



HAL
open science

Neotectonique et tectonique active de la Cordillere Blanche et du Callejon de Huaylas (Andes nord-peruviennes-

Didier Bonnot

► **To cite this version:**

Didier Bonnot. Neotectonique et tectonique active de la Cordillere Blanche et du Callejon de Huaylas (Andes nord-peruviennes-. Tectonique. Université Paris Sud - Paris XI, 1984. Français. NNT : . tel-00716438

HAL Id: tel-00716438

<https://theses.hal.science/tel-00716438>

Submitted on 10 Jul 2012

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

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

UNIVERSITE DE PARIS-SUD
CENTRE D'ORSAY

THESE

présentée

Pour obtenir

Le TITRE de DOCTEUR 3ème CYCLE

PAR

Didier BONNOT



SUJET :

NEOTECTONIQUE ET TECTONIQUE ACTIVE
DE LA CORDILLERE BLANCHE ET DU
CALLEJON DE HUAYLAS (Andes nord-péruviennes)

soutenu le 6 DECEMBRE 1984 devant la Commission d'examen

MM. J L. MERCIER Président

M. SEBRIER

J. DUBOIS

O. CONCHON

G. LAUBACHER

R. GAULON

UNIVERSITE DE PARIS-SUD
CENTRE D'ORSAY

THESE

présentée

Pour obtenir



Le TITRE de DOCTEUR 3ème CYCLE

PAR

Didier BONNOT

SUJET :

NEOTECTONIQUE ET TECTONIQUE ACTIVE
DE LA CORDILLERE BLANCHE ET DU
CALLEJON DE HUAYLAS (Andes nord-péruviennes)

soutenue le 6 DECEMBRE 1984 devant la Commission d'examen

MM. J L. MERCIER Président

M. SEBRIER

J DUBOIS

O CONCHON

G LAUBACHER

R. GAULON

REMERCIEMENTS

Avant de présenter cette thèse, je tiens à remercier tous ceux, qui ont contribué à son élaboration;

Monsieur le Professeur J. MERCTER, qui m'a accueilli dans son laboratoire, et m'a confié cette étude;

Monsieur Michel SEBRIER, pour m'avoir aidé tout au long de ce travail, tant sur le terrain, qu'au laboratoire;

Messieurs J. DUBOIS, R. GAULON, G. LAUBACHER, qui ont accepté de juger mon travail;

Madame O. CONCHON, dont les conseils, en matière de dépôts glaciaires, ont été particulièrement fructueux;

Messieurs P. FREYTET, et F. ARBEY, qui m'ont également conseillé;

L'Instituto Geofisico del Peru, et plus spécialement Monsieur E. DEZA, pour son efficacité, lors de l'organisation des missions;

Je n'oublierai pas non plus, les enseignants, chercheurs et étudiants du laboratoire, ainsi que mes collègues "andins", J.L. BLANC, J. CABRERA, D. HUAMAN, et J. MACHARE, de même que Guileana MACHARE, qui m'a gentiment proposé de dessiner la carte géologique, qui accompagne ce travail;

Messieurs LEGOFF et COQUELLE, pour l'assemblage de la thèse et pour le tirage des planches photographiques;

Je remercie également Thomas et Catherine MOURIER, qui m'ont hébergé, lors de ma seconde mission au Pérou;

Enfin, j'aurai une pensée toute particulière, pour mes parents, qui m'ont toujours encouragé dans mon travail, et pour Véronique, dont l'aide a été très efficace, lors de la mise en forme du manuscrit et notamment, lors de sa frappe.

ABSTRACT

The intracordilleran basin of the Callejon de Huaylas (Cordillera Blanca, North-Peru) is subsiding during the Pliocene. It is infilled by the continental Lloclla formation. The upper part of which, shows till facies evidencing Pliocene glaciations. The brittle and ductile deformations on the boundary faults and the basinal structures coeval with sedimentation, show that subsidence is controlled by NE-SW and then E-W trending tensional tectonics. The Pliocene vertical offset of these boundary faults is on the order of 3500 m. During Early Quaternary, subsidence stopped and two compressional pulses occurred. They trend E-W and N-S respectively.

During Pleistocene and Present, the area is being affected by a N-S trending tensional tectonics. The effects of which are restricted to the normal faults that bound to the SW the Cordillera Blanca. The Quaternary vertical offset reaches 1000 m. Seismic hazard can be estimated by field observations. For destructive earthquakes ($M \approx 7$), that could produce reactivation on the fault system, a 3000 years return period can be expected.

RESUMEN

La cuenca intracordillerana del Callejon de Huaylas (Cordillera Blanca, Peru norte) es caracterizada por una fuerte subsidencia durante el Plioceno. Esta cuenca es rellena por la formacion continental Lloclla, cuya parte superior muestra facies de "till" que evidencian glacitaciones pliocenas. Las deformaciones fragiles y ductiles sobre las fallas de borde, y las deformaciones contemporaneas de la sedimentacion, ponen en evidencia una tectonica de extension orientada NE-SW al inicio y E-W al final. El salto vertical plioceno, sobre las fallas de borde es de unos 3500 m. En el Cuaternario antiguo, la subsidencia termina y dos episodios sucesivos de acortamiento ocurren, el primero orientado E-W, y el segundo N-S.

Durante el Pleistoceno y hasta el Actual, la zona es afectada por una tectonica de extension orientada N-S. Los efectos de esta, se restringen principalmente a las fallas normales que bordean la Cordillera Blanca. El salto vertical cuaternario es del orden de 1000 m. Las observaciones de campo permiten de evaluar un periodo de retorno de unos 3000 anos, para los sismos destructores ($M \approx 7$) susceptibles de reactivar estas fallas.

PLAN

<u>AVANT-PROPOS</u>	p1
<u>I. INTRODUCTION</u>	p2
<u>II. PRESENTATION STRUCTURALE DE LA REGION</u>	p4
1. Unité de la Cordillère Noire	
2. Bassin du Rio Santa	
3. Unité de la Cordillère Blanche	
4. la bordure occidentale de la Cordillère Blanche	
<u>III. FORMATION ET FONCTIONNEMENT DU BASSIN SUBSIDENT PLIOCENE</u>	
1. INITIALISATION DU BASSIN	p7
2. LA SERIE DE REMBLAIEMENT DU BASSIN	p9
2.1. Organisation du bassin	
2.2. La Formation Lloclla	
2.2.1. Membre inférieur	
2.2.2. Membre supérieur	
2.3. Conclusions	
3. LA TECTONIQUE EN EXTENSION CONTROLANT LE FONCTIONNEMENT DU BASSIN	
3.1. Les failles normales bordières	p15
3.1.1. Marge occidentale du bassin	
3.1.2. Marge orientale du bassin	
3.2. Analyse structurale des failles bordières de la Cordillère Blanche	
3.2.1. Le régime extensif NE-SW	p17
Etude des déformations cassantes visibles sur les failles bordières	
-Structures et microstructures	
-Cinématique du système de failles	
-Calcul du tenseur des contraintes	
Etude des déformations ductiles visibles dans le bord ouest du batholite de la Cordillère Blanche	
3.2.2. Le régime extensif E-W	p23
-Les microstructures	
-Cinématique du système de failles	
-Calcul du tenseur des contraintes	
3.3. Les déformations synsédimentaires affectant le remblaiement pliocène du bassin	p25
3.3.1. Les déformations dans le bassin	
3.3.2. Calcul du tenseur des contraintes	
3.4. Quantification des déformations pliocènes	p27
3.4.1. Rejet vertical pliocène	
3.4.2. Vitesse de surrection	
3.4.3. Allongement perpendiculaire au bassin	
3.4.4. Vitesse moyenne de l'allongement	

4. LA FIN DU FONCTIONNEMENT DU BASSIN

- 4.1. Mise en évidence des déformations compressives du Quaternaire ancien p29
 - 4.1.1. Les déformations principales affectant le bassin
 - 4.1.2. Déformations cassantes dans le remblaiement du bassin
 - 4.1.3. Déformations sur les marges du bassin
 - 4.1.4. Discordance entre la Formation Lloclla et les terrains quaternaires
- 4.2. Analyse structurale des mouvements compressifs du Quaternaire ancien p33
 - 4.2.1. Considérations sur les sites de mesures
 - 4.2.2. Méthodologie d'étude et résultats

IV. TECTONIQUE QUATERNAIRE ET ACTUELLE

- 1. INTRODUCTION p37
- 2. STRATIGRAPHIE DES TERRAINS QUATERNAIRES p38
 - 2.1. Organisation des dépôts quaternaires p38
 - 2.2. Les terrains attribués au Quaternaire ancien et moyen p39
 - 2.2.1. Les glacis anciens
 - 2.2.2. Formations fluvio-glaciaires anciennes
 - 2.3. Les formations attribuables à la dernière glaciation p42
 - 2.3.1. Les dépôts glaciaires
 - 2.3.2. L'extension des glaciers lors de la dernière glaciation
 - 2.3.3. Les dépôts fluvio-glaciaires
 - 2.4. Les terrains tardi-glaciaires p45
 - 2.5. Les terrains holocènes p46
 - 2.5.1. Les avancées glaciaires holocènes
 - 2.5.2. Les dépôts fluvio-lacustres holocènes
 - 2.5.3. Les terrasses récentes
- 3. LES DEFORMATIONS QUATERNAIRES ET ACTUELLES DE LA REGION DE LA CORDILLERE BLANCHE
 - 3.1. Les effets de l'extension quaternaire dans le bassin p49
 - 3.1.1. Les failles observables dans le bassin
 - 3.1.2. Calcul du tenseur des contraintes
 - 3.2. Les déformations quaternaires et actuelles au long du système de failles de la Cordillère Blanche
 - 3.2.1. Géométrie du système de failles p50
 - 3.2.2. Les déformations des dépôts du Pléistocène sup. et de l'Holocène p53
 - Déformations des dépôts de la dernière glaciation
 - Déformations des terrains postérieurs à la dernière glaciation
 - Un exemple d'escarpement récent: la faille de Querococha
 - 3.2.3. Cinématique quaternaire et actuelle du réseau de failles de la Cordillère Blanche p57

3.2.4. Calcul du tenseur des contraintes	p60
-Les sites de mesures	
-Résultats	
3.2.5. Quantification des déformations quaternaires	p62
-Evaluation du rejet vertical quaternaire	
-Vitesse de surrection de la Cordillère Blanche	
-Période de récurrence pour le mouvement du système de failles de la Cordillère Blanche	
-Evaluation de la magnitude d'un séisme dû à la réactivation du système de failles de la Cordillère Blanche	
-Calcul de l'allongement selon la direction d'extension et vitesse de déformation pour cet allongement	
-Rejet décrochant	
-Calcul de l'allongement perpendiculaire au bassin et vitesse de l'élargissement	
3.2.6. Séismicité historique au long de la Cordillère Blanche	p68
4. L'EXTENSION RECENTE N-S ET LE CONTEXTE GEODYNAMIQUE ACTUEL	
4.1. L'extension récente N-S dans la Chaîne Andine du Pérou et de Bolivie	p69
4.2. Nature et caractéristiques de la séismicité intra-plaque	p70
-Caractéristiques de la séismicité intra-plaque	
-Les séismes de Huaytapallana	
-Le séisme de Chalhuanca	
-Le séisme de Quiches	
4.3. Considération et propositions sur le champ de contraintes dans la Chaîne Andine	p74
V. CONCLUSIONS	
-Sur la phase de compression du Miocène supérieur	p76
-Evolution du bassin pliocène	
-L'épisode compressif du Pliocène terminal - Quaternaire ancien	
-L'extension quaternaire et actuelle	
<u>BIBLIOGRAPHIE</u>	p81
<u>ANNEXES</u>	p93
<u>PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES</u>	p114

AVANT-PROPOS

Cette thèse fait partie du programme de recherche sur la Néotectonique des Andes centrales péruviennes, dirigé par J. MERCIER.

Ce programme s'inscrit dans le cadre des accords de coopération scientifique entre le Laboratoire de Géologie Dynamique Interne de l'Université Paris XI centre d'Orsay, et l'Instituto Geofísico del Peru.

La finalité de ces recherches est de caractériser les déformations récentes et actuelles, qui affectent la lithosphère continentale subductante, au niveau du Pérou.

Dans ce programme, Michel SEBRIER supervise les études régionales réalisées par cinq étudiants de 3^{eme} cycle, et tente de les intégrer dans une synthèse à l'échelle du Pérou.

Parmi ces cinq étudiants, dont je fais partie, Jean-Luc BLANC a étudié les déformations récentes du bassin de Huancayo au Pérou central, Justo CABRERA étudie la néotectonique de la région de Cuzco au Sud-Pérou, David HUAMAN achève une étude sur le piémont pacifique du Sud-Pérou, et José MACHARE travaille sur la zone côtière du Sud-Pérou, entre Ica et Nazca.

I. INTRODUCTION

Les Andes Centrales, dans leur contexte de convergence entre la plaque océanique de Nazca et la plaque continentale Sud-Américaine, sont jusqu'à aujourd'hui considérées comme la référence en matière de chaîne cordillèreaine. Au Pérou, une série de bassins intra-cordillérains cénozoïques, jalonnent le prolongement nord de l'Altiplano bolivien (voir fig.1). Ces bassins tels que celui de Cuzco, d'Ayacucho, de Huancayo, de Junin, de la Cordillère Blanche, de Cajamarca et de Bagua, sont d'un intérêt primordial pour l'étude des déformations récentes qui affectent la lithosphère continentale subductante.

"La région de la Cordillère Blanche située au Pérou central entre $8^{\circ}30'$ et $10^{\circ}10'$ de latitude sud et entre $77^{\circ}00'$ et $78^{\circ}00'$ de longitude ouest présente une double particularité.

Elle ne possède pas la situation type "Altiplano" des autres bassins, coincés entre les Cordillères Occidentale et Orientale, mais a, en fait, une position intra-Cordillère Occidentale. D'autre part et surtout le massif de la Cordillère Blanche est bordé à l'Ouest par un impressionnant réseau de failles normales actives. Sur ce réseau, des rejets verticaux de l'ordre de 4500 m ont permis la surrection de ce massif où figure aujourd'hui à 6746 m le Nevado Huascarán, point culminant du Pérou.

Pour ces raisons la région de la Cordillère Blanche est classiquement retenue comme exemple des déformations affectant actuellement la Cordillère des Andes (Aubouin et al. 1973, Mégard et al. 1976, Dalmayrac et al. 1981, Suarez et al. 1983, Jordan et al. 1983)

Jusqu'à aujourd'hui deux hypothèses étaient avancées pour expliquer les déformations actuelles de la Cordillère Blanche. L'une défendue par Soulas J.P. (1975, 1978) et par Mégard F. et Philip H. (1976), propose une tectonique en compression selon un axe de raccourcissement Z de direction N145 et un axe d'allongement X de direction N055, l'autre, soutenue par Dalmayrac B. et Molnar P. (1981), suggère un régime tectonique distensif selon une direction d'extension N065. Dans les deux hypothèses, il est admis que la surrection de la Cordillère Blanche ne s'effectue qu'à partir du Quaternaire.

Le présent travail, basé sur l'étude approfondie de la stratigraphie des terrains du Cénozoïque supérieur et sur l'étude structurale et microtectonique de leurs déformations montre que :

- L'évolution géodynamique de la région est dominée au Pliocène par le fonctionnement d'un bassin subsident déjà jumelé à la surrection de la Cordillère Blanche.

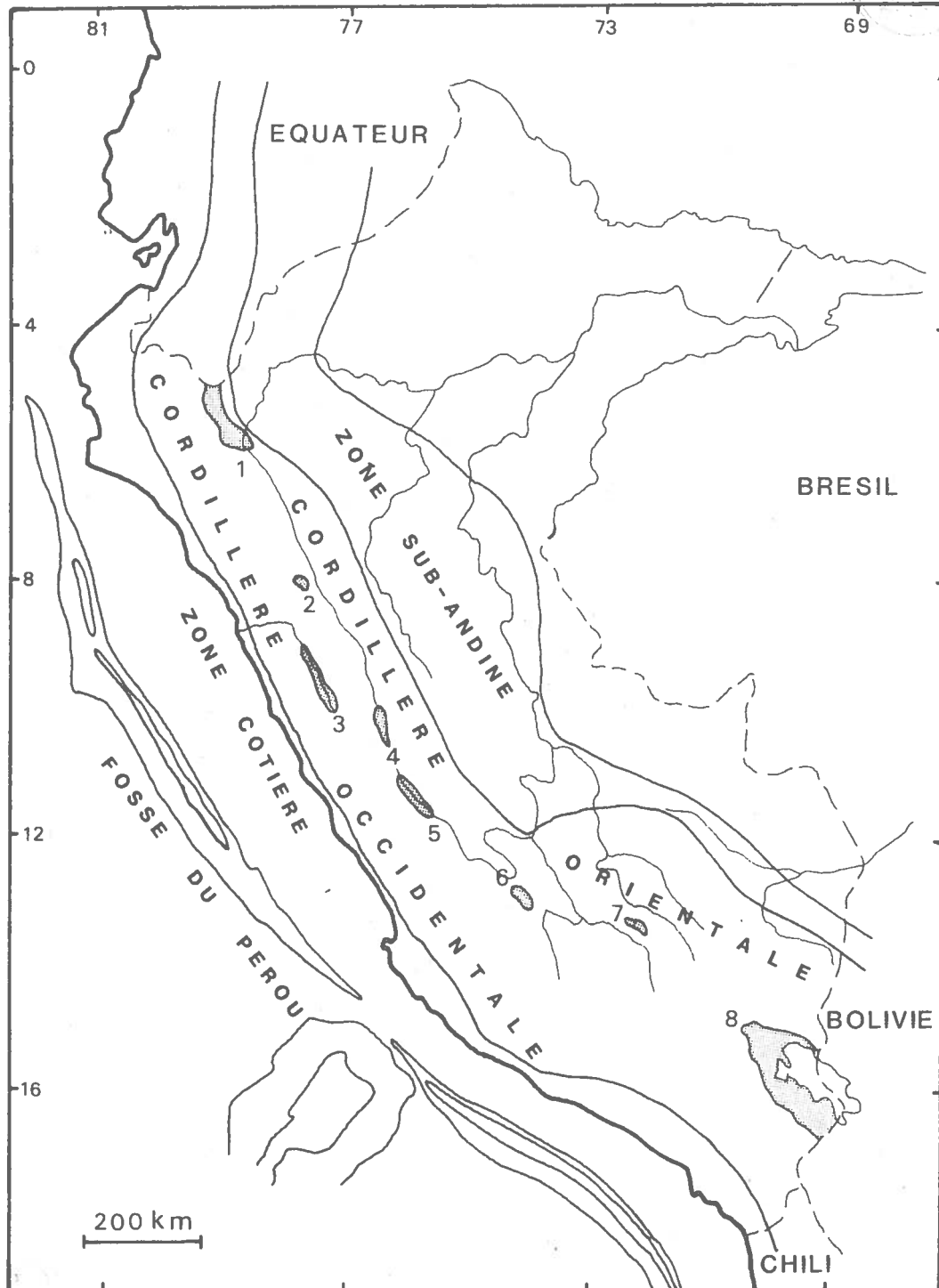
- L'activité tectonique quaternaire et actuelle, qui ne permet plus que la poursuite de cette surrection, correspond à un régime de contrainte extensif selon une direction approximativement N-S.

Cette étude apporte donc de nouvelles données, dont il sera nécessaire de tenir compte dans les futurs modèles de champs de contraintes dans la Chaîne Andine.

CARTE DE LOCALISATION DES BASSINS INTRA-CORDILLERAINS
DU CENOZOIQUE SUPERIEUR

FIG. 1

- | | |
|--|-----------------------|
| 1. bassin de Bagua | 5. bassin de Huancayo |
| 2. bassin de Cajamarca | 6. bassin d'Ayacucho |
| 3. bassin du Callejon de Huaylas
(Cordillère Blanche) | 7. bassin de Cuzco |
| 4. bassin de Junin | 8. Altiplano |



(limites des zones morfo-structurales, d'après Dalmayrac et al. 1977)

II. PRESENTATION STRUCTURALE DE LA REGION

La région de la Cordillère Blanche se subdivise en trois ensembles structuraux distincts, allongés parallèlement à la Chaîne Andine du Nord Pérou, sur plus de 200 km.

On distingue d'Ouest en Est (voir fig.2): la Cordillère Noire, le bassin du Rio Santa ou du Callejon de Huaylas, et la Cordillère Blanche. La bordure occidentale de la Cordillère Blanche est marquée par un grand système de failles normales actives, qui sépare le massif, du bassin du Rio Santa (voir photo 1). De même la Cordillère Noire est bordée à l'Est par un système de failles normales, mobile au Pliocène, mais par contre non réactivé durant le Quaternaire.

1. Unité de la Cordillère Noire

La Cordillère Noire, dont l'altitude avoisine les 5000 m, montre à son sommet une surface d'érosion, dont l'âge pourrait être en partie pliocène. Cette cordillère est essentiellement constituée par l'épaisse formation volcanique Calipuy (Cossio 1964, Wilson et al. 1967), qui a livré des âges compris entre 54 et 15 millions d'années (Cobbing et al. 1981). Des datations radiométriques effectuées sur des stocks intrusifs dans cette formation, s'échelonnent entre 35 et 12 millions d'années (Stewart et al. 1974, Farrar et al. 1976).








Cet ensemble est déformé au cours du Miocène par des plis de direction NW-SE (Wilson et al. 1967, Cobbing 1973, Dalmayrac 1977). Cependant l'âge exact de ces déformations n'est pas encore clairement établi.

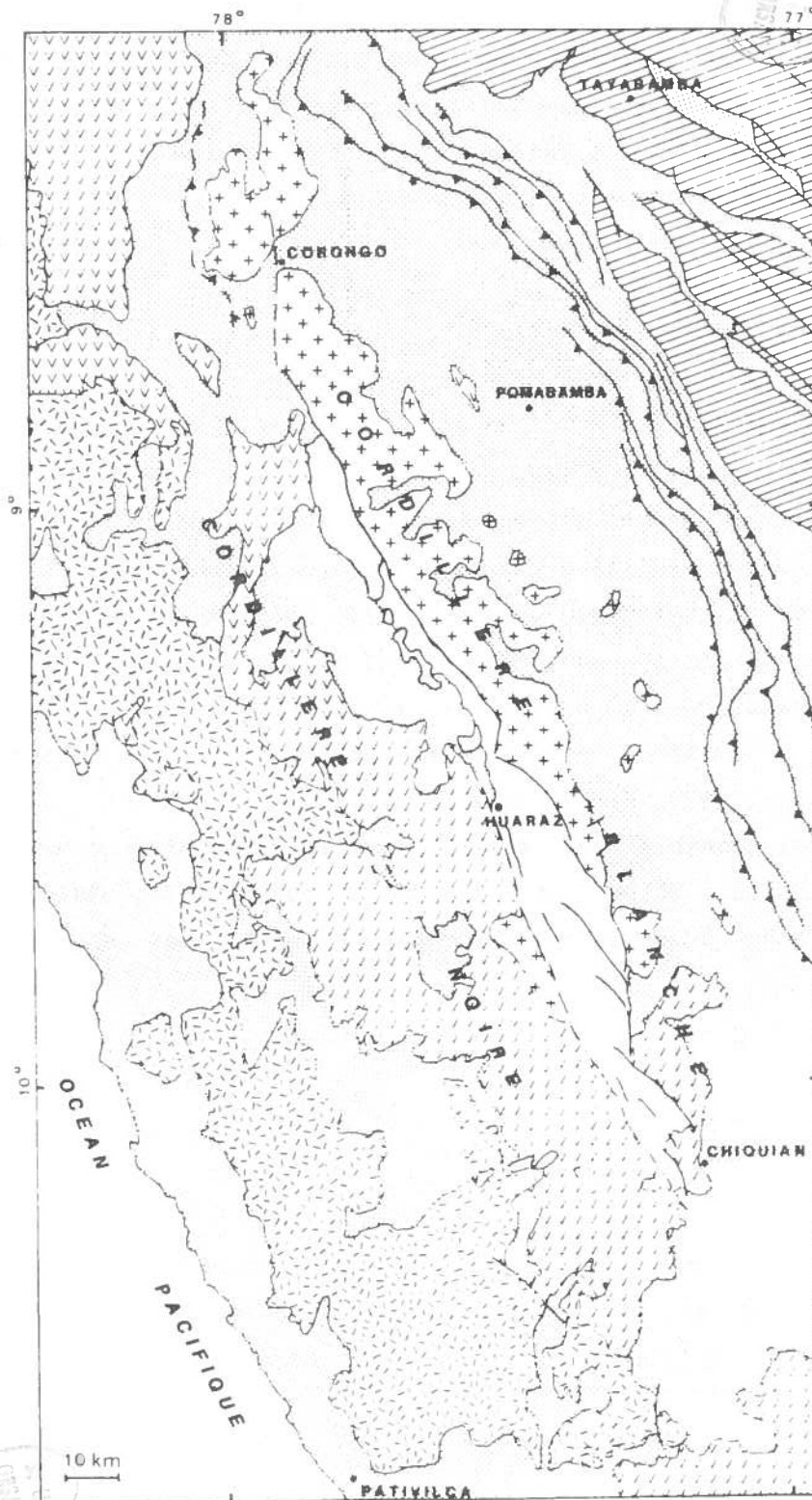
2. Bassin du Rio Santa

Le bassin du Rio Santa, large en moyenne de 12 km, est remblayé par une importante série détritique continentale dont l'épaisseur peut atteindre 2000 m (voir fig.3). A la base, figure le Tuf Yungay






CARTE GEOLOGIQUE SIMPLIFIEE DE LA REGION DE LA CORDILLERE BLANCHE

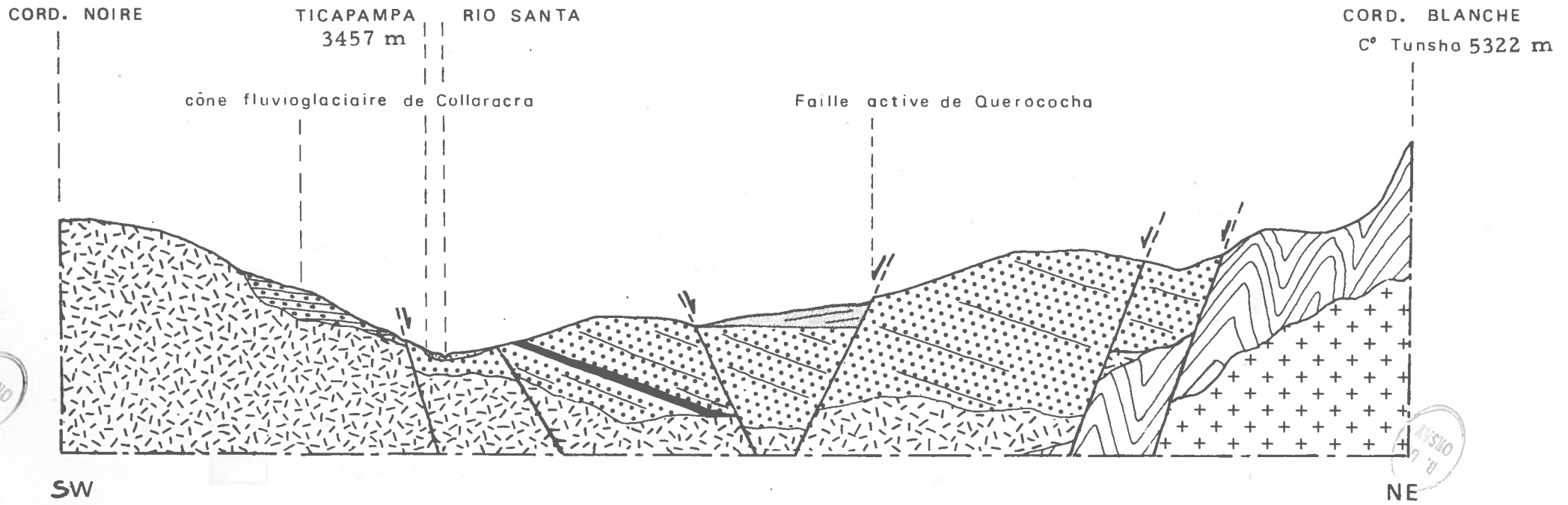
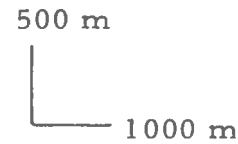
FIG. 2





- | | | | |
|---|---|---|--|
|  | Terrains continentaux plio-quaternaires du bassin du Rio Santa |  | Batholite de la côte, Crétacé-Paléogène |
|  | Tuf Yungay et Ignimbrites Fortaleza Miocène term. - Pliocène inf. |  | Terrains sédimentaires et volcano-sédimentaires Mésozoïque |
|  | Batholite de la Cordillère Blanca Miocène sup. |  | Terrains précambriens et paléozoïques |
|  | Formation volcanique Calipuy Oligo-Miocène | | |



COUPE GEOLOGIQUE DANS LA PARTIE SUD DU BASSIN AU NIVEAU DE TICAPAMPA FIG. 3

-  Form. glaciaires quaternaires
-  Terrasses
-  Form. pliocène Lloclla et intercalation volcanique
-  Form. volc. Calipuy
-  Terrains mésozoïques et batholite

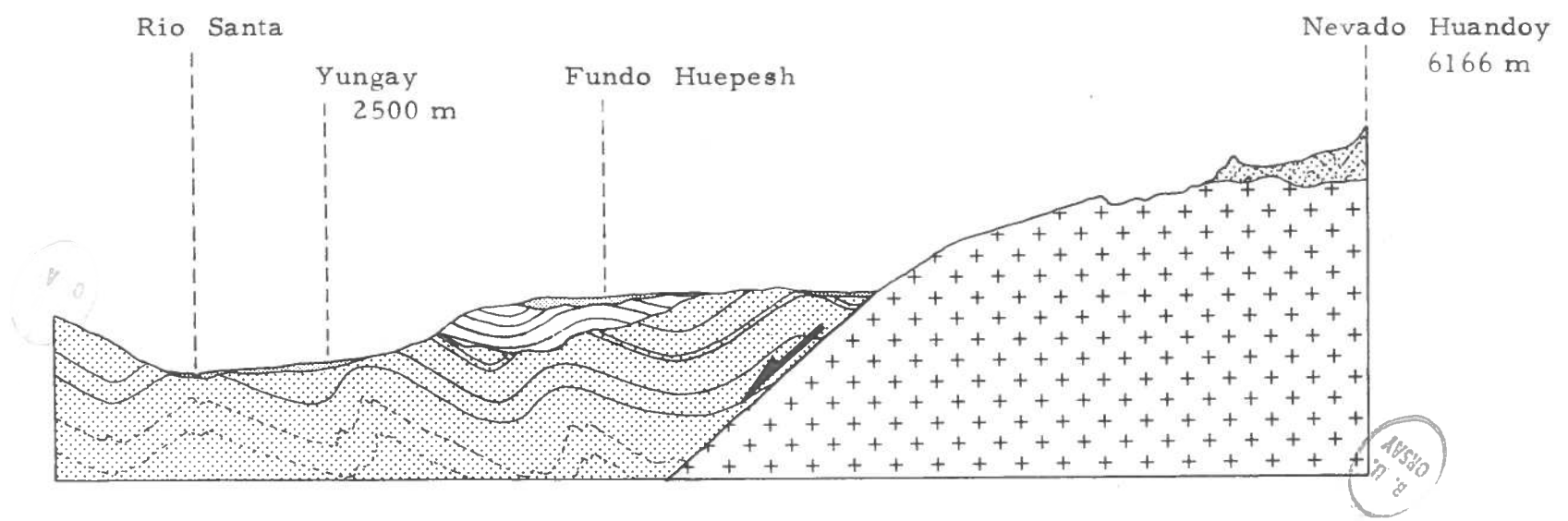


-  Dépôts quaternaires
-  Tuf Yungay
-  Batholite
-  Sédiments mésozoïques - crétacés
-jurassiques

1000 m
1000 m

SW

NE



COUPE GEOLOGIQUE DANS LA PARTIE NORD DU BASSIN AU NIVEAU DE YUNGAY FIG. 4

(voir fig.4), daté entre 7.8 et 6.4 millions d'années (Farrar et al. 1976, Cobbing et al. 1981), et dont l'échantillonnage dans sa partie supérieure, a permis une nouvelle datation à $5,4 \pm 0,12$ millions d'années (datation réalisée par Gillot P. du C.F.R.). L'ensemble de la série, constituée principalement par des dépôts pliocènes, repose en discordance angulaire sur la formation Calipuy.

La surface d'érosion, qui affecte le remblaiement du bassin, actuellement entaillé par le Rio Santa, se situe à une altitude comprise entre 4500 m au Sud et 3200 m au Nord du bassin.

3. Unité de la Cordillère Blanche

La Cordillère Blanche est une chaîne au relief vigoureux, d'une vingtaine de kilomètres de large, et dont la plupart des sommets atteignent 6000 m. Ce massif est constitué par un ensemble intrusif longiforme, essentiellement granodioritique. De nombreuses datations absolues ont été effectuées sur cet ensemble intrusif, et les résultats s'échelonnent entre 16 et 3 millions d'années (Giletti et al. 1968, Stewart et al. 1974, Cobbing et al. 1981). Le batholite de la Cordillère Blanche s'est mis en place dans la Formation Calipuy et dans les terrains sédimentaires du Jurassique supérieur - Crétacé supérieur, principalement déformés lors de la phase Incaïque de l'Eocène supérieur.

4. La bordure occidentale de la Cordillère Blanche

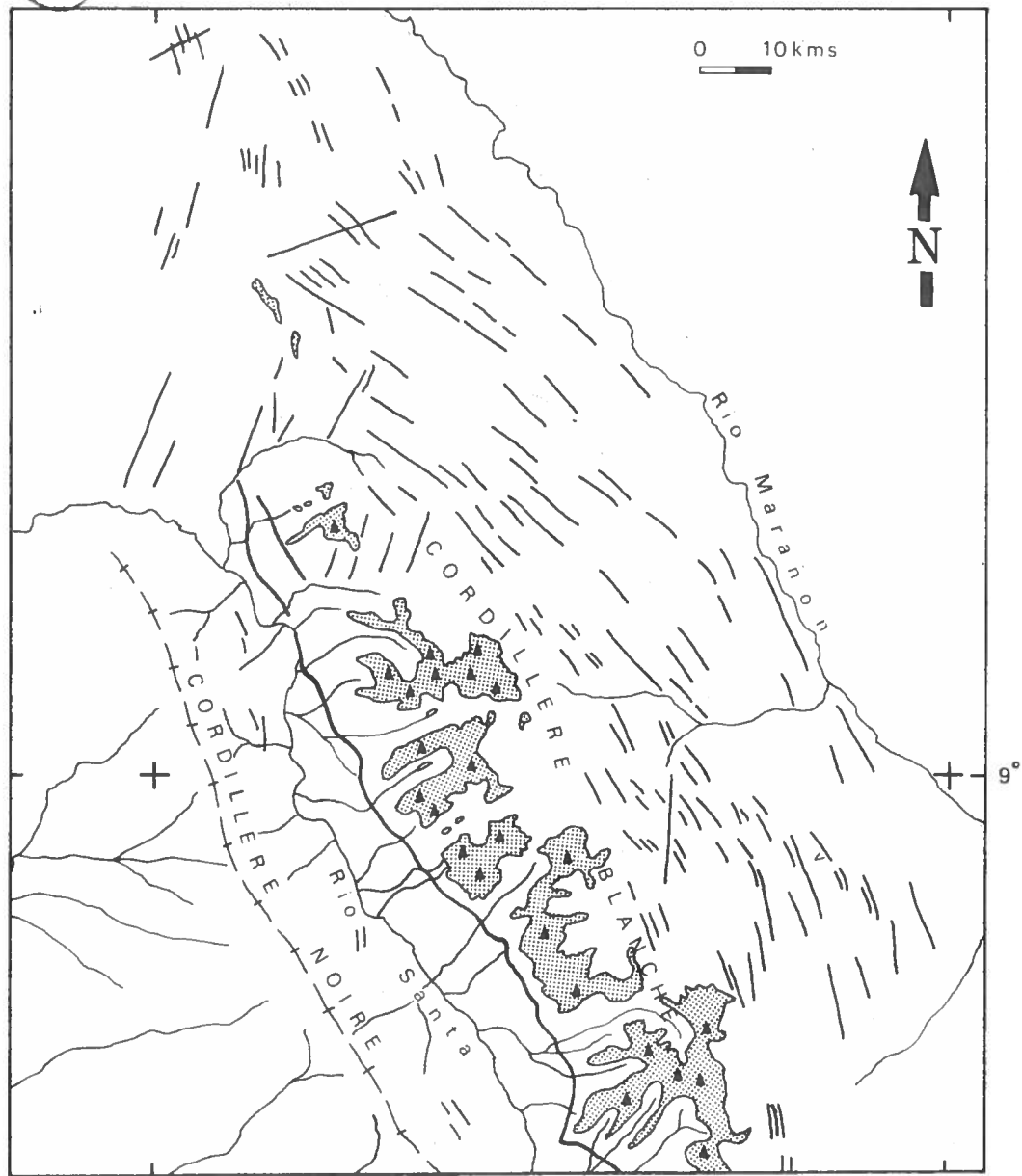
Le bord ouest du massif de la Cordillère Blanche est jalonné sur 200 km par un grand système de failles normales, parfaitement visible sur les images-satellite (voir fig.5).

Ce système de failles a engendré de grands versants tectoniques qui peuvent atteindre 1000 m de dénivelée (voir photo 1 et 15). Ces versants sont recoupés par des vallées glaciaires creusées dans le batholite, qui leur donnent ainsi l'aspect en facettes, caractéristique des failles normales à fort rejet. Au pied de ces facettes, un vif escarpement ou "scarplet", témoin de rejeux récents, décale les moraines quaternaires au sortir des vallées glaciaires.

INTERPRETATION DE L'IMAGE SATELLITE ERTS - REGION NORD DE LA CORDILLERE BLANCHE

FIG. 5

Image NASA ERTS 1975
2194-14351 MSS 4&6
Lat. 8-38 Long. 77-29



LEGENDE :

- ▲ Principaux sommets
- ▨ Régions couvertes par les glaciers
- + -+ Ligne de crête de la Cordillère Noire
- /// Faille majeure de la Cordillère Blanche
- Linéaments

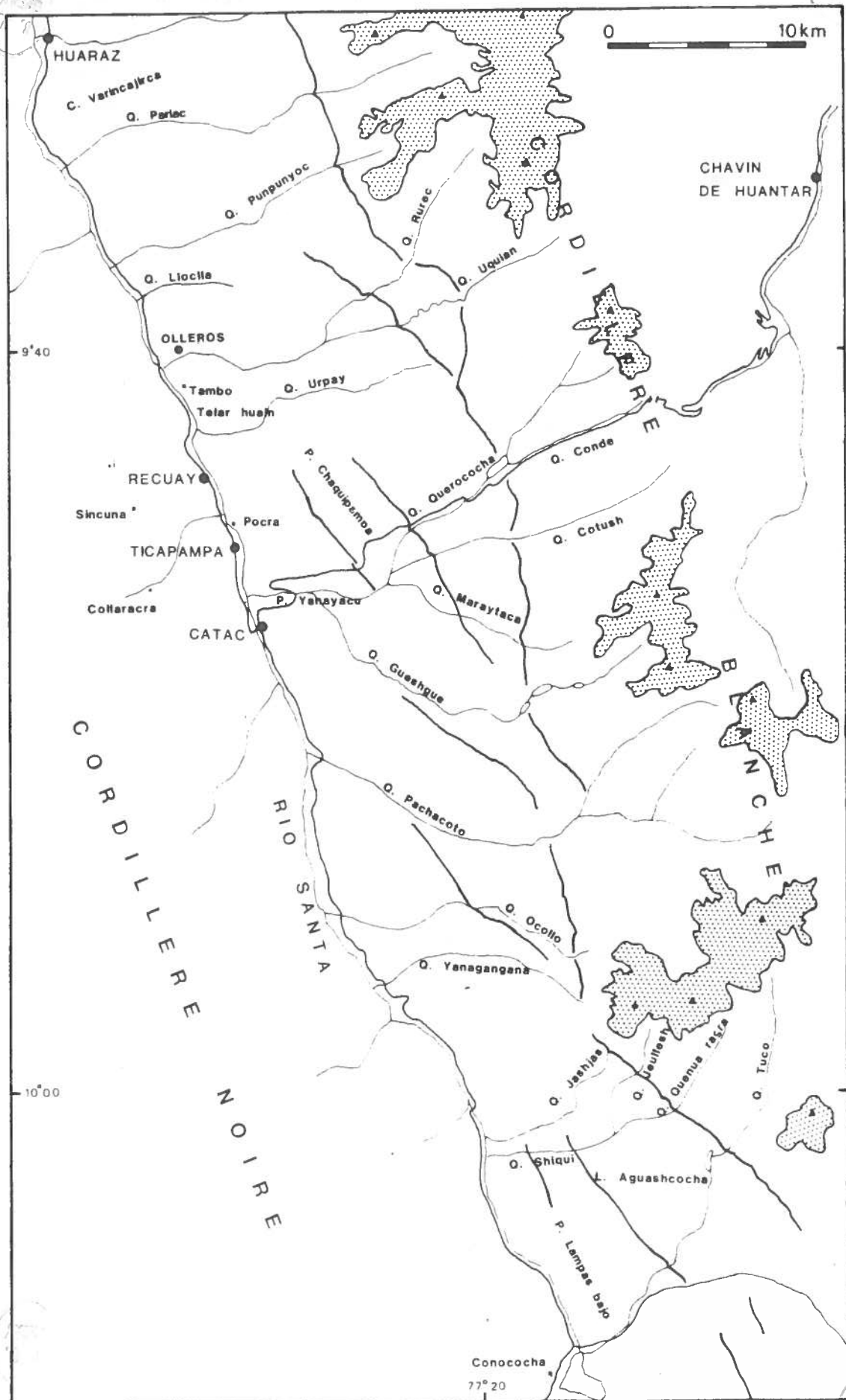
La géométrie du système de failles diffère au long de la Cordillère Blanche.

Dans la partie nord, la zone de failles se réduit principalement à un seul accident majeur de direction N150, continu sur 80 km. Au Nord de Huaraz cet accident est prolongé sur 10 km par une faille N015, elle même relayée à angle droit par une faille N110 sur 8 km. Cette dernière s'incurve progressivement plus au Sud pour reprendre la direction N150.

Dans la partie sud lorsque le bassin s'élargit, le réseau de failles s'exprime par une suite d'accidents N140 dont les longueurs n'excèdent pas 15 km. Ces failles, qui se relaient selon un système en échelons, suggèrent qu'une composante décrochante senestre participe à la cinématique. Quelques tronçons N170 complètent ici le réseau.

La terminaison nord du système de failles de Cordillère Blanche se situe vers Corongo, où un linéament N-S semble le prolonger pendant plusieurs kilomètres. Au Sud, par contre la zone de failles semble s'amortir tout en conservant son orientation N150.

CARTE DE LOCALISATION CORDILLERE BLANCHE SUD FIG. 6



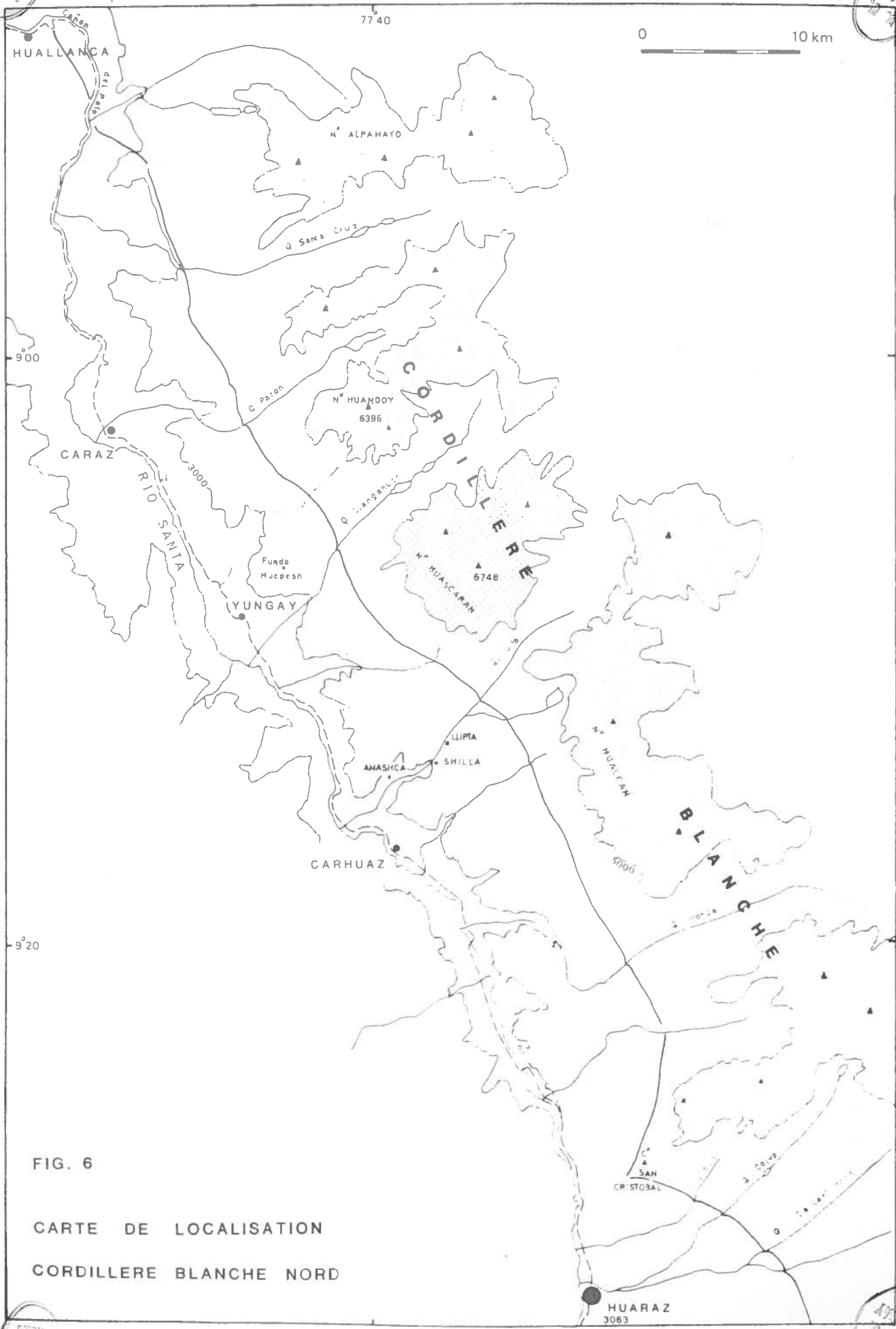


FIG. 6

CARTE DE LOCALISATION
CORDILLERE BLANCHE NORD

III. FORMATION ET FONCTIONNEMENT DU BASSIN SUBSIDENT PLIOCENE

Postérieurement à la phase de compression du Miocène supérieur, qui affecte la formation Calipuy, la période du Miocène terminal - Pliocène est dominée dans la région par la formation et le fonctionnement d'un bassin intra-montagneux, à sédimentation continentale détritique.

