lac Titicaca, voisin de 3 800 m. La surface est tantôt celle d'un remblaiement subactuel, tantôt le fond d'un ancien lac. Des sédiments argileux sous-lacustres, entaillés par des niveaux d'abrasion de retrait, s'observent en effet jusqu'à une centaine de m au-dessus du lac actuel. Les géologues, considérant qu'il a pu atteindre ces niveaux élevés, ont appelé lac Ballivian, du nom d'un géologue bolivien, cet ancêtre du Titicaca : il aurait connu une histoire comparable à celle du Grand Lac Salé de l'Utah ou des lacs du Kenya. Mais R. L. pense qu'il peut s'agir aussi de niveaux lacustres indépendants les uns des autres et du Titicaca lui-même, développés au cours d'une crise climatique ayant multiplié, dans ces topographies aux pentes faibles, les obtu-

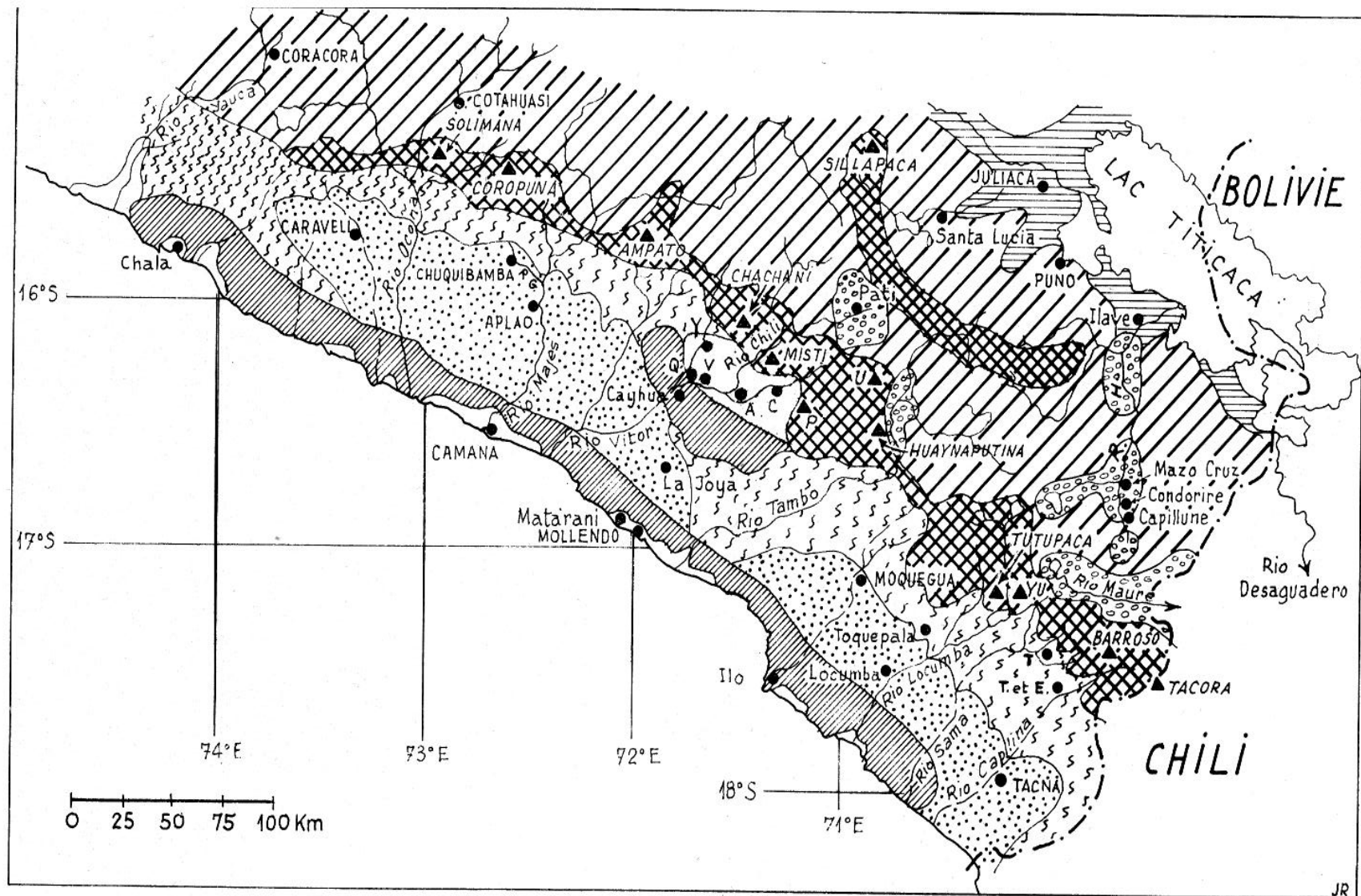


Fig. 1. — 1 : Bassins côtiers à plages soulevées et bassin d'Arequipa. — 2 : Chaîne côtière aplanie à l'oligo-miocène et chaîne de la Caldera. — 3 : Bassins de piémont à pampas. — 4 : Flanc disséqué des Andes (zone subandine) dû au rajeunissement de la surface de la Puna basculée. — 5 : Bassins « maire ». — 6 : Plateaux volcaniques sur la surface de la Puna. — 7 : Cordillères à grands volcans constituant les Andes occidentales. — 8 : Altiplano.
 Villes : A, Arequipa; C, Chihuata; Q, Quishuarani; T. et E., Tarucachi et Estique; V, Vitor; Y, Yura. — Volcans : P, Pichu-pichu; U, Ubinas; YU, Yucamane. — Rivières : R. H., Rio Huenque; R. G., Rio Grande.

rations alluviales. On trouve en effet, sous le nom de « formation capillune », des sédiments sous-lacustres identiques à ceux du « lac Ballivian » jusqu'à 4 300 m au pied du volcan Antajave (frontière bolivienne).

I. — LA DÉPRESSION DES PAMPAS

Un premier problème est posé par la surface des Pampas. Comment s'est-elle constituée ? La phase d'aplanissement des Pampas a-t-elle aplani la cordillère côtière et « mordu » sur la Sierra ? La surface a-t-elle été basculée ou sa pente est-elle originelle ? On passe ainsi à un second problème : celui des déformations récentes de la cordillère côtière et du piedmont lui-même.

Dans un article écrit par l'un de nous (R. L.) en collaboration avec P. Gabert et O. Dollfus¹, et dont nous suivons presque entièrement les conclusions, les rapports entre la « formation des Pampas » et la formation *moquegua* n'avaient pu être déterminés. Or, ils conditionnent la solution des problèmes posés. Nous en proposons l'interprétation suivante :

A) Les problèmes morphologiques posés par la formation moquegua.

1) *La formation moquegua*, considérée comme mio-pliocène, comprend :

a) des grès fins, dits formation *sotillo*, non sans analogie avec la molasse subalpine, à cette différence près qu'ils sont nettement gypseux, rappelant par là les sédiments éocènes et oligocènes de la plaine de l'Ebre;

b) un poudingue à galets, de quartzites surtout (provenant de l'érosion de roches du jurassique et du crétacé appartenant au groupe *yura*), généralement peu cimenté. Ce poudingue inclut également des galets provenant de roches volcaniques mésozoïques et cénozoïques

¹ O. Dollfus, P. Gabert, R. Laharie, Les problèmes morphologiques du piémont désertique des Andes péruviennes méridionales (*Revue de Géogr. Alpine*, LVIII, 1970, p. 265-301). — Voir aussi O. Dollfus, dans le numéro XV, 1/2, 1973, de la *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, consacré aux Andes. Présentation des problèmes géomorphologiques.

(formation *chocolate*, formation *tacaza*), à l'exclusion des laves porphyroïdes quaternaires.

Le passage du *moquegua* fin gréseux au *moquegua* grossier à galets s'effectue progressivement, le poudingue apparaissant par lentilles puis s'imposant nettement en bancs de plusieurs mètres d'épaisseur, coupés de récurrences de matériel fin jusqu'au sommet de la formation.

Lorsque les coupes naturelles offertes par les vallées permettent de voir la base de la formation (rio Vitor, rio Majes, route de Caraveli, route de Toquepala, etc.), une discordance angulaire est visible à l'intérieur du *moquegua* fin; en revanche, le faciès à glets est toujours concordant sur le faciès fin.