L'étude stratigraphique du remplissage de ce bassin montre que la formation Lloclla, pouvant atteindre 2000 m d'épaisseur, s'est déposée dans un contexte d'instabilité tectonique. Cette instabilité s'exprime par le couplage de la subsidence du bassin et de la surrection des Cordillères Blanche et Noire, réalisé grâce aux systèmes de failles qui les bordent.

L'étude tectonique des déformations synsédimentaires affectant les dépôts de ce graben, ainsi que des déformations affectant ses marges faillées, montre que l'évolution de ce bassin est contrôlée par un régime tectonique extensif, avec une direction de traction tout d'abord NE-SW puis E-W.

La fin du fonctionnement de ce graben coïncide avec une période de compression complexe rapportée au Quaternaire ancien.

1. INITIALISATION DU BASSIN

Lors de la mise en place de la formation volcanique Calipuy, qui s'effectue jusqu'au Miocène moyen (Stewart et al. 1974, Farrar et al. 1976), les grands traits de la topographie de la région n'existaient probablement pas encore. En effet la cartographie montre que l'épaisseur maximale du volcanisme se trouve sur la Cordillère Noire, mais aussi qu'il s'étendait sur la Cordillère Blanche et même plus à l'Est. On en retrouve ainsi, encore des affleurements jusque dans la région de Pomabamba, à une quarantaine de kilomètres de la Cordillère Noire (Wilson et al. 1967).

Après la phase de compression du Miocène terminal, qui affecte la formation Calipuy, l'ensemble de la région est soumis à un soulèvement important et généralisé, comme le montrent les ignimbrites du Rio Fortaleza. Ces ignimbrites, datées à 4,94 millions d'années (Farrar et al. 1976), affleurent dans une vallée profonde, qui entaille transversalement la Cordillère Noire (voir fig.2). La source de ces ignimbrites se situe près de Conococha aux environs de 4000 m d'altitude, à l'extrême Sud de la vallée du Rio Santa, et les affleurements descendent vers l'Ouest jusqu'à Chaucayan à 1350 m d'altitude. Le cours actuel du Rio Fortaleza ne se trouve qu'entre 150 et 500 m en dessous du fond de la paléo-vallée fossilisée par les coulées, montrant ainsi que l'essentiel du soulèvement général est acquis avant 5 millions d'années.

A cette époque dans le bassin du Rio Santa, se dépose le Tuf Yungay, daté du Miocène terminal - Pliocène inférieur, et qui se situe à la base de la série de remblaiement. Ce tuf remplit une paléo-vallée de direction NW-SE creusée dans la formation Calipuy (voir fig.4) et surtout dans les terrains mésozoïques (Wilson et al. 1967). L'emplacement ainsi canalisé de la formation Yungay, indique que dès le Miocène terminal le système de failles de la Cordillère Blanche devient actif et permet le début de la surrection du massif et l'initialisation du bassin.

2. LA SERIE DE REMBLAIEMENT DU BASSIN

2.1. ORGANISATION DU BASSIN

Le bassin pliocène du Rio Santa, contrôlé par les deux systèmes de failles bordant la Cordillère Blanche et la Cordillère Noire, possède une forme allongée sur environ 150 km, selon la direction NNW-SSE parallèle à la Chaîne Andine. L'organisation du bassin varie du Nord au Sud.

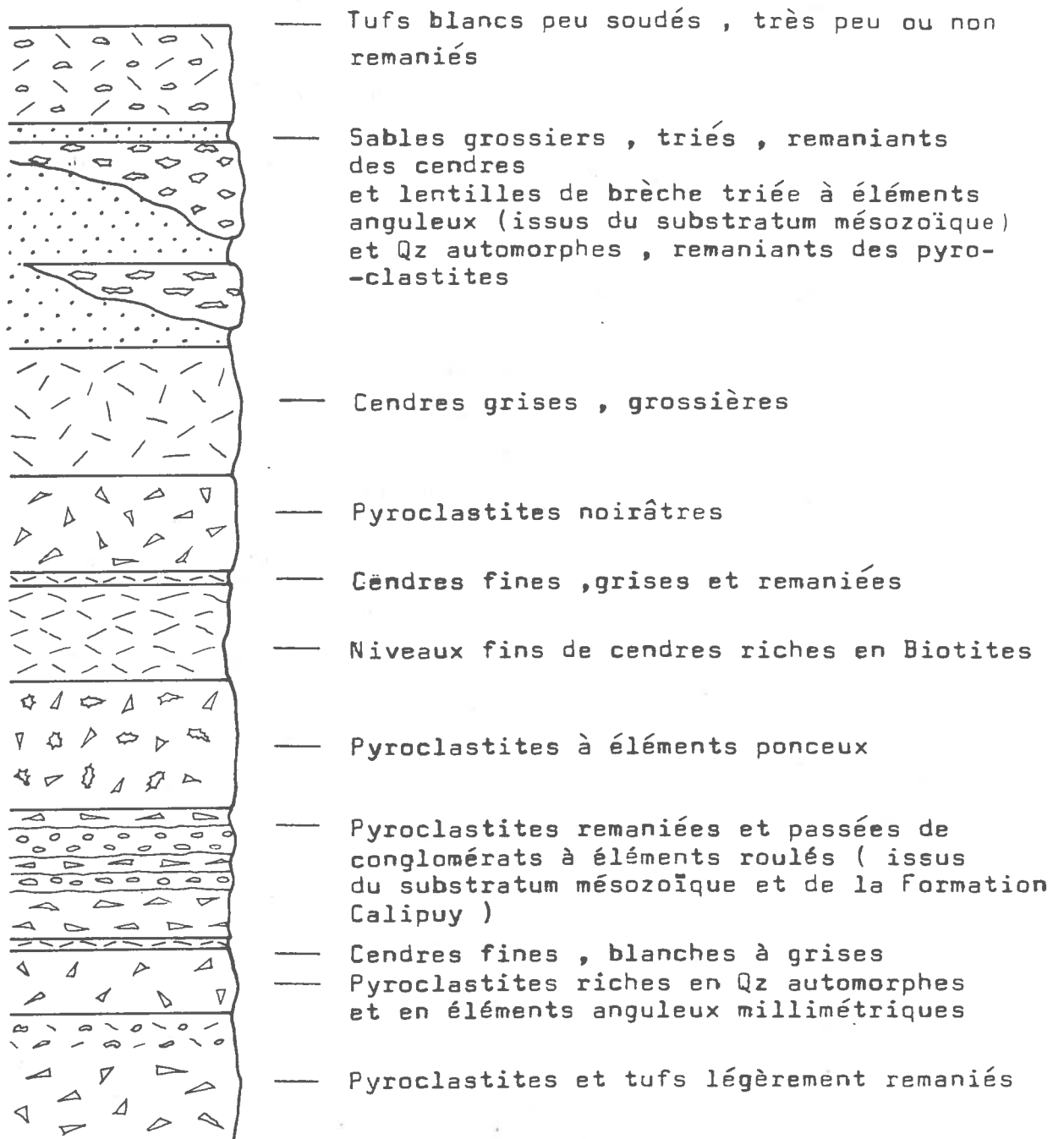
Dans la partie Nord (au Nord de Huaraz) le bassin est plus étroit, d'une largeur moyenne de 6 km. Le comblement y est principalement réalisé par le Tuf Yungay, dont l'épaisseur peut atteindre 800 m (voir fig.4). L'enfoncement du réseau hydrographique actuel du Rio Santa permet d'observer la surface d'érosion, qui affecte le remplissage du bassin, sous la forme d'une "banquette" située au pied de la Cordillère Blanche et dont l'altitude passe de 3200 m au Nord, à 3500 m vers Huaraz (voir photos 1 et 15). Cette surface culmine actuellement à environ 1000 m au-dessus du Rio Santa, sur sa rive droite.

Dans la partie Sud (au Sud de Huaraz) le bassin double sa largeur. Le comblement se réalise avec la puissante formation détritique de Lloclla qui peut atteindre jusqu'à 2000 m d'épaisseur. A sa base affleure un niveau volcanique de 20 m d'épaisseur (voir fig.7, photo 2). Son échantillonnage a permis plusieurs datations K/Ar sur roche totale, réalisées par l'équipe de P. Gillot du C.F.R. La datation de ce niveau a donné, dans la Quebrada Lloclla $5,4 \pm 0,1$ millions d'années, et $4,65 \pm 0,1$ millions d'années dans le vallon de Telar Huain (voir tableau 1). Ces datations, montrent que ce niveau de cendres et de pyroclastites, riches en cristaux bipyramidaux de quartz et en cristaux de biotite, doit être corrélé à la crise volcanique dont font partie les Ignimbrites Fortaleza et le Tuf Yungay, dont l'épaisseur diminue vers le Sud du bassin alors qu'à son sommet, et en continuité, l'épaisseur de la formation Lloclla augmente.

LOG DE L'INTERCALATION VOLCANIQUE BASALE DE LA FORMATION LLOCLLA (QUEBRADA LLOCLLA)

FIG. 7

Echelle :



2.2. LA FORMATION LLOCLLA

La formation continentale détritique de Lloclla compose la majeure partie du remplissage du bassin.

Sa base principalement visible entre Huaraz et Recuay, repose en discordance angulaire sur la formation Calipuy très altérée. Elle est constituée par un banc massif de 10 m de conglomérats très grossiers, qui ravine et remanie la formation Calipuy visible sous la forme de paléo-reliefs. Le niveau de cendres volcaniques, parfois re-sédimentées, apparaît à une trentaine de mètres au-dessus de ces conglomérats grossiers.

La formation Lloclla se décompose en deux membres distincts. Le membre inférieur d'une épaisseur maximum de 650 m représente un tiers de la formation, avec des dépôts essentiellement conglomératiques, formés par des répétitions d'unités fluvio-torrentielles à la base et lacustres au sommet. Le membre supérieur, dont l'épaisseur peut atteindre 1400 m, représente quant à lui les deux tiers restants de la formation. Il correspond à des faciès conglomératiques de cônes fluvio-glaciaires qui progradent sur le membre inférieur.

2.2.1. Membre inférieur

Faciès Distaux :

Les faciès les plus distaux du membre inférieur, qui caractérisent le centre du bassin, sont visibles entre la Quebrada Pariac et Recuay, sur le bord Ouest du bassin.

Le Log détaillé de la Quebrada Lloclla pris comme référence, montre que le membre inférieur est constitué par une alternance de séquences du troisième ordre (voir fig.8).

Ces séquences dont la puissance varie entre 15 et 50 m, sont grano et strato-décroissantes. Leurs bases ravinantes sont fluvio-torrentielles et conglomératiques. Les bancs de conglomérats peuvent

LOG DE LA FORMATION LLOCLLA (QUEBRADA LLOCLLA)

FIG. 8



ECHELLE : Membre inférieur (0-650m) 10m
 Membre supérieur (650-1350m) 20m

LEGENDE :

- Symboles :
- Lacune d'observation
 - Figures de charge
 - Chenal
 - N120 Direction de chenal
 - ⊙ Gastéropodes
 - T Racines ou plantes fossiles
 - / Cristaux de gypse
 - = Carbonates
 - ⌘ Galets d'intrusif issus du batholite de la Cordillère Blanche
 - GL Galets à stries glaciaires

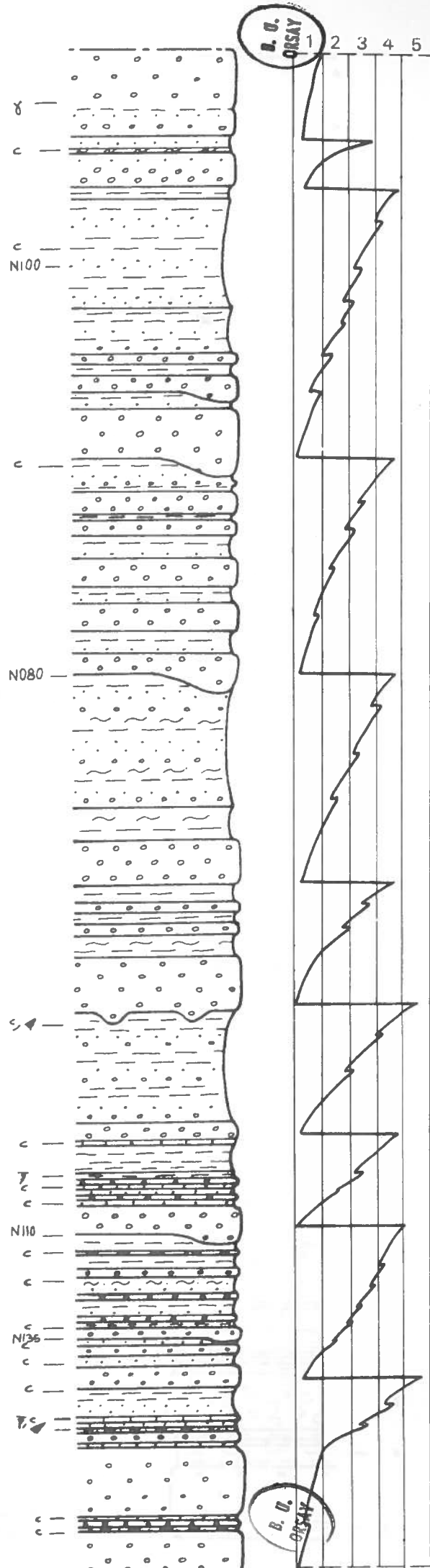
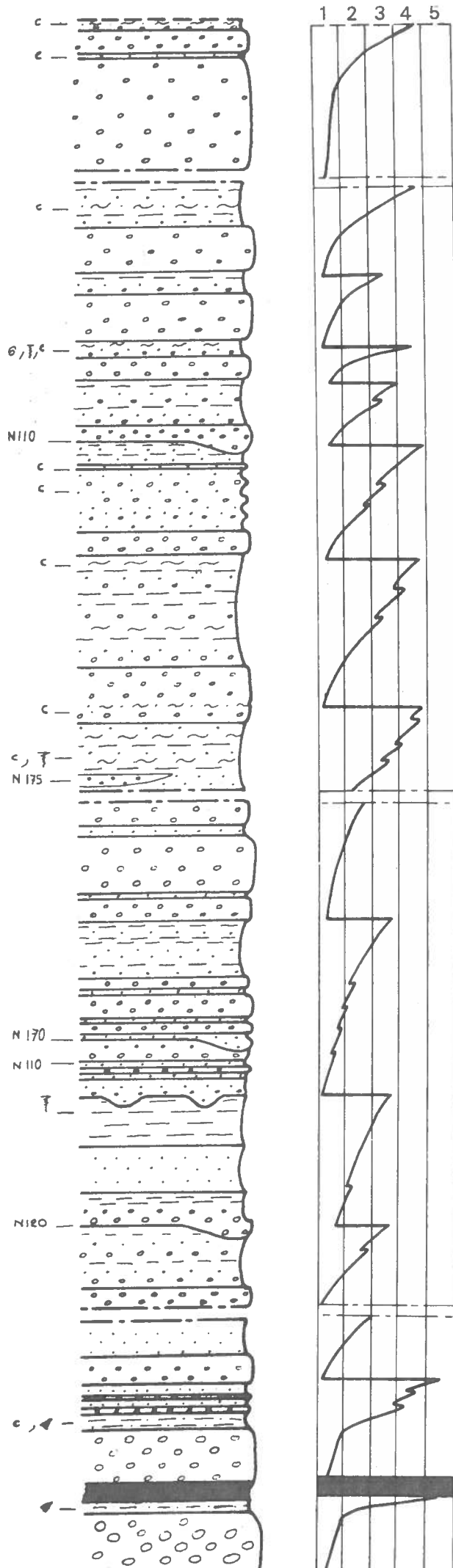
Lithologie :

- | | |
|--|---|
| <ul style="list-style-type: none"> Coulées boueuses, type "debris flow" Conglomérats Conglomérats grossiers Intercalation volcanique | <ul style="list-style-type: none"> Calcaires argileux Marnes Argiles Sables |
|--|---|

Milieux de dépôt (analyse séquentielle du membre inférieur)

- 1 Torrentiel
- 2 Fluviatile
- 3 Palustre
- 4 Lacustre
- 5 Evaporitique





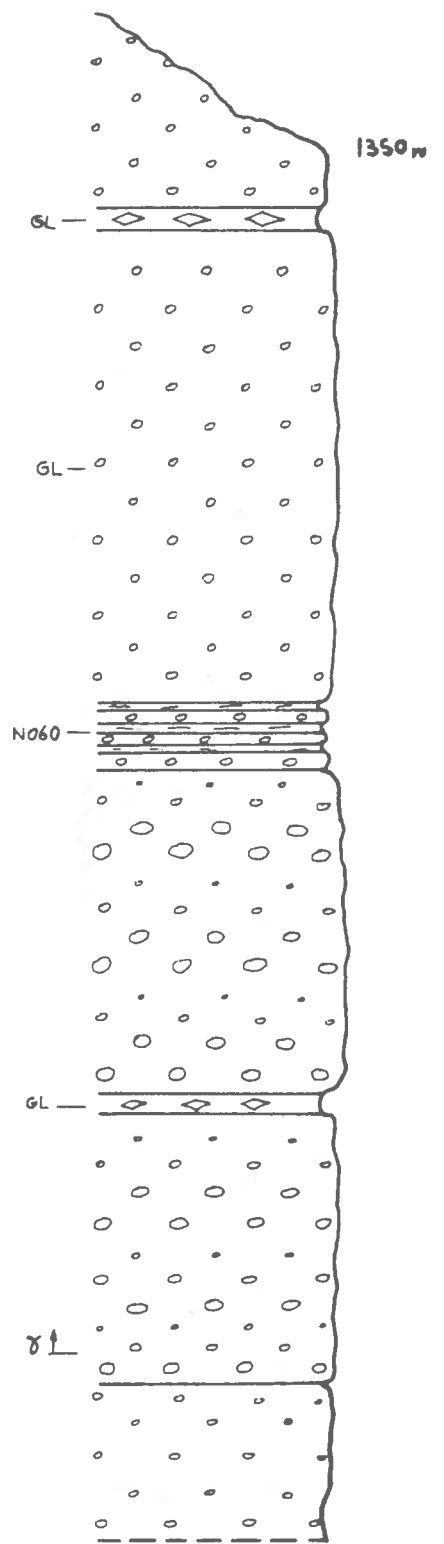
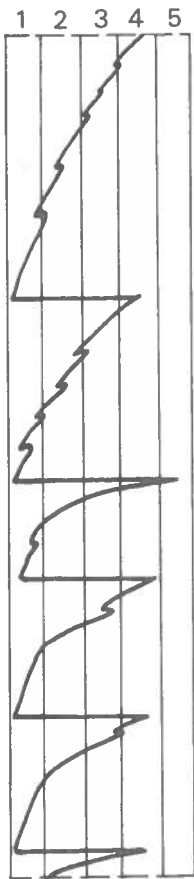
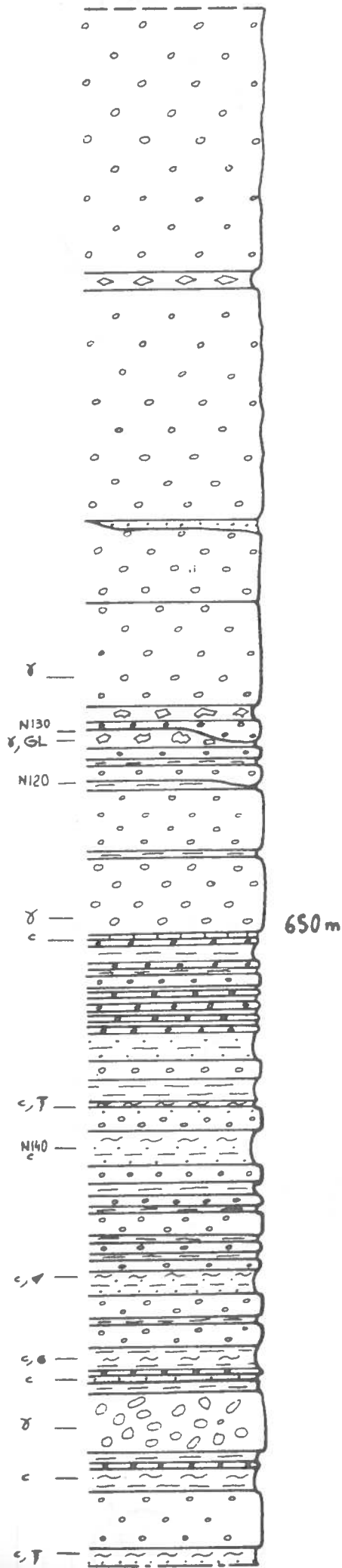


TABLEAU 1

RESULTATS DES DATATIONS K/Ar EFFECTUEES SUR ROCHE TOTALE (réalisées par P. GILLOT du C.F.R.)					
ECHANTILLONS	LOCALISATION GEOGRAPHIQUE long.W, lat.S	SITUATION GEOLOGIQUE	% K	% Ar40 rad.	DATATIONS M.A.
DB 83027	77°29' 9°38' (Q. Lloclla)	intercalation volcanique à la base de la Form. Lloclla	2,64	19,83	5,4 ± 0,1
DB 83043	77°27' 9°41' (Telar Huain)	intercalation volcanique à la base de la Form. Lloclla	3,02	32,93	4,65 ± 0,1
DB 83031	77°43' 9°07' (Fundo huepesh)	partie supérieure du Tuf Yungay	7,00	56,86	5,4 ± 0,12

atteindre 20 m d'épaisseur. Ils sont composés par des galets légèrement triés, sub-arrondis, ne dépassant que rarement 10 cm, et emballés dans une matrice de sables fins ou grossiers parfois cimentés par des carbonates. A leur base, des chenaux et des figures de charges montrent que ces arrivées de conglomérats sont brusques et recouvrent les dépôts fins non consolidés.

Ces conglomérats passent verticalement à des sables et des argiles, enfin vers le sommet des séquences, on observe des faciès palustres à lacustres, représentés par des argiles noires, des marnes à plantes et à racines, et des calcaires contenant parfois des gastéropodes. Les faciès évaporitiques peuvent aussi être présents, avec des argiles à cristaux de gypse. On atteint même, parfois l'émersion avec des fentes de dessiccation et des "flat pebbles".

" Dans l'ensemble, la sédimentation est très chenalisée et lenticulaire (voir photo 3). La direction des chenaux est en moyenne WNW-ESE et l'imbrication des galets montre un sens d'écoulement de l'ESE vers l'WNW pratiquement sur toute la largeur du bassin, ce qui montre que la Cordillère Blanche est la principale zone d'apport pour cette sédimentation.

La nature des galets change sensiblement de la base vers le sommet du membre inférieur. Vers la base, les galets sont exclusivement formés par la formation Calipuy, puis progressivement leur proportion diminue, tandis qu'augmente celle des galets arrachés au substratum sédimentaire mésozoïque. Enfin il est surtout intéressant de noter que vers le sommet, commence à apparaître quelques galets qui proviennent du batholite de la Cordillère Blanche. Vers le sommet du membre inférieur un banc massif de conglomérats grossiers d'une épaisseur de 10 m annonce déjà les faciès du membre supérieur.

Faciès proximaux:

Au Nord de la Quebrada Paríac et au Sud de Recuay, on observe dans le membre inférieur, un changement latéral de faciès, avec une évolution vers des faciès plus proximaux et plus périphériques par rapport au centre du bassin (voir fig.9). Les dépôts palustres, lacustres et évaporitiques diminuent au profit de sédiments exclusivement fluvio-

EVOLUTION LATÉRALE DES DIFFÉRENTS FACIÈS DE LA FORMATION LLOCLLA

FIG. 9

LEGENDE :

- | | | | |
|---|--|---|--|
|  | Horizons d'altération |  | Sables |
|  | Conglomérats fluvio-glaciaires |  | Conglomérats fluvio-torrentiels |
|  | "Debris flow" |  | Faciès torrentiels à lacustres et intercalation volcanique |
|  | Conglomérats fluvio-torrentiels et "mudflow" |  | Substratum (form. Calipuy) |

NORD

Q. Pariac

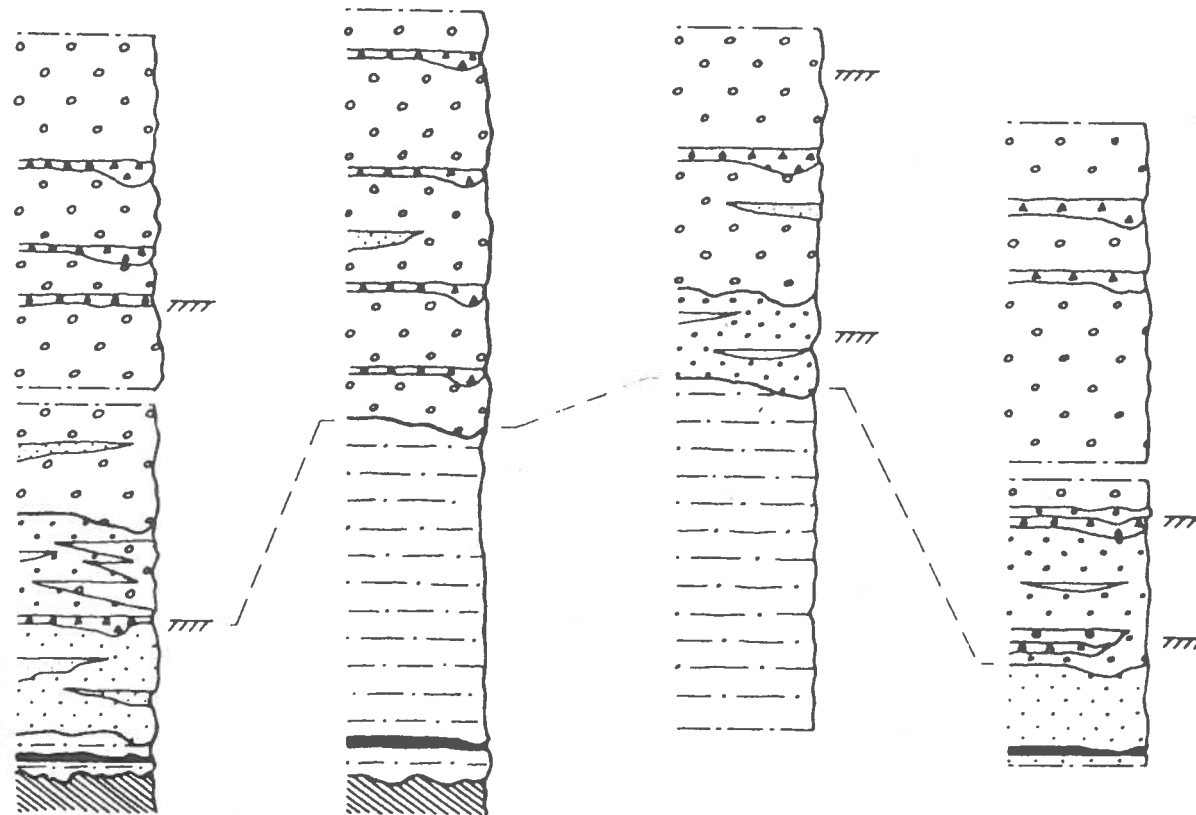
Q. Lloclla

Telar Huain

Pocra

SUD

100
M



torrentiels, représentés par des conglomérats à galets roulés, contenant de rares et fines passées sableuses.

Enfin, au-delà de cette région, le membre inférieur n'affleure plus. Il disparaît sous les dépôts grossiers et progradants du membre supérieur.

2.2.2. Membre supérieur

Le membre supérieur de la formation Lloclla représente les dépôts les plus importants du bassin en épaisseur et en surface. Il est formé par l'empilement de plusieurs mégaséquences de cônes fluvio-glaciaires. Les dépôts essentiellement conglomératiques sont très peu triés. Ils contiennent de gros galets (jusqu'à 1 m) sub-anguleux, emballés dans une matrice de sables grossiers.

Dans ces conglomérats, la proportion de galets provenant du batholite de la Cordillère Blanche est importante et augmente vers le sommet de la série. On observe parfois de rares et fines passées de sables grossiers et de graviers, sous forme de lentilles.

Dans certaines coupes vers la base du membre supérieur, figure une série de conglomérats fluvio-torrentiels moins grossiers et où s'inter-stratifient des niveaux de coulées boueuses de type "mudflow" pluri-décimétriques.

Vers l'Est, il est possible de voir cette série, qui peut atteindre 200 m d'épaisseur, s'inter-stratifier dans les faciès fluvio-glaciaires classiques du membre supérieur. Ce changement latéral de faciès confirme, avec la direction des chenaux et l'imbrication des galets semblables à celles du membre inférieur, que le drainage du bassin s'effectue bien de l'ESE vers l'WNW.

Dans les parties basales des mégaséquences de cônes, il est fréquent d'observer des coulées boueuses de type "debrisflow" de quelques mètres d'épaisseur, constituées de blocs anguleux très hétérométriques, dépassant 1 m, non jointifs et emballés dans une abondante matrice argilo-sableuse grisâtre. Toutes ces coulées boueuses, de même que la plupart des niveaux de conglomérats (Quebradas Lloclla et Querococha), possèdent des galets dont les surfaces montrent des stries glaciaires.

Ces observations montrent le caractère fluvio-glaciaire et poly-cyclique du membre supérieur.

Quelques horizons d'altération pédologique, rouges et épais de 5 à 10 m, s'inter-stratifient dans ce membre. Ils se développent parfois sur des niveaux de colluvions qui ont remanié les dépôts fluvio-glaciaires. Ces horizons confirment aussi l'aspect poly-cyclique de la partie supérieure de la formation Lloclla.

Faciès proximaux:







Les apex des cônes fluvio-glaciaires ne sont pas conservés sur le bloc montant de la Cordillère Blanche, probablement par suite de leur érosion, qui sur ce compartiment a été plus importante, puisque la surrection s'y est poursuivie durant le Quaternaire et jusqu'à l'Actuel. Cependant certains faciès visibles dans le bassin même, tels que ceux de till, à blocs métriques de la Quebrada Querococha, suggèrent que l'on était proche de ces apex et non loin des moraines.

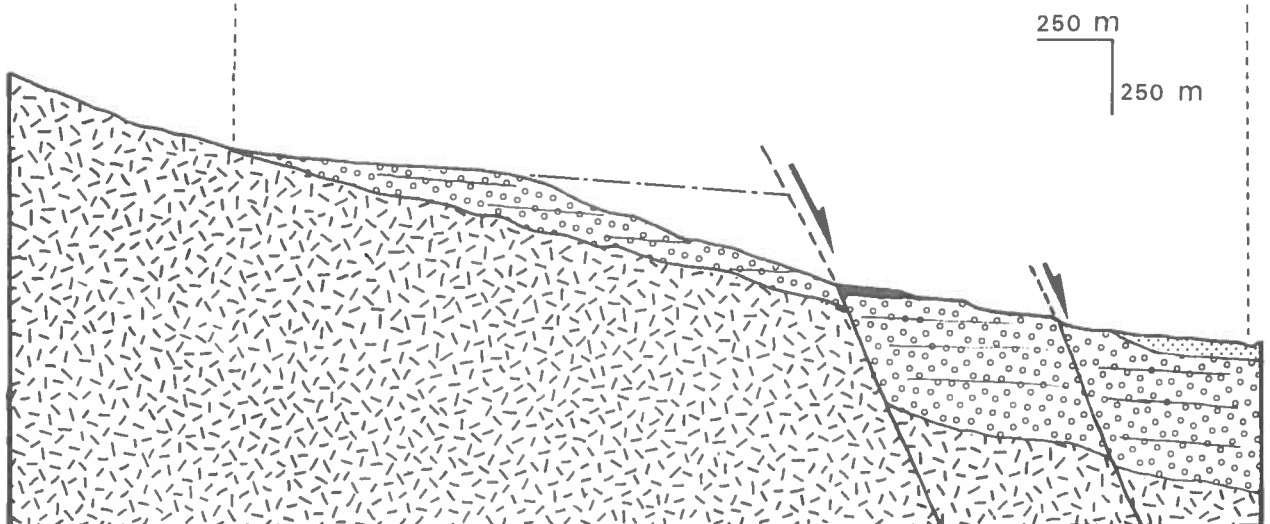
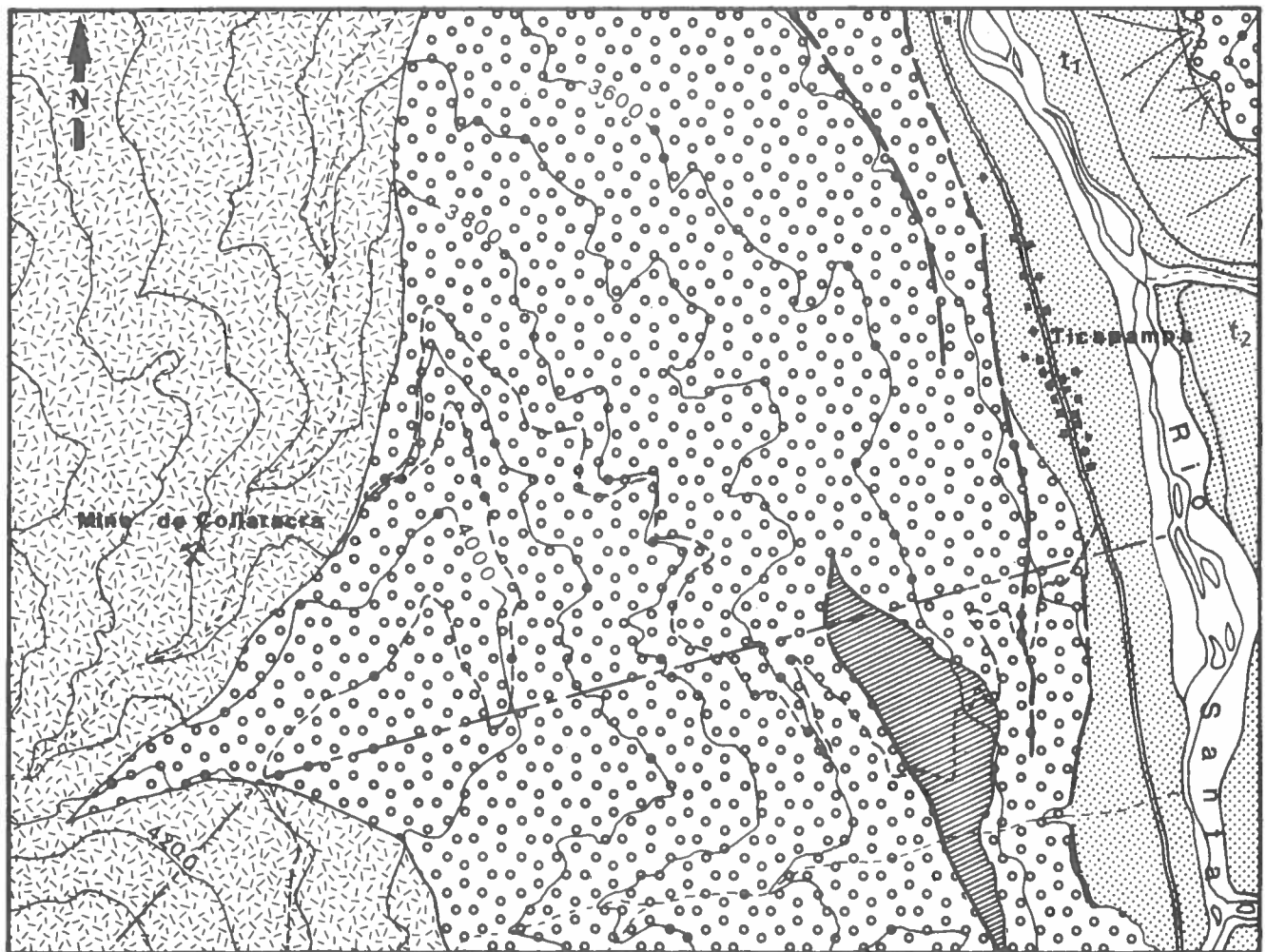
Par contre sur le compartiment de la Cordillère Noire, dont la surrection ne s'est effectuée que durant le Pliocène, les apex de certains cônes sont encore visibles, et s'emboîtent dans les flancs de la Cordillère, comme par exemple pour les cônes de Collaracra et de Sincuna (voir fig.10) au-dessus de Ticapampa et de Recuay. Les coupes effectuées dans ces cônes montrent des dépôts identiques à ceux qui affleurent dans le bassin, de même plusieurs horizons d'altération s'y inter-stratifient également.

2.3. CONCLUSIONS

Le membre inférieur de la formation Lloclla, présente des dépôts fluvio-torrentiels qui sont les équivalents distaux de cônes de déjection.

Ces dépôts s'organisent selon une répétition de séquences conglomératiques à la base, sableuses, puis calcaro-marneuses ou argileuses et contenant des cristaux de gypses, au sommet. On passe ainsi de faciès fluvio-torrentiels, à des faciès lacustres ou même à tendance évaporitiques. Cette succession démontre que la formation Lloclla s'est déposée dans un contexte d'instabilité tectonique qui a provoqué la

- | | | | |
|---|-------------------------------------|---|----------------|
|  | Terrasses |  | Form. Calipuy |
|  | Brèches et travertins |  | Failles |
|  | Conglo. fluvio-glaciaires pliocènes |  | Trait de coupe |



subsidence saccadée du bassin, où surviennent de brusques changements de milieu de sédimentation, en relation avec la surrection des marges du bassin. A des milieux de sédimentation calmes, aux faciès lacustres permettant l'installation de flore et de faune, ainsi que la précipitation chimique des solutions carbonatées et sulfatées, succèdent brutalement d'importantes décharges conglomératiques. Les faciès fins du membre inférieur montrent d'autre part la tendance endoréique du bassin, dont la topographie sans cesse bouleversée par la tectonique, ne permet pas un drainage longitudinal efficace.

Le membre supérieur qui est constitué par l'empilement de plusieurs mégaséquences de cônes fluvio-glaciaires, prograde vers l'aval sur le membre inférieur. Cette progradation des faciès grossiers confirme le soulèvement de la Cordillère Blanche au cours de la sédimentation de la formation Lloclla.

Le caractère fluvio-glaciaire des cônes appartenants au membre supérieur, montre que plusieurs épisodes glaciaires ont affectés les reliefs en surrection des Cordillère Blanche et Noire, durant le Pliocène.

La limite relativement tranchée, entre les membres inférieur et supérieur pourrait correspondre à un refroidissement du climat pliocène.

Dans le bassin, l'organisation des dépôts pliocènes montre que sur presque la totalité de sa largeur, l'écoulement s'effectue d'ESE vers l'WNW. Ceci souligne la dissymétrie des apports dans le bassin, les dépôts issus de la Cordillère Blanche s'y étendaient plus largement et plus abondamment, alors que ceux, moins importants, issus de la Cordillère Noire, restaient confinés à ses pieds. Cette disposition ne semble pas liée à la tectonique, mais s'expliquerait plutôt par le fait que la Cordillère Blanche reçoive des précipitations plus conséquentes.

L'évolution verticale de la composition des galets dans la formation Lloclla, en particulier avec l'apparition vers le sommet d'éléments arrachés au batholite de la Cordillère Blanche, donne l'image du soulèvement et de l'érosion progressive de la Cordillère Blanche.

L'existence de grands cônes dont les apex s'emboitent dans le compartiment de la Cordillère Noire, prouve que celle-ci était aussi en surrection lors du dépôt de la formation Lloclla.

3. LA TECTONIQUE EN EXTENSION CONTROLANT LE FONCTIONNEMENT DU BASSIN

3.1. LES FAILLES NORMALES BORDIERES

3.1.1. Marge occidentale du bassin

Un important système de failles normales de direction NNW-SSE contrôle au Pliocène la marge ouest du bassin, tandis que la Cordillère Noire monte par rapport à celui-ci.

A l'Ouest de Ticapampa, une faille appartenant à ce système, est particulièrement spectaculaire (voir fig.10). Elle tronque de grands cônes fluvioglaciaux pliocènes, emboîtés dans des paléo-vallées creusées dans le bloc soulevé de la Cordillère Noire. La surface de ces cônes se trouve ainsi surélevée à l'altitude de 4000 m. Une brèche de versant, due à la régularisation de l'escarpement de faille, affleure à l'altitude de 3650 m. Elle est recouverte par un important dépôt de travertin. Compte tenu de la pente sommitale du cône, qui n'est pas déformée, il est possible de calculer la dénivelée entre le sommet du cône au droit de la faille et les affleurements de la brèche. Ce chiffre permet de donner une valeur minimale du rejet vertical de la faille, soit environ 280 m.

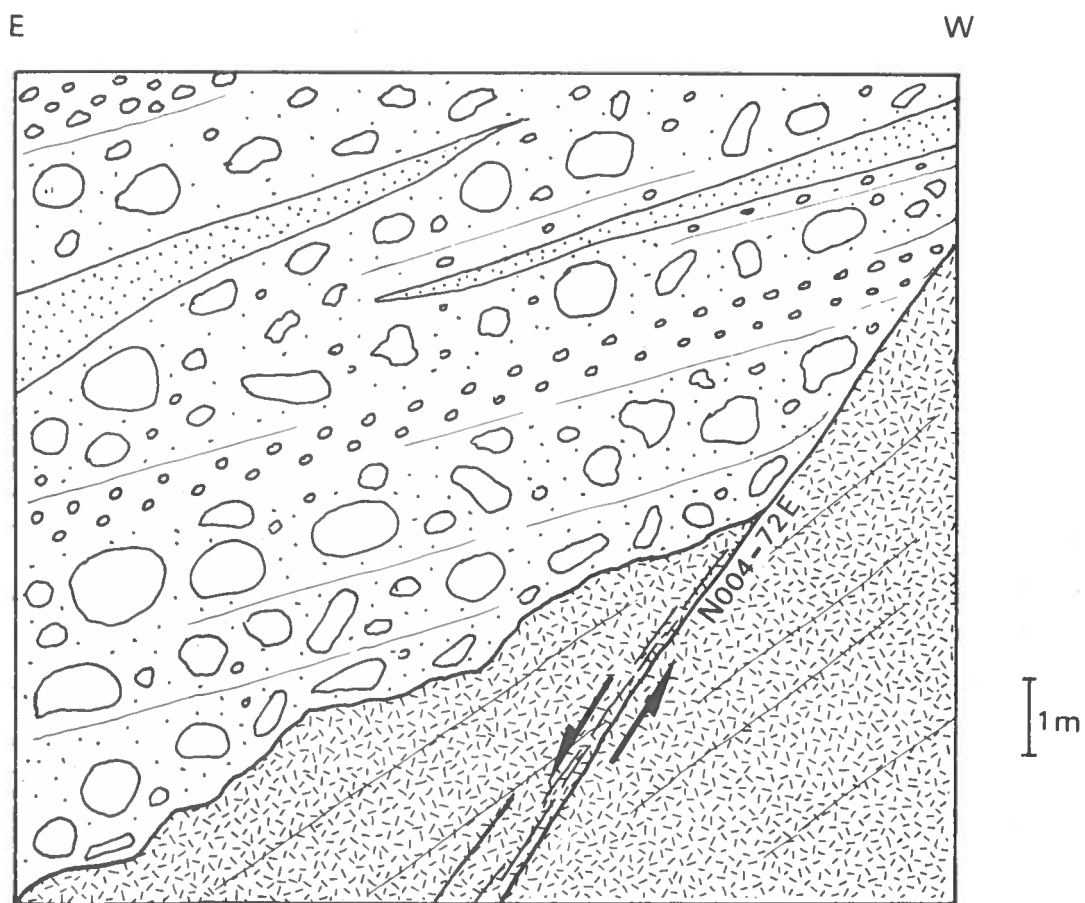
Plus au Nord entre Huaraz et Olleros, sur une quinzaine de kilomètres, d'autres failles normales NNW-SSE et à regard vers le bassin, mettent en contact la formation Lloclla à l'Est avec son substratum, la formation Calipuy à l'Ouest.

Ces failles bordières sont ici à 1 km en rive droite du Río Santa, et ce dernier a donc creusé une gorge étroite dans la formation Calipuy du bloc soulevé, et isolé ainsi entre les failles et lui-même, une bande étroite de substratum.

Certains torrents, qui descendent de la Cordillère Blanche, entaillent perpendiculairement ces failles bordières et permettent parfois de les voir affecter le substratum plus en profondeur. Tel est le cas de la Quebrada Lloclla qui coupe une faille normale N004-72E (voir fig.11). Le rejet vertical visible est de l'ordre de 260 m.

FIG. 11

SCHEMA DE LA FAILLE NORMALE BORDIERE VISIBLE DANS
LA QUEBRADA LLOCLLA



Cette faille fait partie du système, qui limite au Pliocène le bassin du Rio Santa vers l'Ouest.

On observe la base conglomératique de la Formation Lloclla, en discordance angulaire et en ravinement sur la Formation Calipuy.

La cartographie indique que certaines de ces failles sont cachetées par des niveaux plus récents de la formation Pliocène et montre donc le caractère synsédimentaire du jeu normal de ces failles, comme par exemple dans le Cerro Varincajirca au Sud de Huaraz (voir carte géol.).

L'existence et le fonctionnement au Pliocène de failles normales au pied de la Cordillère Noire, montrent les modalités de sa surrection par rapport au bassin subsident, ces mouvements verticaux ayant déjà été mis en évidence par l'étude stratigraphique de la formation Lloclla.

3.1.2. Marge orientale du bassin

Dès le Miocène terminal, le système de failles normales situé au pied de Cordillère Blanche est fonctionnel et constitue le bord est du bassin du Rio Santa. Ce système limite de manière continue le substratum de la Cordillère Blanche, des dépôts du bassin.

Les entailles des vallées glaciaires quaternaires permettent d'observer des coupes dans la marge est du bassin. Ainsi dans la Quebrada Querococha, une de ces failles bordières met en contact 600 m de la formation Lloclla avec le substratum (voir fig.3). L'entaille de la vallée n'est cependant pas suffisante pour atteindre la base de la formation et donc les 600 m ne représentent qu'une valeur minimale du rejet vertical.

Contrairement aux failles bordières occidentales, les failles du pied de la Cordillère Blanche ont été généralement réutilisées au Quaternaire. Cependant sur la faille de Querococha, le jeu quaternaire est faible (voir IV 3.2.5.), permettant donc d'attribuer le rejet visible à la distension pliocène.

3.2. ANALYSE STRUCTURALE DES FAILLES BORDIERES DE LA CORDILLERE BLANCHE

Les failles bordières de la Cordillère Blanche, montrent une évolution tectonique polyphasée. L'épisode de déformation le plus ancien mis en évidence, correspond à un régime extensif selon une direction de traction NE-SW. Une extension E-W lui succède, puis enfin se marque la distension quaternaire N-S.

3.2.1. Le régime extensif NE-SW

Etude des déformations cassantes visibles sur les failles bordières

Les structures et microstructures :

Les structures et microstructures créées par cet épisode se distinguent nettement de celles dues aux deux autres phases recensées sur les miroirs, par un style de déformation beaucoup plus intense. Cette différence de style s'explique par le fait que les plans de failles actuellement observables en surface, ont été progressivement exhumés par les trois épisodes d'extension successifs. Par conséquent la charge lithostatique qui s'exerçait sur ces plans a diminuer, et les microstructures sont devenues plus superficielles pour les déformations plus récentes.

Tous les plans de failles qui limitent la Cordillère Blanche du bassin, présentent sans exception l'empreinte de cette phase, et celle-ci y est la plus marquée.

A grande échelle cet épisode d'extension a développé sur tous les versants de failles, de grandes cannelures atteignant parfois plus de 100 m de long et avec des rayons de courbures métriques.