Partout où nous l'avons observée, la formation est d'origine continentale; il semble que la chaîne côtière ait existé pendant toute la durée du dépôt, isolant l'aire de sédimentation des transgressions marines. On note cependant dans la région d'Ocoña la présence de Turitelles, fossiles marins, sous la discordance; si, comme nous le pensons, la chaîne côtière était en train de s'aplanir lors du dépôt du *moquegua* inférieur, des transgressions marines ont pu affecter momentanément l'aire de sédimentation continentale. Quoi qu'il en soit, là où on peut étudier le contact entre le *moquegua* inférieur et la cordillère côtière, on constate que la formation envoie reliefs vigoureux du « socle » en conservant le faciès fin jusqu'au contact: c'est le cas, par exemple, dans la vallée du Locumba. La base du *moquegua* repose, au moins par endroits, sur une surface topographique très différenciée: par exemple, dans la région de Moquegua — la localité éponyme —, la formation a fossilisé tout un relief de crêts dans le jurassique, ce qui a entraîné de belles surimpositions récentes.

La formation *moquegua* inférieur a été légèrement plissée, en plis très lâches, pendant la période antérieure à la discordance et, par la suite, l'ensemble de la formation a été dérangé. A l'arrivée de la route dans la vallée du rio Majes, une flexure en genou, répondant à une faille chevauchante du « socle », est particulièrement spectaculaire. Deux autres flexures-failles comparables jalonnent la vallée, notamment à Aplao. Les plis lâches dans le *moquegua* inférieur apparaissent nettement dans les vallées des rios Vitor et Locumba, ainsi que dans la région de Moquegua. Ces déformations donnent lieu à des formes structurales dérivées, comme la butte-témoin synclinale d'El Castillo, près d'Aplao, ou les brays successifs dans lesquels les rios Vitor et Locumba élargissent leur vallée. Le rebord du *moquegua* vers l'amont est un crêt-cuesta assez constant qui se suit

bien dans le paysage, au-dessus des dépressions périphériques établies au contact du « socle » redressé. La ligne de dépressions se tient aux alentours de 2 000 m et s'élève vers le Sud. Le crêt dépasse 2 500 et parfois 2 800 m. Vers le Sud, on le trouve à plus de 3 000 m au Nord de Tacna. La route de Toquepala offre un bon résumé de ces formes.

2) *L'interprétation morphologique* de la formation *moquegua* est instructive. Nous en tirons les enseignements suivants.

Comme elle débute par un faciès fin, il faut admettre :

a) Ou bien que les reliefs de la Sierra et de la cordillère côtière étaient, lors du dépôt, en train de s'aplanir et à un stade assez poussé de cet aplanissement, ce qui correspondrait bien avec l'époque où la « surface de la Puna » se constituait (suivant l'hypothèse émise dans l'article de O. Dollfus, P. Gabert, R. Laharie déjà cité); mais la vigueur des reliefs fossilisés, au moins du côté de la cordillère côtière, présente une difficulté à l'encontre de cette interprétation.

b) Ou bien, quel qu'ait été le relief, on avait affaire à un système d'érosion n'entraînant sur les versants que des débris fins, c'est-à-dire, dans d'indéniables conditions d'aridité prouvées par l'abondance du gypse dans la sédimentation, à un système sans averses violentes se traduisant par une espèce de biostasie malgré la rareté de la végétation.

Les deux interprétations se complètent en ce sens qu'on ne peut admettre des reliefs puissants dans la Sierra même si des barres rocheuses pointaient dans la chaîne côtière et que les colluvions de versants se limitaient à de simples épandages de limons sans arrachement de roche en place.

c) L'apparition des faciès grossiers de plus en plus abondants à mesure qu'on monte dans la série sédimentaire indique probablement un soulèvement andin postérieur à la surface de la Puna ou (et ?) un changement de climat vers des conditions rhéxistasiques.

Si on compare l'évolution avec celle du bassin de l'Ebre, on est frappé par la différence : l'équivalent des poudingues montserratins est ici au sommet et non à la base. On peut au contraire établir un parallèle avec certaines successions qui se rencontrent dans la molasse subalpine quand le faciès *nagelfluh* surmonte le faciès molasse proprement dit et quand le pontien à galets termine la sédimentation comme dans la région de Valensole.

Vers l'amont, l'un de nous a observé (R. L.) que les faciès de *moquegua* sont plus grossiers. Dans les bassins de Caraveli et de La Yesera, les grès de *moquegua* inférieur sont cimentés, au lieu d'être

simplement compactés, et alternent avec un conglomérat à éléments beaucoup plus petits que ceux du *moquegua* supérieur mais plus gros que les grains qui constituent habituellement le *moquegua* inférieur vers l'aval; ce conglomérat se présente en bancs massifs, qu'on trouve également sur les flancs de l'amphithéâtre de Chuquibamba.

d) Le *moquegua* supérieur est surmonté, dans les régions de Moquegua, Locumba et Tacna, par une formation ignimbrétique « concordante » de plus en plus épaisse à mesure qu'on va vers le Sud : la formation *huaylillas*. Des ignimbrites semblables fossilisent, en amont, la surface d'aplanissement de la Puna et reposent en discordance sur toutes les formations antérieures plissées (volcanisme éocène, formations détritico-volcaniques des groupes *puno* et *tacaza*, sédimentaire mésozoïque, batholites). Cette disposition confirme que le *moquegua*, juste antérieur aux ignimbrites *huaylillas* comme la surface de la Puna, est corrélatif de l'aplanissement de cette surface.

e) L'âge de la formation *moquegua* et de la surface de la Puna est compris dans la fourchette entre d'une part le plissement du volcano-détritico *puno* et *tacaza*, d'autre part les ignimbrites *huaylillas* posées sur la surface et concordantes sur le *moquegua*. Or, au Potassium-Argon, un échantillon de tufs rhyolitiques redressés appartenant au volcanisme *tacaza*, recueillis sur la route Toquepala-Cuajone donne, par la méthode conventionnelle², un âge de 33,9 à 36,5 MA (la méthode des isochrones donnerait 41,5 MA mais n'apparaît pas cohérente), oligocène inférieur, ce qui est conforme à une datation floristique de la base du *puno* par l'équipe Orstom-Mattauer. Une roche volcanique d'un ensemble reposant sur la surface de la Puna près de Cuajone (peut-être une ignimbrite *huaylillas*) a donné un âge compris entre 14,8 et 22,1 MA, ce qui s'accorde avec une datation effectuée par les géologues chiliens et donnant à une formation équivalente de 14 à 15 MA. Une datation de *huaylillas* typique en aval de Toquepala ne nous a malheureusement pas donné de résultats cohérents (de 18,6 à 26,8 MA par la méthode conventionnelle). Il reste donc des doutes. Mais si on arrivait à une confirmation, on démontrerait : l'existence d'un plissement andin à la charnière de l'Oligocène et du Miocène; l'âge miocène inférieur de la surface de la Puna et du dépôt de la formation *moquegua*.

² Mesures d'âge par J. Taupinard, dosage du potassium par C. Jamond, équipe associée au C.N.R.S., n° 54 de *Géomorphologie*, et Laboratoire Associé, n° 10 de *Géochronologie*, Université de Clermont-Ferrand.

B) Les problèmes posés par la « formation des Pampas ».

1) *Les alluvions des Pampas* se raccordent peut-être à des dépôts épais à l'amont, corrélatifs d'un fort soulèvement (et R. L. se propose d'en tirer ailleurs les conséquences), mais là où R. L. et M. D. les ont vues ensemble, elles sont très différentes du *moquegua* et très minces : au plus, quelques mètres d'épaisseur. Il s'agit donc d'une formation de glacis d'érosion à peine recouverts d'une pellicule alluviale interdisant de voir, au moment du dépôt, une subsidence de l'aire de sédimentation. Les éléments transportés présentent une dominante de galets de roches volcaniques du Quaternaire andin à faciès porphyroïde et aux couleurs sombres. Il s'agit d'alluvions souvent noires, sauf là où une sédimentation climatique calcaire altère leur couleur. Les galets sont patinés, et cassés ou tranchés par l'hydrothermoclastie. Des barkhanes, formées souvent de cendres volcaniques récentes de retombée (notamment celles des éruptions de 1600 du Huaynaputina), circulent sur ces glacis, dont la monotonie est coupée par les longues croupes monoclinales des reliefs de *moquegua* ayant résisté à l'érosion aréolaire. Ces reliefs portent d'ailleurs la marque d'aplanissements pliocènes qui jouent le rôle de glacis primitifs par rapport aux glacis de substitution qui modèlent les Pampas.

La surface des Pampas recoupe nettement les redressements de couches du *moquegua* et tranche par endroits les bords des batholites, comme c'est le cas à l'Est de Camana entre le Sihuas et le Majes (cordillère côtière) ou au Nord de Vitor, dans le bassin de la quebrada de Las Laderas (pediment de Las Laderas), ou encore près du pont de la route panaméricaine sur le Locumba, où elle passe typiquement à des pediments schématiques réduisant un bloc de la cordillère côtière à un résidu qui aurait ravi les géomorphologues de l'Ouest américain à la fin du siècle dernier. Mais, la plupart du temps, les batholites restent en relief au-dessus des Pampas.