A plus petite échelle la déformation prend un caractère pénétratif. Elle ne se réalise pas uniquement sur le miroir de faille

principal, et de nombreux plans striés et espacés de quelques centimètres, débitent parallèlement la roche. A cette famille majeure de plans M s'associent d'autres plans dont les géométries relatives restent constantes (voir fig.12). En particulier on observe des plans P' qui recoupent les miroirs M, avec un angle compris entre 40 et 50°.

Ces plans qui ont un pendage dans le même sens que la faille majeure, ont une orientation perpendiculaire au plan de mouvement contenant la strie. Les plans P' sont eux aussi striés et peuvent parfois être très nombreux, à l'image d'une schistosité de fractures.

D'autres plans striés P'', ayant le même sens de pendage et la même orientation que les plans P', intersectent les plans M, cette fois avec un angle de l'ordre de 15°.

De tels plans P' et P'' peuvent être interprétés respectivement comme des cisaillements de Riedel R et R' dans le cadre d'un néocisaillement (Petit et al. 1983). La géométrie des plans P' et P'' par rapport aux miroirs principaux M démontre le sens normal du mouvement dû à cet épisode.

On observe aussi des lunules de traction légèrement ouvertes. Leur intersection avec le plan de faille est courbe, avec la concavité tournée vers l'aval (voir fig.12), en accord avec un sens de mouvement normal.

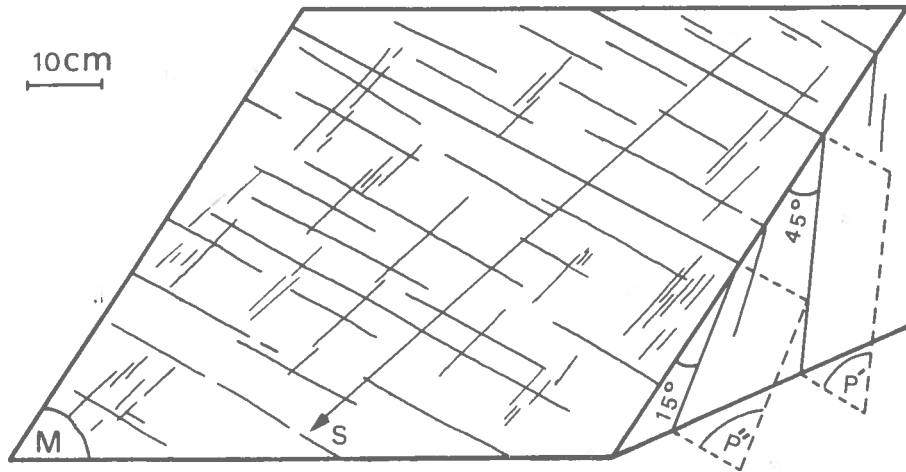
Les miroirs sont intensément striés par cette phase. Ils ont souvent un aspect lustré et la roche intrusive y apparaît fortement cisailée. Les stries de friction fines et régulières sont fréquemment accompagnées de recristallisation de chlorite.

L'observation des miroirs à la loupe binoculaire permet de voir que, bon nombre de grains, notamment des grains de quartz sont cisailés dans le plan de faille.

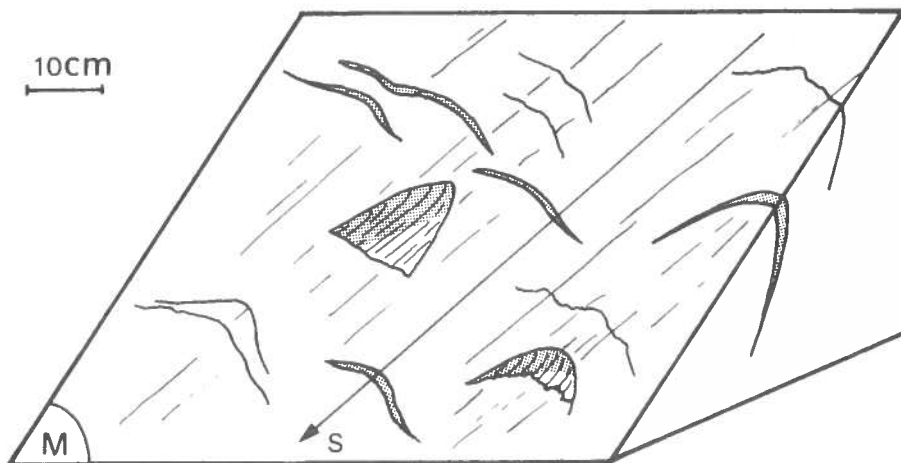
Lorsque ces grains ne sont pas cisailés, on peut voir systématiquement que leur partie aval se termine de manière abrupte. Au contraire, leur partie amont présente une zone blanche et opaque qui se raccorde progressivement au miroir. Cette zone est constituée d'un placage de quartz issu du broyage des grains en amont. Cette partie amont est toujours striée. Parfois, à l'aval de certaines stries, des figures d'arrêt s'observent, laissées par des cristaux striateurs. Les deux dernières observations confirment le sens normal du mouvement.

MICROSTRUCTURES ENGENDREES PAR L'EXTENSION PLIOCENE
NE-SW SUR LE SYSTEME DE FAILLES DE CORDILLERE BLANCHE

FIG. 12



a/ Géométrie des plans secondaires P' et P'', par rapport aux miroirs M et au vecteur glissement S



b/ Lunules de traction

Cinématique du système de failles :

Les vecteurs glissements, mesurés sur les failles bordières de la Cordillère Blanche, montrent un jeu essentiellement normal, sans composante décrochante marquée, sur l'ensemble du système de failles dont l'orientation générale est N150 (voir fig.13).

Dans le détail, les vecteurs glissements mesurés sur les failles de direction N140 - N155, possèdent des pitches forts, de l'ordre de 75° , donnant un mouvement normal, avec une très faible composante décrochante senestre.

Sur les failles de direction N110, une composante décrochante dextre, inférieure à la composante normale, apparaît. Au contraire sur les accidents de direction N015 situés au Nord de Huaraz, une composante décrochante senestre légèrement supérieure à la composante normale intervient dans le vecteur glissement.

Calcul du tenseur des contraintes :

Remarques préliminaires :

L'importance du système de failles de la Cordillère Blanche induit à proximité des grands plans, des directions prédominantes dans la fracturation. Ceci limite considérablement la répartition spatiale des données pour le calcul du tenseur des contraintes. Par conséquent il a été nécessaire de regrouper en un même site, plusieurs stations de mesures distantes de quelques kilomètres.

Théoriquement le tenseur des contraintes n'est défini qu'en un point et devrait donc être obtenu sur des sites limités dans l'espace. Cependant ici, les différentes stations de mesures se situant toutes au long du même système de failles, on peut considérer une certaine uniformité du tenseur des contraintes en tout point de cette structure.

CARTE DES VECTEURS GLISSEMENTS SUR LE SYSTEME DE FAILLES DE LA CORDILLERE BLANCHE EXTENSION PLIOCENE NE-SW

FIG. 13

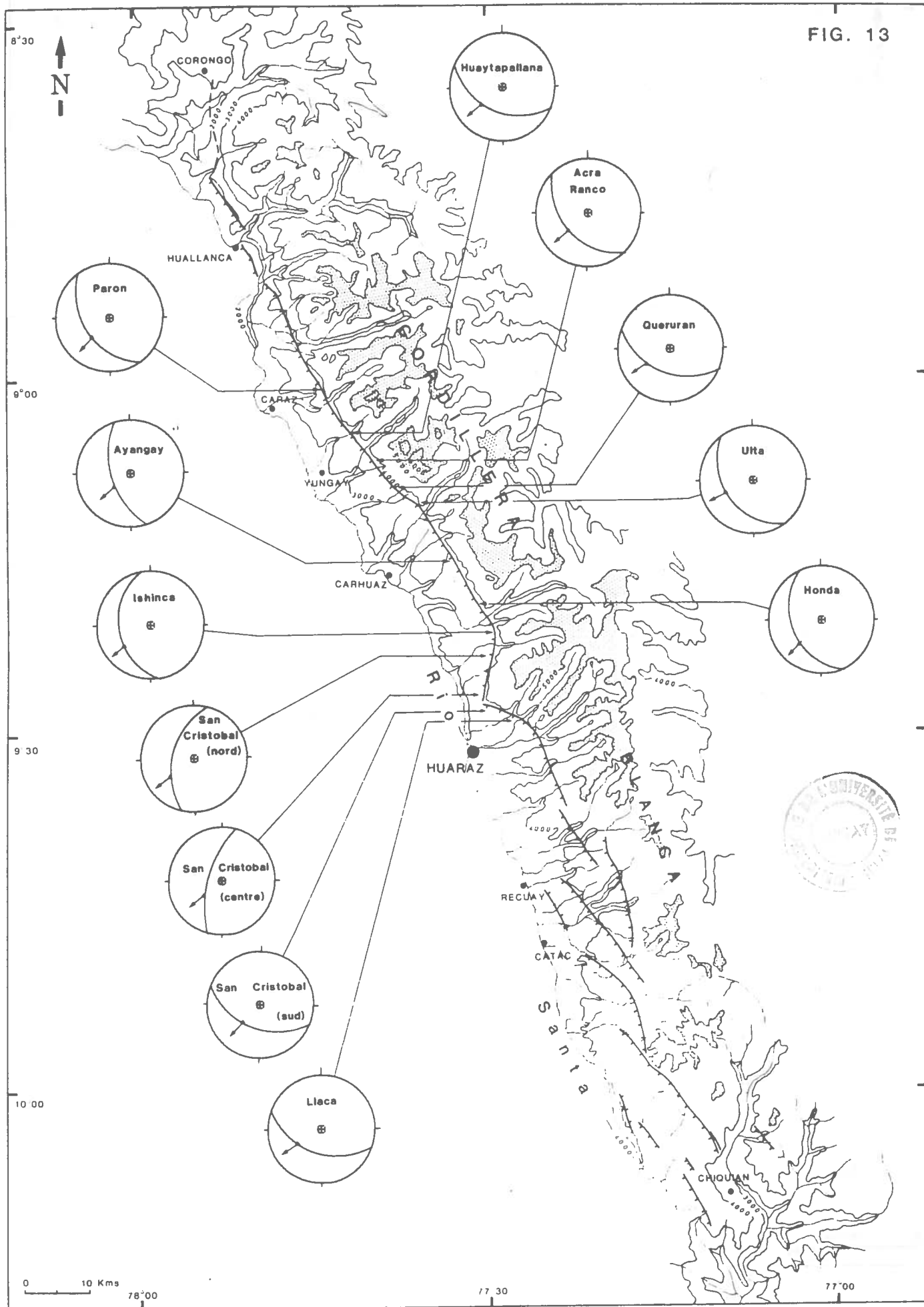
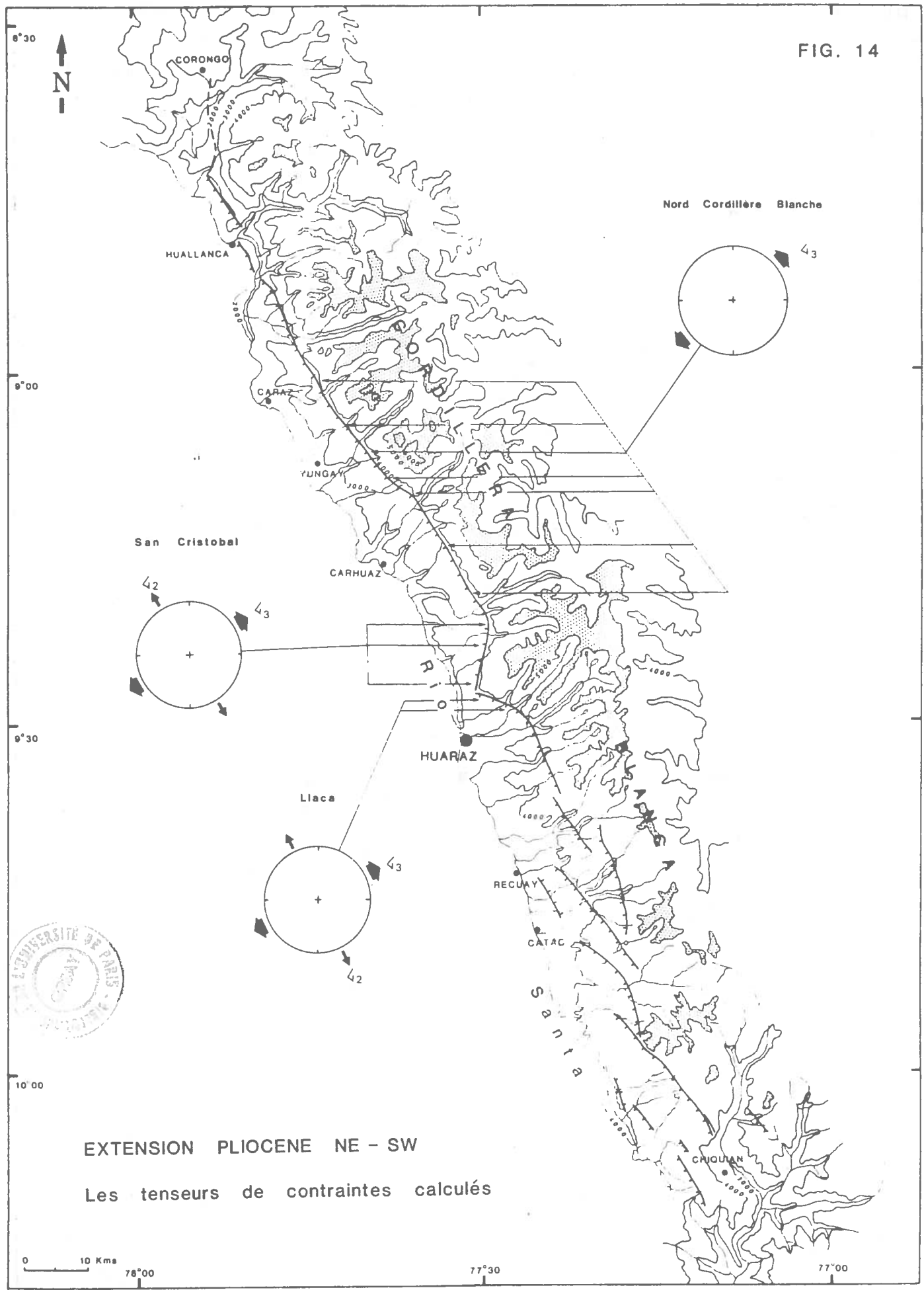


FIG. 14



EXTENSION PLIOCENE NE - SW
 Les tenseurs de contraintes calculés

0 10 Kms

78°00

77°30

77°00

Trois sites ont été définis dans le but d'effectuer des calculs du tenseur des contraintes relatif à cet épisode (voir fig.14):

Le site Nord Cordillère Blanche regroupe les mesures des stations Paron, Huaytapallana, Acra-Ranco, Queruran, Uta, Ayangay et Honda, situées sur le tronçon N150 du système de failles (voir diagramme 1).

Le site du Cerro San Cristobal regroupe les mesures des stations Ishinca, Cerro San Cristobal Nord et Cerro San Cristobal Centre, situées sur le tronçon N015 du système de failles (voir diagramme 2).

Le site Llaca regroupe quant à lui, les mesures des stations Cerro San Cristobal Sud et Llaca, situées sur le tronçon de faille N110 au Nord-Est de Huaraz (voir diagramme 3).

Résultats :

Les résultats reportés dans le tableau 2, montrent que les trois calculs convergent pour donner un tenseur de contraintes représentatif d'un régime extensif tel que:

- ∠ 3 est sub-horizontal de direction $N055 \pm 10^\circ$
- ∠ 2 est sub-horizontal de direction $N145 \pm 10^\circ$
- ∠ 1 est sub-vertical

Le rapport $R (\angle 2 - \angle 1 / \angle 3 - \angle 1)$ est plutôt égal à 0.50 - 0.60 c'est à dire que 2 est soit faible, ou soit très légèrement extensif. Le rapport R égal à 0.81, calculé sur le site de Llaca semble moins représentatif. En effet dans ce site, l'extension E-W n'apparaît pas de manière claire et il est possible que certaines données appartenant à cette extension postérieure, soient confondues avec les stries de première phase (X = NE-SW) et faussent ainsi le résultat obtenu.

TABEAU 2

RESULTATS DES CALCULS DE TENSEUR POUR LE REGIME EXTENSIF NE-SW						
SITES	NOMBRE DE DONNEES	F	RAPPORT R	CONTRAINTES	ECARTS (T,S) < 20° < 30°	
NORD CORDILLERE BLANCHE	39	38,2	0,51	↙ 1: 77N205 ↙ 2: 06N320 ↙ 3: 12N051	100%	
SAN CRISTOBAL	25	23,8	0,56	↙ 1: 72N188 ↙ 2: 14N326 ↙ 3: 12N059	92%	92%
LLACA	42	39,8	0,81	↙ 1: 73N304 ↙ 2: 15N155 ↙ 3: 08N063	83%	98%

DIAGRAMME 1
 SITE NORD CORDILLERE BLANCHE EXTENSION PLIOCENE NE-SW

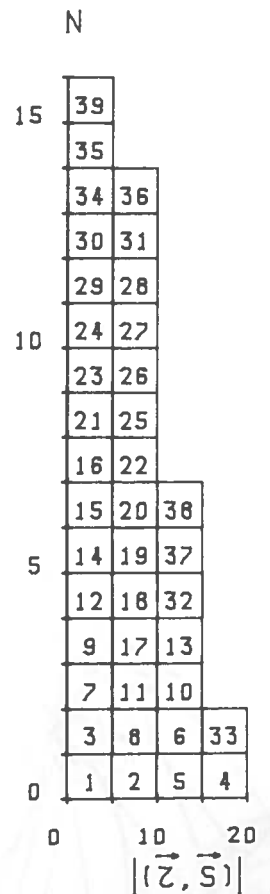
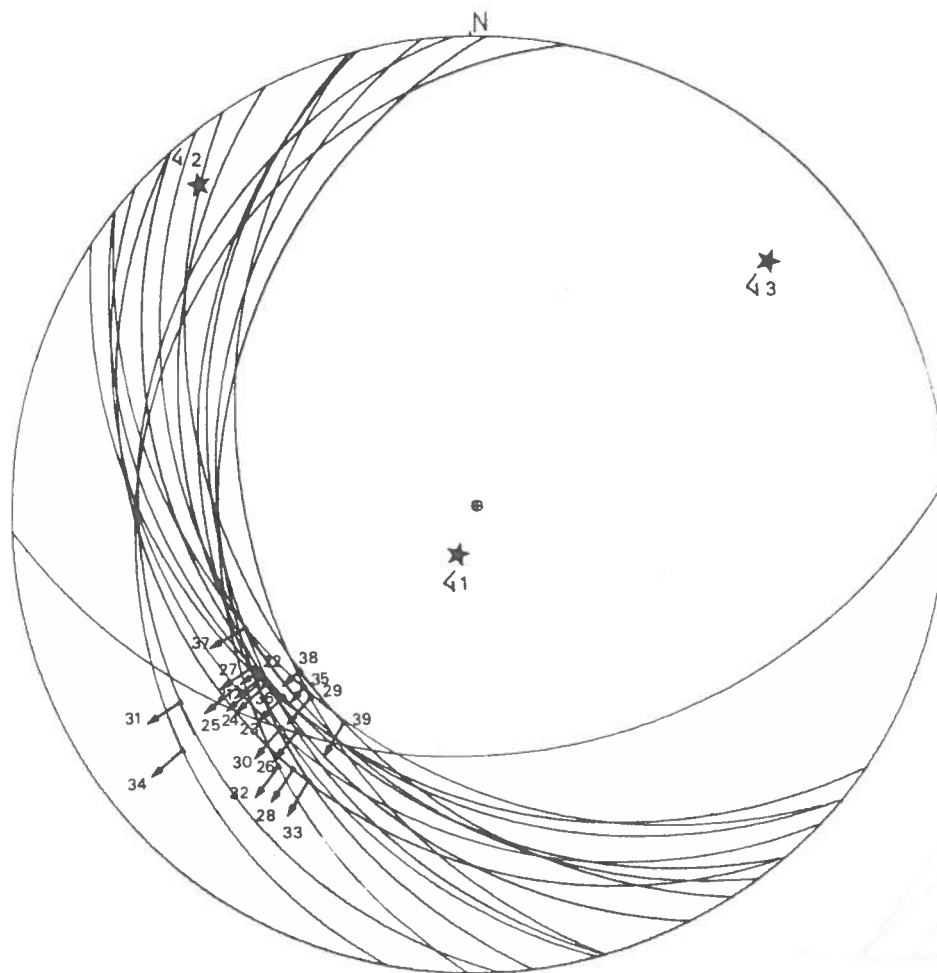
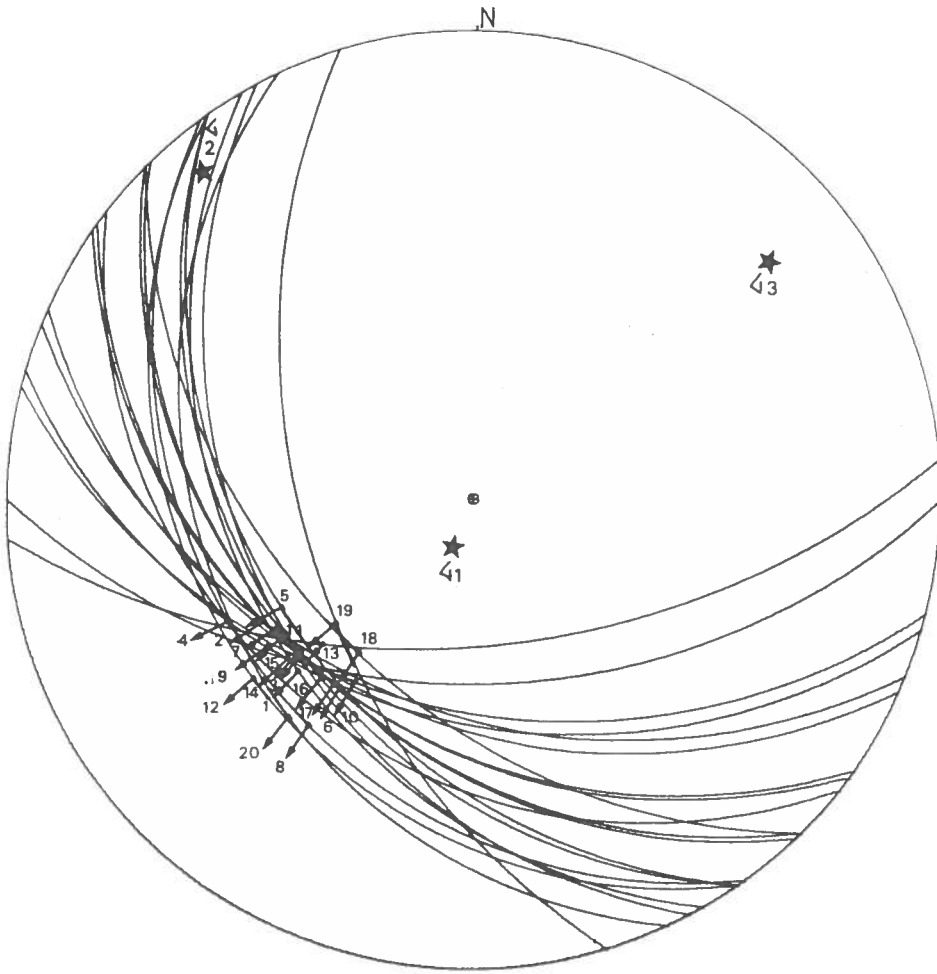


DIAGRAMME 2
 SITE SAN CRISTOBAL EXTENSION PLIOCENE NE-SW

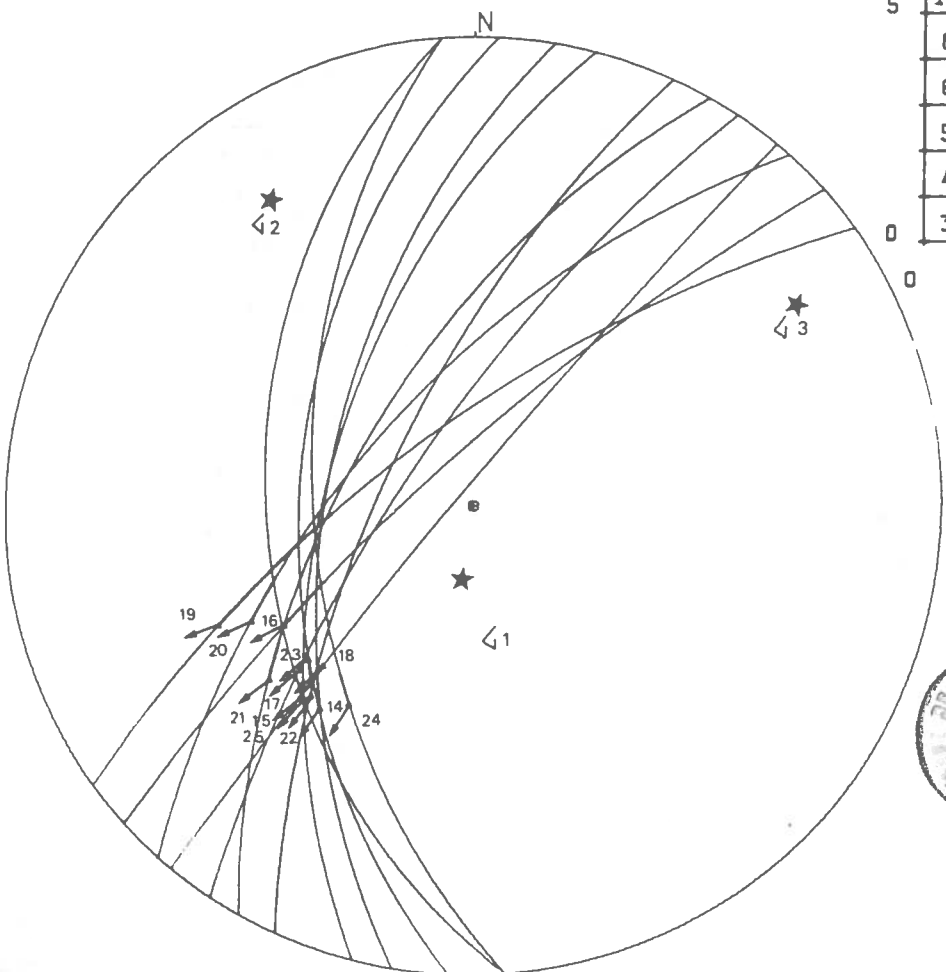
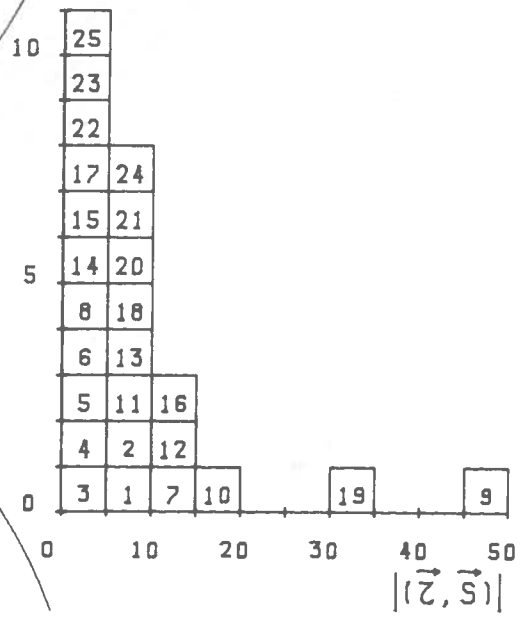
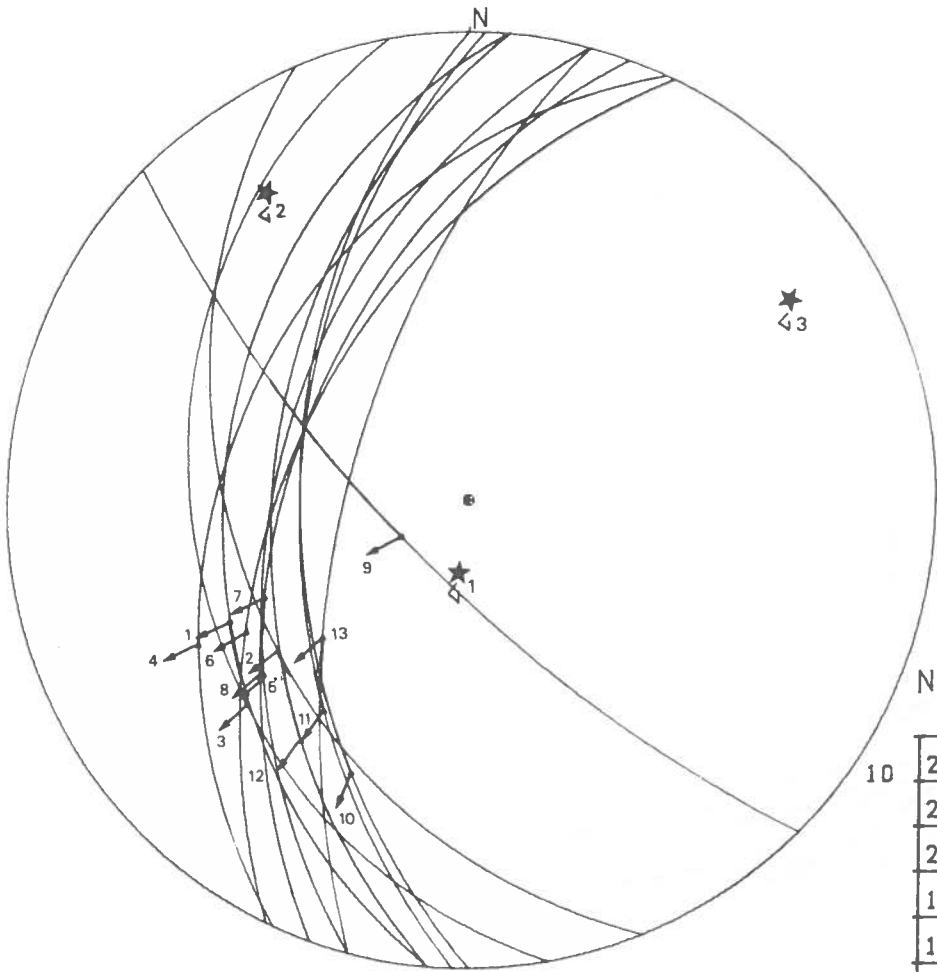
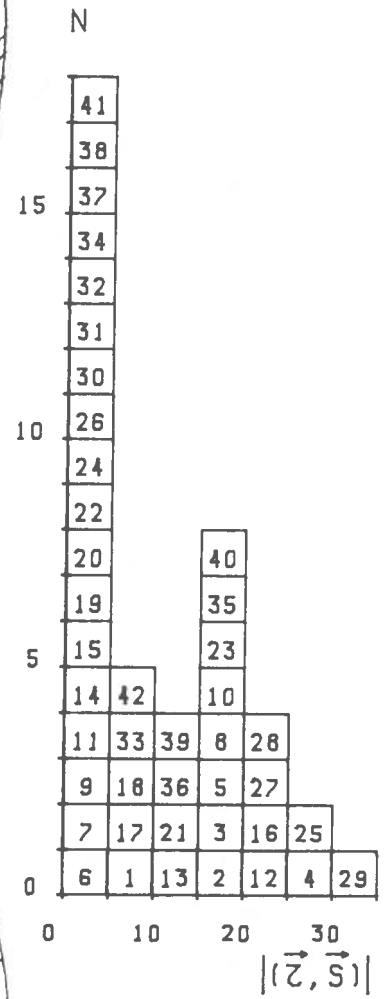
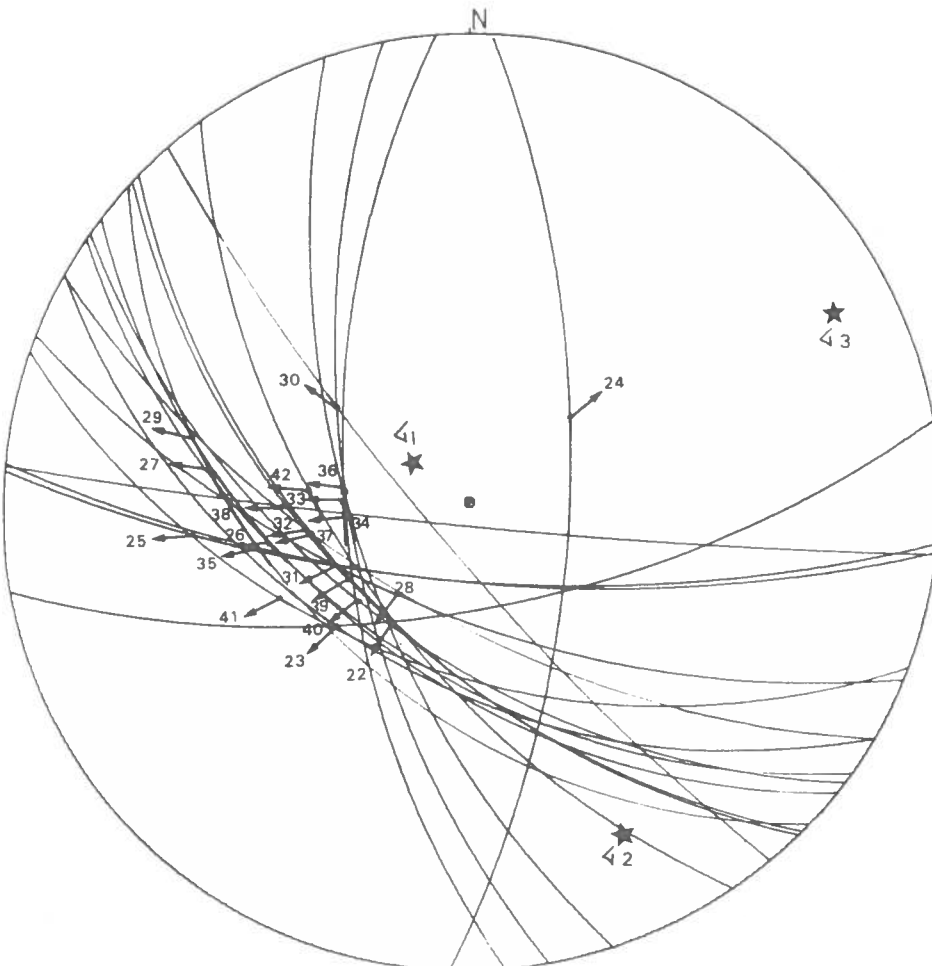
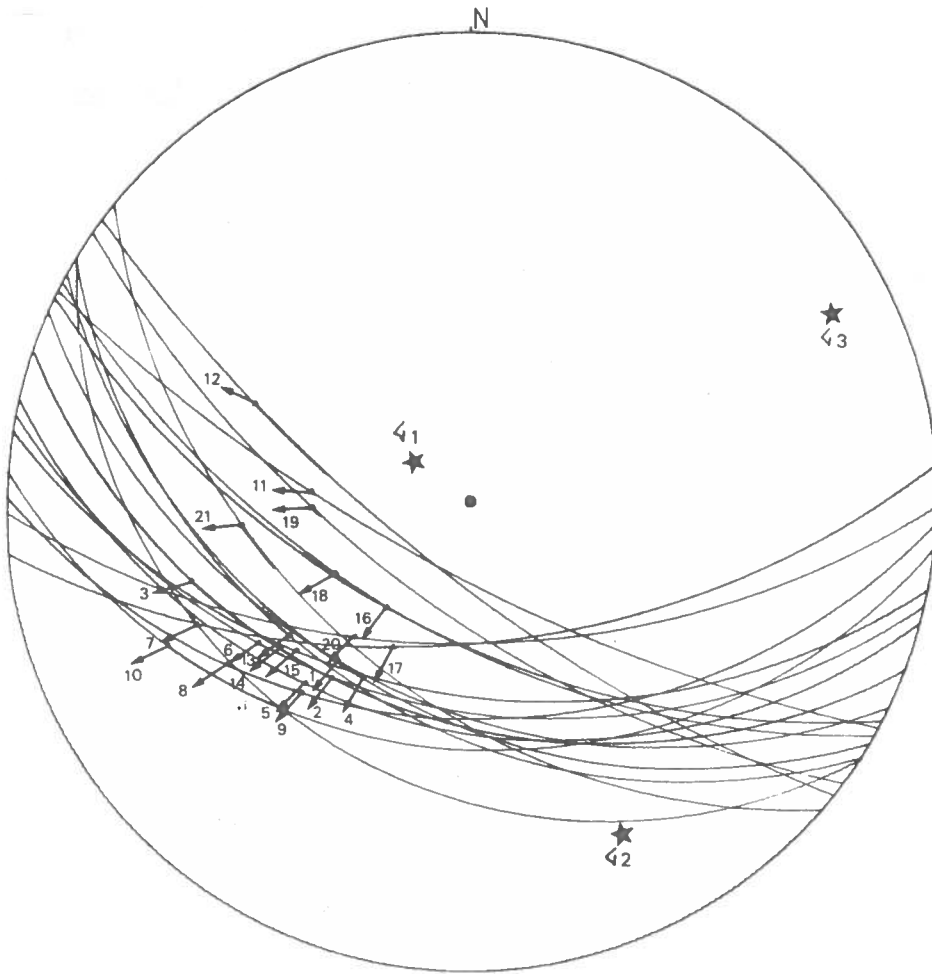


DIAGRAMME 3
 SITE LLACA EXTENSION PLIOCENE NE-SW



Etudes des déformations ductiles visibles dans le bord ouest du batholite de la Cordillère blanche

Sur la bordure ouest du batholite de la Cordillère Blanche, le granite est intensément déformé de manière ductile, et devient anisotrope, parfois sur plus d'une trentaine de mètres de largeur.

De nombreux plans de glissement, espacés de quelques centimètres et parallèles à la faille bordière qui limite le batholite, débitent l'intrusif. Ces plans sont porteurs d'une linéation d'étirement marquée par l'alignement de débris de cristaux de biotite, de muscovite et de chlorite. L'orientation de cette linéation est parallèle aux vecteurs glissements, mesurés sur le système de failles bordières et correspondant à l'épisode de distension NE-SW.

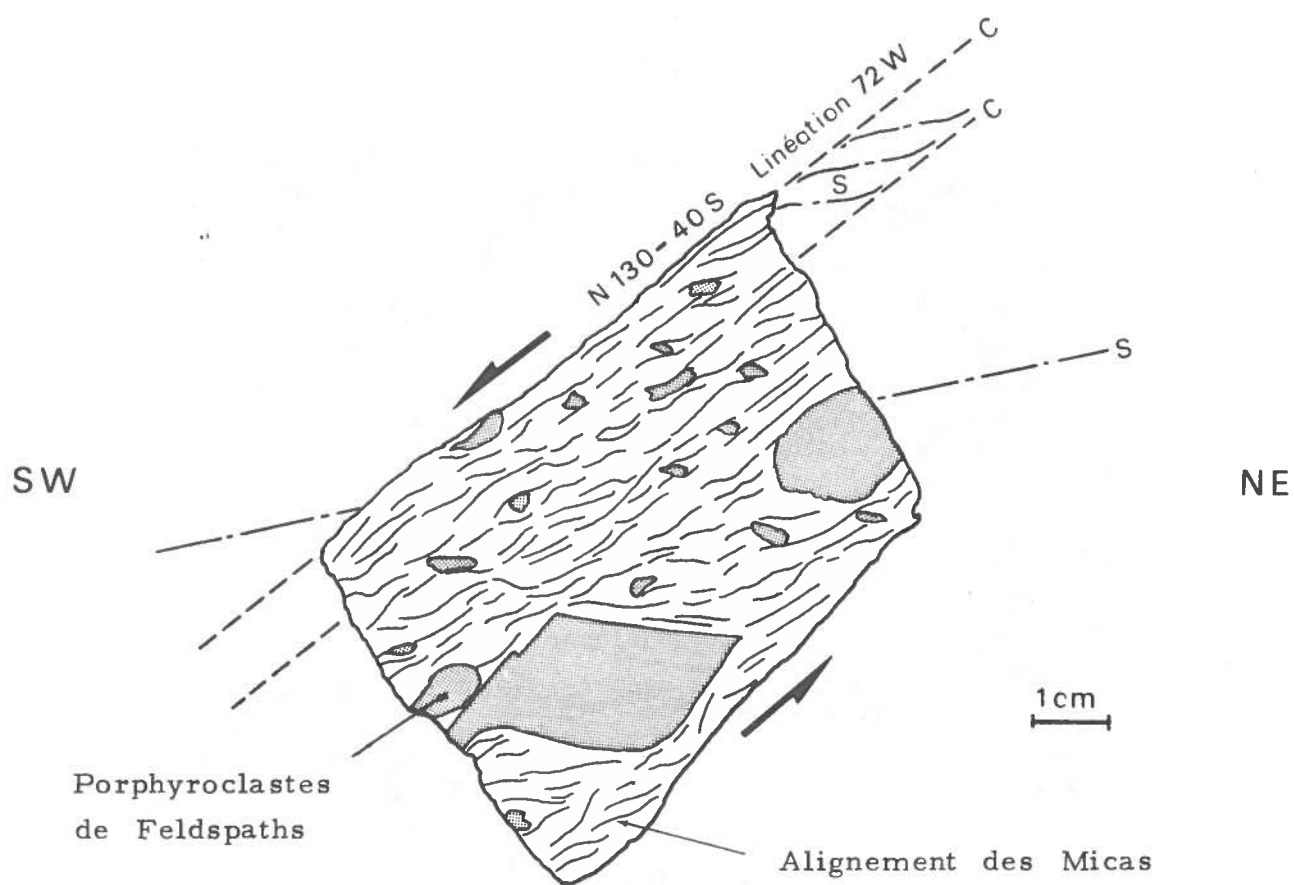
A l'échelle de l'échantillon, sur une section X-Y, on peut voir une foliation soulignée par les lits micassés, légèrement oblique par rapport aux plans de cisaillement, qui se parallélise à leur proximité (voir fig.15). Ces deux familles de plans confèrent un aspect sygmoïde à la roche, et la dissymétrie des "fuseaux" ainsi formés, montre un sens de cisaillement à jeu normal.

En lames minces, la roche correspond à une texture mylonitique, qui peut prendre localement un caractère protomylonitique (Higgins 1971, Wise et al. 1984). On observe une structure cataclastique typique (voir fig.16), avec développement d'un litage formé par des bandes irrégulières de minuscules fragments de quartz, de la taille de la dizaine de microns, généralement soulignées par des lits micassés. Dans ces lits, les cristaux de biotite et de muscovite sont déformés et dilacérés selon leurs plans de clivage.

De nombreux porphyroclastes de feldspath et de quartz sont présents et sont prolongés de manière dissymétrique par des queues de débris cristallins, sur lesquelles se moulent les lits micassés. Cette géométrie confirme le sens de cisaillement normal. Les porphyro-clastes de feldspath sont fracturés et présentent souvent des macles tectoniques, tandis que les cristaux de quartz montrent des extinctions roulantes.

SECTION X-Y DANS UN ECHANTILLON DE GRANITE DEFORME
 DU BORD OUEST DU BATHOLITE DE LA CORDILLERE BLANCHE
 (en provenance de la Quebrada Llanganuco)

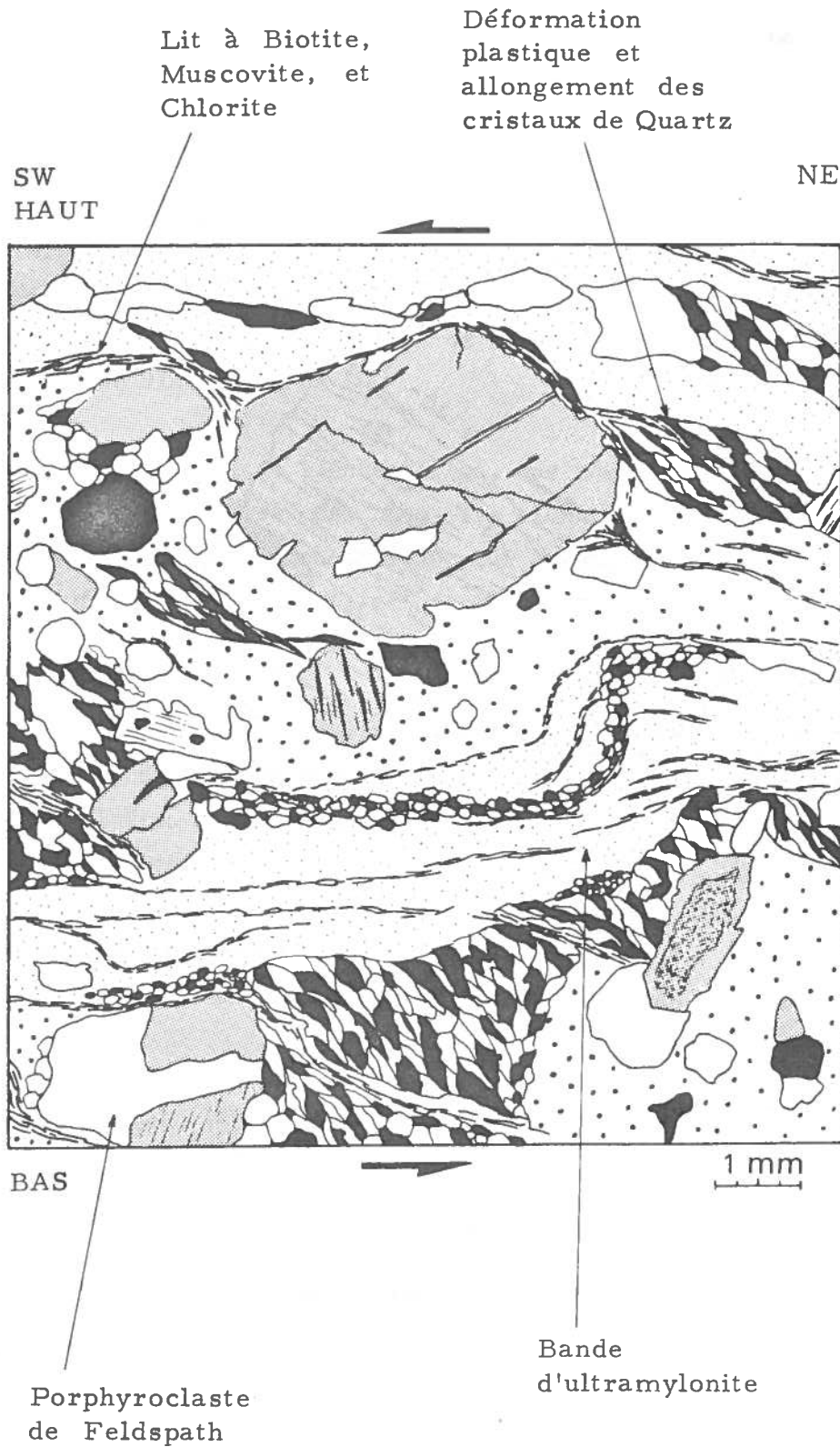
FIG. 15



On note ici, l'obliquité des plans de schistosité S, qui tendent à se paralléliser à proximité des plans de cisaillement C. La dissymétrie des "fuseaux" ainsi formés, démontre un sens de cisaillement normal.

OBSERVATION EN LAME MINCE DE LA TEXTURE MYLONITIQUE
DU GRANITE DEFORME SUR LE BORD OUEST DU BATHOLITE
DE LA CORDILLERE BLANCHE

FIG. 16



Les cristaux de quartz de quelques dixièmes de millimètres, regroupés en agrégats, sont déformés plastiquement et allongés selon un sens de glissement normal. Enfin, il est possible d'observer des microplis d'entraînement et intra-foliaux, confirmant encore la cinématique du cisaillement.

Les phénomènes de recristallisation syntectonique sont nuls, hormis la chlorite qui est déformée et recristallisée.

Cette déformation ductile du granite est clairement postérieure à sa cristallisation et ne peut donc s'expliquer par la mise en place du batholite, contrairement aux hypothèses de Wilson (et al. 1967). En effet, la déformation, essentiellement cataclastique, avec très peu de recristallisation, s'est effectuée à basse température, inférieure à 450° (limite supérieure du domaine de cristallisation de la chlorite avec coexistence de muscovite et de biotite, d'après Winkler 1965). D'autre part les plans de cisaillement associés à cette déformation, recoupent les filons de pegmatites (Cobbing et al. 1981) qui représentent les derniers stades de la cristallisation du magma.

Cette structuration, qui n'est visible que sur le flanc ouest du pluton et qui diminue rapidement vers l'intérieur de celui-ci, en s'éloignant des failles bordières, résulte donc d'un cisaillement ductile normal, dont la cinématique est rigoureusement identique aux mouvements mis en évidence dans le domaine cassant sur le système de failles, lors de l'épisode de distension NE-SW. Il est donc évident que ces déformations résultent de cette phase d'extension, attribuée au Miocène terminal - Pliocène.

3.2.2. Le régime extensif E-W

Les plans de failles du pied de la Cordillère Blanche, montrent l'existence d'un second épisode d'extension antérieur au régime de déformation du Quaternaire moyen - Actuel. Cet épisode caractérisé par une direction de traction E-W est chronologiquement plus récent que l'extension NE-SW.

Les microstructures:

Les microstructures présentent un style intermédiaire par rapport aux déformations des deux autres phases d'extension, ce qui permet de les distinguer, en plus de leurs relations chronologiques. Ce sont généralement des stries mécaniques bien développées, qui gravent profondément les plans de failles. Ces stries sont souvent larges et grossières. On note parfois des recristallisations de chlorite associées à cet épisode.

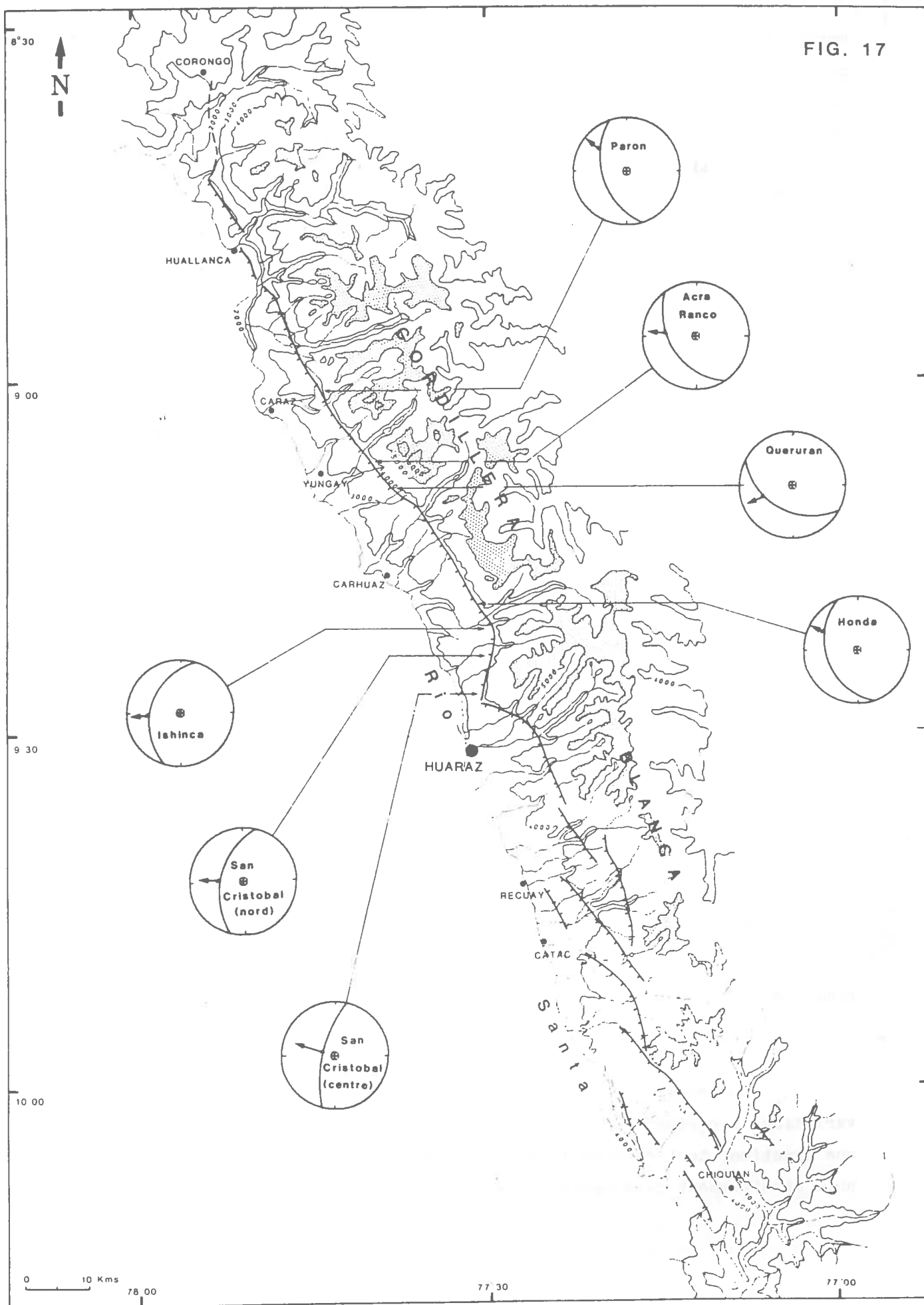
Cinématique du système de failles:

En général sur le système de failles de la Cordillère Blanche, de direction moyenne N150, les vecteurs glissements attribués à cet épisode, possèdent des pitches de l'ordre de 50° , donnant un mouvement normal-dextre (voir fig.17).

Sur les tronçons de direction N015, au Nord de Huaraz, les vecteurs glissement montrent un mouvement purement normal. Par contre sur les failles de direction N110 situées à l'Est de Huaraz, les déformations dues à cette phase ne peuvent être mises en évidence, ni par leur chronologie relative, ni par leur style. Par conséquent, soit ces déformations y sont bien présentes, mais ne pouvant être distinguées de celles de la phase NE-SW, elles ont été attribuées à cette dernière, soit l'épisode d'extension E-W n'a pas engendré de déformation sur ce tronçon dont la direction est parallèle à la direction de traction.

CARTE DES VECTEURS GLISSEMENTS SUR LE SYSTEME DE FAILLES DE LA CORDILLERE BLANCHE EXTENSION E-W PLIOCENE SUP.

FIG. 17



Sur les failles bordières de la Cordillère Noire, qui forment la marge ouest du bassin et qui n'ont pas été réutilisées lors de l'extension du Quaternaire moyen - Actuel, le seul vecteur glissement mesuré, donne un mouvement purement normal sur le plan de direction N004 de la faille de la Quebrada Lloclla. Ce vecteur glissement qui correspond à la période de distension pliocène s'accorde bien avec la cinématique de l'épisode d'extension E-W.

Calcul du tenseur des contraintes :

Deux sites ont été définis dans le but d'effectuer des calculs du tenseur des contraintes représentatif de l'épisode d'extension E-W (voir fig.18).

Le site Nord Cordillère Blanche regroupe les stations de mesures, de Paron, Acra-Ranco, Queruran, Ulta et Honda, situées sur le tronçon N150 dans la partie nord du système de failles (voir diagramme 4).

Le site Centre Cordillère Blanche regroupe les stations de mesures de Ishinca, du Cerro San Cristobal Nord et Centre, situées sur le tronçon N015 du système de failles au Nord de Huaraz (voir diagramme 5).

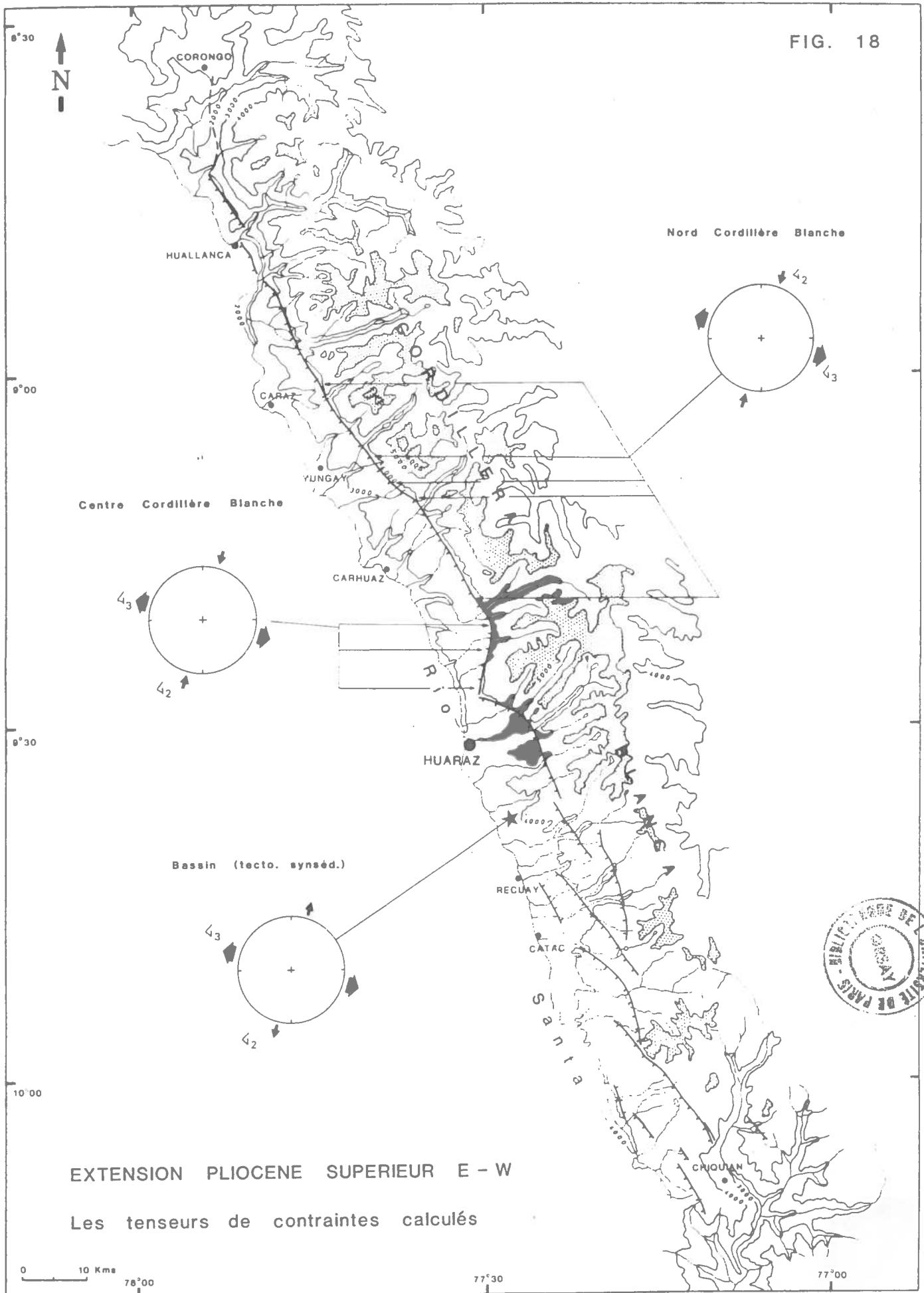
Les résultats reportés dans le tableau 3, montrent que les calculs sont en accord pour donner un régime en extension, défini par un tenseur des contraintes tel que :

- σ₃ est sub-horizontal de direction N110
- σ₂ est sub-horizontal de direction N020
- σ₁ est sub-vertical

Le rapport R qui varie entre 0.18 et 0.34 implique que σ₂ est compressif.

Ce second épisode d'extension pourrait correspondre à une variation progressive du champ de contrainte au cours du Pliocène, avec une traction, tout d'abord de direction NE-SW, perpendiculaire au bassin, puis dernièrement de direction E-W.

FIG. 18



EXTENSION PLIOCENE SUPERIEUR E - W

Les tenseurs de contraintes calculés



TABLEAU 3

RESULTATS DES CALCULS DE TENSEUR POUR LE REGIME EXTENSIF E-W						
SITES	NOMBRE DE DONNEES	F	RAPPORT R	CONTRAINTES	ECARTS (T,S) < 20° < 30°	
NORD CORDILLERE BLANCHE	19	17,7	0,34	↙ 1: 50N199 ↙ 2: 40N018 ↙ 3: 01N108	79%	95%
CENTRE CORDILLERE BLANCHE	22	21,3	0,18	↙ 1: 61N134 ↙ 2: 11N022 ↙ 3: 26N286	100%	
BASSIN (Tecto. Synséd.)	17	16,2	0,69	↙ 1: 86N093 ↙ 2: 01N195 ↙ 3: 04N286	82%	94%

DIAGRAMME 4
SITE NORD CORDILLERE BLANCHE EXTENSION PLIOCENE SUP. E-W

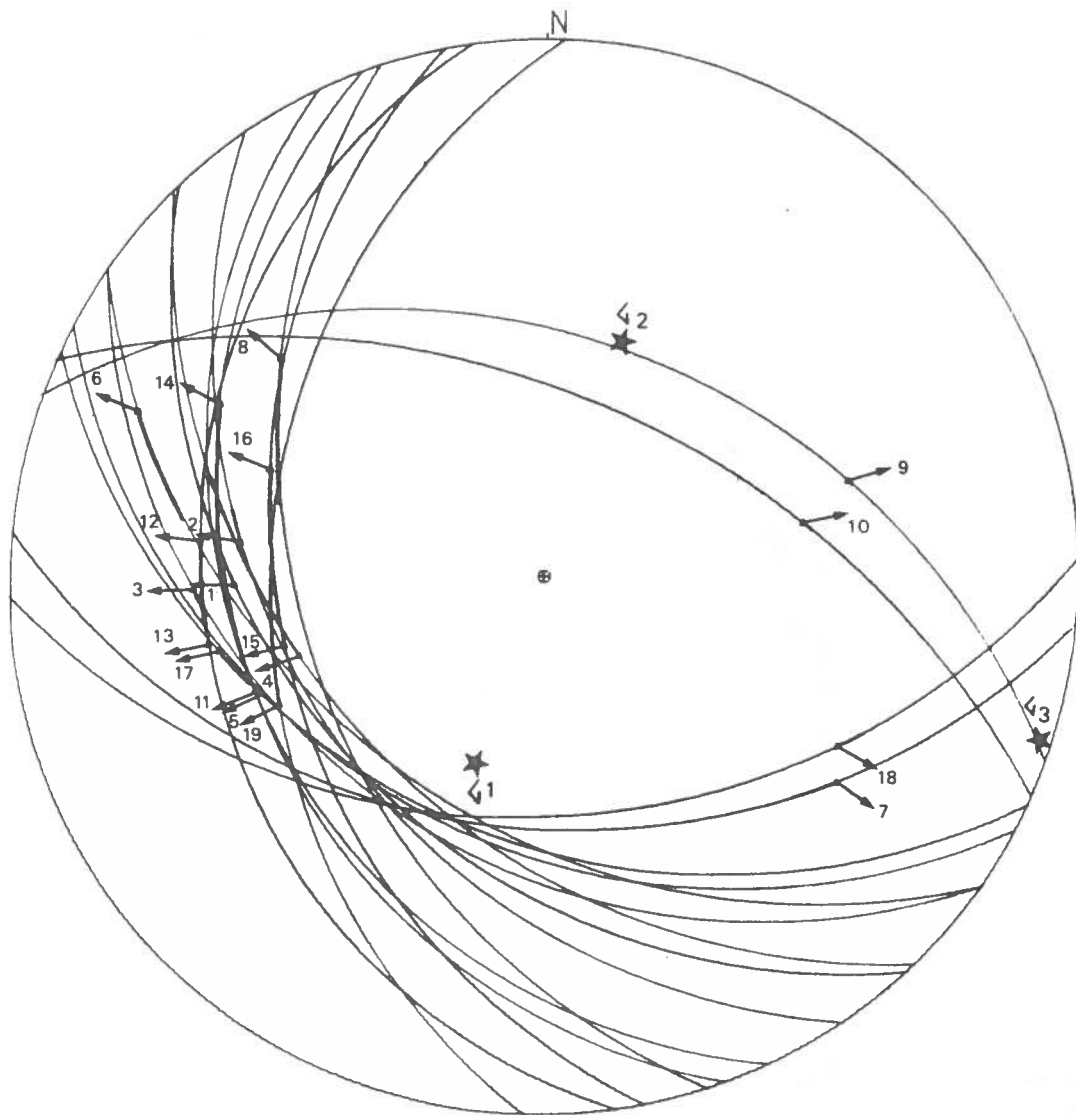
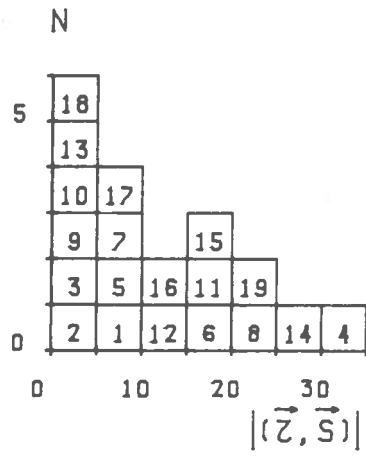
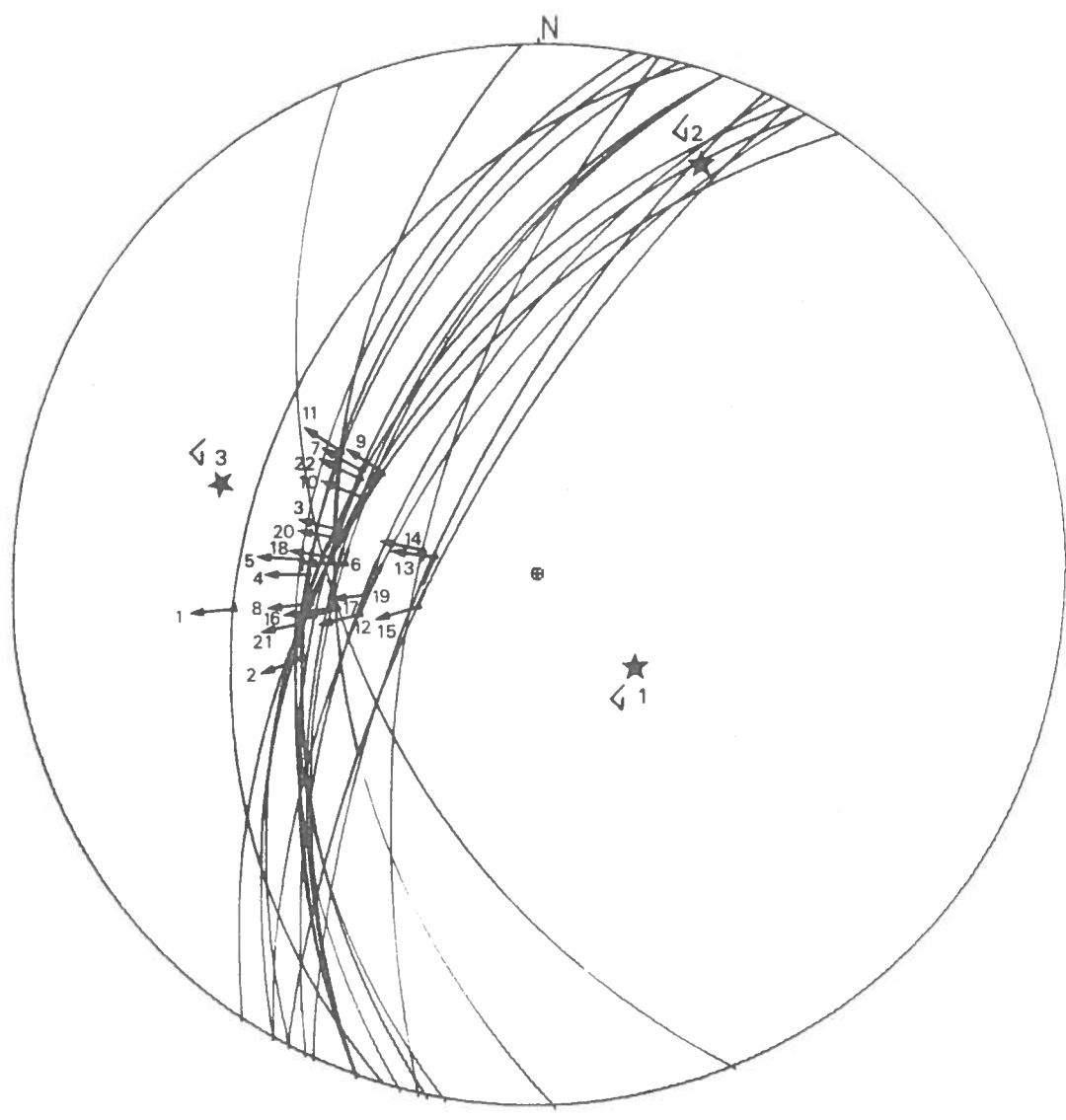
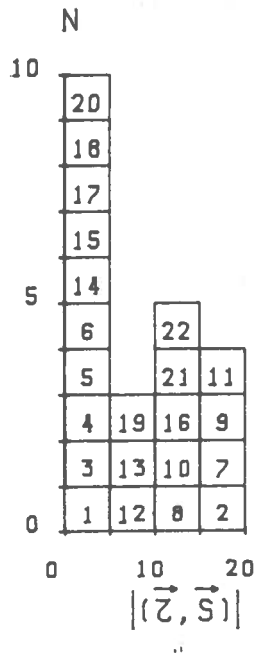


DIAGRAMME 5
 SITE CENTRE CORDILLERE BLANCHE EXTENSION PLIOCENE SUP E-W



3.3. LES DEFORMATIONS SYNSEDIMENTAIRES AFFECTANT LE REMBLAITEMENT PLIOCENE DU BASSIN

3.3.1 Les déformations dans le bassin

Les sédiments pliocènes de la formation Lloclla sont affectés par de nombreuses failles normales synsédimentaires (voir photo 4). Ces failles synsédimentaires sont généralement cachetées. On observe parfois une augmentation de l'épaisseur des strates dans les compartiments abaissés par les failles, ainsi que des slumps qui accompagnent le mouvement de ces failles.

Le jeu normal est clairement démontré par le décalage des niveaux de la série, de même que par des crochons de failles. Les rejets verticaux sont décimétriques à plurimétriques, cependant ils dépassent rarement plus de 10 m pour les failles clairement cachetées.

Parmi les nombreuses failles synsédimentaires observées, seul un nombre limité d'entre elles porte des stries. Les miroirs argileux permettent difficilement la détermination du sens de mouvement, s'ils ne présentent pas d'irrégularités telles que des grains de sable par exemple.

La série pliocène a subi après son dépôt, une compression attribuée au Quaternaire ancien. Cette compression bascule généralement de manière monoclinale la formation Lloclla ainsi que les failles normales qu'elle contient, comme par exemple dans la région de Querococha et d'Olleros (voir carte géol. et fig.3). Il a donc été nécessaire de débasculer les plans de failles, en ramenant la stratification à l'horizontale, avant d'étudier le régime de contrainte qui conditionne ces déformations synsédimentaires.

Dans la partie nord du bassin, le Tuf Yungay est lui aussi affecté par de nombreuses failles normales. Lorsque le Tuf est suffisamment lité, il est parfois possible de le voir basculé, de même que les failles normales, dont certaines peuvent ainsi devenir géométriquement inverses. De plus on observe en certains sites, que les dépôts du Quaternaire, discordants sur le tuf, ne sont pas déformés par les failles normales, mais au contraire qu'ils les cachètent.

Ces arguments montrent clairement que ces failles sont attribuables au régime distensif du Pliocène.

Les failles qui déforment le Tuf Yungay n'ont pu faire l'objet d'un calcul du tenseur, car elles ont été généralement réutilisées au cours de la compression. Cependant les rejets inverses sont insuffisants pour annuler ou même surpasser les rejets normaux. Ces rejets normaux sont centimétriques à plurimétriques.

L'orientation des failles varie entre NW-SE et N-S ce qui est en accord avec les directions de tractions mises en évidence sur les marges du bassin.

3.3.2. Calcul du tenseur des contraintes

16 failles normales synsédimentaires, portant des stries, mesurées entre Huaraz et Recuay, ont été regroupées dans le site bassin, pour un calcul du tenseur des contraintes. A cet ensemble a été ajouté l'unique vecteur glissement mesuré sur les failles bordières de la Cordillère Noire (voir diagramme 6, mesure n° 13).

Le calcul, dont les résultats sont reportés dans le tableau 3 définit un régime en extension, expliqué par un tenseur de contrainte tel que :

σ_3 est sub-horizontale de direction N285

σ_2 est sub-horizontale de direction N195

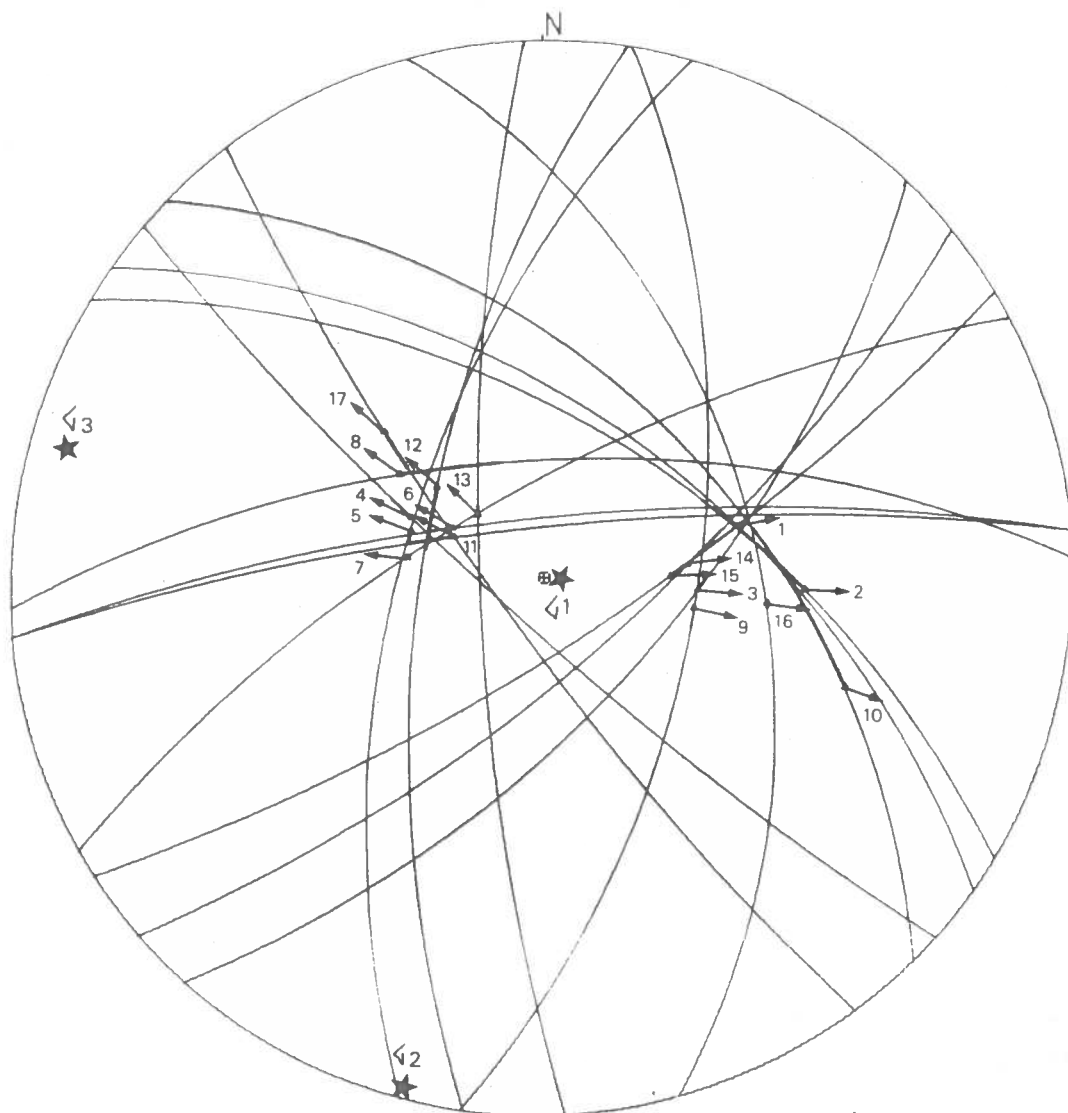
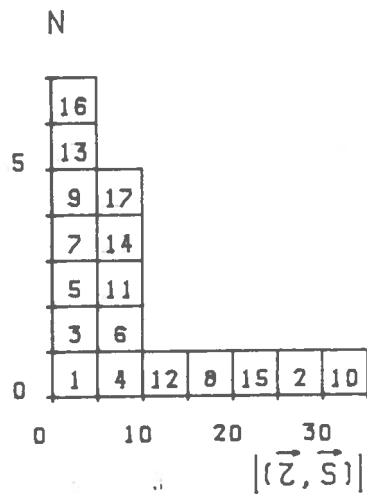
σ_1 est sub-verticale

Le rapport R calculé est égal à 0.69, donnant donc un σ_2 extensif.

On note d'autre part que la donnée n° 13, qui provient d'une faille bordière de la Cordillère Noire, s'intègre bien dans le calcul.

Ce tenseur définissant les déformations synsédimentaires du bassin se montre parfaitement en accord avec l'épisode d'extension E-W mis en évidence sur la marge orientale du bassin (voir fig.18). Seul le rapport R, avec un σ_2 extensif diffère de ceux calculés sur la marge est.

DIAGRAMME 6
 SITE BASSIN EXTENSION PLIOCENE E-W SYNSEDIMENTAIRE



3.4. QUANTIFICATION DES DEFORMATIONS PLIOCENES

3.4.1. Rejet vertical pliocène

Le rejet vertical total de la zone de failles normales de Cordillère Blanche, peut être évalué à environ 4500 m. Cette valeur approchée s'obtient en ajoutant la dénivelée entre le sommet de la Cordillère Blanche et le sommet du remplissage du bassin, l'épaisseur du remplissage, et la hauteur de couverture érodée sur le bloc montant.

La hauteur de couverture érodée peut être estimée à 1000 m, compte tenu du fait que le batholite de la Cordillère Blanche s'est probablement mis en place aux alentours de 2000 m sous la surface, comme c'est le cas pour les stocks les plus tardifs du batholite de la côte (Cobbing et al. 1981), et que d'autre part au sommet des nevados de Cordillère Blanche, une partie de la couverture du batholite affleure et peut atteindre 1000 m comme par exemple au niveau du Nevado Huascarán (Wilson et al. 1967).

Dans la partie nord du système de failles, au droit du Nevado Huascarán, la dénivelée est de 3500 m. L'épaisseur du remplissage du bassin n'entre pas en compte car il s'emplace ici dans une paléo-vallée (voir fig.4). Si l'on ajoute 1000 m représentant la couverture érodée, on obtient le chiffre de 4500 m pour le rejet vertical total.

Dans la partie sud du système de failles, au niveau de Quebrada Querococha, le rejet se répartit sur deux failles distinctes (voir fig.3). Les dénivelées des deux versants de failles sont de 800 m et 700 m, soit en tout 1500 m. A ce chiffre s'ajoutent les 1000 m de couverture érodée et l'épaisseur du remplissage du bassin, qui est ici maximum, soit de 2000 m. On obtient ainsi également une valeur approchée de l'ordre de 4500 m.

Le rejet attribuable au Quaternaire peut être estimé à 1000 m (voir IV.3.2.5.). Il ressort donc que l'essentiel du rejet vertical de la Cordillère Blanche soit environ 3500 m est acquis au cours du Pliocène.

3.4.2. Vitesse de surrection

Si l'on considère que l'activité du système de failles de Cordillère Blanche, lors du fonctionnement du bassin, débute au Miocène terminal, peu avant le dépôt du Tuf Yungay, soit vers 7 millions d'années, et se termine au Pliocène terminal avant l'épisode compressif du Quaternaire ancien, soit vers 2 millions d'années, on obtient pour un rejet de 3500 m une vitesse moyenne de surrection de l'ordre de 0.70 mm/an.

3.4.3. Allongement perpendiculaire au bassin

En première approximation, compte tenu du fait que le fonctionnement du bassin-graben, semble principalement dû à l'épisode de distension selon la direction de traction N055, on considérera par simplification, que l'ensemble des déformations est dû uniquement à cette traction.

En prenant comme direction moyenne du système de failles, la direction N150, un pendage moyen de 45° et de 65° , respectivement pour les failles bordières de la Cordillère Blanche et de la Cordillère Noire, et un rejet vertical de 3500 m on obtient une valeur d'allongement maximum (selon la direction de traction) de 3500 m et de 1500 m respectivement pour les failles de la Cordillère Blanche et de la Cordillère Noire. Soit en tout 5000 m d'allongement pour une largeur moyenne du bassin de 12 km, d'où une augmentation de sa largeur, de l'ordre de 42%.

Le rejet décrochant au long des failles bordières du bassin est négligeable puisque la direction de traction N055 est perpendiculaire au système de faille.

3.4.4. Vitesse moyenne de l'allongement

Considérant qu'un allongement de 5000 m s'est effectué au cours du fonctionnement du bassin, soit pendant 5 millions d'années, on peut calculer une vitesse moyenne d'allongement de 1 mm/an environ.

4. LA FIN DU FONCTIONNEMENT DU BASSIN

La fin du fonctionnement du bassin subsident, correspond à une période de compression complexe, qui produit un serrage de la série de remblaiement du Miocène Terminal - Pliocène. Cette période de compression attribuée au Quaternaire ancien se retrouve généralement aussi en d'autres régions des Andes Centrales de Pérou-Bolivie (Sébrier et al. 1980, Mercier 1981).

4.1. MISE EN EVIDENCE DES DEFORMATIONS COMPRESSIVES DU QUATERNAIRE ANCIEN

4.1.1. Les déformations principales affectant le bassin

La période de compression du Quaternaire ancien produit des déformations plicatives dans la série de remblaiement du bassin.

Dans la partie nord de la région, lorsque le Tuf Yungay est suffisamment stratifié, on y observe parfois des pendages, qui peuvent atteindre 40° , et essentiellement de direction NW-SE à N-S, comme par exemple au Nord-Est de Yungay, près du Fundo Huepesh, où le tuf possède un pendage général N155 - 35SW.

Dans la partie sud du bassin, la formation Lloclla est fréquemment basculée de manière monoclinale. Ce basculement, qui atteint au maximum 20° , se fait généralement vers la Cordillère Blanche. Cette géométrie pourrait suggérer que ce basculement provienne non pas de la compression, mais du jeu normal du système de failles de Cordillère Blanche lors des périodes d'extension.

Cependant plusieurs arguments permettent de rejeter cette hypothèse. Tout d'abord si le basculement s'était formé au cours de l'extension pliocène, l'épaisse formation Lloclla devrait présenter des discordances intra-formationnelles, or dans toutes les coupes, les pendages sont rigoureusement identiques de la base jusqu'au sommet du remblaiement. D'autre part il est tout à fait improbable que le système de failles se mette brusquement à basculer l'ensemble de la formation Lloclla

lors de l'extension quaternaire, qui a engendré des rejets verticaux de l'ordre de 1000 m, alors qu'il ne la bascule pas au cours de l'extension pliocène, malgré des rejets verticaux de l'ordre de 3500 m. D'autre part et surtout, les dépôts quaternaires ne sont jamais basculés.

Enfin, bien que ce basculement monoclinale se fasse essentiellement vers la Cordillère Blanche, dans certains endroits, comme par exemple au Nord de la Quebrada Pariac, la formation Lloclla possède des pendages vers des directions différentes, qui ne peuvent être expliquées par un simple basculement sur le système de failles (voir carte géol.).

A plus petite échelle, la formation Lloclla est parfois affectée par des plis anticlinaux et synclinaux pluri-métriques à pluri-décamétriques dont les flancs sont en général peu pentus. Par exemple sur le versant sud de la Quebrada Olleros, au-dessus du village de Tambo, le remblaiement pliocène est déformé selon un anticlinal d'axe N100, plongeant légèrement vers l'Est (voir photo 8). Dans les flancs de cet anticlinal, visible selon une coupe transversale sur environ 100 m, les pendages atteignent 25°.

De manière générale, compte tenu de la diversité des directions de pendage dans la formation Lloclla, et de leurs faibles valeurs, il est délicat d'expliquer les déformations plicatives dues à cet épisode de compression, par un plissement selon telle ou telle direction. Cependant en première approximation, les basculements monoclinaux semblent plutôt s'effectuer selon un axe NW-SE, tandis que les plis pluri-décamétriques sont orientés généralement E-W.

4.1.2. Déformations cassantes dans le remblaiement du bassin

L'épisode de compression du Quaternaire ancien s'exprime dans le Tuf Yungay par de très nombreuses failles inverses centimétriques à pluri-métriques. Les rejets verticaux sont rarement visibles en raison de l'absence de stratification dans le tuf, qui le plus souvent est massif. Les mouvements inverses réutilisent fréquemment les failles normales créées lors de la distension pliocène, cependant les rejets inverses sont insuffisants pour annuler ou surpasser les rejets normaux antérieurs.

Dans la formation Lloclla, la compression n'engendre que très peu de failles inverses, probablement à cause du caractère hétérogène de ces dépôts essentiellement conglomératiques, en opposition avec le caractère massif et soudé du Tuf Yungay, qui favorise sa compétence. Par contre cette compression s'exprime par un serrage du matériel détritique, provoquant la striation tectonique et l'impression des surfaces de galets, ainsi que leur cisaillement.

4.1.3 Déformations sur les marges du bassin

Les seuls affleurements de la formation Lloclla, existants à l'extérieur du bassin, c'est à dire au-delà des systèmes de failles bordières, sont constitués par les apex de grands cônes fluvio-glaciaires emboîtés dans les flancs de la Cordillère Noire.

Le matériel qui forme ces cônes, présente également des galets cisailés et striés, cependant aucune déformation plicative n'affecte la stratification initiale de ces dépôts.

Sur les grands miroirs du système de failles de la Cordillère Blanche aucune trace évidente de mouvements compressifs n'est visible.

Cet état de fait s'explique probablement parce que le raccourcissement dû à cette compression, est principalement absorbé par le matériel remplissant le bassin, sous les diverses formes citées plus haut, basculements, plis, failles inverses et déformations intra-conglomérat. En effet le bassin, compte tenu de son remplissage, représente la zone la plus déformable, prise en "tenaille" entre les deux blocs plus rigides, des Cordillères Blanche et Noire. Par conséquent les mouvements inverses au niveau des failles bordières ont été réduits au minimum au profit du serrage de la série de remblaiement.

4.1.4. Discordance entre la Formation Lloclla et les terrains quaternaires

Dans la partie sud du bassin, on observe de grands cônes fluvioglaciaux attribués au Quaternaire ancien, dont les surfaces sommitales ne sont pas déformées. Ces cônes s'emboîtent dans les terrains basculés de la formation Lloclla, comme par exemple dans les Quebradas Ollerros, Urpay et Querococha, et montrent la discordance angulaire due à la compression du Quaternaire ancien (voir carte géol.).

A l'échelle de l'affleurement, il est fréquent que des glacis d'accumulation du Quaternaire ancien, légèrement en pente vers l'Ouest viennent recouvrir en discordance angulaire les dépôts de la série de remblaiement pliocène (voir photo 5). Ces glacis, bien visibles sur les cerros qui dominent la Quebrada Lloclla, sont généralement épais de quelques mètres et affectés par des horizons ocre-rouges d'altération.

Au Nord de Huaraz, dans la région de Yungay et de Carhuaz, les conglomérats massifs attribués au Quaternaire ancien viennent recouvrir en discordance angulaire les dépôts inclinés du Tuf Yungay. Ces conglomérats ravinent et remanient fortement les ignimbrites qui affleurent sous forme de paléo-reliefs (voir photos 6 et 7).

Toutes les failles visibles dans le tuf sont cachetées par les épandages fluvioglaciaux du Quaternaire Ancien, dont la stratification initiale, en pente très légère vers l'Ouest, n'est pas déformée. Cependant l'examen des galets qui constituent ces terrains, révèle des surfaces impressionnées, ou qui portent des stries tectoniques.

Il semble donc que les mouvements tectoniques du Quaternaire ancien soient dus en fait à deux épisodes compressifs distincts dans le temps. Malheureusement, compte tenu des mauvaises conditions de mesure, aucune analyse n'a pu être menée pour définir les déformations dues à l'épisode compressif le plus récent, enregistré seul dans les conglomérats de Quaternaire ancien et séparé de l'épisode le plus vieux, par une discordance angulaire située au dessus du Tuf Yungay, et ainsi s'affranchir des problèmes de polyphasage.

4.2. ANALYSE STRUCTURALE DES MOUVEMENTS COMPRESSIFS DU QUATERNAIRE ANCIEN

4.2.1. Considérations sur les sites de mesures

L'analyse microtectonique a été effectuée, soit d'après les failles inverses qui déforment le Tuf Yungay, soit d'après les stries tectoniques visibles sur surfaces planes des galets de la Formation Lloclla.

Il est à souligner que l'analyse microtectonique basée sur des galets striés, correspond à une utilisation limite du calcul numérique du tenseur des contraintes. En effet un certain nombre de caractères doivent être remplis pour ce type de calcul, en particulier le milieu déformé doit être homogène, ce qui n'est bien évidemment pas le cas pour des conglomérats. D'autre part la déformation ne doit pas être accompagnée de rotation du matériel, ce qui peut parfois se produire dans un tel terrain. Cependant les conglomérats étant relativement indurés, et les galets jointifs, on considérera, avec des réserves, que les éléments de la formation Lloclla n'ont pas subi de rotation notable au cours de la déformation.

Les sites Santa Cruz, Paron, Llanganuco, et Shilla, ont été mesurés dans le Tuf Yungay et les sites Lloclla et Querococha ont été mesurés dans la formation Lloclla.

Dans tous ces sites les déformations sont polyphasées, sauf dans le site de Querococha, où un seul épisode de déformation a été mis en évidence. Cependant aucune discordance angulaire n'étant visible entre les terrains de ce site, et les dépôts stratigraphiquement plus bas, il serait plus prudent de penser que le premier épisode de déformation, bien qu'il ne se marque pas ici, existe probablement aussi.

La majorité des plans de failles montrent deux générations distinctes de stries se recoupant l'une l'autre. Ce polyphasage clairement établi sur le terrain, permet de confirmer que deux épisodes compressifs successifs prennent place au Quaternaire ancien.

De manière générale, le second épisode de compression apparaît plus discrètement sur les miroirs, les structures cassantes qui lui sont associées étant moins importantes que celles du premier épisode.

4.2.2. Méthodologie d'étude et résultats

Pour chaque site à partir de la totalité des mesures, compte tenu du fait, que sur le terrain la déformation apparaît clairement polyphasée, un tri a été effectué dans le but de séparer les deux générations de stries F1 et F2, à rapporter chacune à un épisode de déformation. Par convention, nous appellerons la première génération F1, la seconde F2.

Toutes les données n'ayant pu sur le terrain, être attribuées d'après des observations chronologiques, à l'une ou l'autre de ces deux générations distinctes, le tri a été fait manuellement sur des critères cinématiques de compatibilité et d'incompatibilité entre les différents vecteurs glissements mesurés.

Sur ces deux familles F1 et F2, un calcul numérique par la méthode des dièdres droits (Pegoraro 1972, Mercier et al. 1976, Angelier et al. 1977) a permis de vérifier la véracité du tri réalisé. Ce calcul confirme que pour chaque famille, l'ensemble des données, parfois moins quelques mesures, est cohérent et permet de définir les directions principales de déformation. Les quelques mesures incompatibles, dont le nombre n'excède jamais plus de trois, ne sont généralement pas intégrées par le calcul, car leur dièdre contenant soit l'axe de raccourcissement Z, soit l'axe d'allongement X, est légèrement décalé par rapport au domaine contenant soit Z, soit X, calculé grâce au reste des données. Cependant leur cinématique étant tout de même plus voisine, de celle de la famille, à laquelle elles ont été attribuées, nous conserverons le tri initial.