Le contact cordillère côtière - Pampas ne nous a jamais paru faillé postérieurement à l'élaboration de la surface. Les Pampas elles-mêmes ne sont généralement pas faillées (il y a des exceptions mentionnées par l'article cité et par la carte géomorphologique de la fosse de Tacna par le Centre de Géographie Appliquée de Strasbourg). Du côté de la Sierra, le contact n'est pas faillé non plus (sauf exceptions, comme une ligne de belles facettes entre l'arrière-pays de Tacna et Toquepala, mais ne coïncident pas exactement avec le contact). Si donc il y a eu un soulèvement ou un basculement post-Pampas, il a en général affecté *solidairement* la dépression médiane, la cordillère côtière et probablement la Sierra elle-même.

2) *Le soulèvement des Pampas* est une hypothèse plausible : leur surface se termine, là où elle « mord » sur la cordillère côtière, vers 900 m, comme si elle était « suspendue » au-dessus du Pacifique. Si elle s'est formée en régime endoréique, il n'y a rien là d'anormal, comme le signale O. Dollfus, qui cite l'exemple de l'Altiplano lui-même. Mais il paraît choquant qu'un bassin endoréique de cette importance ait pu le rester pendant le temps nécessaire à l'élaboration des Pampas, à une telle altitude et si près de la mer, même si la côte

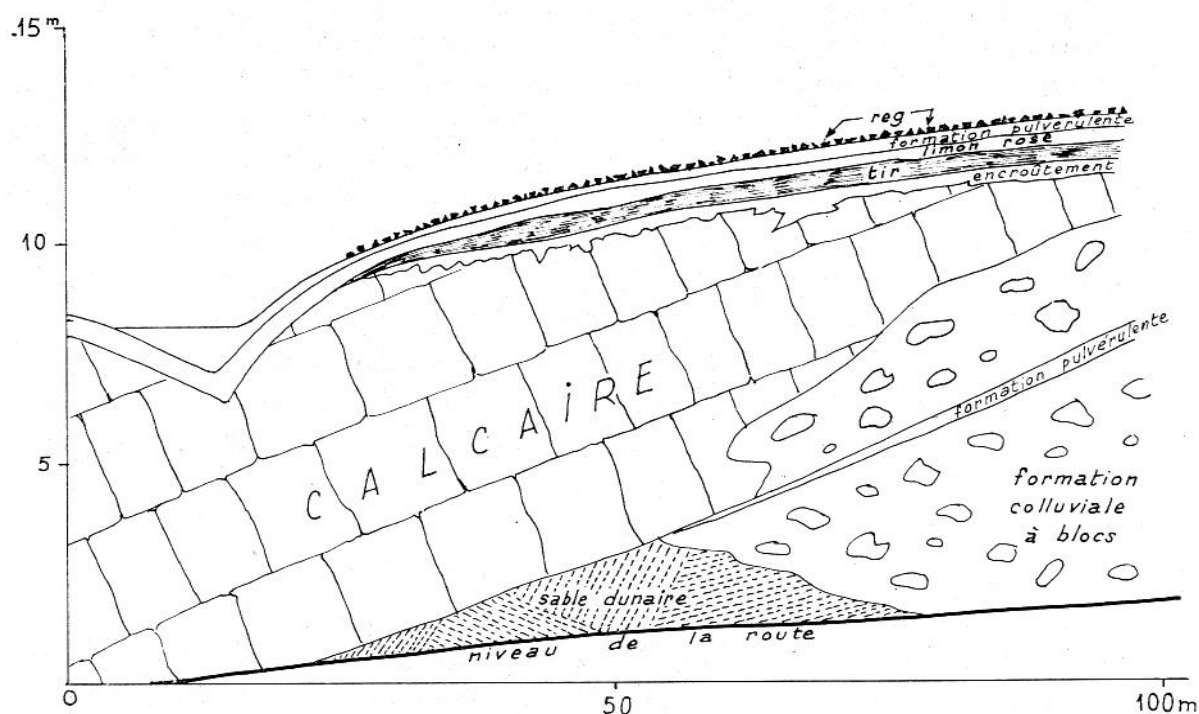


Fig. 2. — Coupe de Matarani.

n'a pas toujours été sur son emplacement actuel (la cordillère côtière dépasse rarement une largeur de 10 km). D'ailleurs, les innombrables plages soulevées attestent des mouvements récents. Enfin, près de Matarani, sur la route qui relie le port et Mollendo à la route panaméricaine, une coupe qui semble probante atteste un basculement récent de la zone littorale vers l'océan. On peut l'analyser de la façon suivante :

Un calcaire bien stratifié jaune rose, diaclasé et ne présentant un encroûtement qu'à sa partie supérieure dans ses diaclases (donc n'étant pas lui-même une formation subaérienne d'encroûtement), et épais de plusieurs mètres repose sur un sable dunaire et sur une

formation à blocs colluviale, de type boue torrentielle. Un premier dépôt blanc pulvérulent, de type croûte climatique non consolidée, recouvre la formation colluviale, mais dans un virage de la route on voit une récurrence (épaisseur : 3 m) de la formation torrentielle à blocs recouvrir le dépôt pulvérulent, qui a ici 50 cm d'épaisseur, et à son tour passer progressivement au calcaire sédimentaire. Le pendage du calcaire est un peu supérieur à 15 %. Le dépôt pulvérulent est tout à fait semblable à ceux que l'on voit se former de nos jours et se rassembler dans les fonds de vallon par ruissellement. Le calcaire est modelé en glacis de petite taille qui sont à leur tour incisés de vallons à versants convexes dus à un ruissellement modéré. Sur ces croupes, on a la succession pédologique suivante : un sol brun à agrégats assez semblable aux *tirs* de versants, puis un limon rose qui rappelle ceux du Sahara subactuel (que la déflation récente, au Sahara, a tronquée), puis un second dépôt pulvérulent qui se rassemble dans les fonds, puis un embryon de reg de ruissellement qui constitue la formation active actuelle.

Cette coupe suggère l'interprétation chronologique suivante :

1) Une période rhéxistatique a donné les colluvions à blocs (elle est peut-être contemporaine de la « formation des Pampas »);

2) Un climat désertique tout à fait semblable à celui, très récent, qui a donné la seconde croûte pulvérulente, est à l'origine de la première croûte pulvérulente;

3) La formation colluviale continue ensuite quelque temps;

4) Une transgression dépose le calcaire, qui est vraisemblablement marin. Comme la formation colluviale passe progressivement à ce calcaire, nous serions tentés de faire la transgression contemporaine d'une période de déglaciation, locale et mondiale. Mais le gros du dépôt calcaire suppose ensuite une sédimentation calme, sans intrusion de blocs continentaux;

5) Un mouvement tectonique a basculé tout ce qui précède de 15 % environ;

6) Un climat semi-aride a présidé à la formation des petits glacis;

7) Puis un climat plus biostatique à celle des croupes qui les incisent : c'est alors que se constituent les sols de type *tirs* (ou tout de suite après); les conditions pourraient avoir été méditerranéennes;

8) Le limon rose suppose un climat aride, à pluies très rares mais non nulles; le second dépôt pulvérulent indique des conditions encore plus sèches, de même que la mise en place de l'embryon actuel de reg (Mollendo reçoit actuellement à peine quelques millimètres de précipitations annuelles) (fig. 2).

Le calcaire basculé est assez ancien pour avoir subi quelques phases d'érosion morphoclimatiques différentes, mais assez récent pour avoir recouvert des sables dunaires intacts et des dépôts colluviaux considérés généralement comme peu anciens. Si une datation à l'ionium ou au protoactinium pouvait lui fixer un âge absolu — mais il paraît comporter trop d'apports pour qu'on puisse le dater comme on peut le faire pour un calcaire entièrement concrétionné — on aurait l'âge du basculement de la zone de la flexure littorale. Si ce basculement ne s'est pas accompagné de failles (nous n'avons pas vu d'escarpement de faille récent dans ce secteur), c'est lui qui est responsable du soulèvement de la cordillère côtière et, solidai-
rement, de la surface des Pampas. Il suffirait que l'inclinaison de 15 % se conserve sur 6 km — distance très plausible — pour rendre compte d'un soulèvement quaternaire de 900 m, altitude des Pampas à leur extrémité aval.

Les Pampas, quant à elles, n'ont évidemment pas été basculées à 10 ou 15 % puisque leur pente topographique actuelle est de 2 % environ. Cette pente est-elle pour autant originelle ? Si on la compare à celle de la Crau, dont les cailloutis sont plutôt plus grossiers, mais qui peuvent avoir bénéficié de débits plus abondants, celle des Pampas est quatre fois supérieure. Nous ne serions pas opposés à l'hypothèse d'un léger basculement, par exemple de l'ordre de 1 %. En définitive le basculement-soulèvement du littoral et peut-être un léger basculement des Pampas rendraient compte, en se cumulant, d'un soulèvement récent des Andes de 1 000 m et peut-être de 1 500 m. Les Andes, après leurs phases principales de plissement, se seraient donc soulevées une première fois entre le début et la fin du dépôt de la formation *moquegua* et une autre fois au Quaternaire. La surface-glacis des Pampas se serait élaborée entre les deux phases de soulèvement. La datation absolue du calcaire de Matarani serait précieuse pour préciser depuis quand elle a été portée à l'altitude actuelle. Pour connaître la date du début de l'évolution qui a abouti à l'élaboration de cette surface, il faut maintenant considérer les rapports des Pampas avec les formations volcaniques du Bassin d'Arequipa.

II. — LE BASSIN D'AREQUIPA

Le bassin d'Arequipa, entre le bloc batholitique de Caldera et la Sierra proprement dite, est un grand plan incliné qui atteint, à sa partie amont, 2 400 à 2 500 m d'altitude et qu'incisent les vallées des rios Yura et Chili. L'essentiel du bassin est constitué par le tuf volca-

nique dit *sillar*, mais il existe aussi des formations postérieures. Il faut donc esquisser la stratigraphie-téphrochronologie du bassin puis étudier les rapports de ces formations avec les alluvions des Pampas. Le bassin lui-même est sans doute en partie dû à la tectonique. Il ne doit pas moins sa topographie creuse pré-sillar à l'érosion d'une bande de terrains très vulnérable à l'érosion différentielle, érodés en contrebas de la ligne de batholites résistants de la Caldera, avant le dépôt du *sillar*.

A) L'évolution morphologique du Bassin d'Arequipa.

La base du *sillar* repose parfois, comme à Socosani, après interposition d'un dépôt de pente mêlé de scories de retombée, sur une topographie très différenciée; une crête de diorite est fossilisée dans la vallée du rio Chili en aval d'Arequipa; de même, à Socosani, des reliefs vigoureux dans le jurassique fortement plissé de la formation *yura* ont été noyés par l'accumulation du *sillar*.

Le *sillar* est un tuf tantôt blanc tantôt rose, formé de pyroclastites fines emballant parfois des éléments de la taille des lapilli. Nous n'y avons jamais vu la succession typique des convois d'ignimbrites rencontrée au contraire dans la formation *huaylillas* près de Tacna : base meuble, partie moyenne soudée, sommet de nouveau meuble; jamais non plus de verre laminé en forme de flamme. De fait, les brèches flammées sont rares dans la zone que nous avons étudiée au Pérou (un seul exemple net, dans la vallée de Cotahuasi). Mais le *sillar* s'est bien mis en place en plusieurs convois puisque des coupes, à Quisuarani et à Cayhua, en aval d'Arequipa, donnent les successions suivantes :

— *Quisuarani* : de haut en bas, sur une hauteur de près de 200 m : *sillar*, cendres fines, alluvions foncées, *sillar* peu cimenté, cendres fines en un lit mince, alluvions foncées, alluvions claires, cendres blanches s'épaississant localement, alluvions claires.

— *Cayhua*, de haut en bas sur plus de 100 m : *sillar*, alluvions, coulée boueuse moulant un ravin, *sillar*, base du *sillar* chargé de blocs.

Déposé en convois mais mal stratifié lui-même et non flammé, le *sillar* ne nous paraît pas une ignimbrite typique. Nous en ferions plutôt, comme Fenner qui est venu lui-même l'étudier sur place, une formation d'épanchement turbulent semblable à celle de la vallée des Dix Mille Fumées du Katmaï, en Alaska. La couleur rose est due vraisemblablement à une oxydation du tuf, blanc à l'origine. Quant aux alluvions qui s'interstratifient avec lui, elles sont lacustres, ou

de remblaiement calme à l'amont d'un plan lacustre, le lac pouvant être dû à des barrages de vallées par le *sillar*. Les lits alluviaux blanchâtres sont dus à des périodes où les cendres retombaient activement, les lits foncés à des phases d'érosion des reliefs volcaniques situés plus en amont.

Le relief actuel de détail des zones de *sillar*, tel qu'on l'observe dans la partie aval du bassin d'Arequipa, présente toute une juxtaposition de croupes là où la roche n'est pas trop compactée. Ces croupes sont recouvertes par un reg de pente et entre elles descend une formation pulvérulente constituée par des cendres de retombée volcanique, sans doute celles du Huaynaputina de 1600, mêlées à des cristaux de sel; cette formation pulvérulente est descendue par ruisellement diffus lors des rares chutes d'eau et elle est aussi reprise par le vent. Là où le *sillar* est compacté, il tend à donner des corniches sur le rebord des vallées incisantes.

Dans le bassin d'Arequipa, on n'observe jamais la surface terminale originelle de l'accumulation du *sillar* mais toujours une topographie d'érosion semblable à celle qui vient d'être décrite, élaborée à la fois aux dépens du *sillar* et des formations postérieures. En effet, le *sillar*, une fois déposé, intercalations alluviales comprises, a été creusé de vallées profondes qui ont été à leur tour comblées par des alluvions. Dans les coupes des « quebradas » à l'Ouest d'Arequipa, on voit à plusieurs reprises ces alluvions post-*sillar* en position de terrasse supérieure. Elles sont très riches en éléments volcaniques basiques et reposent sur des coulées boueuses épaisses, qu'on retrouve en lentilles, intercalées dans la formation à différents niveaux. Le faciès de base est un sable gris compacté, de sédimentation tranquille. Ces sables ont comblé les vallées post-*sillar* et débordé sur les interfluves; vers le haut, ils se chargent de cendres fines de retombée et de ponces inégalement remaniées, comme on le voit par exemple sous les coulées de basalte que coupe la route Arequipa-Yura : il s'agit là de cendres rejetées vraisemblablement par le volcan même qui a émis les coulées de basalte et qui fait partie du système du Chachani. La brèche de progression de la coulée inclut aussi des cendres jaunâtres semblables au pseudo-lœss volcanique de l'Islande. La coulée de basalte est donc, à quelques heures près, contemporaine des pyroclastites du sommet des alluvions.

Dans les faubourgs ouest d'Arequipa, une ligne de buttes témoins de ces coulées inversées, le « Muro Negro », située à 2-3 km de leur rebord, permet de mesurer le recul dû à l'érosion postérieure aux épanchements. Elle montre que le bassin a été rempli jusqu'à un niveau plus élevé que la topographie d'ensemble actuelle, après avoir

subi l'érosion enregistrée par les alluvions grises et avant de connaître la phase récente qui a fait reculer les hautes coulées.

Cette dernière phase correspond à une érosion en vallons très peu incisés qui ont été remplis ultérieurement de coulées boueuses épaisses passant vers le haut à une nouvelle accumulation de pyroclastites, coupées de récurrences boueuses, et finalement à des épanchages boueux et fluviatiles peu épais, en couverture de glacis. Ce glacis est par endroit alluvial, mais ailleurs il recoupe purement et simplement le sillar et les alluvions grises en contrebas du Muro Negro et des coulées inversées.

Les phases ultimes de l'évolution morphologique enregistrées par le Bassin d'Arequipa correspondent à un dernier paroxysme volcanique, donnant un système de dômes-coulées annexes du Chachani, dits las Cortaderas, qui représentent un épanchement tardif adventice de ce grand volcan. Les coulées de trachy-andésite qui en descendent (et qui se sont broyées en descendant, fait peu étonnant dans cette lave visqueuse) reposent à la fois sur les basaltes inversés et sur le glacis. L'angle basal que fait le front des dômes-coulées avec le plan du glacis prouve bien qu'elles sont posées sur lui; il ne s'agit pas d'un knick d'érosion, forme toujours progressive et arrondie dans la nature, sinon dans les manuels de géomorphologie. Après cette phase, seuls de petits cônes de déjections se sont mis en place sur le glacis, tandis que les vallées se creusaient en contrebas, avec deux terrasses emboîtées.

On peut conclure que le *sillar*, issu du Chachani, est antérieur à toute une évolution, qui pourrait correspondre au Pléistocène et que les dernières éruptions des dômes annexes sont au contraire très récents.

B) Les rapports entre le Bassin d'Arequipa et la dépression des Pampas.