Les calculs numériques par la méthode du dièdre droit montrent pour chaque site (voir tableaux 4 et 5, fig.19, et les diagrammes de chaque site), que l'une des deux familles correspond à un régime de déformation tel que:

L'axe de raccourcissement Z est sub-horizontale et de direction moyenne N085

L'axe d'allongement X est sub-vertical

SITES DE MESURES	CALCULS EFFECTUES SUR L'ENSEMBLE DES MESURES ATTRIBUEES A LA COMPRESSION E-W						CALCULS EFFECTUES SUR LES SOUS-FAMILLES SE PARTAGEANT LES MESURES DE LA COMPRESSION E-W								
	CALCULS DU TENSEUR DES CONTRAINTES						CALCULS DIEDRES DROITS			CALCULS DU TENSEUR DES CONTRAINTES					
	Nombre de données	F	Ecarts < 20°	(T,S) < 30°	Rapport R	Contraintes	Nombre de données compatibles	Axe X Axe Z	Sous Familles	Nbre de données	F	Ecarts(T,S) < 20° < 30°	Rapport R	Contraintes	
PARON	53	48,0	79%	93%	0,27	↙ 1: 09N068 ↙ 2: 06N337 ↙ 3: 78N213	52	X: vert. Z: N090 horiz.							
LLANGANUCO	33	27,1	61%	76%	0,22	↙ 1: 01N089 ↙ 2: 02N179 ↙ 3: 88N333	30	X: vert. Z: N070 horiz.	A	18	17,0	83%	94%	0,54	↙ 1: 05N060 ↙ 2: 07N330 ↙ 3: 82N184
									B	15	14,4	93%	93%	0,42	↙ 1: 07N106 ↙ 2: 14N015 ↙ 3: 75N221
SHILLA	24	17,8	62%	75%	0,44	↙ 1: 01N252 ↙ 2: 10N162 ↙ 3: 80N349	21	X: vert. Z: N115 horiz.	A	16	14,9	87%	94%	0,57	↙ 1: 03N250 ↙ 2: 15N159 ↙ 3: 75N351
									B	8	7,6	87%	100%	0,91	↙ 1: 05N296 ↙ 2: 01N026 ↙ 3: 85N121
SANTA-CRUZ	57	49,1	65%	84%	0,18	↙ 1: 05N069 ↙ 2: 01N159 ↙ 3: 85N266	56	X: vert. Z: N075 horiz.	A	30	29,2	93%	100%	0,94	↙ 1: 12N253 ↙ 2: 50N148 ↙ 3: 38N352
									B	27	26,1	93%	100%	0,11	↙ 1: 02N062 ↙ 2: 02N152 ↙ 3: 87N284
LLOCLLA	20	16,4	50%	75%	0,73	↙ 1: 04N265 ↙ 2: 08N175 ↙ 3: 81N023	19	X: vert. Z: N085 horiz.	A	11	10,3	82%	100%	0,54	↙ 1: 11N258 ↙ 2: 20N352 ↙ 3: 67N140
									B	9	8,6	100%	0,68	↙ 1: 00N113 ↙ 2: 02N203 ↙ 3: 88N022	

TABLAU 4

SITES DE MESURES	CALCULS EFFECTUES SUR L'ENSEMBLE DES MESURES ATTRIBUES A LA COMPRESION N-S						CALCULS EFFECTUES SUR LES SOUS-FAMILLES SE PARTAGEANT LES MESURES DE LA COMPRESION N-S								
	CALCULS DU TENSEUR DES CONTRAINTES			CALCULS DIEDRES DROITS			CALCULS DU TENSEUR DES CONTRAINTES			CALCULS DIEDRES DROITS					
	Nombre de données	F	Ecarte (T,S) < 20° < 30°	Rapport R	Contraintes	Nombre de données compatibles	Axe X Axe Z	Sous Familles	Nbre de données	F	Ecarte (T,S) < 20° < 30°	Rapport R	Contraintes		
PARON	32	27,9	66%	75%	0,55	↙ 1: 12N343 ↙ 2: 16N249 ↙ 3: 70N108	32	X: vert. Z: N160 horiz.	A	14	13,3	79%	100%	0,10	↙ 1: 04N179 ↙ 2: 13N270 ↙ 3: 77N072
LLANGANUCO	18	19,7	78%	89%	0,27	↙ 1: 01N143 ↙ 2: 16N249 ↙ 3: 70N108	17	X: vert. Z: N140 horiz.							
SHILLA	10	9,0	70%	90%	0,49	↙ 1: 04N162 ↙ 2: 25N254 ↙ 3: 65N064	10	X: vert. Z: N150 horiz.							
SANTA-CRUZ	16	12,9	69%	81%	0,18	↙ 1: 05N102 ↙ 2: 04N093 ↙ 3: 84N226	15	X: vert. Z: N170 ou N140 horiz.		15 +1 donnée testée	12,4	sur 15: 80% 80%	0,08	↙ 1: 03N150 ↙ 2: 03N240 ↙ 3: 86N018	
LLOCLLA	43	32,1	51%	67%	0,34	↙ 1: 07N182 ↙ 2: 01N092 ↙ 3: 82N352	40	X: vert. Z: N170 horiz.	A	21 +1 donnée testée	19,9	sur 21: 86% 100%	0,39	↙ 1: 04N202 ↙ 2: 10N292 ↙ 3: 80N091	
									B	7	6,9	100%	0,78	↙ 1: 01N185 ↙ 2: 13N095 ↙ 3: 77N281	
									C	14	12,5	86%	86%	0,52	↙ 1: 05N160 ↙ 2: 13N252 ↙ 3: 76N049
QUEROCOCHA	29	22,5	34%	66%	0,99	↙ 1: 02N326 ↙ 2: 06N235 ↙ 3: 84N072	29	X: vert. Z: N140 horiz.	A	14	13,3	79%	93%	0,97	↙ 1: 12N174 ↙ 2: 36N076 ↙ 3: 52N280
									B	15	13,9	80%	93%	0,85	↙ 1: 01N310 ↙ 2: 02N040 ↙ 3: 88N210

L'autre famille correspond quant à elle à un régime de déformation tel que :

L'axe de raccourcissement Z est sub-horizontale et de direction moyenne N155

L'axe d'allongement X est sub-verticale

D'après l'appartenance à l'une ou à l'autre des deux familles, des couples de vecteurs glissements chronologiquement distincts, il apparaît que l'épisode de raccourcissement E-W est antérieur à l'épisode de raccourcissement N-S.

A partir de ces deux générations de stries F1 et F2, un calcul numérique du tenseur des contraintes a été réalisé, dans le but de définir le déviateur des contraintes, associé à chacun de ces deux épisodes. Ces calculs montrent que dans la majorité des cas, il est impossible de trouver pour chaque site, deux tenseurs de contraintes représentatifs de l'ensemble des données F1 et F2 (voir diagrammes).

Les calculs obtenus donnent des tenseurs moyens n'expliquant pas plus de 65% des mesures, pour chaque famille, avec des écarts (T,S) inférieurs à 20°. Les résultats de ces premiers calculs sont en général cohérents avec les directions principales de déformation définies par la méthode des dièdres droits.

Il semble donc que le déviateur des contraintes ne soit pas homogène durant chacun des deux épisodes de déformation.

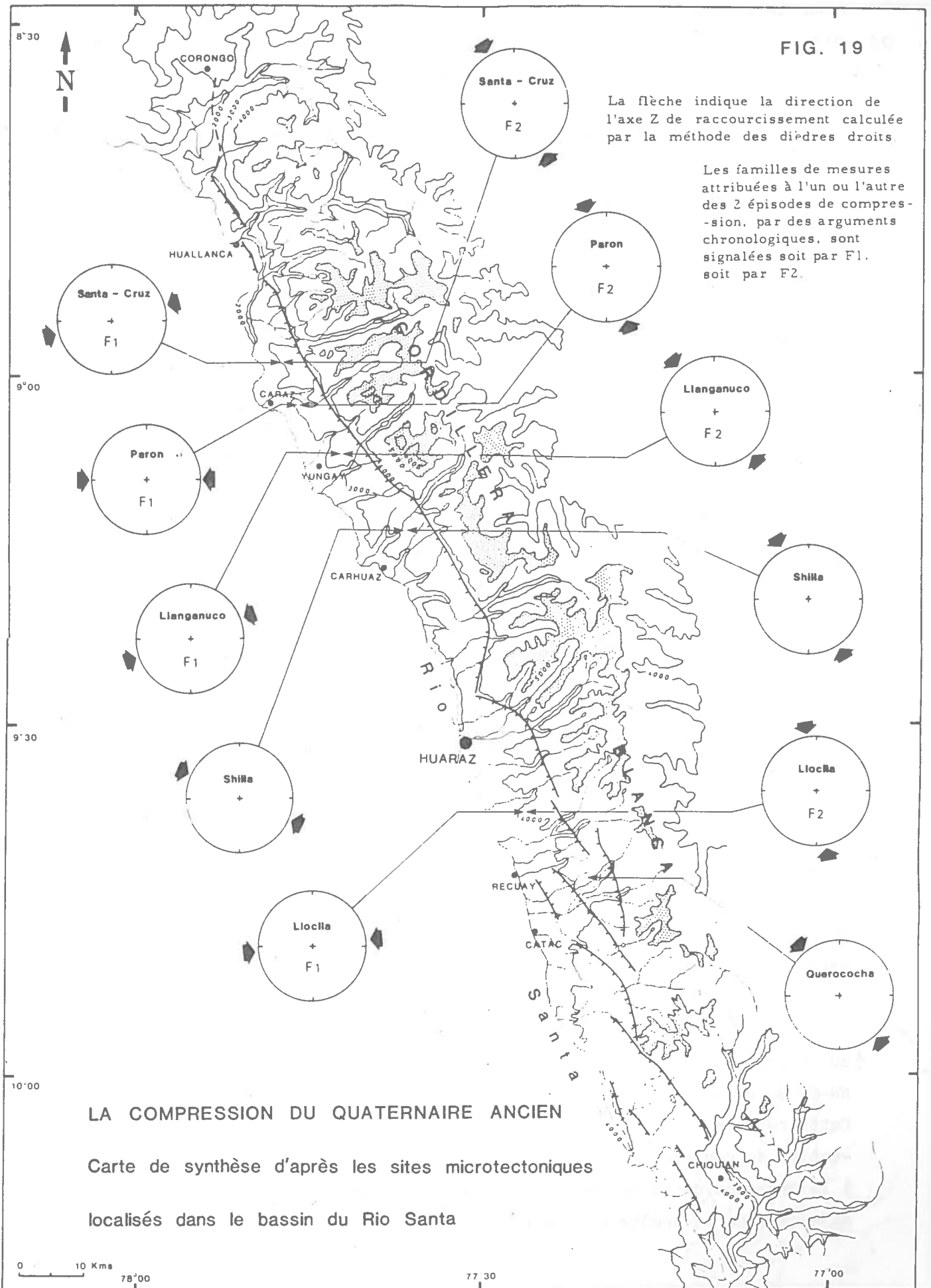
Dans certains sites, cependant, il a parfois été possible de définir un tenseur suffisamment représentatif de telle ou telle famille. Le calcul donne alors un déviateur des contraintes en bon accord avec les directions principales de déformation, avec pour le premier épisode:

la contrainte principale maximale σ_1 sub-horizontale
de direction moyenne N080
la contrainte principale minimale σ_3 sub-verticale.

FIG. 19

La flèche indique la direction de l'axe Z de raccourcissement calculée par la méthode des dièdres droits.

Les familles de mesures attribuées à l'un ou l'autre des 2 épisodes de compression, par des arguments chronologiques, sont signalées soit par F1. soit par F2.



LA COMPRESSION DU QUATERNAIRE ANCIEN

Carte de synthèse d'après les sites microtectoniques

localisés dans le bassin du Rio Santa

0 10 Kms
78°00'

77°30'

77°00'

pour le second épisode :

la contrainte principale maximale σ_1 sub-horizontale
de direction moyenne N150
la contrainte principale minimale σ_3 sub-verticale.

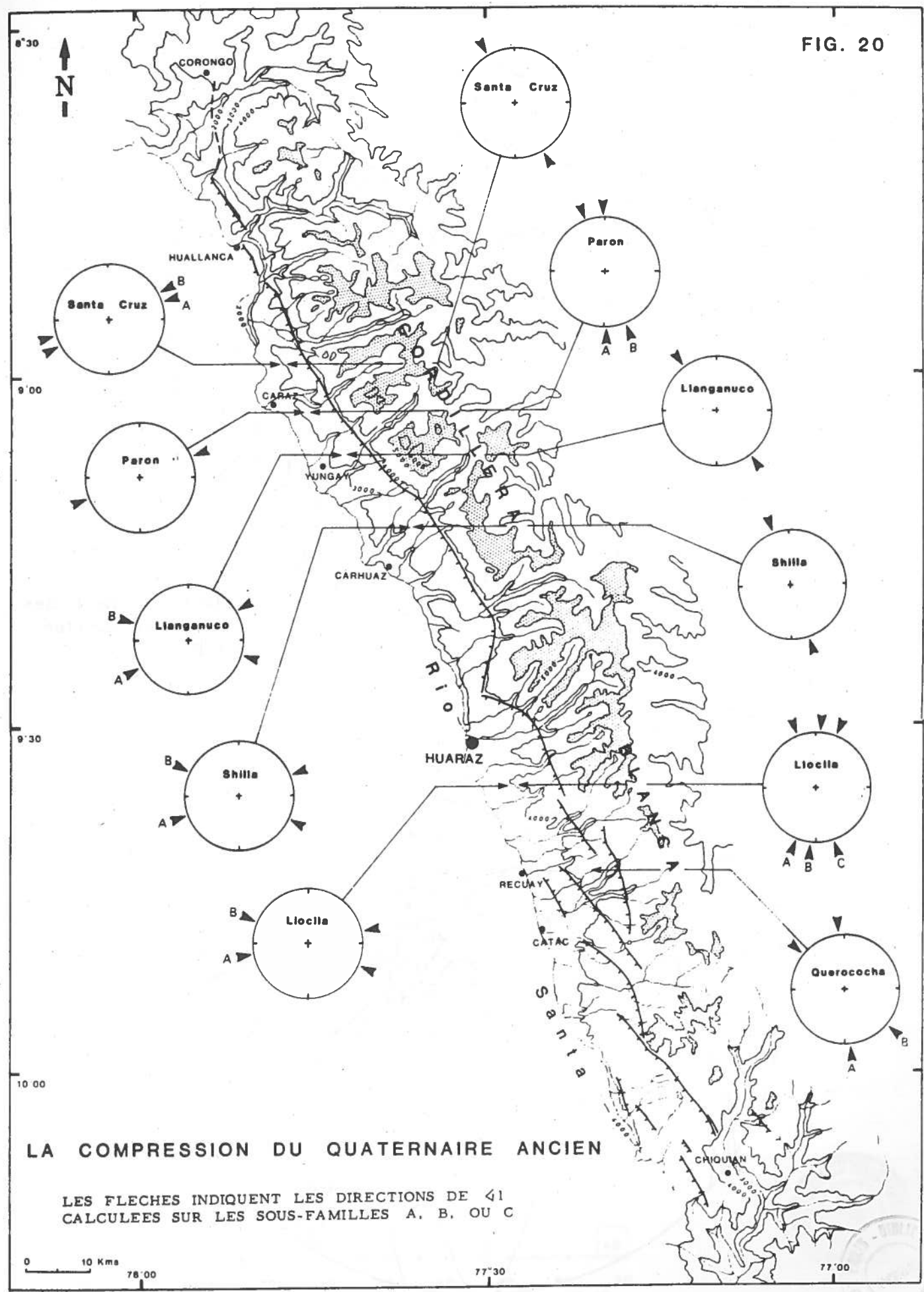
Sur le terrain, les miroirs présentent parfois des stries qui tournent. Cette observation peut montrer que des rotations de contraintes ont eu lieu, lors des déformations compressives du Quaternaire ancien. Pour tenter de préciser une éventuelle variation du déviateur des contraintes dans chacun des épisodes, lorsque le nombre de données était suffisant, nous avons fractionné chaque famille en sous-familles et effectué de nouveau des calculs du tenseur des contraintes. Cette méthode montre qu'en réduisant le nombre des données pour ces calculs, il est alors possible de trouver des tenseurs représentatifs des sous-familles.

Ces calculs donnent entre les sous-familles des variations importantes qui peuvent atteindre 45° sur la direction de σ_1 au sein d'un même épisode et pour un même site. La direction moyenne entre ces variations correspond fréquemment à la direction proposée par le calcul global du tenseur et par le calcul du dièdre droit, effectués sur l'ensemble de la famille.

Pour l'épisode de compression E-W, les calculs du tenseur des contraintes réalisés sur les sous-familles, montrent des variations sur σ_1 entre N060 et N115. Les rares éléments de chronologie entre les sous-familles s'accordent parmi les sites pour montrer une rotation de σ_1 , de N060 vers N115. Pour l'épisode de compression NNW-SSE, les calculs du tenseur des contraintes réalisés sur les sous-familles, montrent des variations sur la direction de σ_1 entre N130 et N200. Les quelques données chronologiques semblent indiquées une rotation depuis la direction N200 vers la direction N130.

On observe que, pour les deux épisodes, les directions de σ_1 , au cours de la déformation tendent à se paralléliser avec l'orientation NW-SE du grand système de failles de la Cordillère Blanche (voir fig.20). Cette rotation pourrait suggérer, de manière hypothétique une réorientation du déviateur des contraintes durant ces périodes compressives, due à la présence de ce système de failles, qui représente une discontinuité majeure dans la croûte andine à l'échelle de la région étudiée.

FIG. 20



LA COMPRESSION DU QUATERNAIRE ANCIEN

LES FLECHES INDIQUENT LES DIRECTIONS DE \angle 1
CALCULEES SUR LES SOUS-FAMILLES A, B, OU C

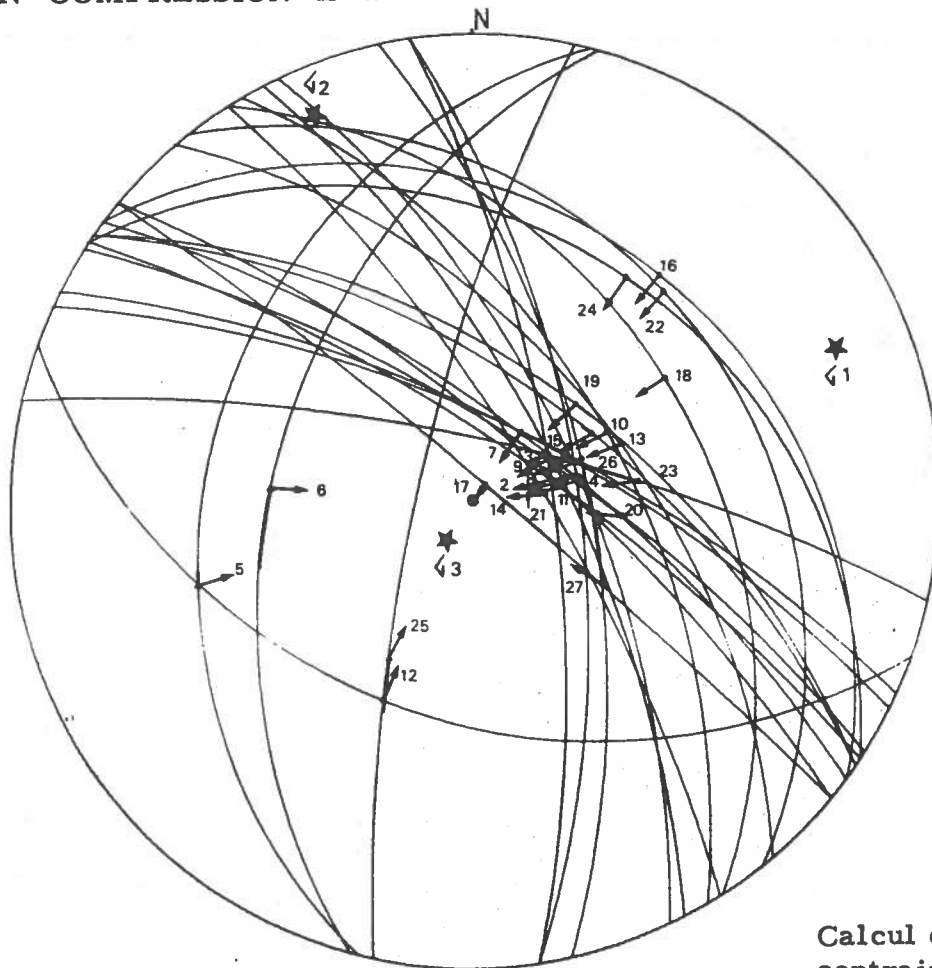
0 10 Kms
78°00'

77°30'

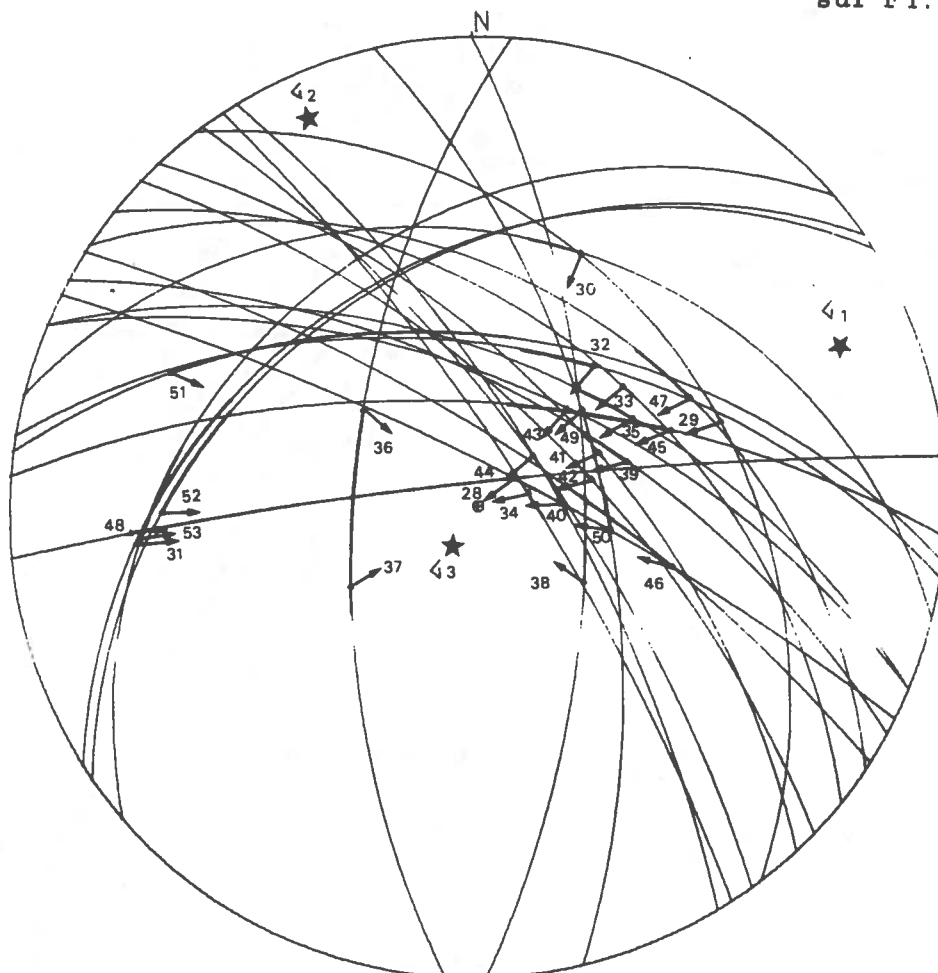
77°00'



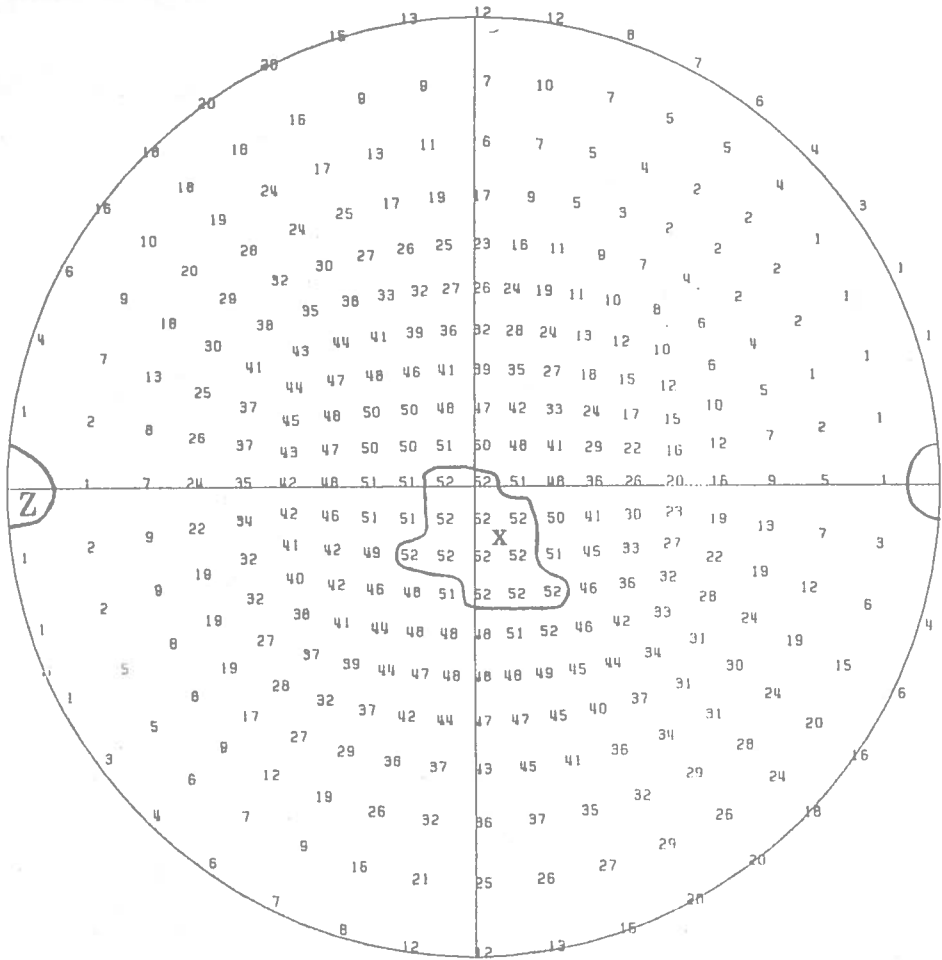
SITE PARON COMPRESSION E-W



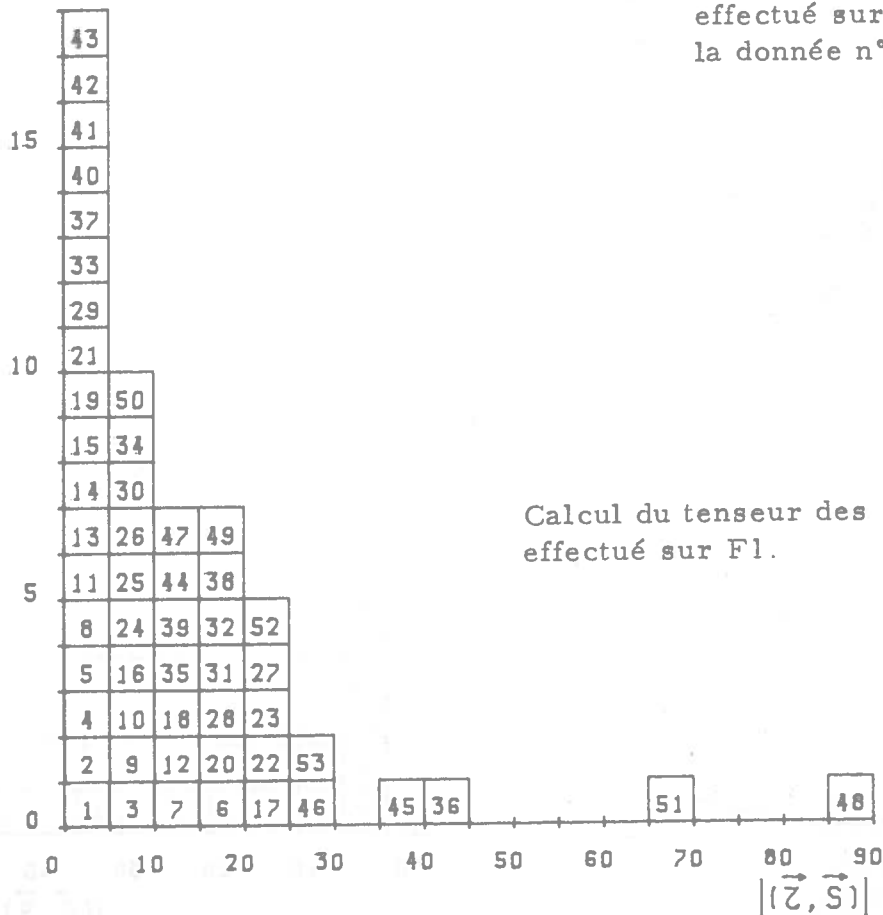
Calcul du tenseur des contraintes effectué sur F1.



SITE PARON COMPRESSION E-W



N



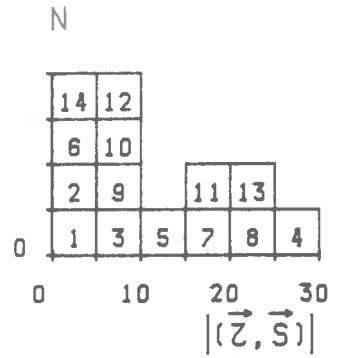
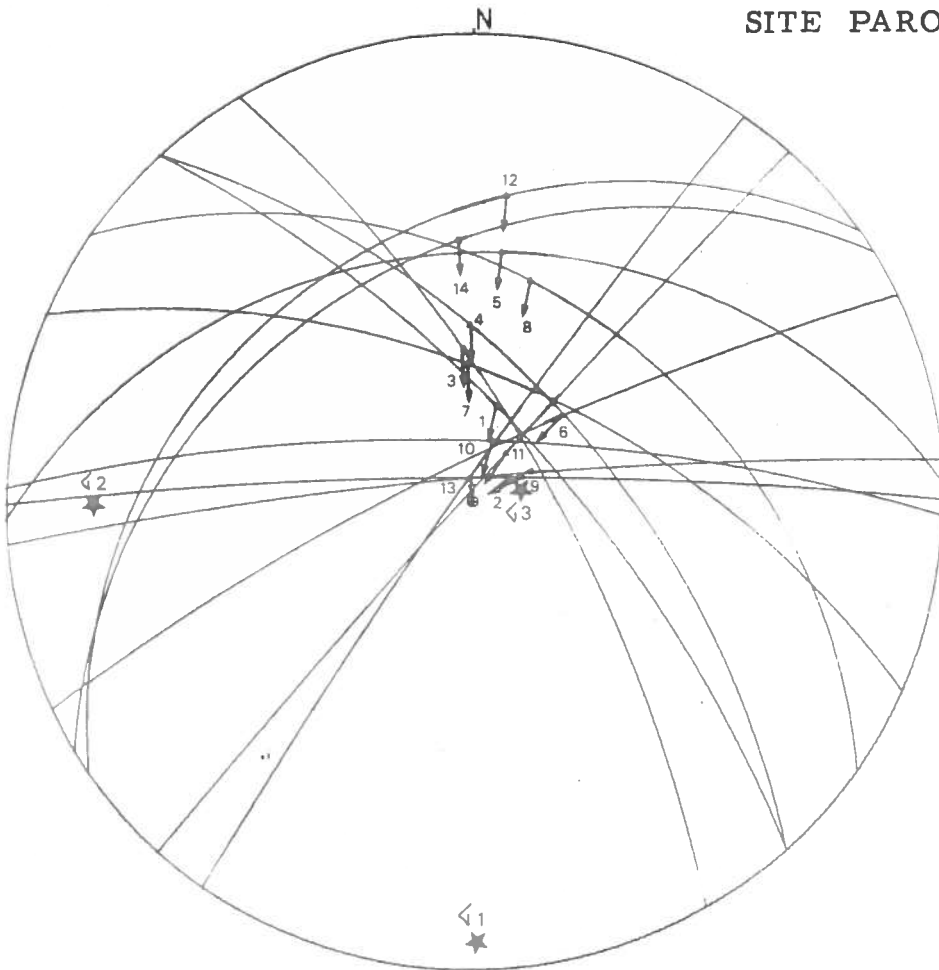
Calcul des directions de déformation effectué sur F1 (53 données) moins la donnée n° 51.

Calcul du tenseur des contraintes effectué sur F1.

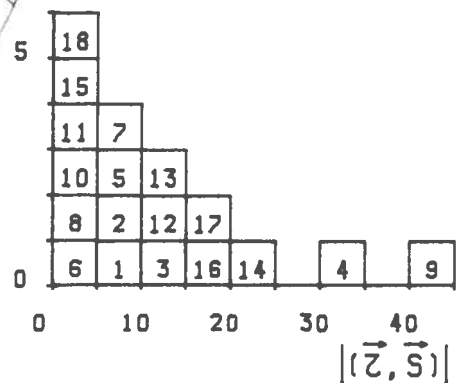
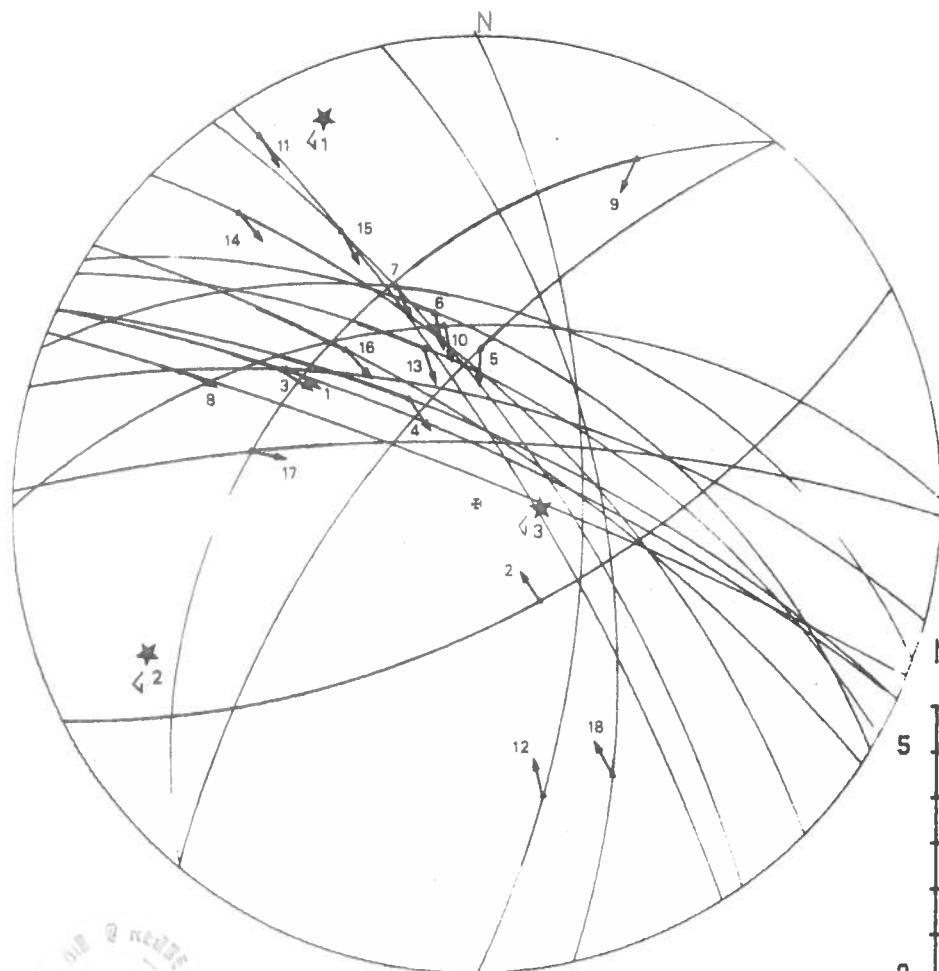


SITE PARON COMPRESSION N-S

Calcul du tenseur des contraintes sur la sous famille A.

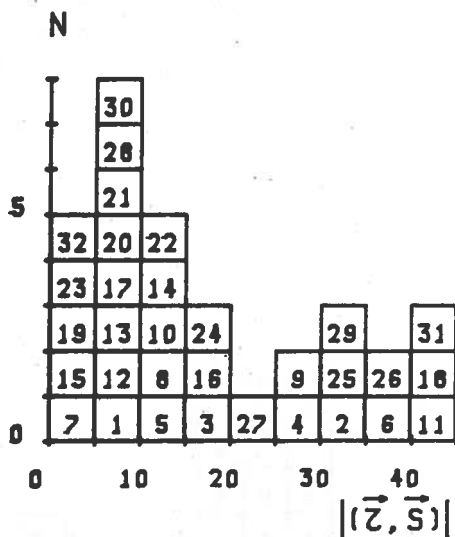
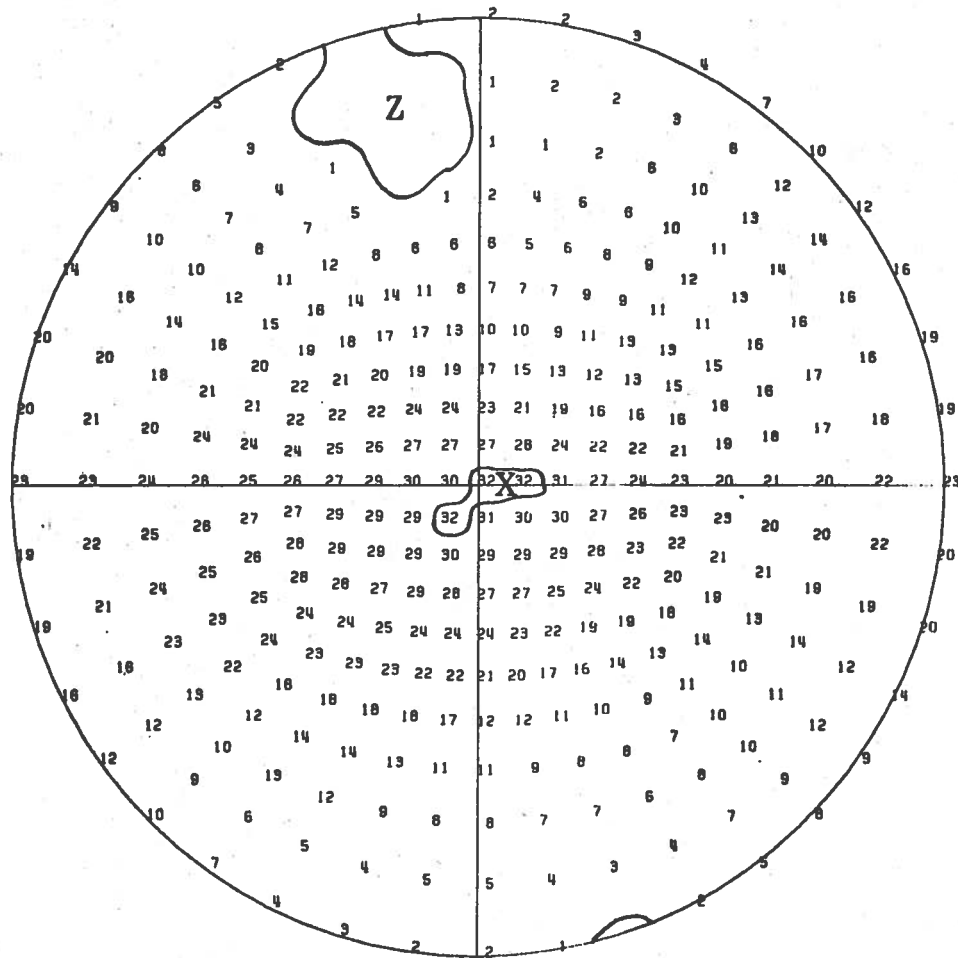


Calcul du tenseur des contraintes sur la sous famille B.



SITE PARON COMPRESSION N-S

Calcul des directions de déformation effectué sur F2.

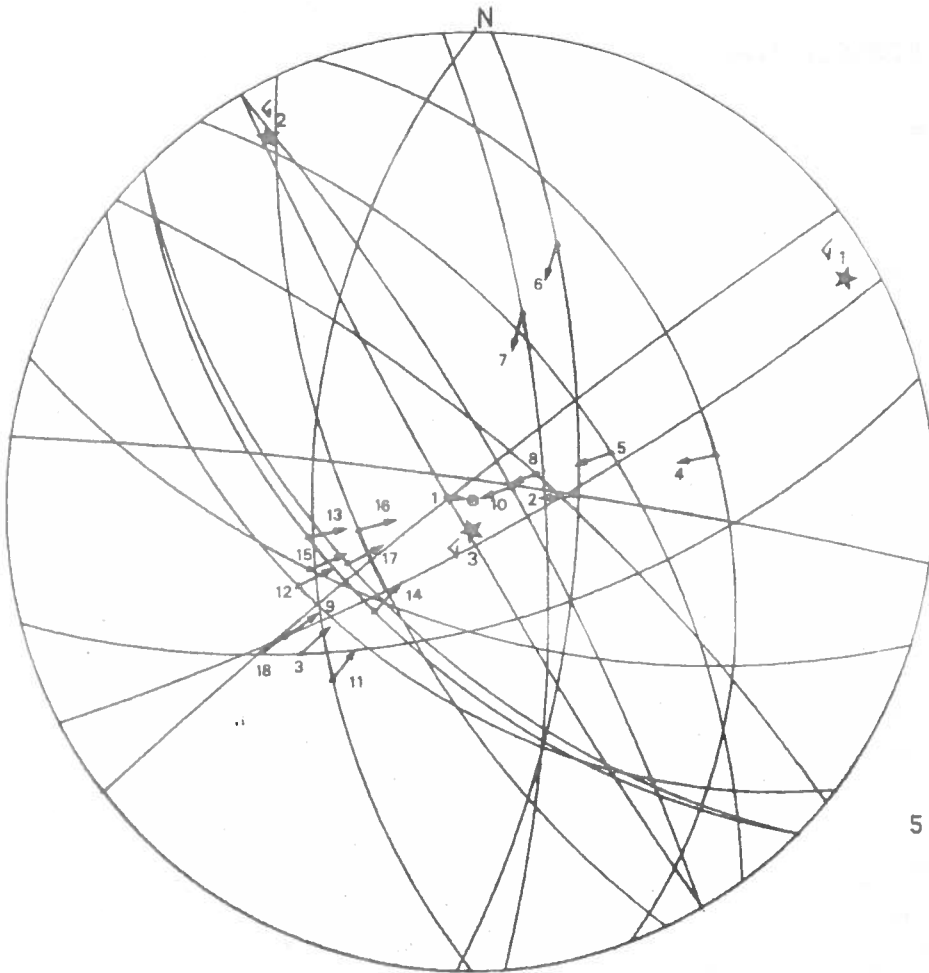


Calcul du tenseur des contraintes effectué sur F2:

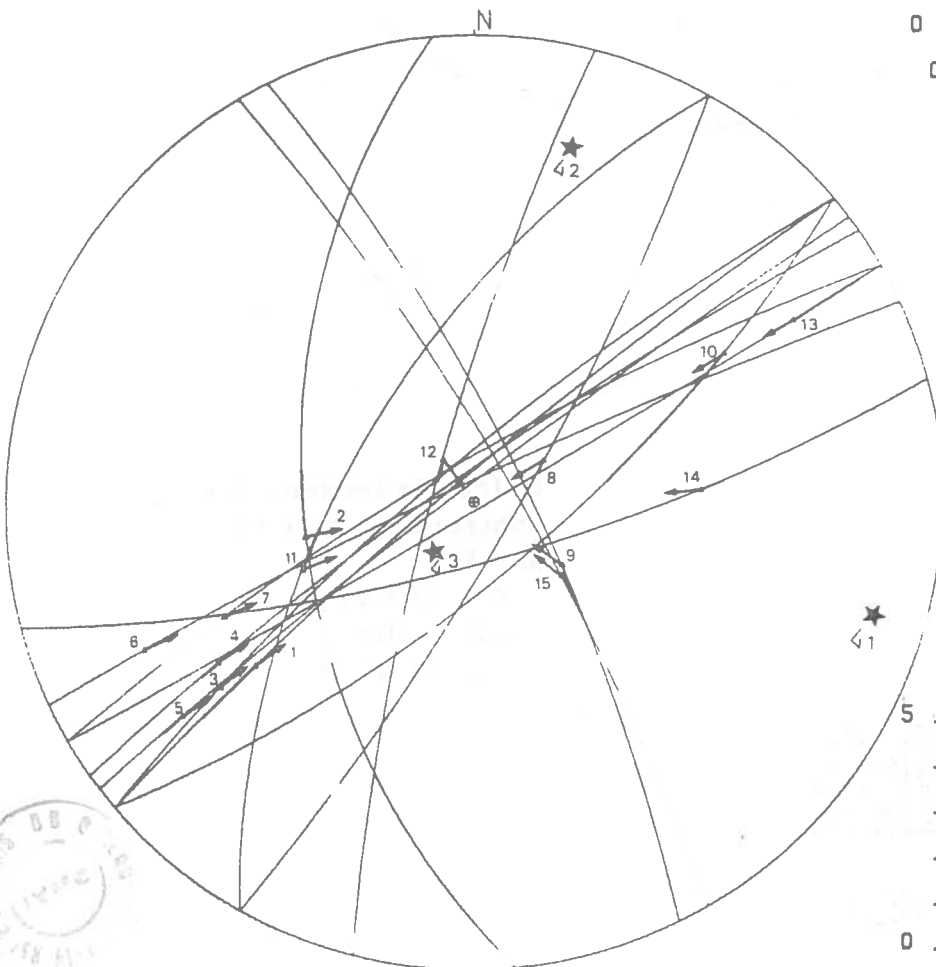
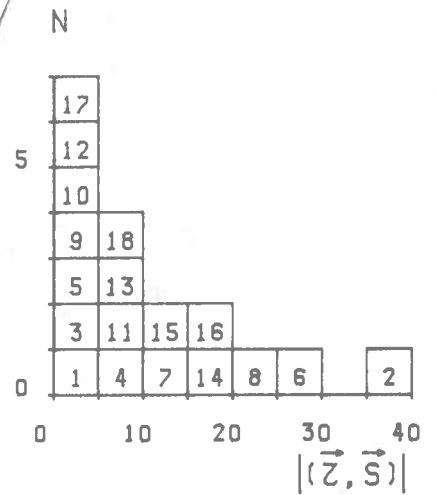
- σ₁: 12 N343
- σ₂: 16 N249
- σ₃: 70 N108



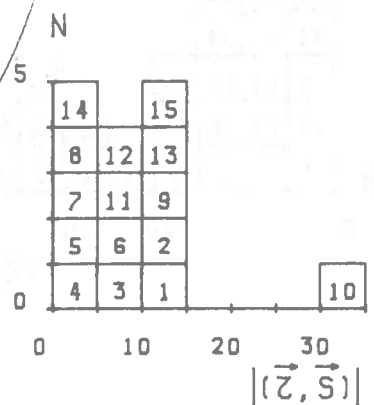
SITE LLANGANUCO COMPRESSION E-W



Calcul du tenseur des contraintes effectué sur la sous famille A.

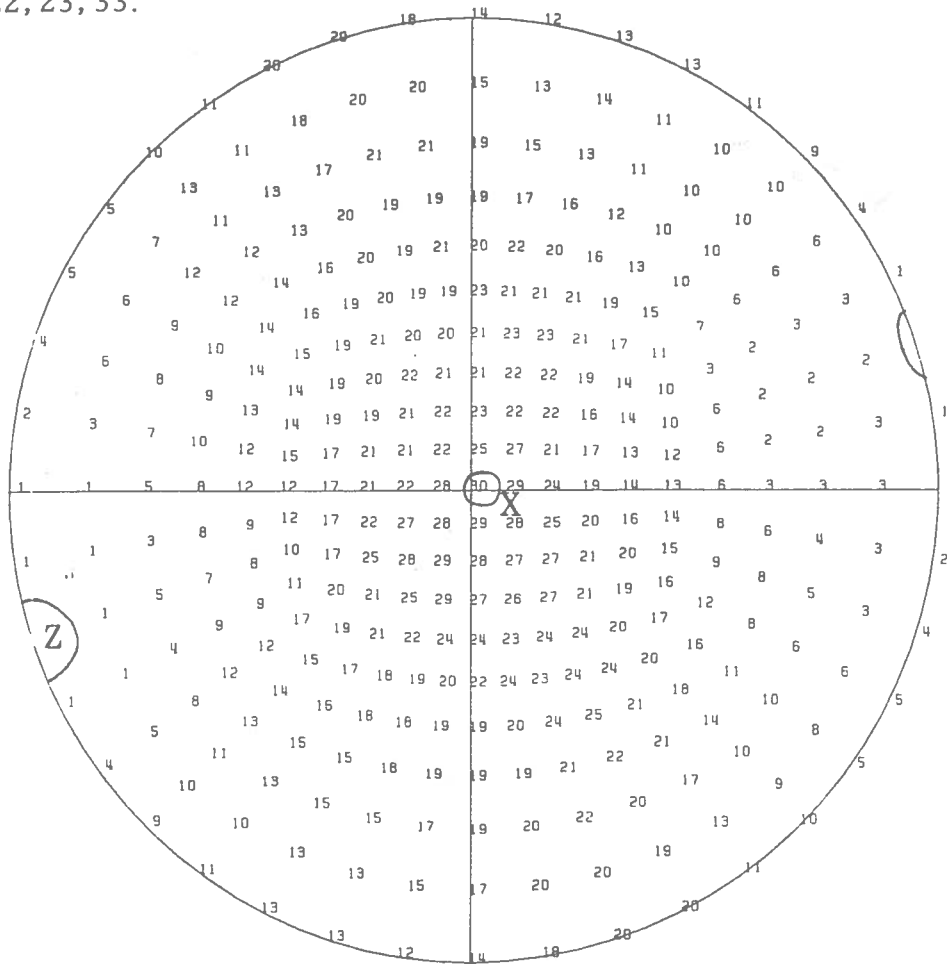


Calcul du tenseur des contraintes effectué sur la sous famille B.