Quelles sont les relations entre le *sillar* et les alluvions post-*sillar* d'une part, la formation *moquega* et les alluvions des Pampas d'autre part ? R. L. a montré que le *sillar* avait débordé du bassin d'Arequipa (par trois vallées distinctes, parallèles et coulant du Nord vers le Sud : la vallée de Vitor et les quebradas de la Linga et de la Gloria) pour s'étaler sur le piedmont après avoir traversé le massif de la Caldera en prenant l'allure de coulées. Ces « coulées » débordantes sont aujourd'hui en position d'inversion de relief dans le massif de la Caldera; mais, dans le piedmont même, on les voit plonger sous les

alluvions du glacis des Pampas, qui les tranche de la même façon qu'il recoupe les couches de la formation *moquegua*. Ainsi, il est prouvé d'une part que le *sillar* est postérieur à une phase d'érosion qui lui a permis de s'emboîter dans des vallées du piedmont de *moquegua*, d'autre part que les glacis des Pampas lui sont postérieurs. La datation absolue du *sillar* au potassium argon donnerait un repère précieux dans cette évolution; malheureusement, les mesures effectuées ont fourni des résultats aberrants, probablement parce que le magma originel a dû digérer du périlite. De trois échantillons pris en des endroits différents, seul celui de la quebrada de la Gloria a donné pour deux fusions sur trois, la troisième restant indéterminée, des âges cohérents, un peu supérieurs à 3 MA, et 3,425 par la méthode des isochrones, ce qui nous placerait à la limite du Pliocène et du Villafranchien *lato sensu* d'avant le congrès de Montréal. Les deux autres échantillons ont donné de 30,5 MA à un âge négatif ! Autant dire qu'on se meut dans l'absurde ³.

La surface sommitale du *sillar* était, nous l'avons vu, supérieure à la topographie actuelle de la formation dans le bassin d'Arequipa. Il est difficile de savoir jusqu'où il montait dans la dépression des Pampas puisque les glacis l'ont nivelé en enlevant sa tranche supérieure. On ne peut donc pas reconstituer la pente originelle du sommet du remblaiement. Mais si le *sillar* n'est pas monté beaucoup plus haut que les glacis eux-mêmes dans la région des actuelles Pampas où il arrivait en fin de course, cette pente se raidissait à la traversée du massif de la Caldera situé entre le bassin d'Arequipa et les Pampas, ce qui n'a rien d'étonnant puisque les coulées se rétrécissaient dans les vallées. Il est donc possible que, dans le bassin d'Arequipa, le remblaiement soit monté beaucoup plus haut que ne le laissent supposer les témoins actuels.

Les rapports du *sillar* et des alluvions qui le ravinent avec les grands édifices volcaniques ont déjà été évoqués à propos du Chachani, celui-ci paraissant en partie antérieur, en partie postérieur au *sillar*. On ne peut aller plus avant sans essayer de considérer les grandes étapes du volcanisme récent des Andes péruviennes et de définir leurs rapports avec les grandes phases morphologiques que nous venons de reconstituer.

³ Mesures d'âge par J. Taupinard, dosage du potassium par C. Jamond, équipe associée au C.N.R.S., n° 54 de *Géomorphologie*, et Laboratoire Associé, n° 10 de *Géochronologie*, Université de Clermont-Ferrand.

III. — LES GRANDS ÉDIFICES VOLCANIQUES DE LA SIERRA

Parmi les grands édifices volcaniques qui reposent sur la surface de la Puna, les uns sont démantelés et n'offrent plus que des planèzes et de grands abrupts échancrés de cirques, dans la paroi desquels se voient les successions de coulées et de pyroclastites, les autres ont gardé plus intacte leur forme de cône. Parmi les volcans du premier type, le Chachani (6 100 m), qui domine Arequipa, sert d'éponyme pour désigner le volcanisme antérieur au *sillar* et le Barroso (6 000 m), au Sud, près de Tarata, pour désigner le volcanisme postérieur. Ils ont subi au moins une des glaciations quaternaires. Parmi les volcans plus intacts, et parfois encore actifs, le Misti (5 840 m) sert de modèle et l'Ubinas (5 600 m) d'éponyme.

Mais le volcanisme récent ne se borne pas à ces édifices, quelque complexes qu'ils puissent être. Il existe aussi des empilements de coulées et de tufs. La cordillère de Sillapaca, qui domine ces empilements du côté de l'Altiplano, a servi d'éponyme pour désigner ces trapps monotones, situés vers 4 000 m d'altitude, et les cônes et cordillères qui les dominent de 1 000 ou 1 500 m seulement.

A) La « coupure » de la « surface de la Puna ».

Tout ce volcanisme est évidemment postérieur aux dernières phases plissantes de l'orogénie andine; il se distingue donc nettement des coulées et tufs basculés par le plissement et tranchés par la surface de la Puna, et en particulier des dernières phases volcaniques impliquées dans cette orogénèse, qui constituent l'épais volcanisme « *tacaza* ». La topographie développée dans la formation *tacaza* est toujours aplanie ou mûre. Seuls les bancs les plus durs, d'andésite ou d'ignimbrite, rompent sa monotonie, en position de reliefs résiduels au-dessus de la Puna.

Les édifices volcaniques postérieurs à la surface de la Puna reposent en partie sur la formation cinéritique *maure*, dont la relation avec la surface de la Puna n'a pas pu être éclaircie.

La formation *maure* est constituée par 100 à 150 m de sables et de tufs remaniés, très fins; il s'agit essentiellement de cinérites qui ont rempli des bassins de la Puna. Elle repose quelquefois sur un conglomérat de base contenant des éléments quartzitiques et volcaniques dans une matrice arénacée et se termine presque toujours par

de minces coulées de lave qui s'étalent plus ou moins loin sur la Puna. Sur la route Arequipa-Puno, on voit comment, au sommet de la formation *maure*, on passe à ces espèces de trapps : deux coulées superposées forment corniche sous du *sillar*; puis, une fois sur le plateau, se succèdent encore des coulées. Entre les coulées, on voit s'interstratifier des lits alluviaux et des cendres blanches de retombée. Sur le plateau, les cendres séparant les coulées sont soumises à une forte déflation et dégagées en une espèce de dépression subséquente. Des cinérites analogues au *maure* se rencontrent dans les bassins traversés par la route Ilave-Tarata, comme celui de Mazo-Cruz où J. Tricart, O. Dollfus et P. Taltasse les ont signalées⁴.

La formation *maure* est en général peu dérangée (on y note cependant quelquefois des pendages assez nets pour que R. Marocco les ait indiqués sur la carte géologique détaillée qu'il a levée, mais il s'agit souvent de « foirages » locaux) et ses bancs sont recoupés par toute une série de glacis d'érosion.

Quelle est la signification morphologique de la formation *maure* ? Elle forme le soubassement des trapps qui reposent sur la surface de la Puna. Elle est soit immédiatement postérieure, soit juste antérieure au soulèvement de cette surface sur l'emplacement des Andes. On a pu dater au potassium-argon, non le premier des trapps reposant sur le *maure*, car la lave était sensiblement altérée, mais un des suivants, par un échantillon trouvé déjà sur le plateau. Cette datation fournit un repère chronologique précieux pour l'histoire des Andes. Les méthodes « conventionnelles » ont donné de 2,88 à 3,41 MA; la méthode de l'isochrone apparaît ici plus rigoureuse : l'échelonnement des données des trois fusions est cohérent et le résultat est 2,35 MA. De toute façon, de 2,35 à 3,41 MA, on se trouve au début du Villafranchien *sensu lato*.

Les formes et la chronologie du volcanisme postérieur à la formation *maure* sont assez complexes dans la mesure où les coulées et tufs successifs se ravinent les uns les autres. La formation est d'abord ravinée par les lahars et *sillars* du volcanisme *sencca*, contemporain du *sillar* d'Arequipa. Ceux-ci sont à leur tour ravinés par des pyroclastites remaniées (contemporains de ceux qui se sont déposés sur les alluvions grises d'Arequipa) puis par les coulées du volcanisme *barroso-sillapaca*. Enfin on note une dernière phase pyroclastique, postérieure à la glaciation des sommets de ce volcanisme et une ultime phase de cônes et de coulées appartenant au volcanisme *ubinas* (contemporain des dômes-coulées des Cortaderas d'Arequipa). En

⁴ Bull. Assoc. Fr. Et. Quaternaire, 1966, p. 152-162.

outre, ces phases à dominante volcanique ont alterné avec des phases détritiques. La complication est donc telle que nous avons relevé quelques grands types de reliefs volcaniques représentatifs — sans chercher à en tirer d'enseignement global.

B) Quelques grands types de reliefs volcaniques.