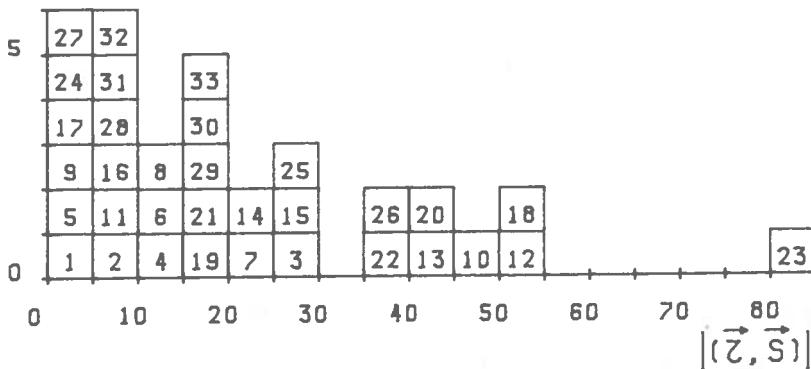
SITE LLANGANUCO COMPRESSION E-W

Calcul des directions de déformation effectué sur F1 (33 données) moins les données n° 22, 23, 33.



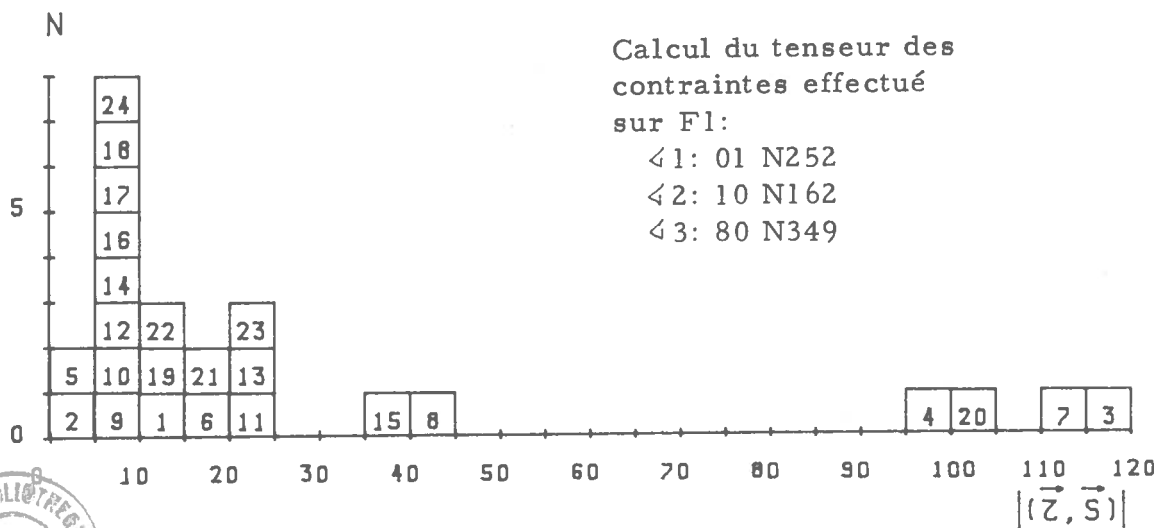
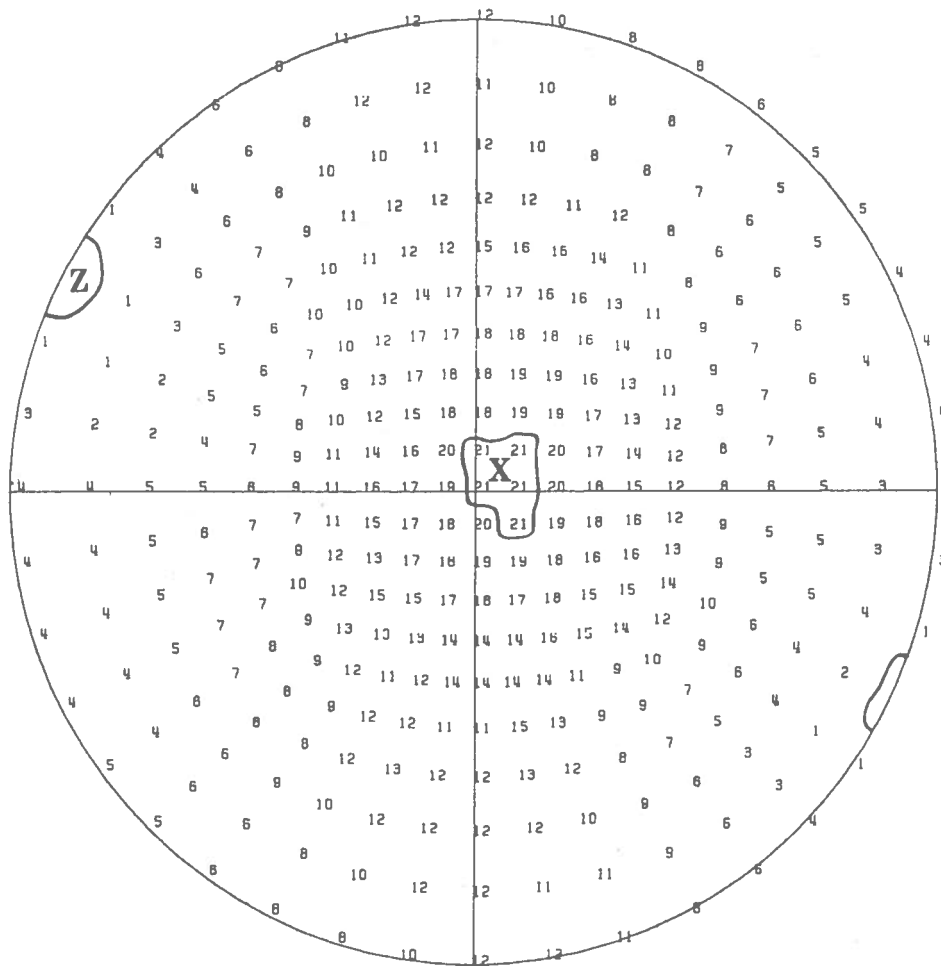
Calcul du tenseur des contraintes effectué sur F1:

- N
- < 1: 01 N089
 - < 2: 02 N179
 - < 3: 88 N333



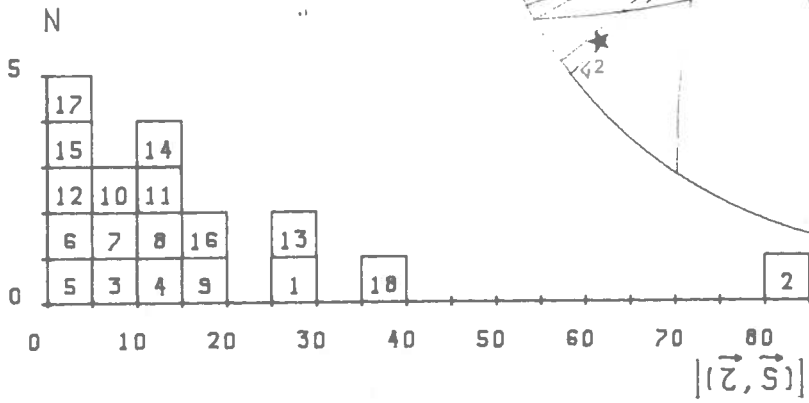
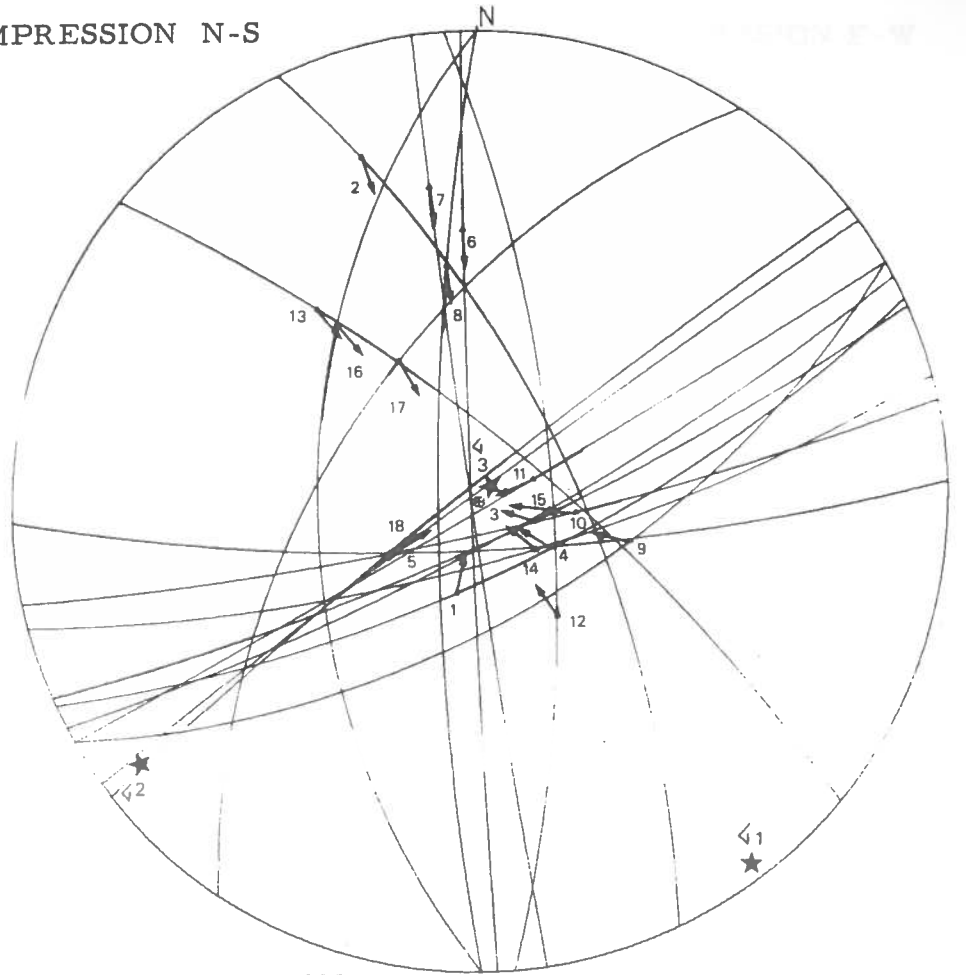
SITE SHILLA COMPRESSION E-W

Calcul des directions de déformation effectué sur F1 (24 données) moins les données n° 2, 6, 12.

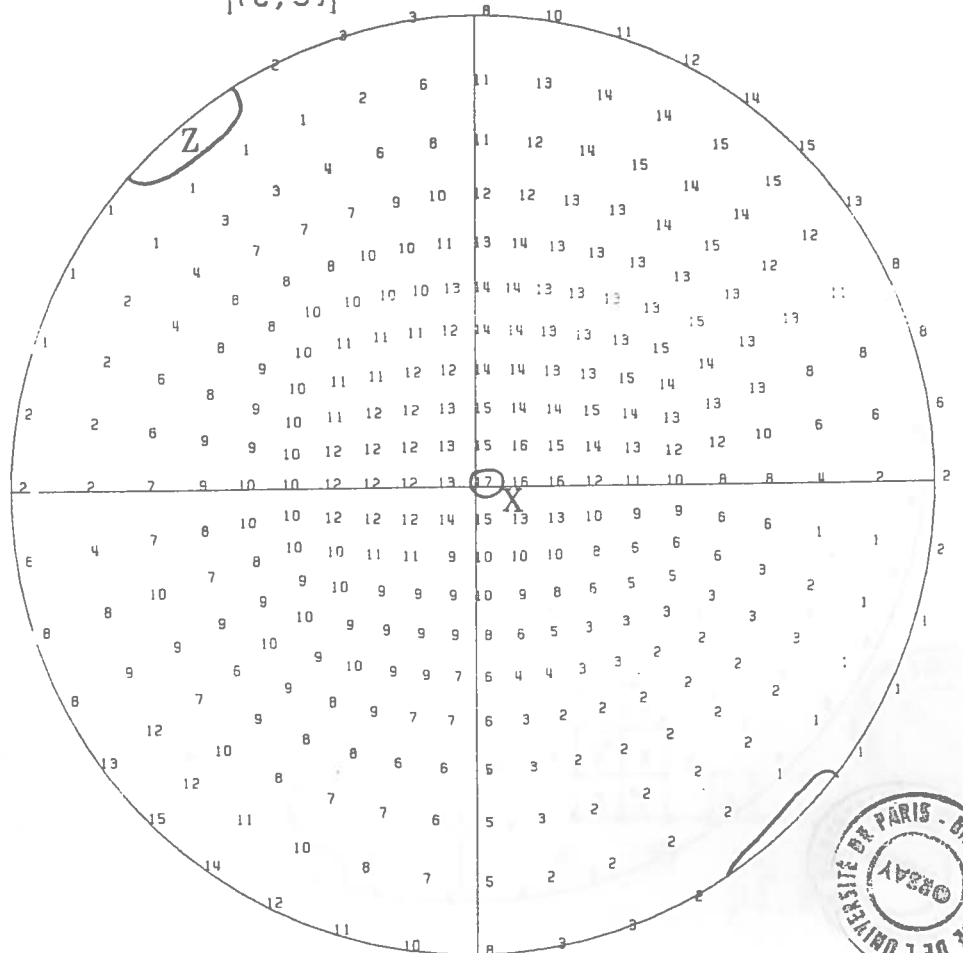


SITE LLANGANUCO COMPRESSION N-S

Calcul du tenseur des contraintes effectué sur F2.

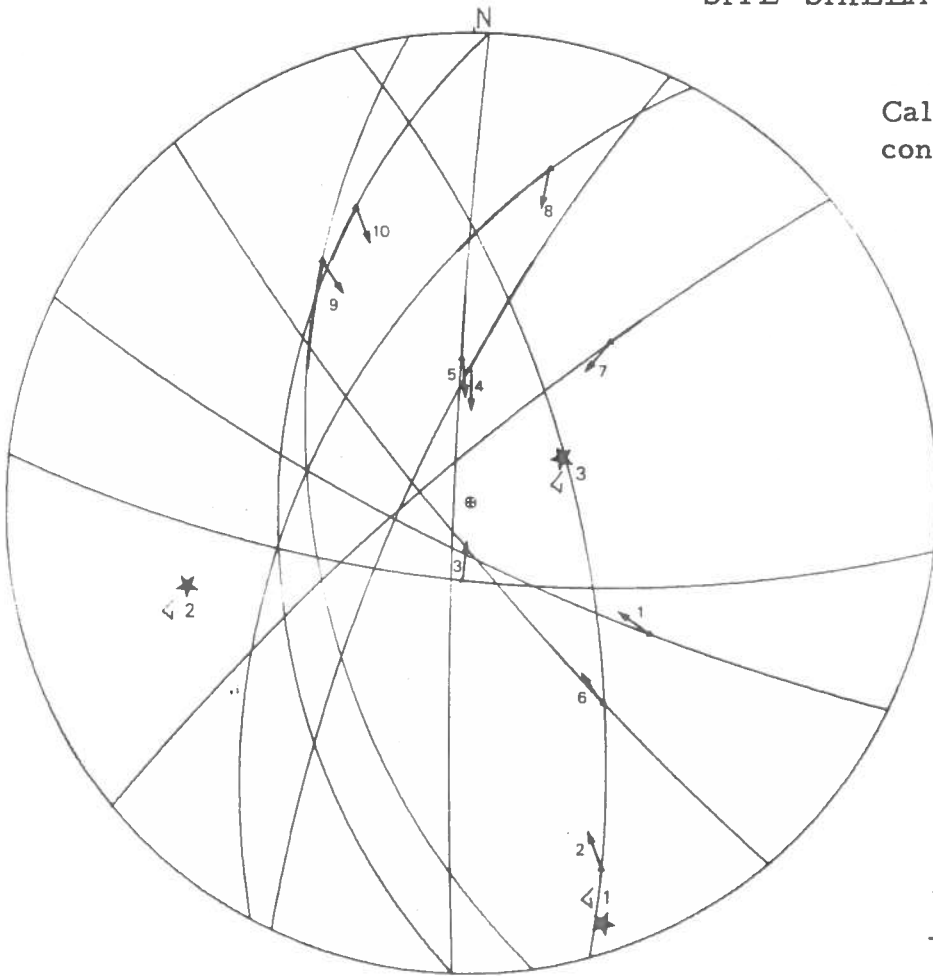


Calcul des directions de déformation effectué sur F2 (18 données) moins la donnée n° 2.

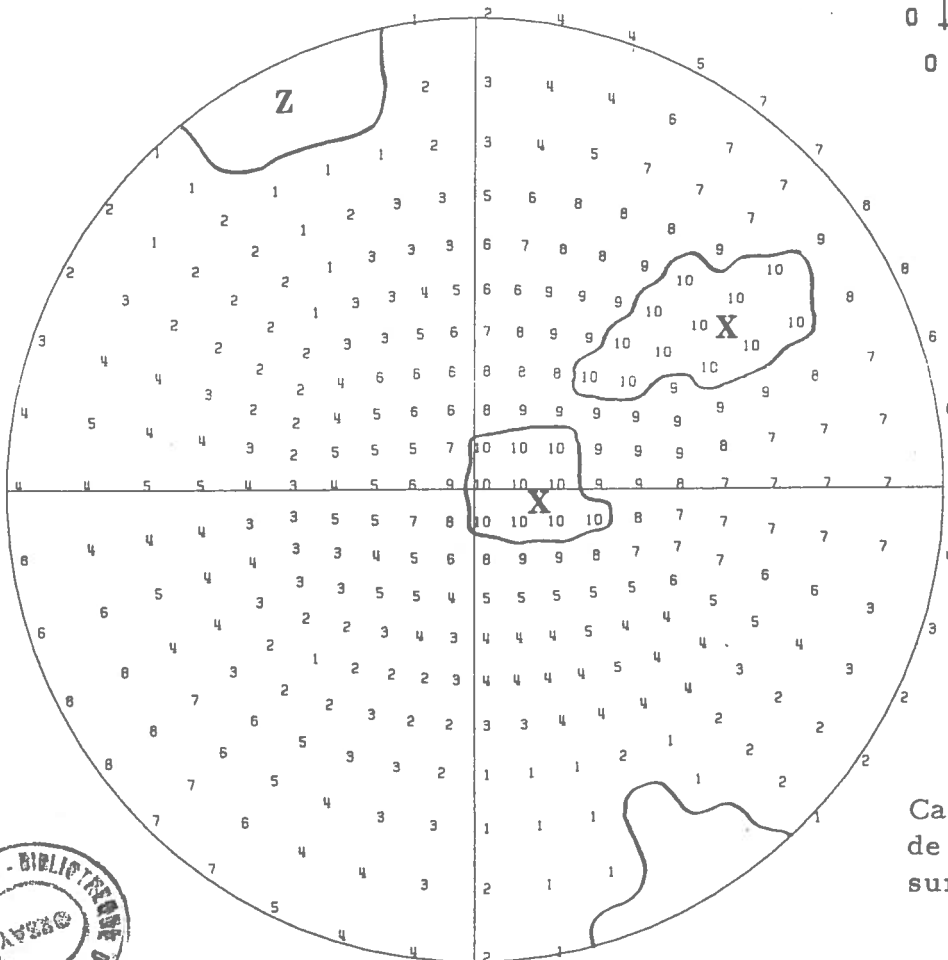
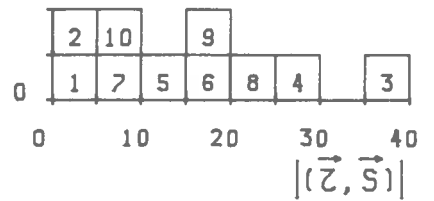


SITE SHILLA COMPRESSION N-S

Calcul du tenseur des contraintes effectué sur F2.



N

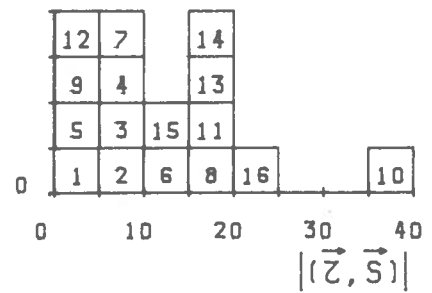
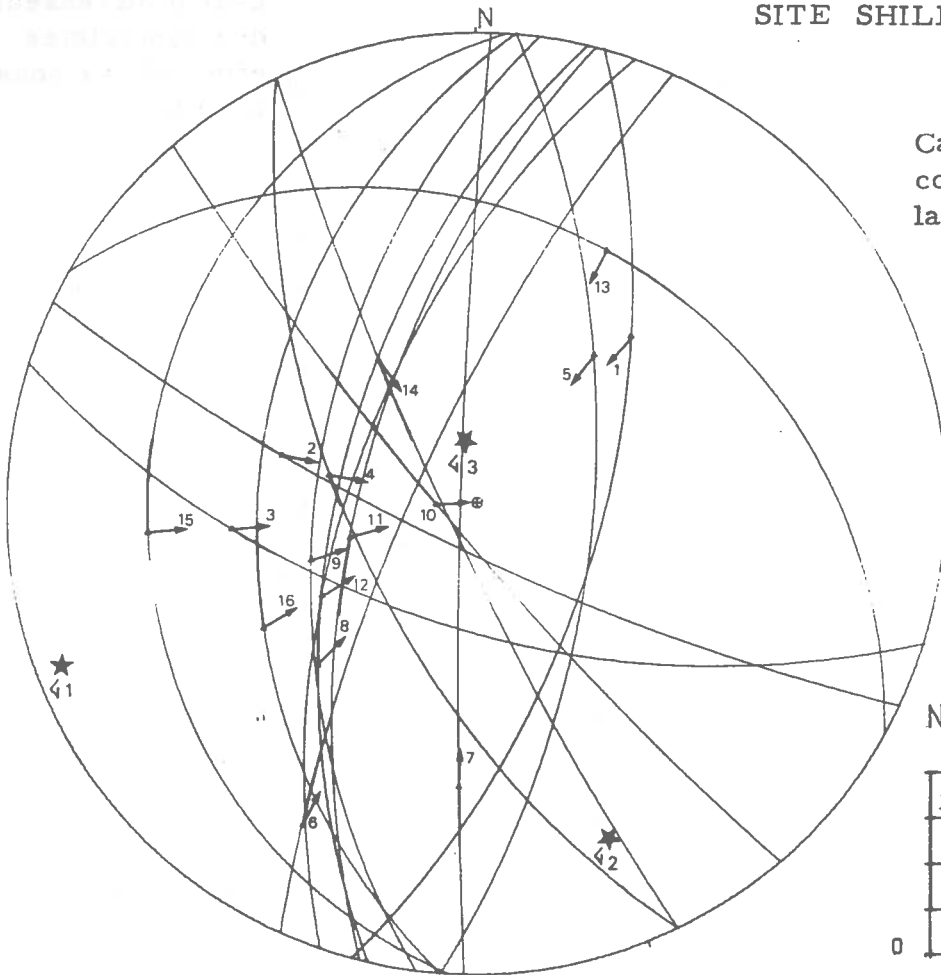


Calcul des directions de déformation effectué sur F2.

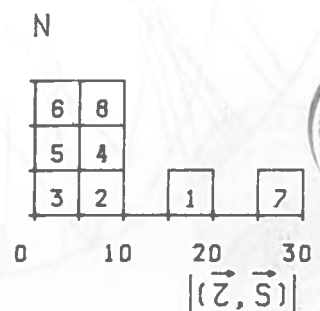
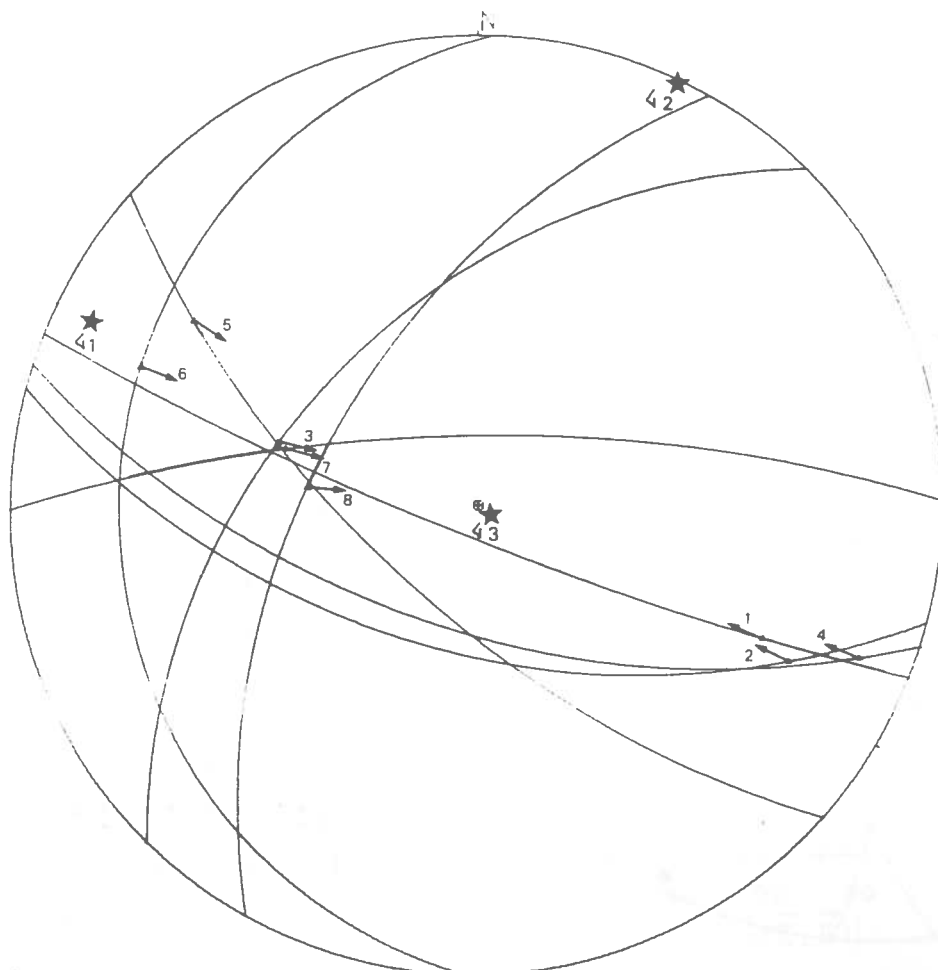


SITE SHILLA COMPRESSION E-W

Calcul du tenseur des contraintes effectué sur la sous famille A.

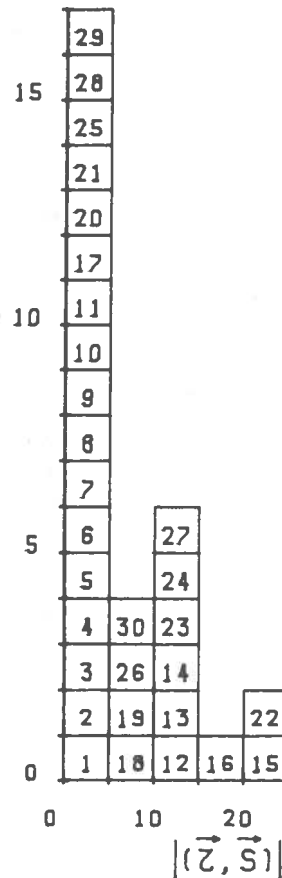
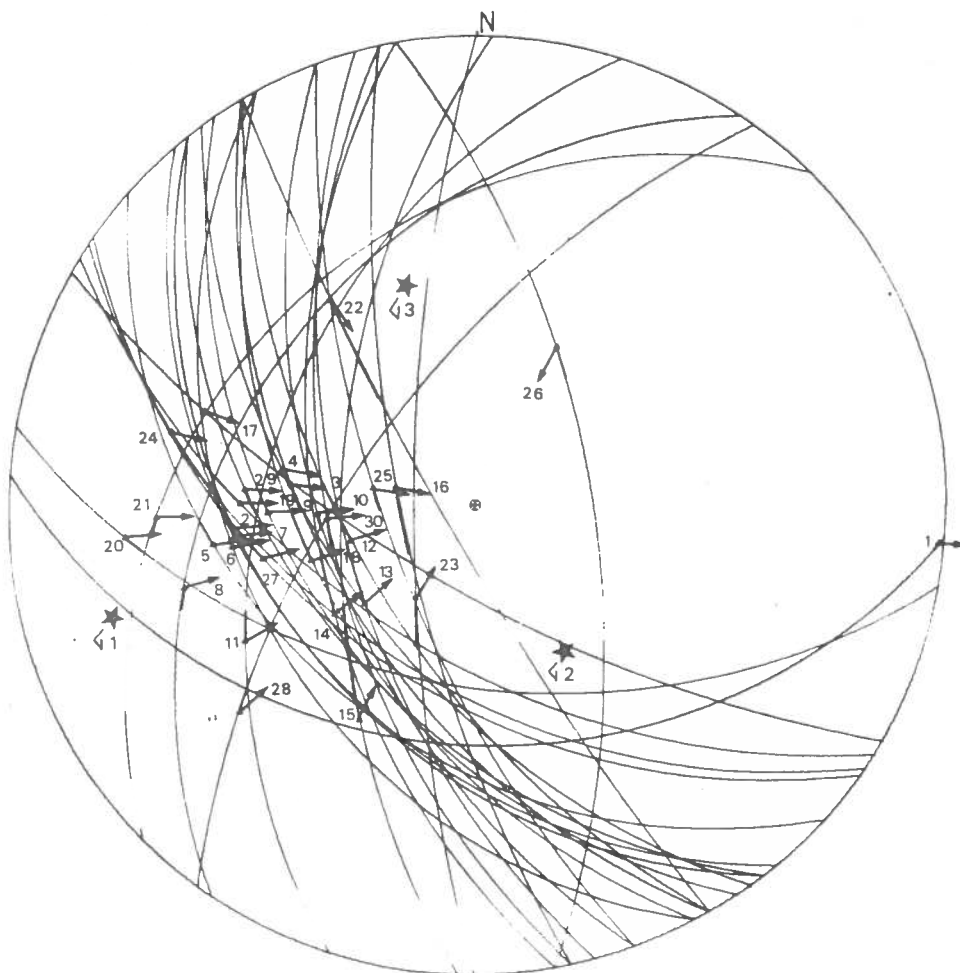


Calcul du tenseur des contraintes effectué sur la sous famille B.

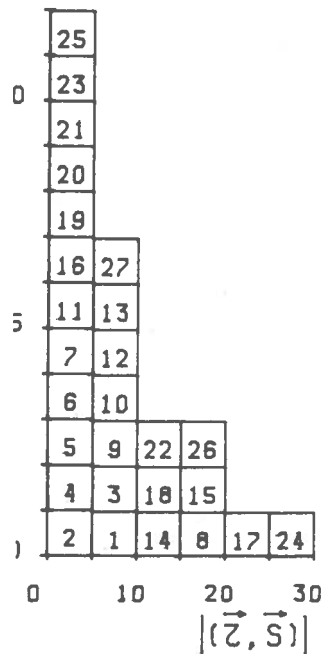
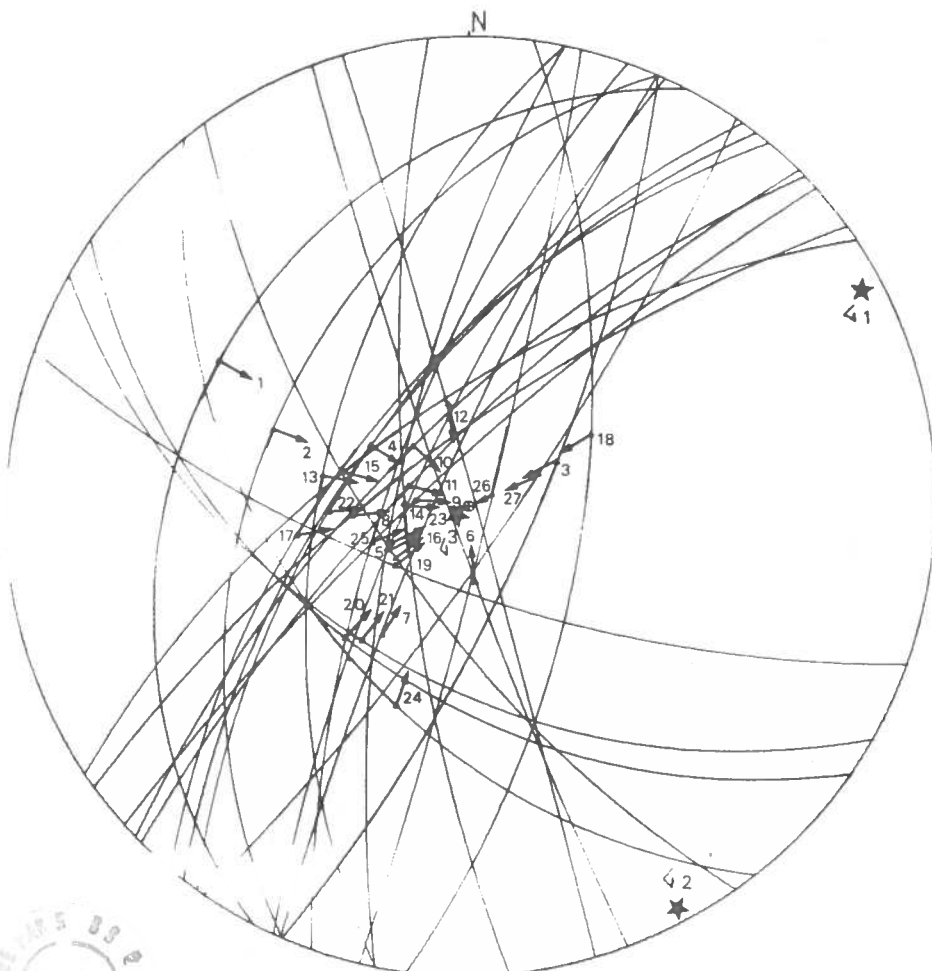


SITE SANTA-CRUZ COMPRESSION E-W

Calcul du tenseur
des contraintes
effectué sur sous
famille A.

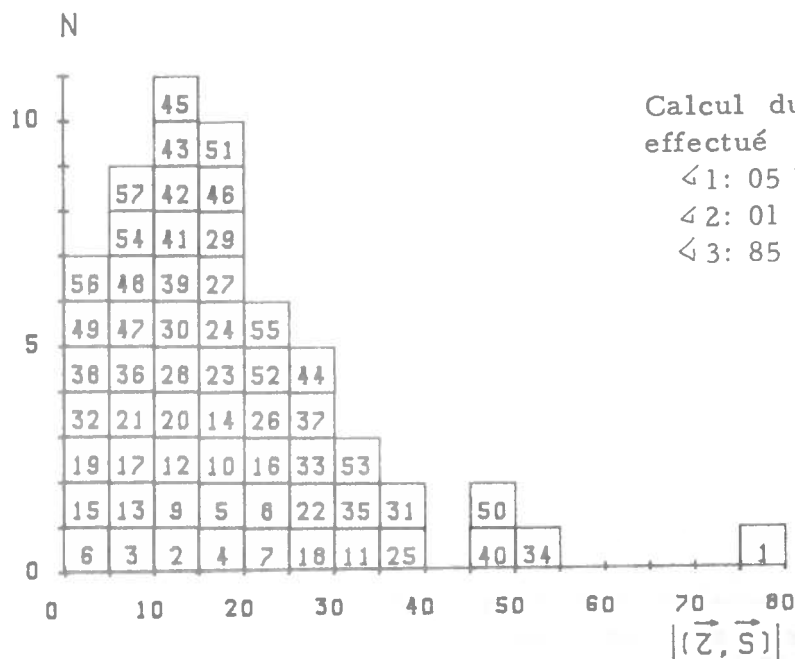
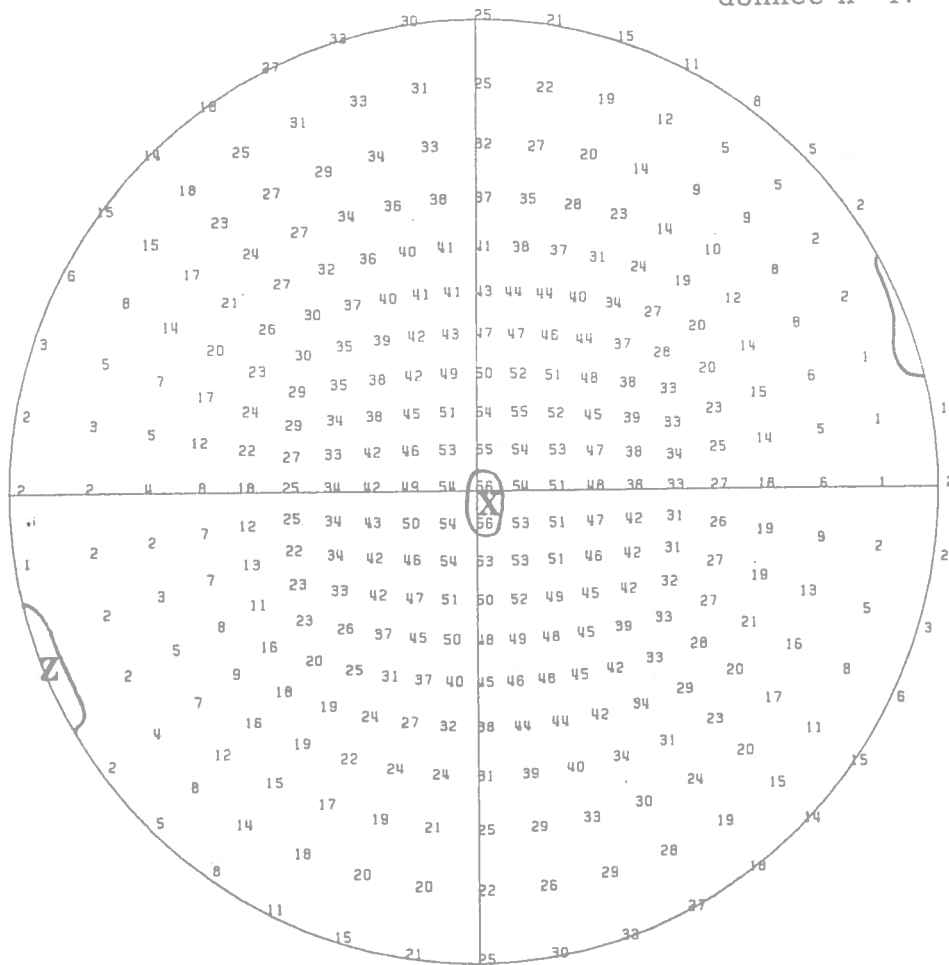


Calcul du tenseur
des contraintes
effectué sur sous
famille B.



SITE SANTA-CRUZ COMPRESSION E-W

Calcul des directions de déformation effectué sur F1 (57 données) moins la donnée n° 1.

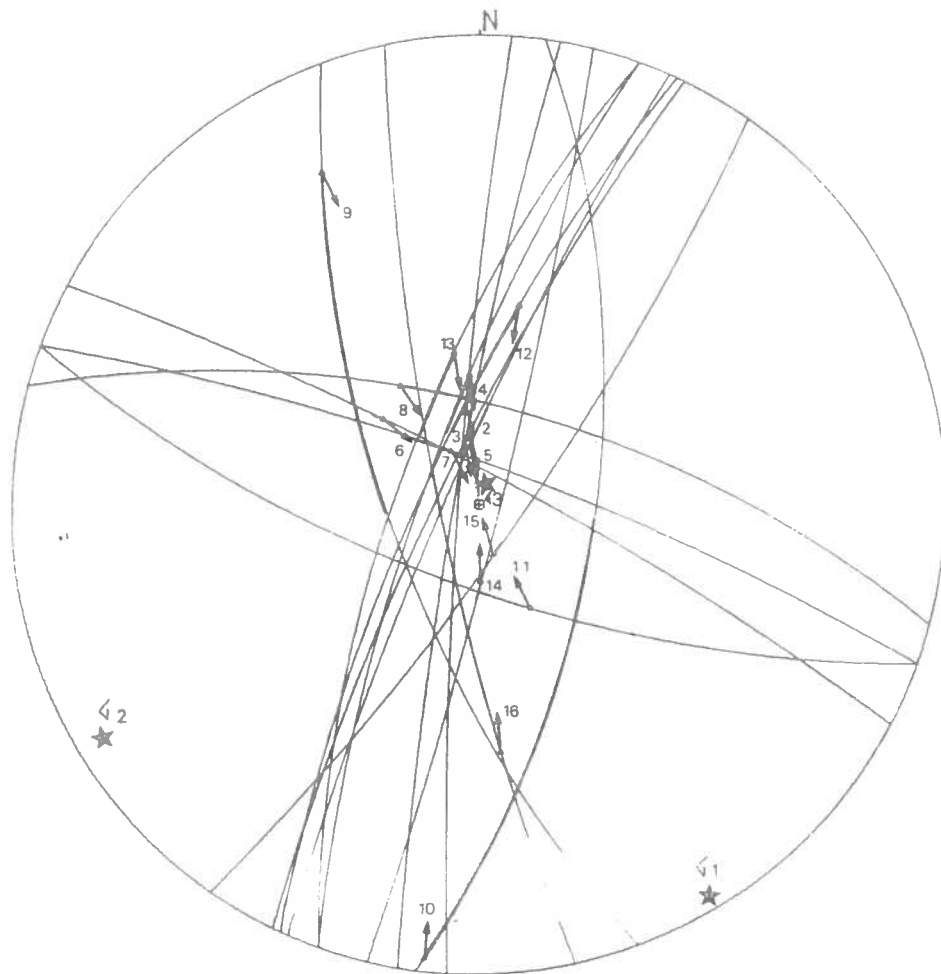


Calcul du tenseur des contraintes effectué sur F1:

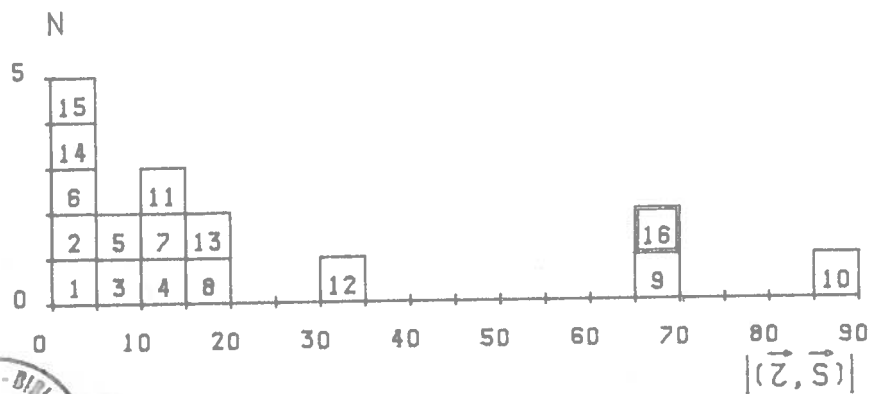
- $\angle 1: 05 \text{ N}069$
- $\angle 2: 01 \text{ N}159$
- $\angle 3: 85 \text{ N}266$



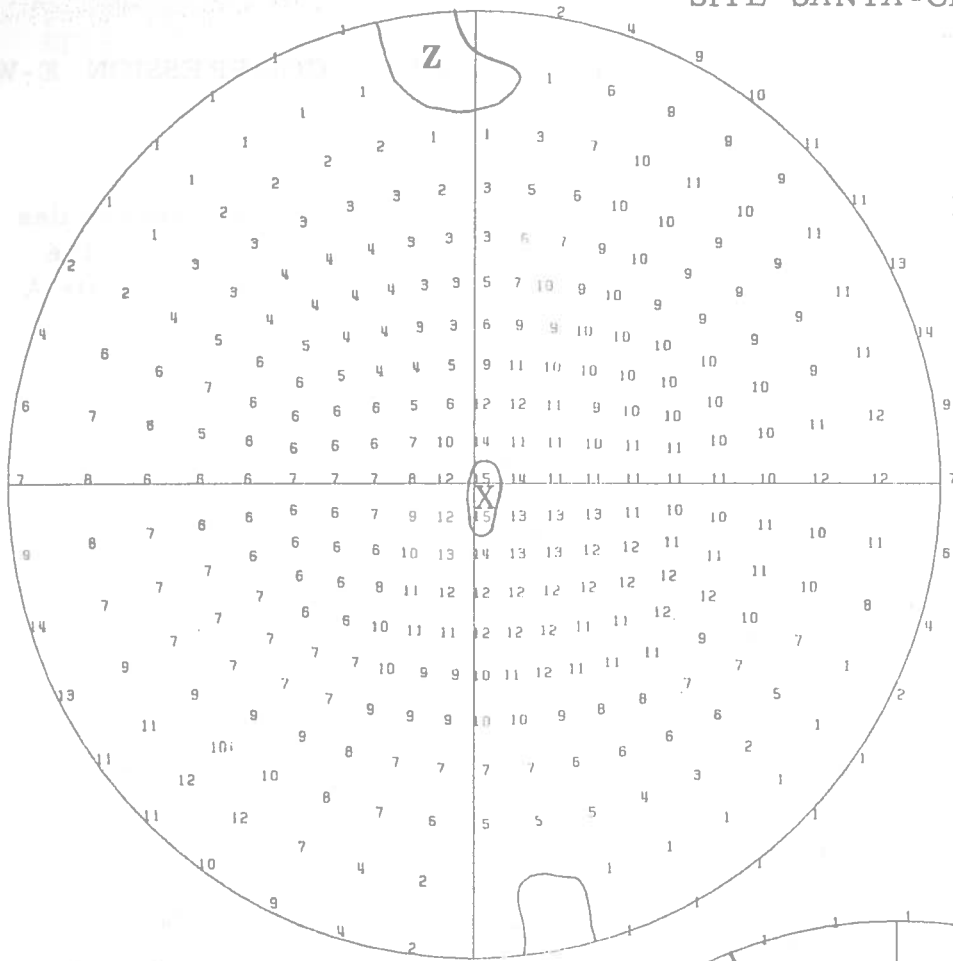
SITE SANTA-CRUZ COMPRESSION N-S



Calcul du tenseur des contraintes effectué sur F2 (16 données) moins la donnée n° 16 testée sur le résultat (égale à la donnée 6 sur le diagramme global précédent).

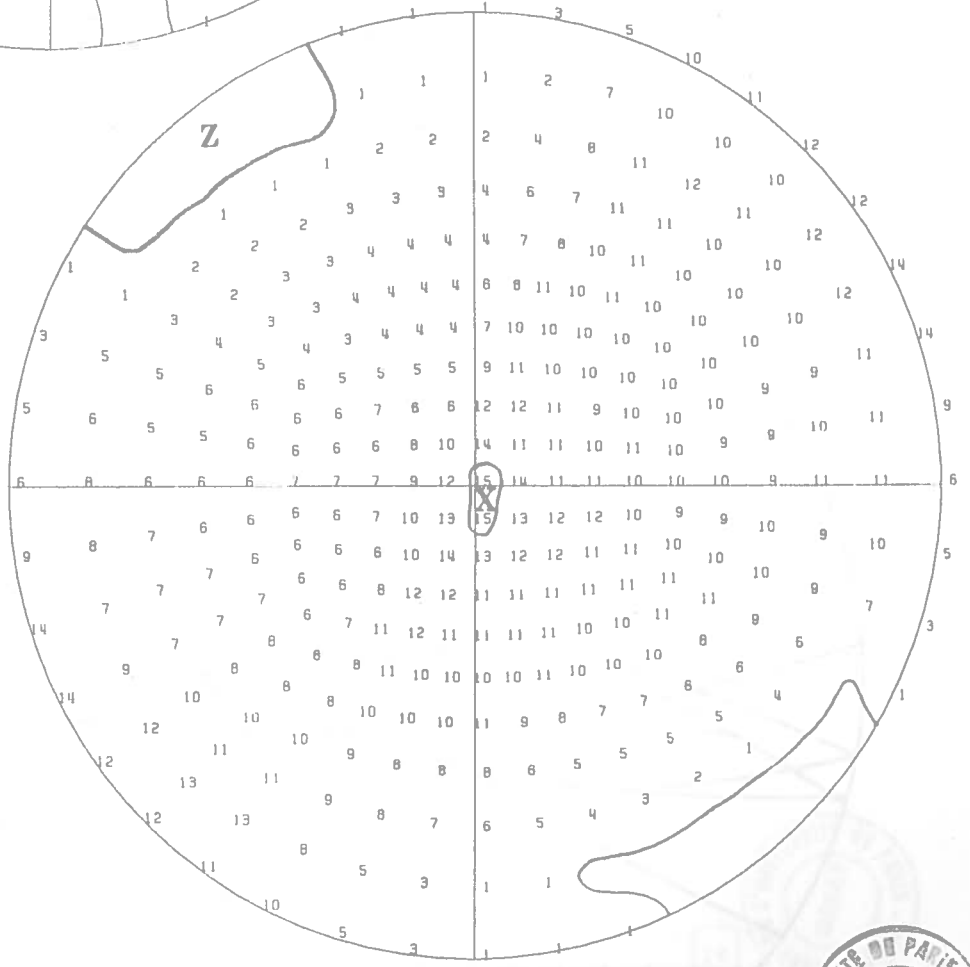


SITE SANTA-CRUZ COMPRESSION N-S



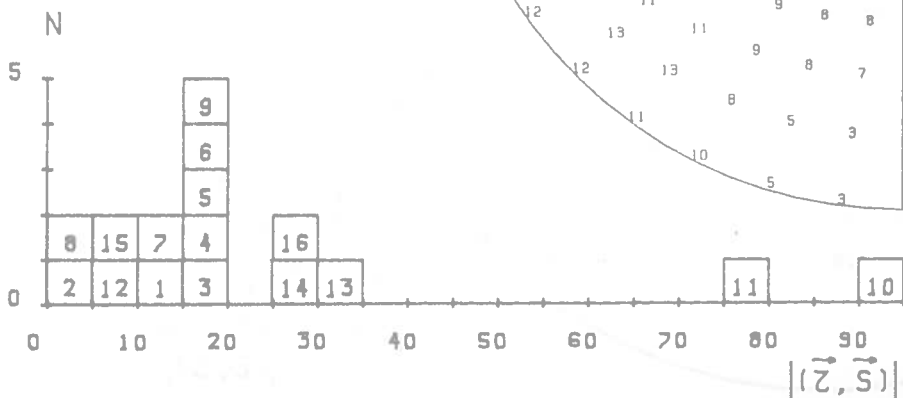
Calcul des directions de déformation effectué sur F2 (16 données) moins la donnée n° 10.

Calcul des directions de déformation effectué sur F2 (16 données) moins la donnée n° 6.

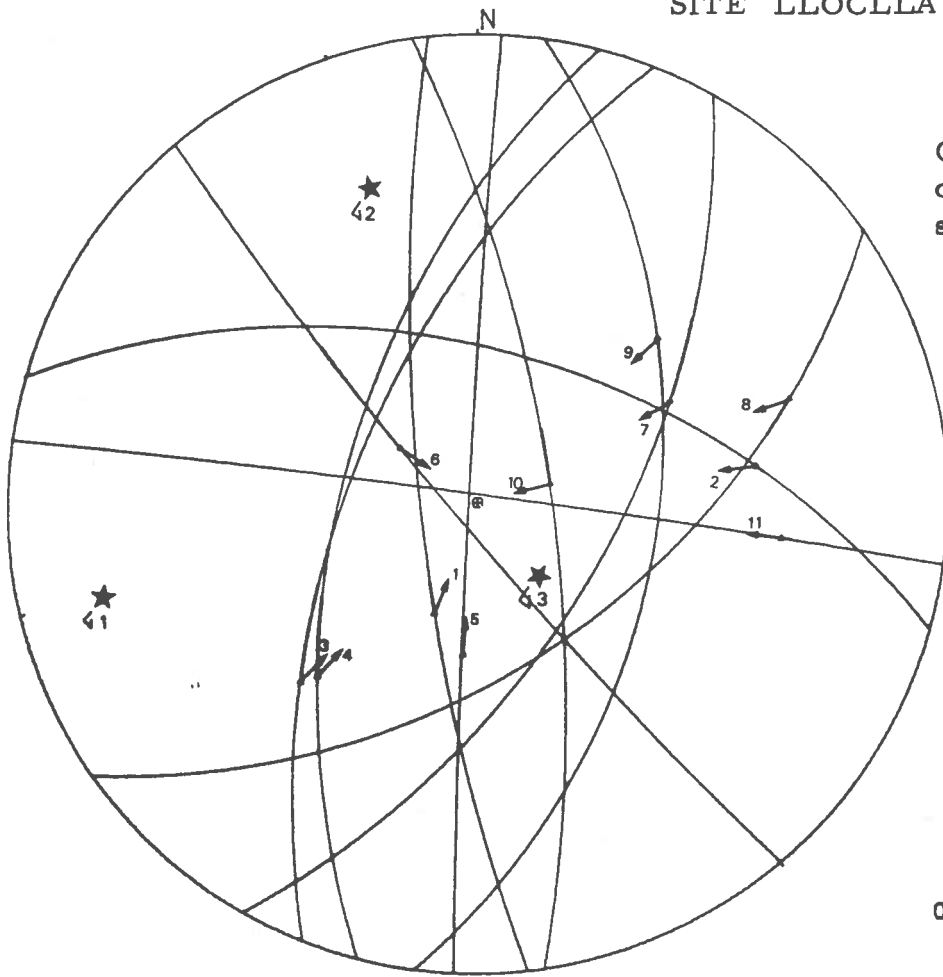


Calcul du tenseur des contraintes effectué sur F2

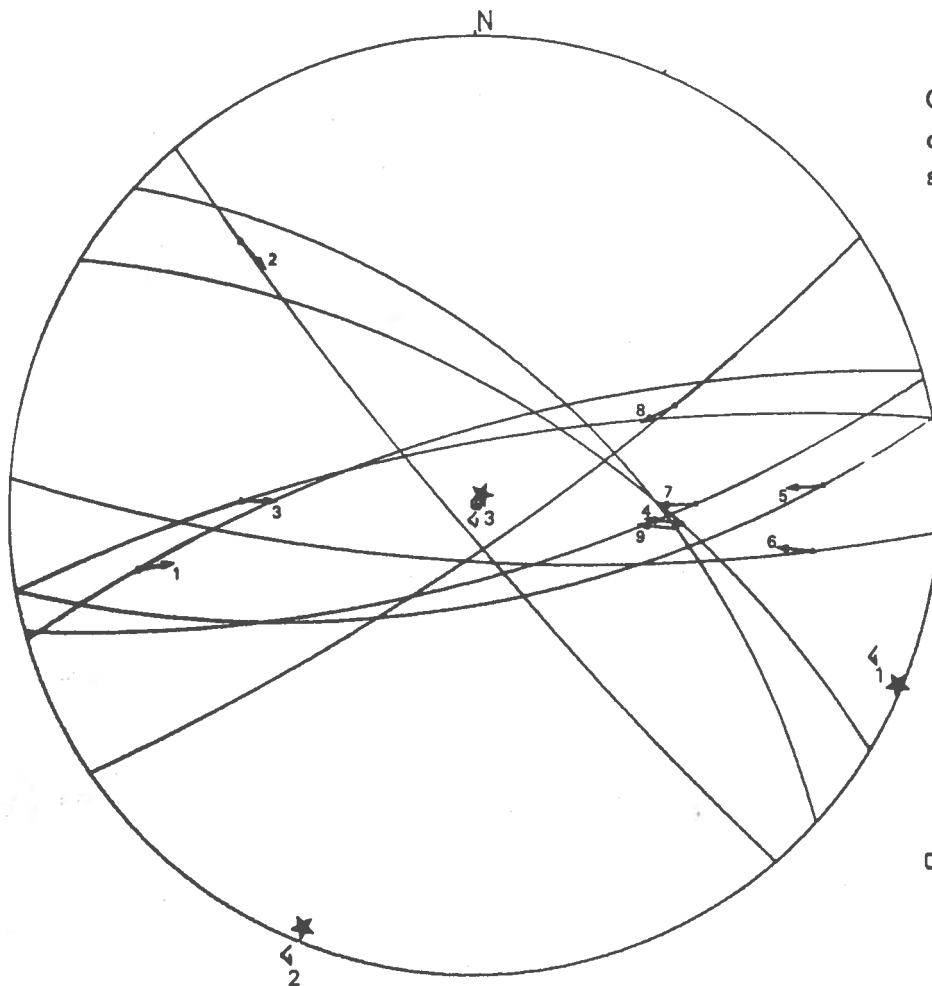
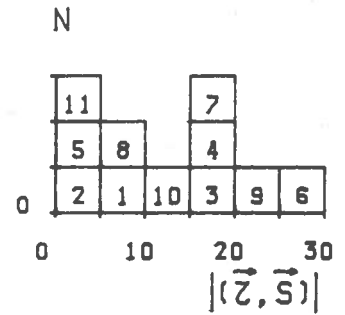
- ∠1: 05N102
- ∠2: 04N093
- ∠3: 84N226



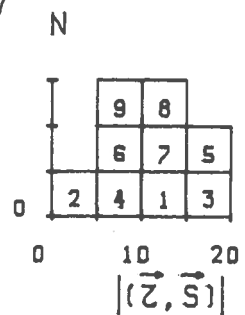
SITE LLOCLLA COMPRESSION E-W



Calcul du tenseur des contraintes effectué sur la sous famille A.

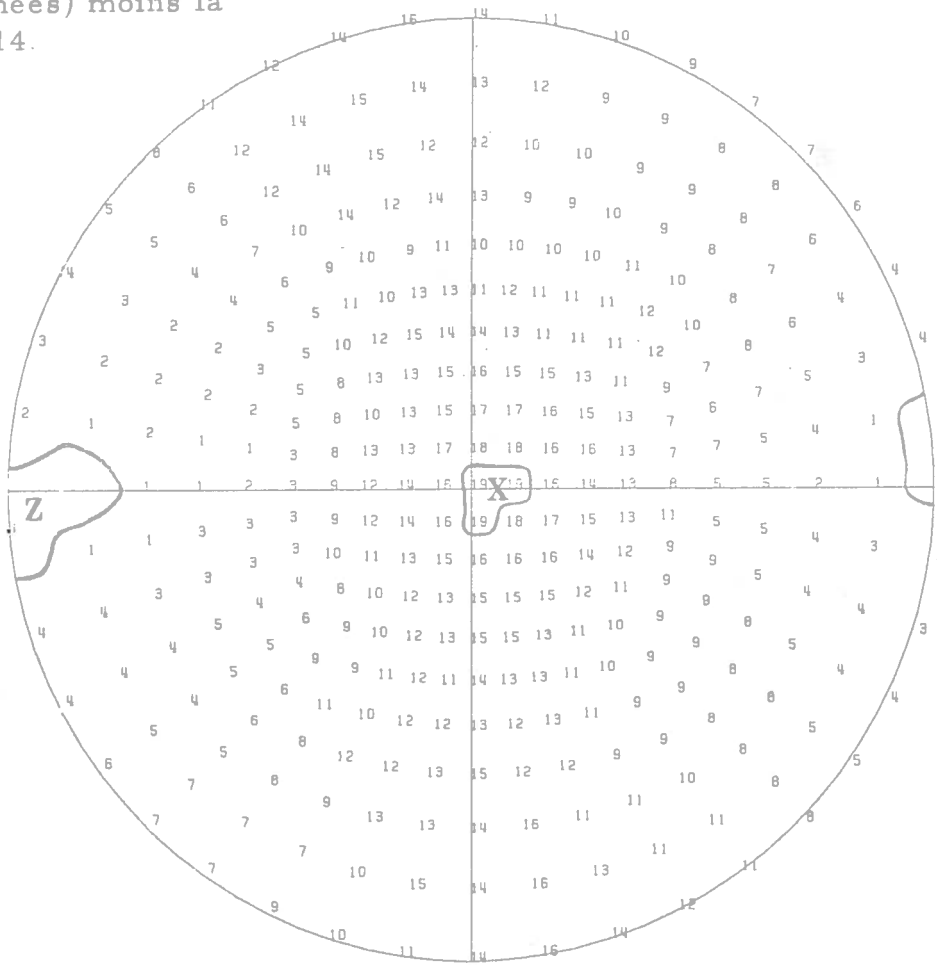


Calcul du tenseur des contraintes effectué sur la sous famille B.



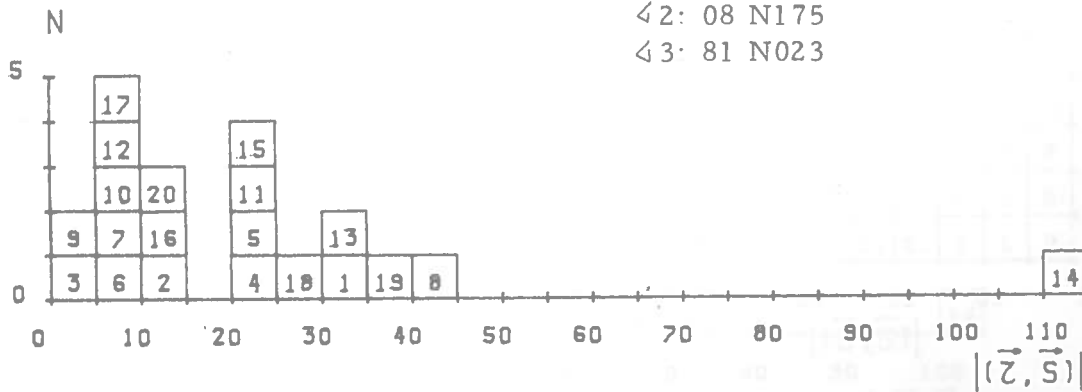
SITE LLOCLLA COMPRESSION E-W

Calcul des directions de déformation effectué sur F1 (20 données) moins la donnée n° 14.

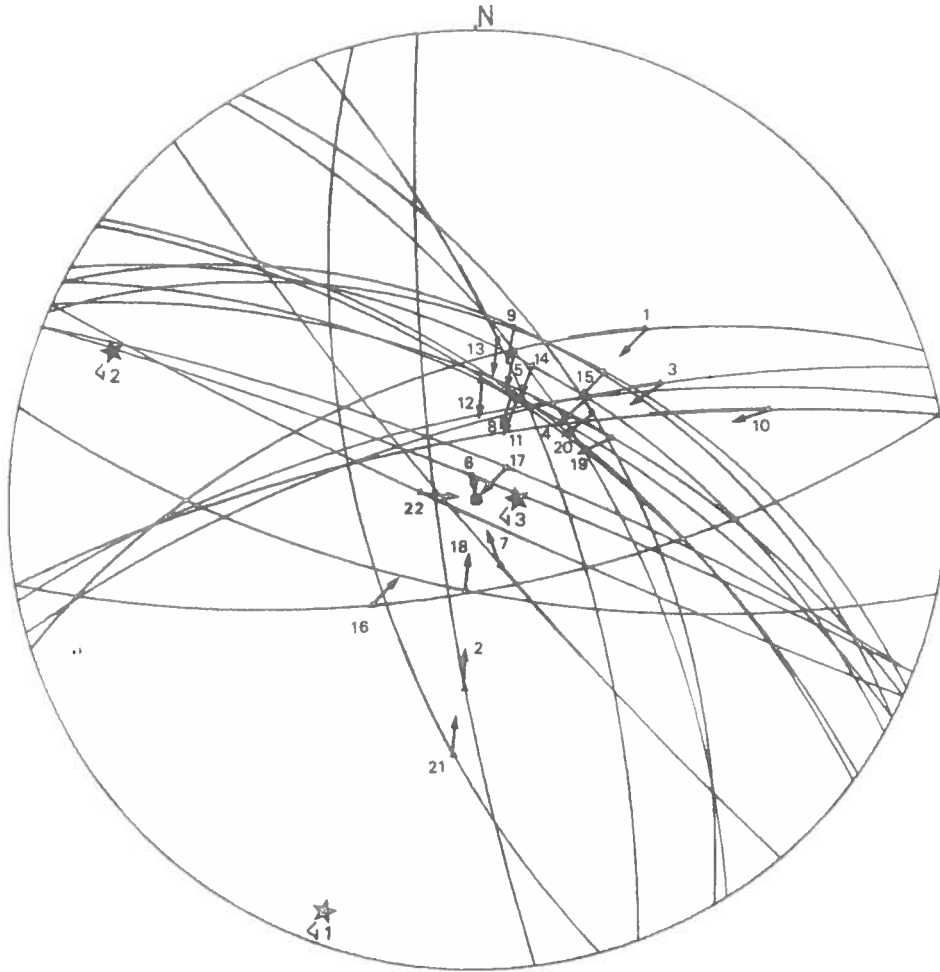


Calcul du tenseur des contraintes effectué sur F1:

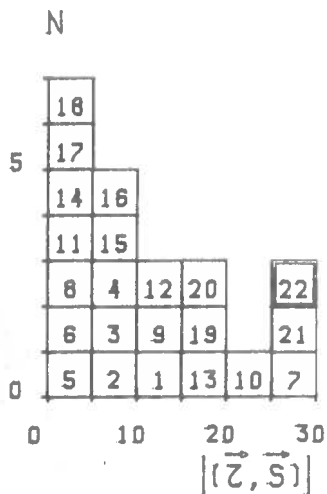
- σ₁: 04 N265
- σ₂: 08 N175
- σ₃: 81 N023



SITE LLOCLLA COMPRESSION N-S

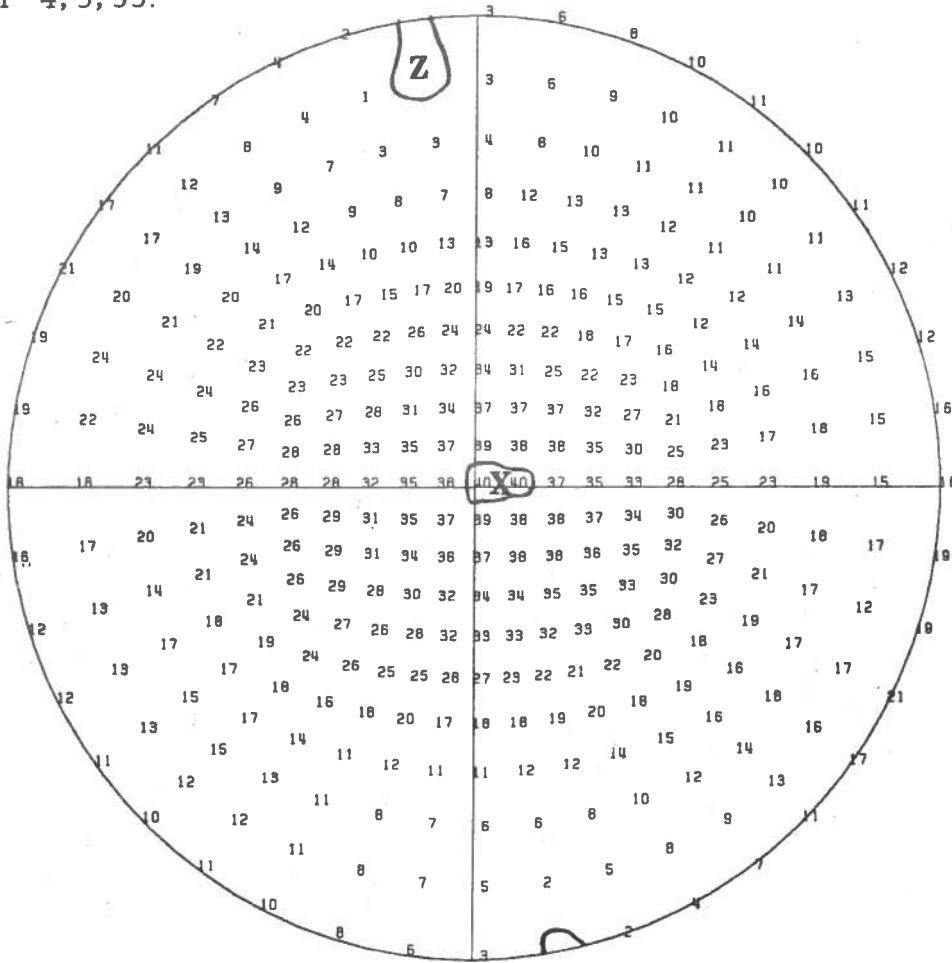


Calcul du tenseur des contraintes effectué sur la sous famille A. 21 données plus la donnée n° 22 testée sur le résultat (correspondant à la donnée 33 du diagramme global précédent).



SITE LLOCLLA COMPRESSION N-S

Calcul des directions de déformation effectué sur F2 (43 données) moins les données n° 4, 5, 33.

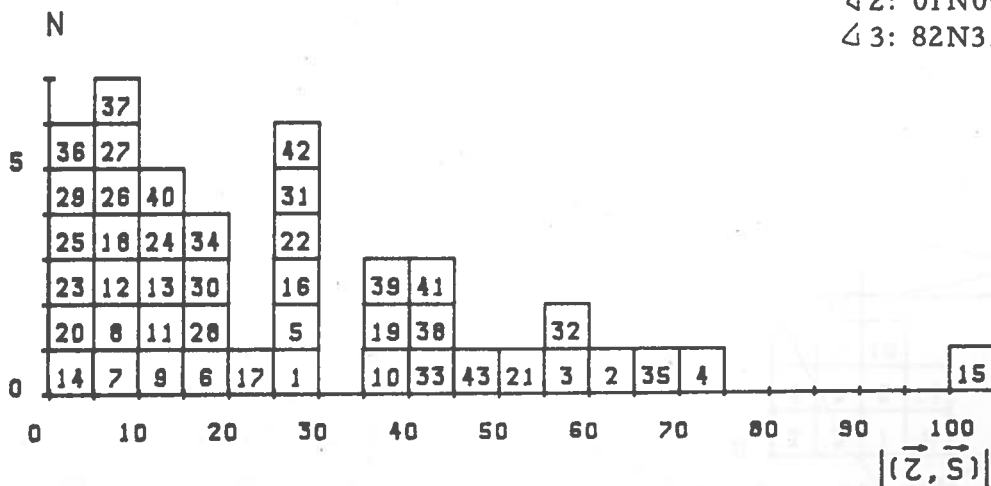


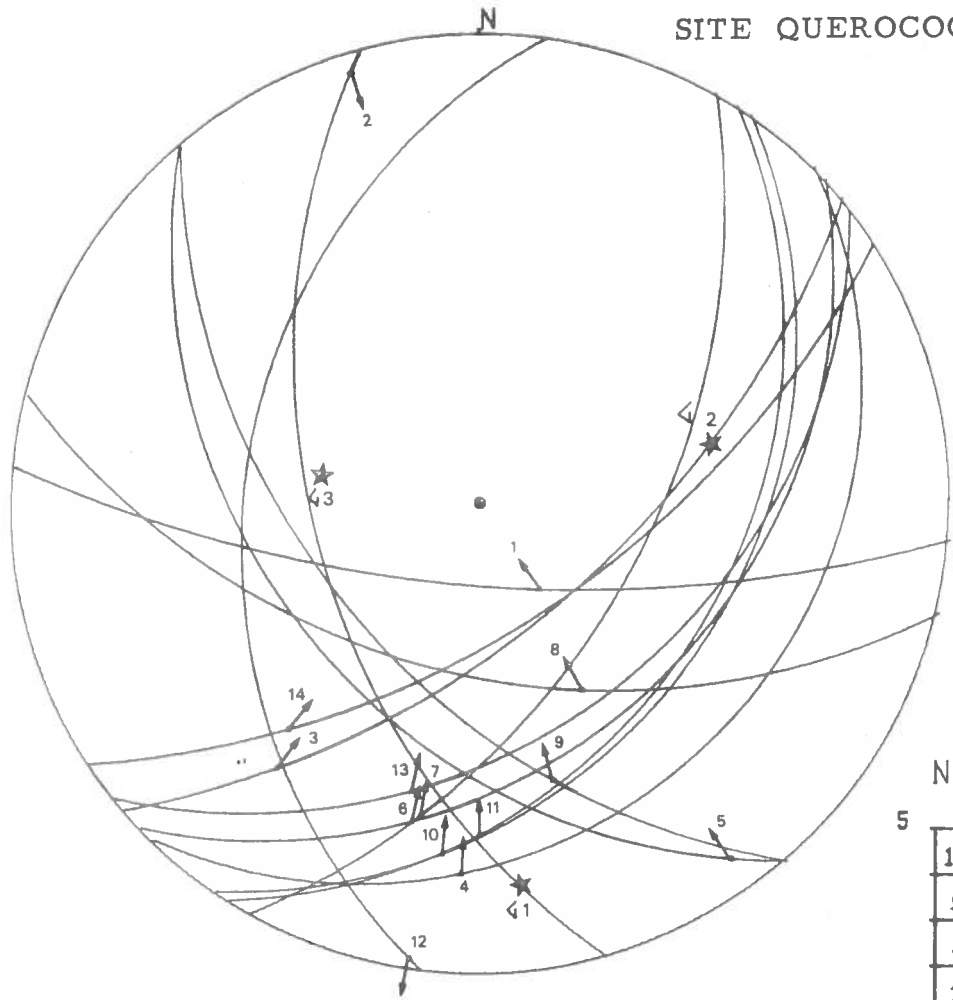
Calcul du tenseur des contraintes effectué sur F2:

$\angle 1: 07N182$

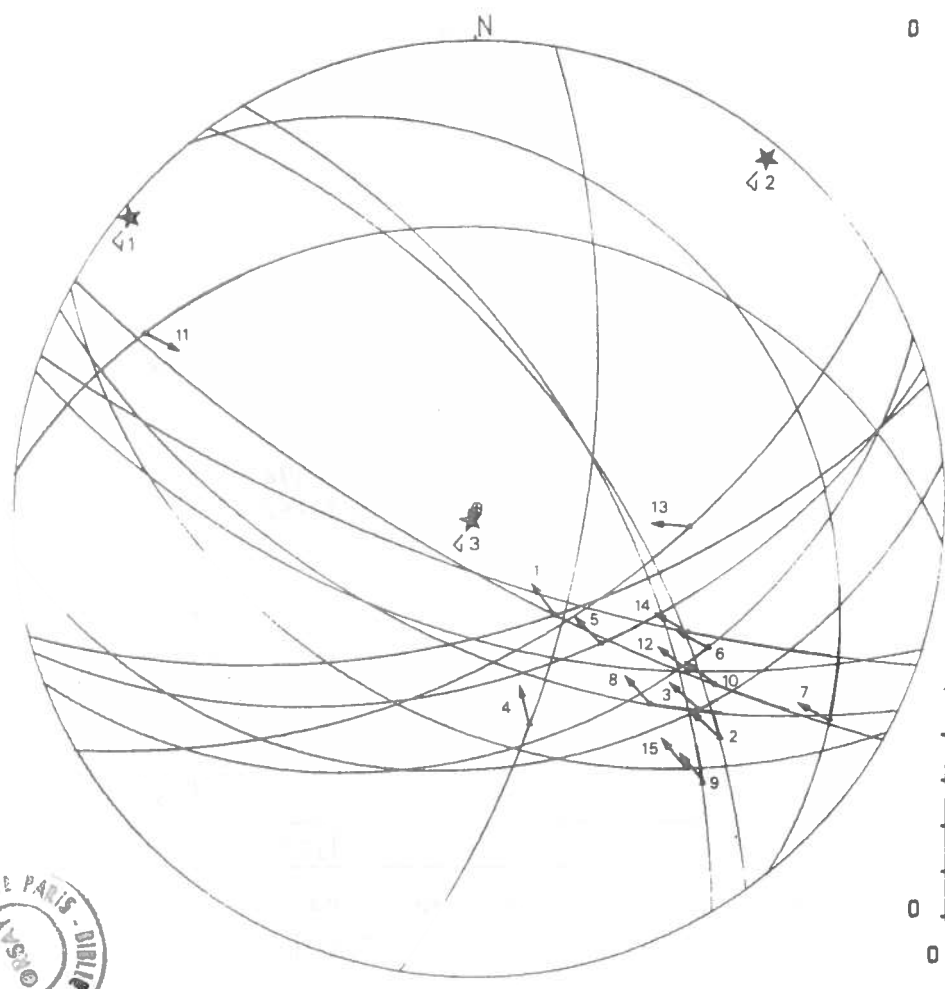
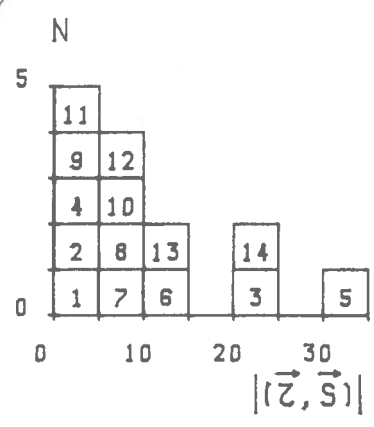
$\angle 2: 01N092$

$\angle 3: 82N352$

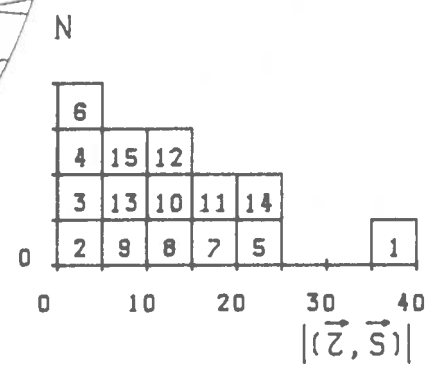




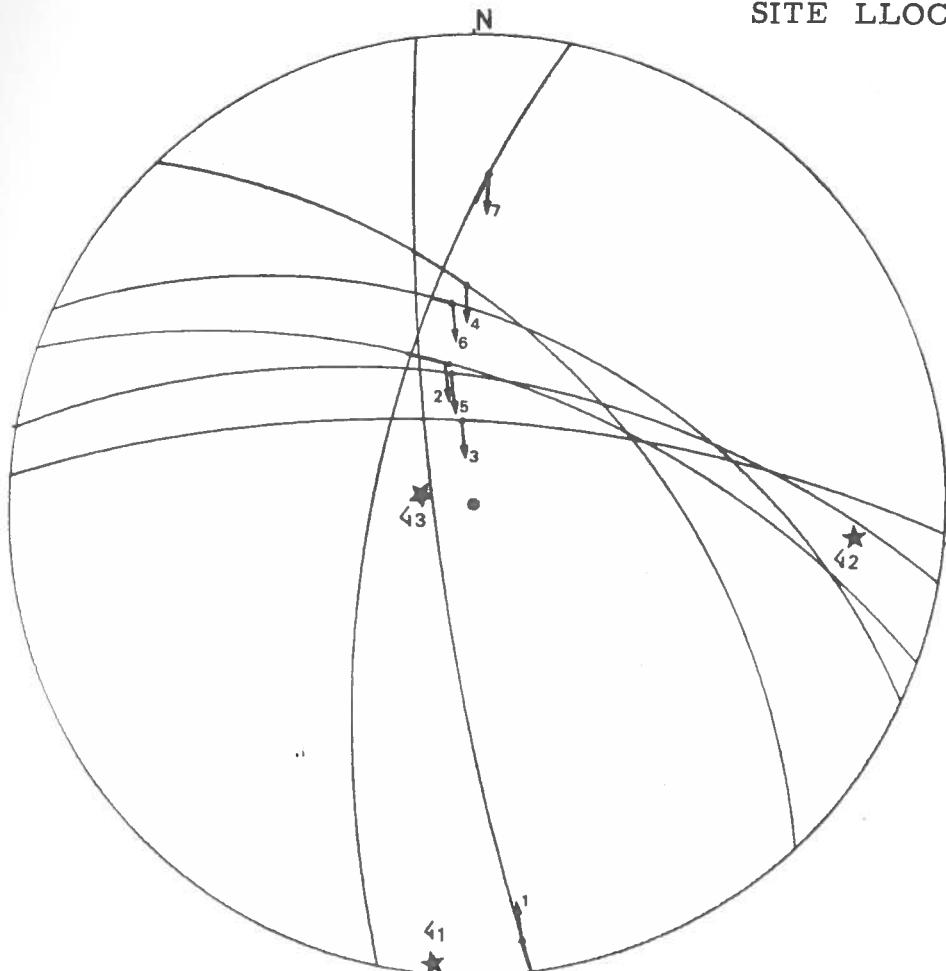
Calcul du tenseur des contraintes effectué sur la sous famille A.



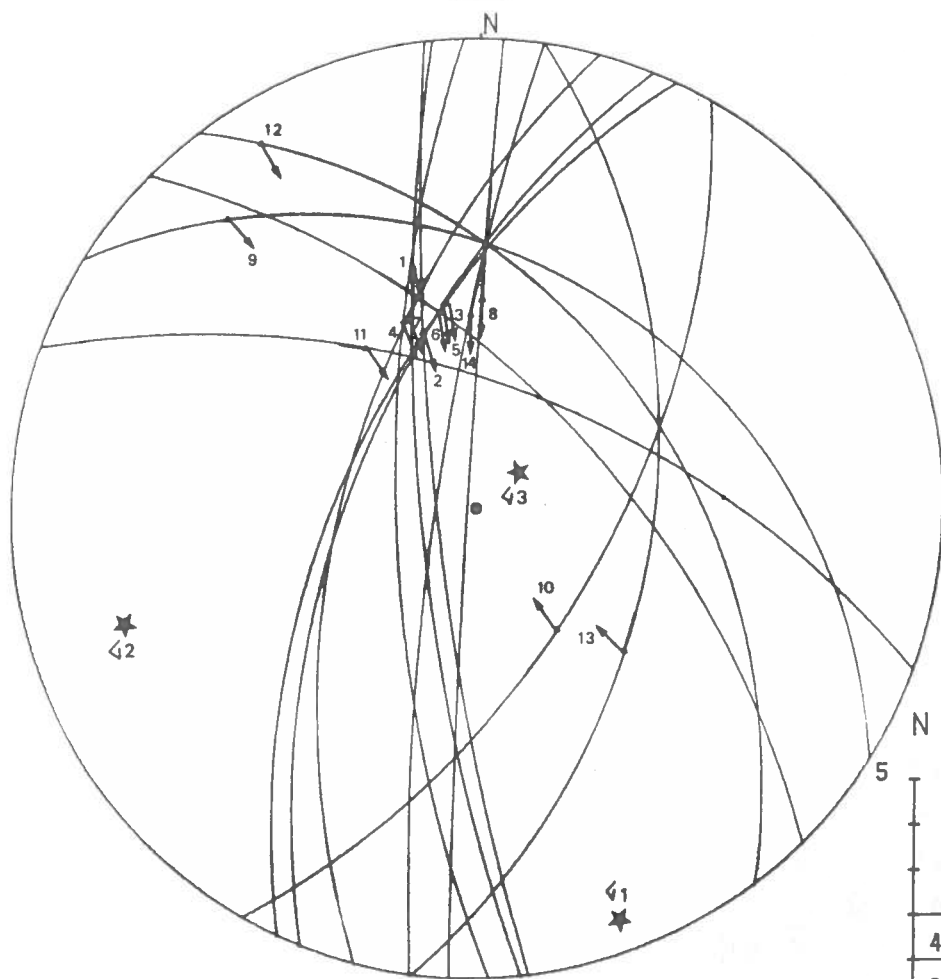
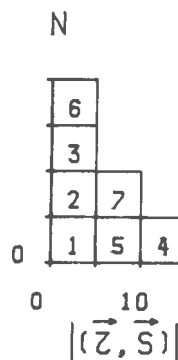
Calcul du tenseur des contraintes effectué sur la sous famille B.



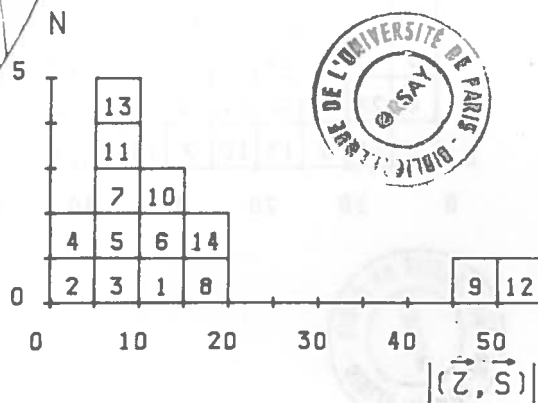
SITE LLOCLLA COMPRESSION N-S



Calcul du tenseur des contraintes effectué sur la sous famille B.

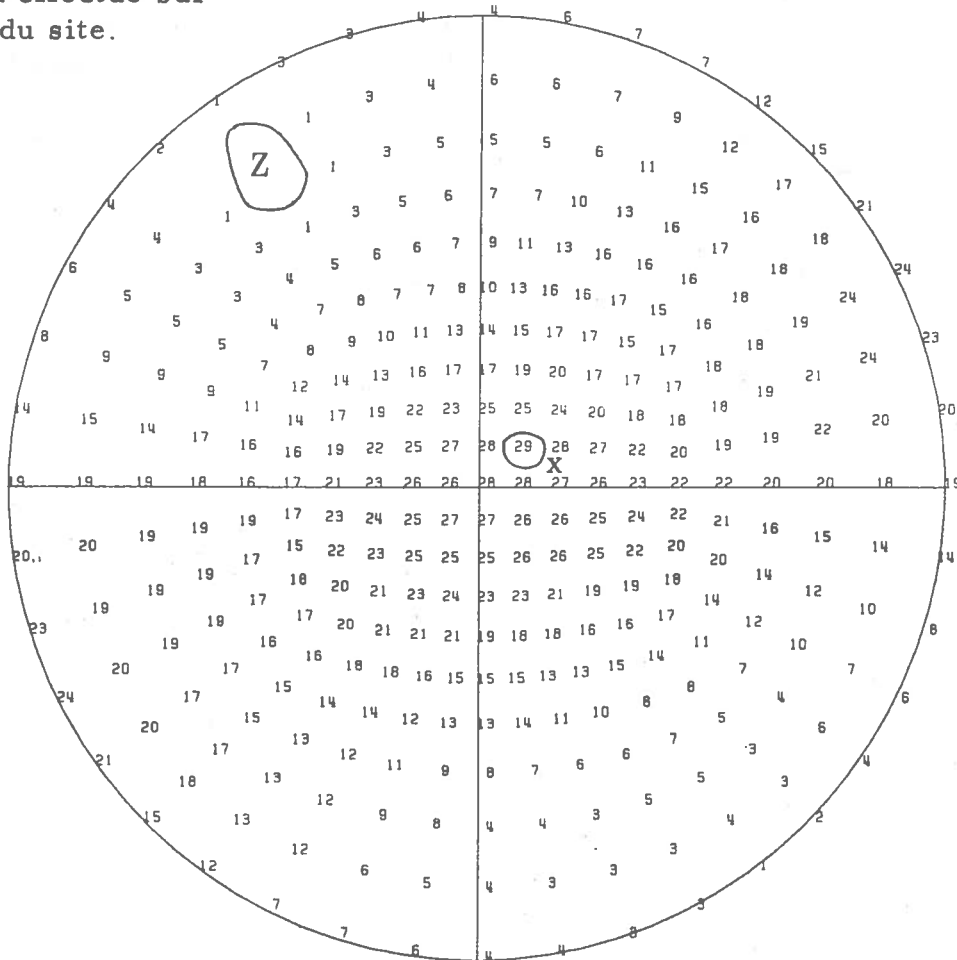


Calcul du tenseur des contraintes effectué sur la sous famille C.

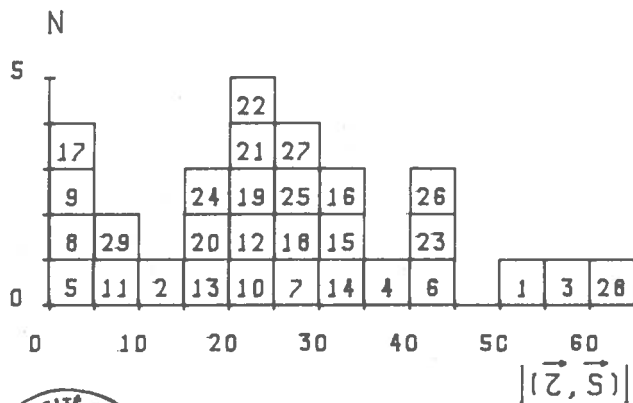


SITE QUEROCOCHA COMPRESSION N-S

Calcul des directions de déformation effectué sur l'ensemble du site.



Calcul du tenseur des contraintes effectué sur l'ensemble du site:



- $\angle 1: 02 \text{ N}326$
- $\angle 2: 06 \text{ N}235$
- $\angle 3: 84 \text{ N}072$



IV TECTONIQUE QUATERNAIRE ET ACTUELLE

1. INTRODUCTION

L'évolution quaternaire et actuelle de la région est marquée de nouveau par une période d'extension, cependant contrairement au Pliocène, le bassin n'est plus subsident, seul fonctionne encore le système de failles normales de Cordillère Blanche. Celle-ci continue donc sa surrection par rapport à la dépression du Rio Santa.

Cet épisode d'extension s'exprime principalement sur les failles du pied de la Cordillère Blanche, mais aussi sur de nombreuses failles normales mineures qui affectent la série de remplissage du bassin.

L'analyse tectonique et microtectonique montre que cette distension se réalise selon une direction de traction N-S légèrement oblique à la Chaîne Andine.

Bien qu'aucune réactivation n'ait été mise en évidence au cours d'un séisme historique, cet accident structural majeur, compte tenu de la fraîcheur de ses escarpements et des moraines quaternaires qu'il décale, doit être considéré comme actif.

2. STRATIGRAPHIE DES TERRAINS QUATERNAIRES

2.1. ORGANISATION DES DEPOTS QUATERNAIRES

L'extension récente ne permet plus le fonctionnement en subsidence du bassin, par conséquent les terrains quaternaires sont relativement peu importants en volume, par rapport à la série pliocène, dans laquelle ils s'emboîtent.

Les dépôts quaternaires sont essentiellement constitués par les moraines et les formations fluvio-glaciaires déposées pendant les diverses époques froides.

Ils seront numérotés des plus récents vers les plus anciens de 1 à 6 pour les formations fluvio-glaciaires et fluviatiles et de 1 à 4 pour les moraines, le niveau 0 représente soit le cours actuel des torrents, soit le front actuel des glaciers.

Parmi ces terrains, ceux attribuables à la dernière glaciation représentent un marqueur dans la stratigraphie du Quaternaire, du bassin du Rio Santa. En effet ils se notent clairement au pied de la Cordillère Blanche par le système de moraines le plus important, conservant encore une morphologie, et en situation la plus externe par rapport au bassin-versant.

Ces grandes moraines permettent ainsi de caler chronologiquement les terrains, tardi-glaciaires et holocènes situés plus en amont dans les vallées. En aval de ces moraines frontales de la dernière glaciation, qui s'organisent en deux stades M₃ et M₄, on observe les formations fluvio-glaciaires Tfg₃ et Tfg₄ qui naissent à partir des vallums de la dernière glaciation. Cette corrélation permet ainsi le calage chronologique des diverses formations fluvio-glaciaires emboîtées dans la partie aval des grandes quebradas descendues de la Cordillère Blanche.

Bien que les formations attribuées à la dernière glaciation servent de repère pour les terrains quaternaires, nous adopterons ici par souci de clarté un plan chronologique, en décrivant tout d'abord les terrains plus anciens puis ensuite les terrains plus récents.

2.2. LES TERRAINS ATTRIBUES AU QUATERNAIRE ANCIEN ET MOYEN

2.2.1. Les glacis anciens

Au sommet de la formation Lloclla, et occupant la position la plus haute par rapport aux autres terrains quaternaires, plus récents, on observe des restes d'anciens glacis d'ablation, comme par exemple à l'Est de Ticapampa.

Localement au-dessus des glacis, des formes d'accumulations qui leur sont postérieures, reposent en discordance angulaire sur la formation Lloclla, comme par exemple au Nord de la Quebrada Pariac (voir photo 5) et aux alentours de la Quebrada Lloclla. Actuellement ces accumulations de types colluvions, sont fortement érodées, et réduites à des "lambeaux" de dimension limitée. Leur surface n'est pas déformée et conserve une faible pente originelle, généralement vers l'Ouest. Ces dépôts de colluvions épais de 4 à 5 m environ, remanient le matériel de la formation pliocène. Ils sont bien lités, avec de faibles pendages essentiellement vers l'Ouest. On note des bancs sablo-limoneux, et des bancs de conglomérats légèrement triés, contenant des éléments sub-arrondis à anguleux, qui présentent parfois des stries glaciaires. La taille de ces éléments n'excède pas 30 cm.

Ces niveaux de colluvions sont affectés par un horizon rouge d'altération pédologique sur toute leur épaisseur, et contiennent des galets granitiques très altérés.

2.2.2. Formations fluvio-glaciaires anciennes

Dans le Sud du bassin, des formations fluvio-glaciaires s'emboîtent dans les terrains pliocènes basculés, comme par exemple dans les Quebradas Olleros, Urpay et Querococha. Ces formations issues de la Cordillère Blanche sont principalement visibles dans les parties aval des quebradas, proches du Rio Santa, où elles s'emboîtent les unes dans les autres. Elles sont généralement entaillées par les torrents actuels et il est possible à partir du lit majeur de ces torrents de compter au moins six niveaux étagés dont seulement les niveaux 1 et 2 correspondent à des terrasses fluviales.

Les formations Tfg6 et Tfg5, qui sont en position haute par rapport à Tfg4 et Tfg3, corrélées aux moraines de la dernière glaciation, peuvent donc être attribuées au Pléistocène inférieur à moyen.

La coupe de la Pampa Yanayacu située dans le cours aval de la Quebrada Querococha, montre la disposition de ces divers niveaux (voir fig.21). Les surfaces Tfg5 et Tfg6 s'élèvent respectivement à 50 m et 75 m au-dessus du torrent.

Ces formations fluvio-glaciaires Tfg5 et Tfg6 se présentent généralement sous forme de cônes, comme au Sud de Pachacoto, à l'Est de Catac, et dans la Quebrada Urpay.

Leur stratification initiale, ainsi que leur surface sommitale, en pente de 2 à 5° vers l'Ouest, n'apparaissent jamais déformées par l'épisode de compression du Quaternaire ancien.

Le matériel qui constitue ces formations, possède un caractère fluvio-glaciaire, avec des faciès proches de ceux du domaine glaciaire. Il est formé par des conglomérats aux éléments hétérométriques contenant jusqu'à des blocs métriques enrobés dans une très abondante matrice argilo-sableuse grisâtre. Les galets sont sub à non jointifs et possèdent fréquemment des stries glaciaires. Ces faciès montrent la remobilisation de dépôts morainiques qui devaient être situés un peu plus en amont. Des faciès plus fluvio-torrentiels sont aussi présents, comme dans la partie supérieure de Tfg6. On note ici une superposition de séquences grano-décroissantes, de quelques mètres d'épaisseur. A leur base figurent des blocs de granite jointifs, plus triés et plus roulés, puis vers le sommet, on passe progressivement à des petits galets et à des graviers.