1) *La vallée de Cotahuasi.*

Au Nord du secteur étudié, la vallée du rio Ocoña à Cotahuasi montre sur son flanc est un empilement sommital de coulées de lave et d'ignimbrite antérieur à une coulée de basalte, qui, discordant sur lui, descend en forte pente vers le fond et reste à mi-versant : là, elle recouvre des cinérites qui recouvrent elles-mêmes un épais lahar gris moulant une ancienne vallée taillée dans les roches andines plissées. On a donc la succession : empilement du haut, antérieur au moment où l'érosion régressive a creusé la vallée; puis creusement de la vallée jusqu'à un niveau moins profond que le talweg actuel, épanchement du lahar gris, puis dépôt des cinérites, puis descente de la coulée de basalte. Il y a d'autre part, sur le même flanc est de la vallée, des ignimbrites jaunes en partie flammées et dont nous n'avons pu déterminer les rapports avec les autres formations; elles reposent à peu près au même niveau que le lahar gris et sont assez anciennes pour que l'érosion les ait par endroit déchaussées, de sorte qu'elles forment une butte. Plus récent que toutes les formations précédentes, un plan incliné alluvial, sur le versant opposé, descend en forte pente et paraît se raccorder à un niveau plus bas que la base des ignimbrites flammées ou que le lahar gris. Enfin, des coulées boueuses ont rempli le fond à une époque très récente : la rivière ne s'y encaisse que d'une trentaine de mètres.

2) *L'amphithéâtre de Chuquibamba.*

Dans la vallée du Rio Grande de Chuquibamba, les choses sont plus simples. Le grand amphithéâtre de Chuquibamba, semi-circulaire comme un cirque de la Réunion, montre les affleurements suivants : juste au-dessous du bourg de Chuquibamba, la route monte en s'adossant à un relief de granit à amphibole. Au-dessus du bourg, un poudingue très dur donne une corniche à mi-pente; il est formé de galets cristallins bien roulés et beaucoup plus petits que ceux du *moquegua* supérieur, les diamètres étant de l'ordre de 5 cm. Il s'agit peut-être de la base du *moquegua* inférieur. Au-dessus, commence

l'empilement volcanique, qui débute par une cendre blanche, non consolidée; la roche en place est ensuite masquée par des coulées de boue à blocs, et c'est seulement aux approches du rebord du plateau qu'on la revoit : ce sont, de bas en haut, plusieurs convois de lahars, puis une ignimbrite à ponces, enfin un *sillar* qui se débite par gélivation et aussi se creuse de taffonis, comme on le voit sur le plateau en prenant une petite route sur la droite qui s'embranché juste au sommet de l'amphithéâtre. Sur le plateau, les laves succèdent aux ignimbrites.

Tout le fond de l'amphithéâtre est comblé par une énorme coulée boueuse à blocs qui paraît récente car l'érosion postérieure ne l'a pas sensiblement incisée. Elle descend dans la vallée principale du Rio Grande, laquelle, une fois réunie au Majes, s'encaisse profondément au-dessous de la surface des Pampas. Sa position par rapport au fond de la vallée est analogue à celle de la coulée de boue de Cotahuasi, qui lui est donc vraisemblablement contemporaine.

L'amphithéâtre de Chuquibamba offre donc un enseignement très différent de la vallée de Cotahuasi. A Cotahuasi, une formidable incision linéaire de plus de 2 000 mètres a révélé des alternances d'épanchements volcaniques et d'érosion. A Chuquibamba, où on se trouve à une tête de vallée atteinte sans doute assez tard par l'érosion régressive, les éléments volcaniques paraissent « concordants »; ils n'ont été démantelés que par une phase d'érosion assez récente, mais puissante, développée sous un climat à grandes chasses d'eau capables de mettre en mouvement des coulées boueuses, responsables de la disposition en cirque et beurrant toute la pente qui descend vers le talweg.

3) *Les vallées de la région de Tarata.*

A l'autre bout de la région étudiée, le volcanisme d'âge *barroso* a subi lui aussi des phases d'érosion. Les sommets nommés Pabellon Asana et Arundana sont fortement érodés, réduits à des témoins; sur la pente ouest de l'Arundana, dans la région qui domine Cuajone, un glacis recoupe un empilement de coulées, des vallées glaciaires se sont modelées en contrebas.

Près de Tarata, le Barroso proprement dit a émis des coulées qui se sont écoulées vers des talwegs de niveau bien supérieur aux talwegs actuels, lesquels se modèlent par érosion différentielle dans un matériau andin très inégalement broyé, donc très inégalement résistant. Mais des coulées de boue à blocs tapissent les pentes jusqu'à des niveaux nettement inférieurs à celui des coulées de lave. Cependant, une phase volcanique assez récente a donné, non dans le

creux de Tarata mais dans une vallée voisine, un grand plan incliné mis en place dans une vallée fortement creusée. Il s'agit du grand plan qui sépare les villages de Tarucachi et d'Estique, à quelques kilomètres de Tarata sur la route de Tacna. Il est constitué par un lahar ou un empilement de lahars terminé par un dépôt de nuée ardente, qui affleure aussi, en témoin isolé, à l'éperon du premier virage de la route Tarucachi-Tarata (creusé de taffonis typiques). Le lahar a comblé une vallée qui descendait du volcan Barroso. Ensuite, l'érosion a creusé une double vallée de part et d'autre de ce lahar mis en relief ainsi par l'érosion à la manière d'une inversion de coulée volcanique. Puis une accumulation de type raña, à gros blocs, est venue occuper le fond de la vallée de Tarucachi ainsi creusée : elle a édifié un autre plan incliné en contrebas de celui du lahar. Il y a donc eu une phase de raña postérieure au lahar. Le professeur Tamayo a déterminé le magnétisme de la nuée qui recouvre le lahar comme normal, ce qui ne permet évidemment pas de la dater mais pourra servir à des corrélations chronologiques.

4) *Les volcans d'Arequipa.*

Le *Pichu Pichu* a donné, lui aussi, d'immenses accumulations boueuses qui descendent en glaciis décline vers le bassin d'Arequipa et dont il est difficile de fixer la date. Elles passent sous des cendres récentes de retombée. D'autres accumulations de ce versant sont des lahars. L'un d'eux, près de Chihuata, semble être à l'origine d'un lac de barrage, appelé lac Jenks, du nom d'un géologue. Le lac a été rempli de diatomites, qui ne révèlent malheureusement aucune flore : le climat était-il désertique après les grands et rares déluges responsables de la mise en place des coulées boueuses ?

Le lahar qui nous paraît responsable du barrage affleure sur le versant abrupt du rio en aval de la carrière de diatomites. Il recouvre des alluvions grossières qui recouvrent elles-mêmes des cendres de retombées et il recouvre aussi du *sillar* gris non consolidé. Le rio franchit ce lahar en gorge, comme le fait aussi un de ses affluents. L'un de nous (R. L.) se demande si des coulées de boue en provenance du Misti n'ont pas, plutôt que le lahar, constitué le barrage, le lahar n'ayant dans cette interprétation constitué que le versant de la vallée barrée.

En amont du lac, au-dessus de Chihuata, près d'une route secondaire qui se dirige vers le Sud-Est, tout un système de terrasses (une haute, une moyenne et une subactuelle) attestant les phases de vidange est bien conservé ; les matériaux qui les constituent ne sont pas des

diatomites, mais des alluvions de comblement d'amont et du sédiment lacustre limoneux. Plus près d'Arequipa, on voit les cinérites lacustres interstratifiées entre deux lahars, preuve que l'épisode du barrage est bien contemporain d'une phase volcanique active.

La morphologie du Misti et du Chachani montre des phases d'érosion qui ont coupé d'édification de ces grands volcans. Le *Misti* est un édifice régulier, mais dissymétrique parce qu'il chevauche le grand abrupt qui limite la Sierra. Apparemment, son édification a été continue. Cependant, le volcan n'est pas une stratification régulière. A proximité des faubourgs d'Arequipa situés sur la rive gauche du rio Chili, un glacis qui forme tout le bas du versant Sud recoupe indifféremment des coulées d'andésite et des alluvions torrentielles, les unes et les autres alternant. Une coulée plus récente, à phénocristaux de feldspath, est posée sur le glacis; elle a son origine en un point assez élevé du cône, les bouches adventices étant très rares sur le Misti. Les ravins d'érosion qui accidentent les flancs supérieurs du Misti n'ont pas reçu de nouvelle coulée.

Le *Chachani* est plus complexe. Il comprend plusieurs édifices juxtaposés; les premiers ont subi l'érosion glaciaire d'au moins une époque froide; seuls les dômes-coulées des Cortaderas, d'ailleurs situés très bas en position adventice, en ont été indemnes, et sont de toute façon très récents, de formes fraîches (ils reposent, comme on l'a vu, sur le glacis de l'aérodrome d'Arequipa). Le flanc du premier Chachani, qui domine la haute vallée du rio Chili, est un complexe d'accumulations de cendres, de coulées de lave, de creusement de glacis, de recouvrement de glacis par des cendres et des coulées de lave basaltique, etc. Ses pyroclastites ne sont pas disposées en talus d'éboulis, car leur pente ne dépasse pas 20° et reste souvent inférieure à ce chiffre. Le glacis de l'aérodrome dessine un net embayment aux dépens de cet édifice, et lui est donc postérieur.

Misti et Chachani sont séparés par la haute vallée du rio Chili. Il est classique d'affirmer qu'ils en ont détourné le cours; en fait, toutes les coulées qu'on voit descendre vers la vallée du Chili, coulées que révèle en coupe la gorge de la rivière, indiquent que le cours n'a subi dans son tracé que des modifications de détail. Dans cette gorge, on voit le gneiss affleurer. Il est recouvert immédiatement par un lahar épais, puis vient un trachyte à sanidine originaire du Chachani, puis un autre lahar, qui se débite en croupes convexes et se creuse de taffonis; les inégalités de la surface de ce lahar sont recouvertes de matériaux de retombée ou d'alluvions; vient enfin, au-dessus, une coulée d'andésite du Misti. La vallée était donc tantôt envahie par des coulées du Chachani, tantôt par des coulées du Misti; les coulées du

Chachani ont été les premières, mais celles du Misti ont suivi de peu. Les deux volcans, contrairement à ce qu'on pourrait croire, ont commencé à fonctionner à peu de temps l'un de l'autre.

IV. — LES RAPPORTS PIEDMONT - SIERRA - ALTIPLANO

La caractéristique essentielle de la topographie des Andes occidentales dans le Sud du Pérou est la dissymétrie qui caractérise les deux versants; quant aux contacts Sierra-piedmont et Sierra-Altiplano, ils posent des problèmes respectivement très différents.

A) Le versant pacifique.

Les grands volcans de la région d'Arequipa (Pichu Pichu, Misti, Chachani) sont posés sur l'abrupt qui limite la Sierra et le bassin. Il est difficile de savoir si la faille (ou flexure) qui donne l'abrupt jouait au début des éruptions (volcanisme *chachani*) mais, comme l'individualisation du bassin par l'érosion différentielle est antérieure à celles-ci, il y a tout lieu de penser qu'elle est corrélative des premiers mouvements de flexure (R. L.), et c'est peut-être cette flexure, et un jeu contemporain de celle qui sépare le bassin de la sierra de Caldera, qui est à l'origine de la dépression qu'a comblé le sillar (M. D.). Les éruptions seraient donc postérieures et la flexure devrait être assez ancienne puisqu'elle a subi une forte dissection aux dépens des couches tendres du Jurassique. Cela est confirmé par le fait que la dissymétrie de part et d'autre de l'abrupt a été enregistrée par les formations volcaniques. Par exemple, le *sillar* s'est déposé sur plusieurs centaines de mètres, sur le flanc sud du Chachani, alors que sur son flanc nord il s'est épanché vers la Puna sur quelques dizaines de mètres seulement, comme on le voit dans les tranchées du chemin de fer Arequipa-Juliaca; de même, une coulée bien prismée du Misti repose horizontalement sur son socle au Nord, alors que les coulées correspondantes du flanc sud s'épaississent en descendant obliquement vers Arequipa : le socle était déjà soulevé au moment de l'épanchement. Certes, il est possible que des crypto-failles (ou la flexure) aient rejoué au moment des éruptions, mais tout semble indiquer que l'essentiel du mouvement épéirogénique qui a soulevé les Andes au-dessus d'Arequipa s'est produit *avant* (R. L.).

Dans la région de Chuquibamba, la Sierra s'est soulevée au-dessus de la dépression des Pampas par l'intermédiaire de failles, comme les trois failles du rio Majes, qui affectent en plis-failles la formation *moquegua* — mais de faible rejet et d'ondulations tectoniques modérées —, ou par des mouvements comme ceux qui ont déformé en synclinal la zone amont, où de belles buttes témoins de *moquegua* supérieur donnent les reliefs ruiniformes de la zone du Castillo. Au Nord du Castillo, le socle andin se relève progressivement et émerge

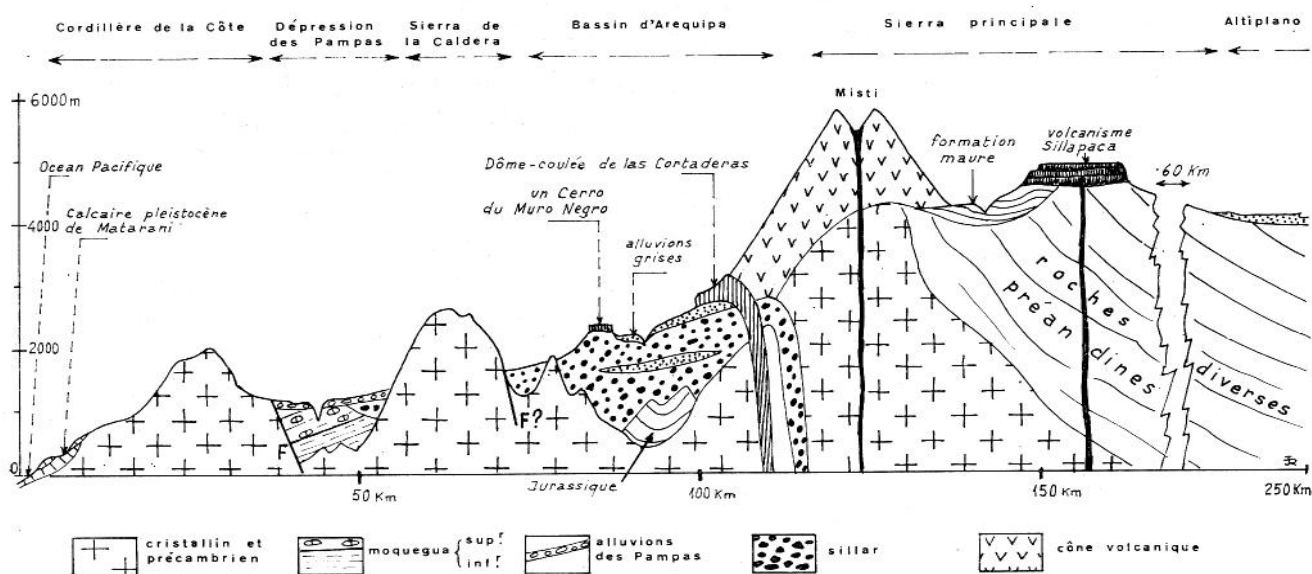


Fig. 3. — Coupe synthétique simplifiée du Pacifique à l'Altiplano.

de sous la formation *moquegua* dont les cuestas tournent leurs éperons vers la Sierra. L'érosion régressive du Rio Grande de Chuquibamba répond à cette pente tectonique, de même que les grandes gorges du rio Colca (cours supérieur du rio Majes) ou de Cotahuasi (cours supérieur du rio Ocoña).

Mais ici, le soulèvement qui a donné lieu à ces enfoncements linéaires est beaucoup plus tardif que celui qui a entraîné le creusement du bassin d'Arequipa. Il s'agit cette fois d'un soulèvement assez récent pour que la destruction n'en soit qu'à un stade peu avancé en dehors des grandes vallées, quoique assez anciens pour que ces vallées aient emboîté leurs talwegs de plus de 2 000 m en contrebas des hauts plateaux andins (4 000 m en contrebas des hauts sommets !) sur quelques dizaines de kilomètres de leurs cours.

Les indices de soulèvement récent existent d'ailleurs également dans la région d'Arequipa, où le cours supérieur du rio Chili, à Charcani Grande, est encaissé de plus de 1 000 m dans les hauts plateaux (soit 3 000 m en contrebas des hauts sommets), ce qui indique un retard de l'érosion régressive par rapport aux vallées citées précédemment (justifiable par le travail supplémentaire occasionné par la traversée des massifs batholitiques de la Caldera, qui séparent le bassin d'Arequipa de la dépression des Pampas). La datation des grands épanchements de *barroso-sillapaca*, antérieurs aux incisions des vallées, par un échantillon qui a accusé de 3,41 à 2,35 MA n'est pas en contradiction avec ces raisonnements.

Dans la région de Tacna, au Sud, la Sierra ne domine qu'exceptionnellement la dépression des Pampas par un abrupt de faille frais; il y a cependant un beau secteur à facettes, déjà mentionné, au Nord de la route Tacna-Tarata. Il s'agit du rebord du horst de Caquilluco, qui dénivelle le piedmont lui-même et porte la formation *moquegua* à 3 500-3 600 m d'altitude. Du côté de la Sierra, il isole un bassin d'érosion drainé par le rio Sama, dans une situation comparable à celle du bassin d'Arequipa derrière le massif de la Caldera (R. L.).

Mais, en général, c'est une montée en flexure qui enlève la Sierra. Le type en est la région de Toquepala, où la formation *moquegua* et sa couverture *huaylillas* montent jusqu'au voisinage de la célèbre mine et se terminent, à plus de 3 000 m d'altitude, par une belle cuesta dominant une dépression périphérique (du fond de laquelle s'élève le flanc flexuré des Andes, moulé par quelques coulées isolées : le géomorphologue formé à l'école des cartes françaises ne peut s'empêcher d'y voir la « surface post-andine » en voie d'exhumation sous l'effet de la déformation...).

Au total, et sans parler du basculement très récent dont la zone côtière a été témoin, le contact piedmont-Sierra témoigne de l'existence probable de deux phases épéirogéniques ayant soulevé les Andes : la première serait la grande « flexure » qui domine le bassin d'Arequipa; la seconde est le soulèvement récent ayant donné lieu à l'incision de 2 000 m des principales vallées, comme celles du Sihuas ou du Majes supérieurs. Une incision comme celle du Sihuas, qui s'effectue en contrebas de pseudo-trapps du volcanisme *barroso*, est évidemment *barroso* ou *post-barroso*. Ces hypothèses sont en accord complet avec les recherches que mène l'un de nous (R. L.) dans le cadre d'une thèse de doctorat.

B) Le versant de l'Altiplano.

Du côté du Nord-Est, c'est-à-dire de l'Altiplano, la Sierra ne retombe pas par un abrupt, comme du côté de la dépression des Pampas. Le lac Titicaca est à 3 800 m d'altitude, alors qu'Arequipa n'est qu'à 2 300 m environ.

On n'observe pas d'abrupt de faille récent. Le remblaiement de l'Altiplano s'insinue, à l'amont de chaque vallée, à l'intérieur de la Sierra. La cuvette où il s'étend a bien une origine tectonique, mais ses contours ne correspondent pas à des déformations récentes.

Les sédiments traditionnellement attribués au lac Ballivian sont-ils déformés ? Ils nous paraissent légèrement redressés là où la route Arequipa-Puno aborde l'Altiplano. Ailleurs, nous les avons trouvés à peu près horizontaux, et notamment sur le bord sud du bassin d'Ilave. S'ils ont subi des déformations, elles sont modérées. Il semble toutefois que les terrasses fluviales des affluents occidentaux, qui sont en rapport avec des niveaux récents de remblaiement du lac dans la région de Juliaca, convergent vers l'aval, ce qui indiquerait peut-être un léger basculement dans le sens Sierra - lac accompagnant une possible subsidence récente de l'ombilic de Juliaca. Cette convergence vers l'aval se note en particulier dans la vallée de Santa Lucia qu'empruntent la route et la voie ferrée Arequipa-Juliaca.

Sur les bords de l'Altiplano, par exemple dans la région de Sillustani, des coulées de lave basique, vraisemblablement d'âge *sillapaca*, ont été découpées en mesas avant d'être envoyées à leur base par les remblaiements lacustres. Il est difficile de savoir si elles ont subi une subsidence récente. Tout ce qu'on peut dire est que la tectonique post-ballivian a été modérée et que la Sierra et l'Altiplano ne semblent pas avoir été récemment séparés par des mouvements tectoniques.

En amont de l'Altiplano, les hautes surfaces du versant oriental des Andes ont évolué pendant le Quaternaire en régime d'endoréisme. Il en résulte qu'on n'y trouve pas les formidables incisions linéaires du versant pacifique. En raison de la prédominance des pentes faibles, due au soulèvement des surfaces d'érosion tertiaires, les vallées pliocènes, emboîtées dans la Puna, et les bassins d'érosion creusés aux dépens du remblaiement *maure* ont tous subi une phase d'obturation fluvio-lacustre au début du Quaternaire. Ses dépôts constituent la formation *capillune*, probablement contemporaine du lac Ballivian : elle est présente dans les bassins des hauts rios Huenque, Maure et Chili et se voit dans les tranchées de la voie ferrée sur la Puna. Après la phase volcanique *barroso*, il est notable que ces remblaiements

n'ont pas subi de creusement linéaire important. Si l'on remonte par exemple la vallée du Huenque depuis Ilave, on constate que seuls les deux premiers bassins rencontrés témoignent d'une reprise d'érosion : une petite terrasse inférieure s'emboîte dans le remblaiement, probablement à cause de la proximité du lac Titicaca. Les bassins situés plus en amont (bassins de Condorire, de Mazo Cruz, de Capillune, etc.) n'ont pas connu d'érosion régressive depuis le dépôt de la formation *capillune*. Cette infirmité de l'érosion linéaire est caractéristique du versant de l'Altiplano pendant tout le Quaternaire (à l'exception des secteurs qui ont été capturés par les rios du versant pacifique).

CONCLUSIONS

En ce qui concerne la néotectonique un certain nombre de faits se dégagent. Les grands abrupts de faille récents sont rares dans la région étudiée, même sur la limite entre la Sierra et la dépression des Pampas. Mais après s'être soulevée par une flexure, compliquée de failles de rejet modéré, à une époque antérieure à l'édification des grands volcans, la Sierra a été soulevée solidairement avec la cordillère côtière, la dépression des Pampas et le bassin d'Arequipa, à une époque postérieure à l'élaboration des glacis des Pampas. La datation au protoactinium ou à l'ionium d'un calcaire littoral pourrait déterminer l'âge de ces mouvements. Quant à la surface de la Puna, elle ne paraît pas être pré-*moquegua*, puisque le *moquegua* inférieur fossilise un relief très différencié. La fin du dépôt du *moquegua* est au contraire une période de forte érosion, puisque la sédimentation est grossière; quand les ignimbrites huaylillas viennent le recouvrir, elles recouvrent aussi une surface de la Puna désormais constituée. Les galets du *moquegua* supérieur sont donc bien corrélatifs de l'élaboration de la surface de la Puna.

Entre le jeu de la flexure qui a soulevé les Andes et le soulèvement récent de l'ensemble cordillère côtière - Pampas - Sierra, la succession chronologique est nettement établie : le *moquegua* est ondulé ou faillé puis recouvert de *sillar* (au débouché des vallées émissaires du bassin d'Arequipa); c'est après le dépôt du *sillar* et avant le jeu de la flexure côtière que s'élabore la surface des Pampas, dont les glacis ne sont pas ondulés ni faillés, mais tout au plus basculés de 1 %.

Après le dépôt du *sillar* aussi, sont venus les matériaux qui le ravinent et le recouvrent dans le bassin d'Arequipa, à commencer par les alluvions grises qui sont contemporaines d'une des phases de

l'élaboration des Pampas. Le glaciaire de l'aéroport d'Arequipa leur est postérieur et les dômes-coulées des Cortaderas encore postérieurs.

Dans cette succession, il faut replacer les grands épanchements et empilements de coulées antérieurs aux Cortaderas, qui ne constituent qu'un épisode terminal. Ils sont tous postérieurs à la phase cinéritique de la formation *maure* et, partiellement, au dépôt du *sillar*. Le *sillar* passe sous l'essentiel de l'édifice du Chachani : il doit être contemporain d'une des premières phases, de type Katmaï, du volcanisme *chachani*, ce qui s'accorde bien avec la datation d'un échantillon de *sillar* de 3,05 à 3,425 MA. Les grands édifices d'âge *barroso*, *sillapaca* sont postérieurs (2,35 MA étant l'âge le plus vraisemblable) et la phase *ubinas* est encore postérieure.

Il est difficile de dater les grands épandages de coulées boueuses du Pichu Pichu, des flancs du Barroso, de l'amphithéâtre de Chuquibamba, etc. Peut-être appartiennent-ils à plusieurs époques, la plus ancienne étant contemporaine des alluvions grises d'Arequipa et de la formation des Pampas et la plus récente, la mieux représentée aussi, datant d'une époque où les grandes vallées achevaient de se creuser presque au niveau actuel. Dans l'état actuel de nos observations, nous ne nous sentons pas capables de préciser davantage une chronologie du Quaternaire.

En résumé, l'essentiel du soulèvement des Andes du Sud du Pérou nous paraît s'être fait en trois phases. La première date de la fin du *moquegua*. La seconde, nettement antérieure aux épandages des glaciaires des Pampas, et même à l'épanchement du *sillar* et aux empilements *barroso*, se placerait à la fin du Pliocène; elle intéresserait surtout, par une grande flexure complexe, la limite de la dépression des Pampas (ou du bassin d'Arequipa) et de la Sierra proprement dite. La troisième, nettement postérieure aux glaciaires des Pampas, est un mouvement quaternaire du littoral, responsable de plages soulevées et de basculements; il pourrait être responsable d'un soulèvement solidaire de toutes les parties de la région étudiée (cordillère côtière, dépression des Pampas, massif de Caldera, bassin d'Arequipa, Sierra), d'une amplitude voisine d'un millier de mètres ⁵.

⁵ Cet article est le résultat de recherches effectuées dans le cadre de la Recherche Coopérative sur Programme n° 132 (chaîne des Andes, responsable M. Mattauer) du C.N.R.S.