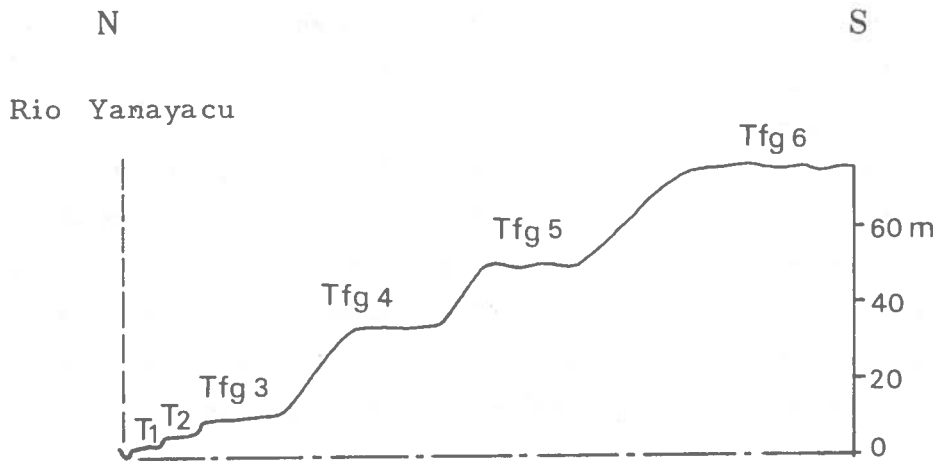
Dans l'ensemble de la Tfg6, les éléments granitiques sont altérés et deviennent pulvérulents, jusqu'au coeur des gros galets.

Une telle altération se marque aussi dans la partie supérieure de la formation Tfg5.

A la surface de ces formations Tfg5 et Tfg6, se sont développés des horizons d'altération pédologique, de 2 m environ pour Tfg5 et de 3 à 5 m pour Tfg6. La présence de ces horizons permet de confirmer les âges plutôt anciens attribués à ces dépôts quaternaires.

FIG. 21

DISPOSITION DES DIVERS NIVEAUX FLUVIO-GLACIAIRES ET FLUVIATILES QUATERNAIRES DANS LA PAMPA YANAYACU



- Tfg6 Formations fluvio-glaciaires attribuées au Pléistocène inférieur à moyen
- Tfg5 Formation fluvio-glaciaire corrélée avec le stade ancien de la dernière glaciation
- Tfg3 Formation fluvio-glaciaire corrélée avec le stade récent de la dernière glaciation
- T2 Terrasse fluviale holocène ou tardi-glaciaire ?
- T1 Terrasse fluviale holocène

Dans le nord du bassin, ces épanchements fluvio-glaciaires attribués au Quaternaire ancien et moyen sont aussi présents, cependant ils ne s'emboîtent pas dans de grandes vallées transversales au bassin, mais sont confinés aux pieds de la Cordillère Blanche. Ces terrains qui possèdent les mêmes faciès fluvio-glaciaires que ceux décrits précédemment pour la partie sud, recouvrent en discordance angulaire et avec un important ravinement le Tuf Yungay, comme dans les régions de Carhuaz et de Yungay.

On ne retrouve pas ici divers niveaux emboîtés les uns dans les autres, mais la coupe de ces terrains de 100 à 250 m d'épaisseur, montre que plusieurs épisodes de cônes, séparés par des horizons d'altération de 2 à 5 m d'épaisseur, sont empilés les uns sur les autres.

Cette disposition est particulièrement bien visible au Nord-Est de Yungay près du Fundo Huepesh (voir photos 6 et 7).

Les formations fluvio-glaciaires Tfg5 et Tfg6, du Pléistocène inférieur à moyen, montrent dans la région, l'existence de plusieurs périodes froides antérieures à la dernière glaciation. Des traces d'une pénultième glaciation avait d'ailleurs déjà été mise en évidence dans la Cordillère Blanche par Heim (1947), qui décrit dans la Quebrada Cojup, une moraine de fond antérieure au grand système de moraines latérales de la dernière glaciation.

Ces observations sont en accord avec les autres travaux définissant plusieurs époques glaciaires au cours du Quaternaire dans le domaine andin du Pérou, du Chili et de Bolivie (Dollfus 1965, Servant 1976, Fornari et al. 1981).

2.3. LES FORMATIONS ATTRIBUABLES A LA DERNIERE GLACIATION

2.3.1. Les dépôts glaciaires

Dans toutes les vallées, les moraines de la dernière glaciation sont descendues au-delà du débouché des auges glaciaires creusées dans le massif de la Cordillère Blanche, et se sont emboîtées dans le remblaiement pliocène du bassin.

Dans le système morainique correspondant à la dernière glaciation, deux stades peuvent être mis en évidence.

Le stade le plus ancien représente l'extension maximale des glaciers, lors de la dernière période froide. Il se note par un imposant complexe de moraines latérales, dont les plus beaux exemples s'observent dans les Quebradas Tuco et Uquian. Dans ces deux vallées, les moraines latérales se suivent sur une dizaine de kilomètres, depuis le débouché des auges glaciaires taillées dans le massif de la Cordillère Blanche.

Ces moraines latérales sont impressionnantes, au sortir du massif de la Cordillère Blanche, elles dépassent 150 m de haut, comme dans les Quebradas Tuco, Quenua-Ragra, Querococha et peuvent atteindre jusqu'à 225 m dans la Quebrada Jeullesh.

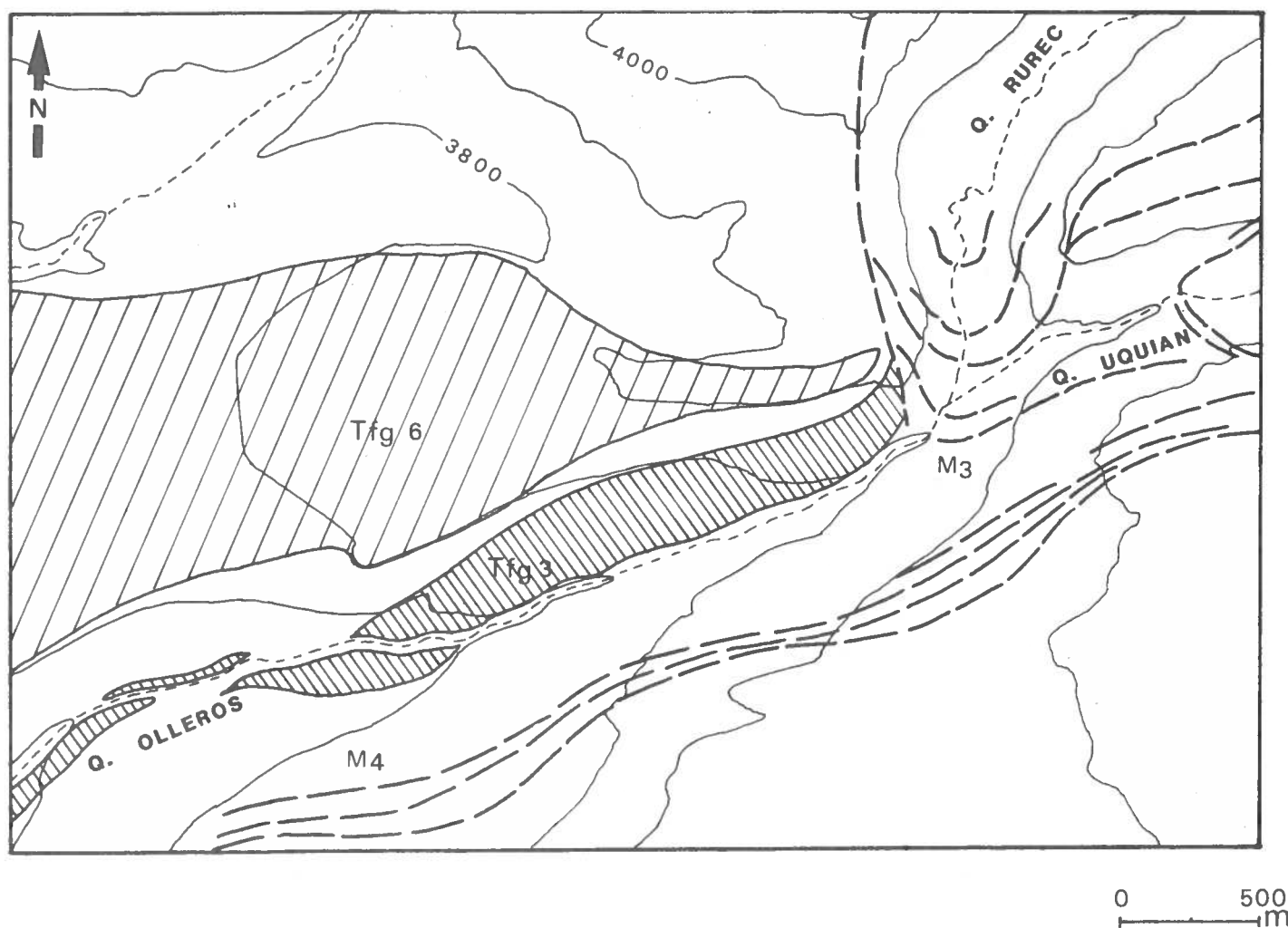
Les vallums de ce stade ancien ne sont parfois plus préservés, comme dans les Quebradas Uquian et Gueshgue. Ils sont parfois aussi assez érodés, comme dans les Quebradas Tuco et Querococha. Les dépôts glaciaires de ce stade ancien sont faiblement altérés.

Le stade récent se marque par plusieurs vallums distincts, généralement au nombre de 4, qui s'emboîtent dans le grand système morainique du stade ancien, comme dans les Quebradas Tuco, Jeullesh, Uquian et Rurec (voir fig.22). Ils se situent entre 1 et 4 km en amont des vallums du stade ancien.

Les morphologies glaciaires relatives à ce stade, sont très peu érodées et l'on peut encore observer de nombreux détails, comme par exemple des terrasses de Kames dans la Quebrada Tuco. Les dépôts qui forment ces moraines ne sont pas altérés contrairement aux terrains du Pléistocène inférieur et moyen, et à ceux du stade ancien.

RELATION ENTRE LA FORMATION FLUVIO-GLACIAIRE Tfg 3
 ET LES MORAINES DE LA DERNIERE GLACIATION DANS LA
 QUEBRADA OLLEROS

FIG. 22



M3 : Moraines frontales attribuées au stade récent

M4 : Moraines latérales attribuées au stade ancien
 de la dernière glaciation

Tfg3 : Formation fluvio-glaciaire corrélée au stade récent

Tfg6 : Formation fluvio-glaciaire attribuée au Pléistocène inférieur à moyen

La dernière glaciation dans les Andes, correspondrait à la période du Würm / Wisconsin défini dans l'hémisphère nord (Heim 1947, Clapperton 1972).

Certains travaux montrent dans les Andes, l'existence de deux stades distincts durant la dernière glaciation. Ainsi en Bolivie, un premier stade glaciaire antérieur à 35000 B.P., précéderait un second stade daté vers 16000 B.P. (Servant 1977, Servant et al. 1978, Graf Meier 1981, Argollo 1982, Lavenu 1981, 1984). De même au Chili, Laugenie C. (1983), décrit une poussée glaciaire antérieure à 45000 B.P., qui précède une seconde poussée datée vers 19000 B.P. Par contre, Heusser C. (1966) et Mercer J.H. (1972) datent toujours au Chili, deux principales avancées, lors de la dernière glaciation, l'une vers 19000 B.P., l'autre à 14800 B.P. De même Mercer J.H. (1977) montre dans la Cordillère du Vilcanota au Sud-Pérou; que la dernière glaciation culmine entre 28000 et 14000 B.P.

Il semble donc, que lors de la dernière glaciation, deux stades se soient individualisés, un stade ancien vers 50000 B.P. environ, et un stade récent, plus fréquemment décrit, vers 20000 B.P.

2.3.2. L'extension des glaciers lors de la dernière glaciation

La cartographie des moraines, effectuée dans la partie méridionale du bassin, montre que les systèmes les plus externes encore conservés, sont descendus en général, entre 3800 et 4150 m, du Nord au Sud de la région considérée.

Cette extension glaciaire correspond à une avancée d'environ 15 km et à une descente de l'ordre de 800 ± 100 m, du front des glaciers par rapport à l'Actuel. Ces chiffres sont tout à fait comparables à ceux donnés par Mercer J.H. (1977) pour la Cordillère du Vilcanota dans le Sud du Pérou.

Le calcul de la limite des neiges permanentes, basé sur l'étude d'une vingtaine de quebradas (voir tableau 6), et réalisé par la méthode de Kurowski, donne l'altitude de 4800 ± 200 m pour la dernière période froide. Cette méthode élémentaire de calcul, qui prend uniquement en compte, l'altitude maximum du bassin-versant et l'altitude des fronts glaciaires, tend à surestimer l'altitude de la L.N.P et donc à sousestimer l'extension des neiges permanentes. Elle donne ainsi pour la L.N.P. actuelle l'altitude de 5200 ± 200 m, supérieur au chiffre de 4900 ± 100 m

TABLEAU 6 QUEBRADAS	ALT. DU PLUS HAUT SOMMET	GLACIERS ACTUELS			SECONDE AVANCEE HOLOCENE			PREMIERE AVANCEE HOLOCENE			DERNIERE GLACIATION		
		alt. du front glac.	L. N. P.	L. N. P. corrigée	Moraines M1	L. N. P.	L. N. P. corrigée	Moraines M2	L. N. P.	L. N. P. corrigée	Moraines M4	L. N. P.	L. N. P. corrigée
PARIAC	6400	4600	5500	5300	4300	5350	5150	4175	5300	5100	3750	5075	4875
PUNPUNYOC	5700	4550	5125	4925	4400	5050	4850	4325	5025	4825	3900	4800	4600
AZULEJACOCHA	5650	4600	5125	4925	4500	5075	4875	4400	5025	4825			
RUREC	5700	4600	5150	4950	4400	5050	4850				3700	4700	4500
PUMAHUAGANGA	5700	4600	5150	4950	4400	5050	4850	4200	4950	4850			
OTUTO	5700	4650	5150	4950	4400	5050	4850	4025	4865	4665			
ARARANCA	5250	4650	4950	4750	4400	4825	4615	4100	4675	4475			
QUEROCOCHA	5250	4600	4925	4725	4400	4825	4625	4100	4675	4475	3850	4550	4350
	5200	4600	4900	4700	4500	4850	4650						
CONDE	5200	4700	4950	4750	4500	4850	4650	4200	4700	4500			
COTUSH	5630	4800	5215	5015	4700	5165	4965	4200	4915	4715	3800	4715	4515
MARAYTACA	5400	4900	5150	4950	4600	5000	4800	4400	4900	4700	4000	4700	4500
GUESHGUE	5700	4750	5225	5025	4500	5100	4900	4260	4980	4780	3850	4775	4575
OCOLLO	5650	4950	5300	5100	4750	5200	5000				4200	4925	4725
YANAGANGANA	5650	4950	5300	5100	4800	5225	5025	4600	5125	4925	4400	5025	4825
JASHJAS	5600	4950	5275	5075	4625	5100	4900				4150	4875	4675
JEULLESH	5700	4900	5300	5100	4300	5000	4800				4150	4925	4725
TUCO	5500	4900	5200	5000	4650	5075	4875	4400	4950	4750	4050	4775	4575

fourni par Nogami M. (1976), et supérieur aussi, à celui de 5000 m proposé par Wilson J. (1967). En fait d'après les observations de terrain, l'altitude de la L.N.P. actuelle se situe vers 5000 m. Il convient donc de faire une correction de l'ordre de -200 m, sur les L.N.P. calculées par la méthode de Kurowski.

Ainsi, la L.N.P. correspondant à la dernière période glaciaire, se situerait vers 4600 ± 200 m. Ce calcul approximatif permet de montrer une dépression de l'ordre de $400 \text{ m} \pm 200$ de la L.N.P. entre l'Actuel et la dernière glaciation, en accord avec celle qui peut être calculée pour la région, d'après les données de Nogami M. (1976), qui propose quant à lui une altitude de 4400 ± 200 m, pour la L.N.P. de la dernière glaciation.

2.3.3 Les dépôts fluvio-glaciaires

En aval du système morainique attribuable à la dernière glaciation, deux formations fluvio-glaciaires Tfg⁴ et Tfg³ affleurent, correspondant respectivement au stade ancien et au stade récent. Ces formations fluvio-glaciaires, qui se raccordent aux moraines, en remobilisent le matériel.

Dans la Quebrada Olleros, on observe parfaitement le passage du vallum le plus externe du stade récent, à la formation fluvio-glaciaire Tfg³, dont la pente sommitale diminue en s'éloignant de l'arc (voir fig.22). Par contre, on ne voit pas directement le passage entre les moraines latérales du stade glaciaire ancien, et la formation Tfg⁴. Cependant la disposition de ces moraines, emboîtées par rapport aux formations Tfg⁵ et Tfg⁶ du Pléistocène inférieur à moyen, et en position haute par rapport à Tfg³, permet de les corrélérer au niveau Tfg⁴ situé plus en aval. Ces deux formations sont entaillées par le Rio Olleros et affleurent sur les rives, sous forme de terrasses perchées à 25 m et 60 m, respectivement pour Tfg³ et Tfg⁴.

Dans ces formations stratifiées, les pendages sont sub-horizontaux. On observe des niveaux conglomératiques, contenant de nombreux galets à stries glaciaires, hétérométriques, jointifs à non jointifs et sub-anguleux. La matrice est argilo-sableuse, de couleur grise à beige. Des coulées boueuses de type "debris flow", peuvent s'y interstratifier. Vers l'aval, les faciès deviennent plus fluvio-torrentiels.

Dans Tfg⁴, les galets granitiques sont altérés en grains, uniquement dans leur cortex, par contre aucune altération notable n'affecte les dépôts de Tfg³. De même, au sommet de Tfg⁴, on note un horizon rouge d'altération pédologique, épais de 1 m, quant à Tfg³, il est juste couvert par un sol actuel.

2.4. LES TERRAINS TARDI-GLACIAIRES

Des dépôts tardi-glaciaires affleurent en amont des moraines frontales. Il s'agit de dépôts fluviolacustres retenus à l'arrière des vallums de la dernière glaciation, ceux-ci ayant fait barrage à l'écoulement des eaux de fontes. Ces dépôts forment des replats très réguliers à l'arrière des arcs. Ils sont actuellement souvent marécageux et les torrents y divaguent, parfois ces replats sont encore aujourd'hui partiellement occupés par des lacs, comme la Laguna Aguashcocha dans la Quebrada Tuco. Ils sont visibles dans de nombreuses vallées telles que les Quebradas Uquian, Querococha, Yanagangana, Quenua-Ragra et Tuco.

Dans la Quebrada Querococha, des tranchées ont permis d'observer ces dépôts selon des coupes, sur 8 m d'épaisseur. Les dépôts sont très bien stratifiés, avec des pendages horizontaux. Ils présentent parfois des successions de lits très minces, de l'épaisseur du centimètre.

Les sédiments sont composés par des niveaux de petits galets bien triés, et sub-arrondis, par des niveaux de graviers, de sables grossiers à fins, et par des passées d'argile grisâtre. On observe parfois localement des stratifications obliques, dans les niveaux sableux. Les passées fines contiennent des racines, et à leur sommet des débris de plantes, qui sont parfois très bien conservés. Elles sont recouvertes par des niveaux plus grossiers. Ces alternances sédimentaires correspondent à des variations dans l'alimentation de l'ancien lac.

Une datation effectuée dans ces dépôts, dans la Quebrada Querococha, a donné un âge de l'ordre de 13000 B.P. (communication d'ELECTROPERU)

Des cônes de déjection qui s'inscrivent dans le substratum pliocène ou dans les moraines latérales de la dernière glaciation, se raccordent vers l'aval aux dépôts fluvio-lacustres, comme dans les Quebradas Tuco et Uquian. Dans la Quebrada Querococha, deux de ces cônes ont retenu un lac. Ces cônes tardi-glaciaires sont fréquemment entaillés de 5 à 10 m par les torrents actuels, et sont parfois très colonisés par des Quenuales, de même que leurs zones d'apports, comme par exemple dans la Quebrada Querococha. Ils n'ont donc probablement pas été fonctionnels durant l'Holocène.

2.5. LES TERRAINS HOLOCENES

2.5.1. Les avancées glaciaires holocènes

Deux avancées glaciaires principales se marquent durant l'Holocène. Ces avancées sont mineures quant à leurs dépôts et à leur extension par rapport au dernier maximum glaciaire.

L'avancée la plus récente correspondrait au Petit Age de Glace daté dans les Alpes entre 350 et 100 B.P. (Patzelt 1973), mais qui serait plus précoce dans les Andes péruviennes.

Dans la région de la Cordillère du Vilcanota dans le Sud-Pérou, Mercer J.H. (1977) date cette dernière avancée entre 600 et 300 B.P. A l'Ouest de Cerro de Pasco, Wright H.E. (1983) quant à lui, la situe entre 1100 et 430 B.P.

L'avancée la plus ancienne daterait dans la Cordillère Blanche, selon Clapperton C.M. (1972) de 6000 à 4000 B.P. d'après les corrélations avec les études de Mercer J.H. (1970) en Patagonie. Cependant, Mercer J.H. (1977) et Wright H.E. (1983) signalent au Pérou, un stade intermédiaire entre la dernière glaciation et le Petit Age de Glace, qu'ils datent vers 10000 B.P. et qui correspondrait approximativement au Dryas récent d'Europe.

Première avancée glaciaire holocène

Cette avancée glaciaire s'exprime dans le fond des vallées, par une suite de nombreux petits arcs frontaux qui s'emboîtent les uns dans les autres. Dans la Quebrada Conde qui mène à Chavin de Huantar, on peut ainsi compter plus d'une trentaine de moraines terminales successives. Ces arcs sont généralement petits, d'environ 5 à 10 m de haut. Ces vallums qui se suivent de près, parfois sur plus de 2 km, représentent la régression du glacier lors de cet épisode froid. La moraine latérale de ce complexe glaciaire forme une crête à 80 m au-dessus du fond de la vallée, comme dans la Quebrada Jeullesh. L'ensemble de ces moraines est colonisé par la végétation d'altitude.

La première avancée glaciaire holocène a laissé ses moraines frontales, entre 3 et 6 km en aval des glaciers actuels, à une altitude variant de 4100 à 4400 m du Nord au Sud de la région étudiée. Ceci correspond à un abaissement du front glaciaire, par rapport à aujourd'hui, de l'ordre de 500 m.

Le calcul de la L.N.P., après correction, donne une altitude de 4800 ± 200 m, soit une dépression de celle-ci de l'ordre de 200 m par rapport à l'Actuel (voir tableau 6).

Dernière avancée glaciaire holocène

Dans les vallées, ce stade glaciaire se note le plus souvent par un arc frontal unique, bien individualisé et massif, dont la hauteur dépasse souvent 100 m. Il est fréquent d'observer des lacs retenus à l'amont de ces moraines, comme par exemple dans les Quebradas Pariac et Rurec. Il arrive parfois que les dépôts relatifs à cette avancée recouvrent en partie les derniers petits arcs du stade précédent, comme dans la Quebrada Yanagangana.

Outre leur morphologie très nette, les moraines de cette ultime avancée, se distinguent clairement par une végétation très peu développée.

La dernière avancée holocène a laissé les moraines terminales visibles entre 1 et 1,5 km au-devant des glaciers actuels, à une altitude variant entre 4400 et 4700 m, du Nord au Sud de la partie méridionale de la Cordillère Blanche. Elles représentent un abaissement du front glaciaire de l'ordre de 200 m par rapport à aujourd'hui.

La L.N.P. correspondante se situerait à 4900 ± 200 m, soit à une centaine de mètres en dessous de la L.N.P. actuelle (voir tableau 6). Cette dépression de la L.N.P. est identique à celle proposée par Wright H.E. (1983) près de Cerro de Pasco.

2.5.2. Les dépôts fluvio-lacustres holocènes

Des dépôts fluvio-lacustres, affleurent à l'amont des vallums de la première avancée glaciaire holocène. Ces terrains présentent les mêmes caractères que ceux d'âge tardi-glaciaire.

2.5.3. Les terrasses récentes

Deux niveaux de terrasses fluviales récentes sont visibles dans la partie sud du bassin. Ces niveaux sont présents, principalement lorsque les torrents qui descendent de la Cordillère Blanche rejoignent le Rio Santa. Ils s'élèvent respectivement à 2 m et entre 6 et 10 m au-dessus du lit majeur des torrents. Ces terrasses sont emboîtées l'une dans l'autre, par contre leur disposition par rapport à la terrasse Tfg3 montre un étagement, qui correspondrait éventuellement à un soulèvement du bassin entre les dépôts des niveaux 2 et 3.

L'âge de ces terrasses ne peut être donné avec certitude, puisque l'on n'observe pas leur relation avec les événements glaciaires situés plus en amont. La terrasse T1, la plus récente, est probablement holocène, quant à la terrasse T2, elle pourrait être tardi-glaciaire.

3. LES DEFORMATIONS QUATERNAIRES ET ACTUELLES DE LA REGION DE LA CORDILLERE BLANCHE

3.1. LES EFFETS DE L'EXTENSION QUATERNAIRE DANS LE BASSIN

3.1.1 Les failles observables dans le bassin

Dans le bassin, l'extension récente provoque de nombreuses failles normales dans les dépôts plio-quaternaires. Ces failles sont généralement E-W à NW-SE, et leurs rejets verticaux peuvent atteindre 30 m. Dans la formation Lloclla, qui constitue la majeure partie du remplissage du bassin, ces failles normales ne sont pas cachetées contrairement à celles dues à l'épisode d'extension synsédimentaire pliocène, elles coupent donc l'ensemble de la série.

En raison de la nature conglomératique et sableuse des dépôts plio-quaternaires, seuls quelques plans de failles sont porteurs de traces de mouvement. On observe alors sur ces miroirs, une seule génération de stries, dont les pitches de l'ordre de 60 à 90° indiquent des mouvements fortement normaux.

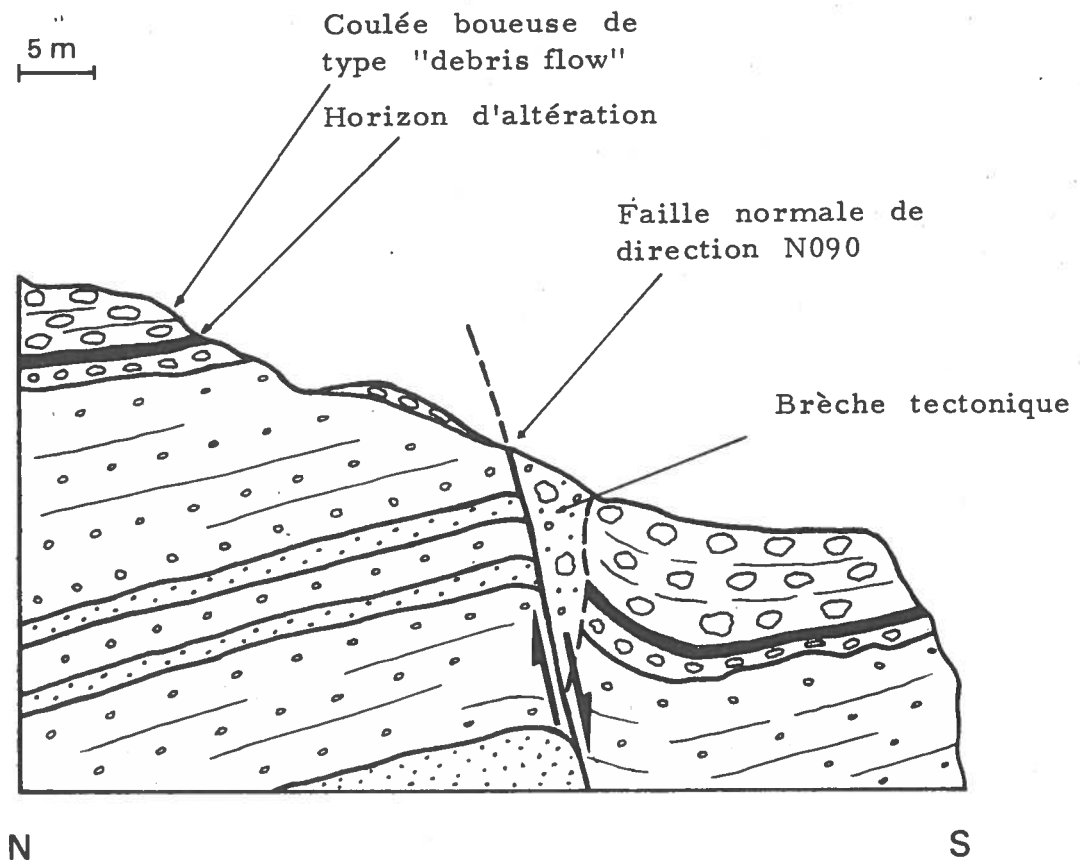
Deux de ces failles sont bien visibles dans les flancs de la Quebrada Pariac. La première dans le versant sud du Cerro Varincajirca, décale d'une trentaine de mètres une coulée boueuse interstratifiée dans le membre supérieur de la formation Lloclla. Cette faille, de direction N090, produit de beaux crochons dans les terrains de la formation pliocène, mais ne présente pas de stries (voir fig.23). La seconde située dans la Quebrada Raju Colta, décale de 10 m un horizon d'altération interstratifié dans la série. Cette faille possède un miroir sur lequel a été mesuré un vecteur glissement N126-62SW 68E (voir photo 9).

3.1.2. Calcul du tenseur des contraintes

Le site "bassin" réunit les 15 failles normales récentes mesurées entre Huaraz et Recuay, qui affectent les dépôts plio-quaternaires du bassin. Le calcul numérique du tenseur des contraintes, obtenu pour ce site est correct et montre un régime extensif selon la direction N190 (voir tableau 7, fig.24, diagramme 7).

FIG. 23

FAILLE NORMALE QUATERNAIRE AFFECTANT LA FORMATION LLOCLLA
DANS LA QUEBRADA PARIAC (Cerro Varincajirca)



EXTENSION QUATERNAIRE ET ACTUELLE

Les tenseurs de contraintes calculés

FIG. 24

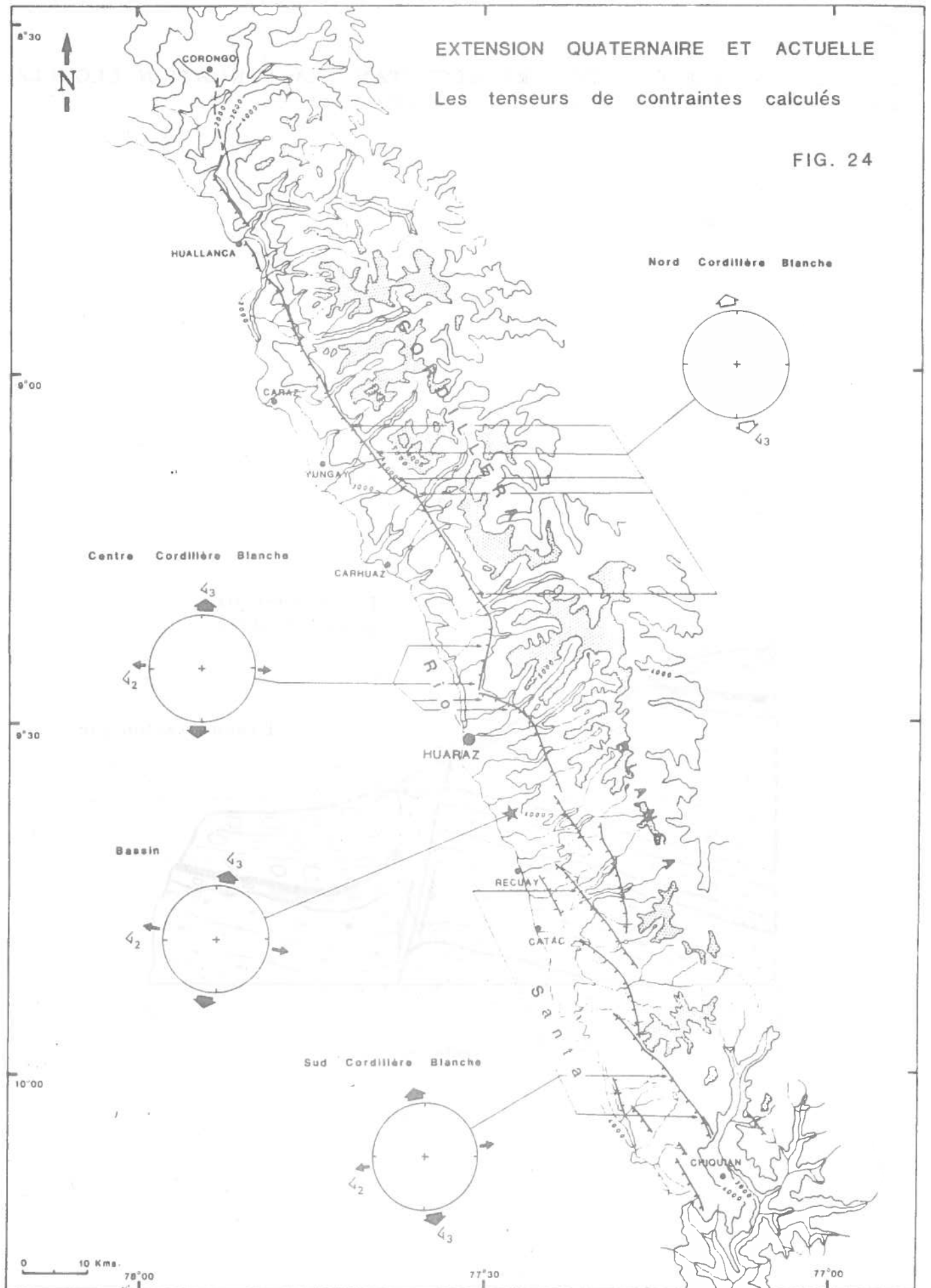


TABLEAU 7

RESULTATS DES CALCULS DE TENSEUR POUR L'EXTENSION QUATERNAIRE ET ACTUELLE						
SITES	NOMBRE DE DONNEES	F	RAPPORT R	CONTRAINTES	ECARTS (T,S) < 20° < 30°	
BASSIN	15	14,3	0,70	↙ 1: 89N294 ↙ 2: 01N100 ↙ 3: 01N190	87%	100%
SUD CORDILLERE BLANCHE	15	14,2	0,69	↙ 1: 84N131 ↙ 2: 04N259 ↙ 3: 05N350	87%	100%
CENTRE CORDILLERE BLANCHE	54	50,3	0,55	↙ 1: 80N033 ↙ 2: 05N274 ↙ 3: 09N183	78%	94%
NORD CORDILLERE BLANCHE	17			TEST TENSEUR BASSIN TEST TENSEUR SUD CORD. BLANCHE TEST TENSEUR CENTRE CORD. BLANCHE	41% 76% 47%	71% 94% 65%

3.2. LES DEFORMATIONS QUATERNAIRES ET ACTUELLES AU LONG DU SYSTEME DE FAILLES DE LA CORDILLERE BLANCHE

3.2.1. Géométrie du système de failles

Les reliefs de la Cordillère Blanche sont les plus importants dans la partie nord de la région (au Nord de Huaraz) puisque dans cette zone, où le bassin est plus étroit, le système de failles se réduit à un seul et unique accident normal, sur lequel s'est produit la totalité du rejet vertical qui accompagne la surrection du massif (voir fig.4).

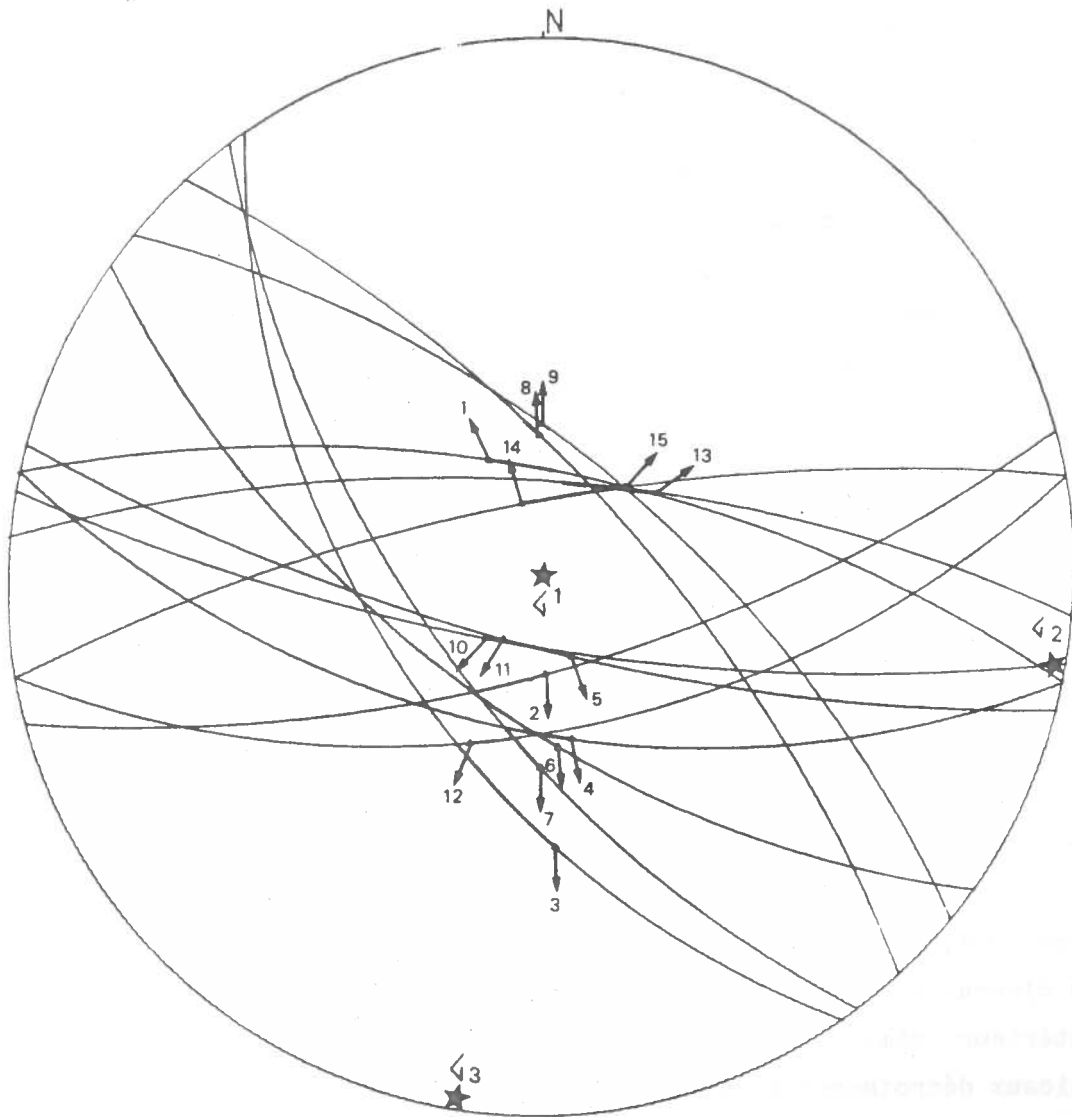
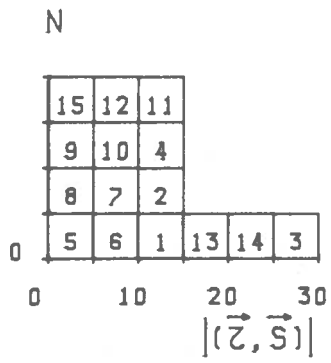
Cette faille majeure se situe à la limite du batholite de la Cordillère Blanche et du bassin du Rio Santa. Elle s'exprime principalement par de grands versants de failles non régularisés, dont les dénivelées sont généralement de l'ordre de 1000 m (voir photo 15). A leur sommet, on passe à une morphologie glaciaire. Ces versants, qui sont entaillés transversalement par d'importantes vallées glaciaires creusées dans le pluton, prennent alors la forme de facettes typiques des failles normales récentes, à fort rejet.

Les pendages de ces versants, ainsi que des miroirs qu'ils portent, sont peu importants, en moyenne de l'ordre de 45° . Il arrive même, comme au débouché de la Quebrada Honda, que ces pendages atteignent 30° .

Au pied des grands versants, on observe de vifs escarpements de failles normales, ou "scarplets", qui coupent les moraines au sortir des vallées glaciaires. Ces escarpements actifs, qui sont légèrement décalés par rapport aux versants, possèdent quant à eux des pendages plus importants, d'environ 65° (voir fig.25).

Cette géométrie particulière se réalise au cours de réactivation sismique de la faille majeure, représentée par les grands versants peu pentus, qui séparent le substratum rigide, des sédiments meubles d'origine glaciaire. En profondeur, le glissement s'effectue sur le plan de faille principal, puis vers la surface, l'influence de la pression lithostatique diminue, et ce plan devient alors inactif. Une nouvelle faille, qui se sépare progressivement du plan principal, en se recourbant vers la verticale, transmet alors le glissement, à l'intérieur même des sédiments.

DIAGRAMME 7
 SITE BASSIN EXTENSION QUATERNAIRE



De telles structures se rencontrent par exemple au sortir des Quebrada Huaytapallana, Llanganuco, et Ayangay. On observe parfois aussi des variantes de cette géométrie.

Lorsque les failles secondaires qui forment les escarpements récents, sont proches des versants et que leurs rejets normaux sont suffisants, il arrive, comme entre les Quebradas Huaytapallana et Llanganuco, que les plans de failles majeurs réapparaissent sous l'escarpement.

Au débouché de la Quebrada Huaytapallana, une telle faille se recourbant vers la surface, induit une petite faille antithétique et il se forme ainsi un petit graben de 200 m de large dans les moraines de la dernière glaciation.

Enfin il arrive parfois aussi, comme entre les Quebradas Cojup et Calcayhuanca, qu'au droit d'un même versant, on retrouve plusieurs escarpements successifs, qui se répartissent le dernier rejet normal. Latéralement ces escarpements se rejoignent et fusionnent (voir photo 10).

Au Nord-Est de Huaraz, le système de failles prend une direction N015, puis brusquement est relayé par une faille N110, qui par la suite s'incurve vers le Sud pour reprendre la direction générale NNW-SSE. Cette zone marque le changement de géométrie du système de failles, entre les parties nord et sud du bassin.

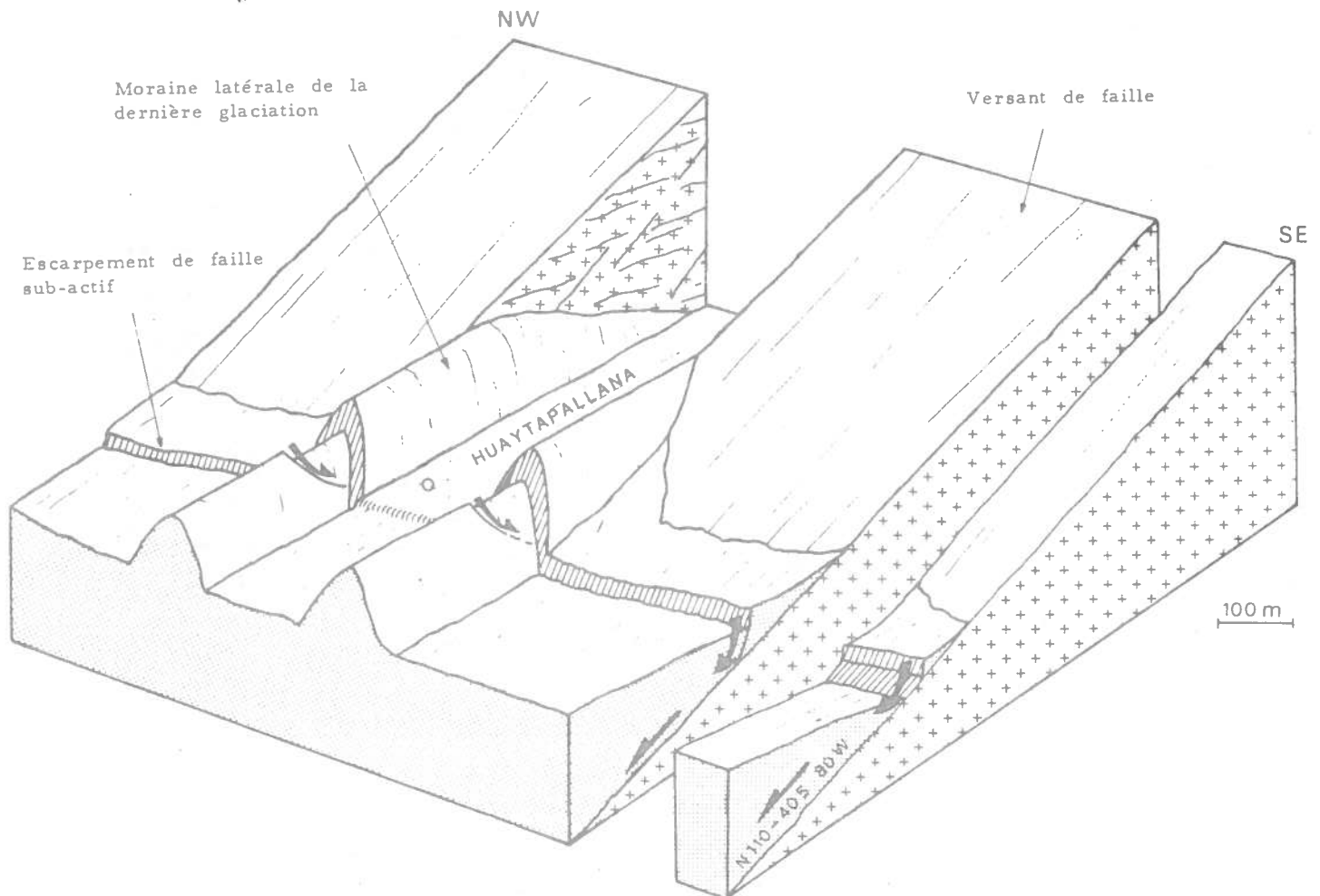
Dans la partie sud, entre Huaraz et Conococha, le relief de la Cordillère Blanche est moins imposant. Dans cette région où le bassin double sa largeur, l'accident de Cordillère Blanche se décompose en de nombreuses failles généralement NW-SE, qui peuvent sur une même transversale se répartir les rejets verticaux. Ainsi la surrection du massif qui s'effectue alors en plusieurs gradins, est plus progressive.

Une telle organisation apparaît dans la coupe de la Quebrada Querococha (voir fig.3).

Les failles qui forment l'accident, se relaient selon un système en échelons, qui suggère qu'une composante décrochante senestre participe à la cinématique (voir 3.2.3.). Certaines failles se continuent donc à l'intérieur même du bassin. Pour chaque faille de ce réseau, les rejets verticaux décroissent vers leurs extrémités, annonçant ainsi le relais par une autre faille.

BLOC-DIAGRAMME MONTRANT LA GEOMETRIE DE L'ESCARPEMENT
DE FAILLE SUB-ACTIF AUX PIEDS DU NEVADO HUANDOY

FIG. 25



La limite du substratum de la Cordillère Blanche, composé ici soit, par le batholite granodioritique, soit par la formation Chicama du Tithonique, ou soit encore par la formation Calipuy, avec le bassin, correspond presque toujours à un contact tectonique. Ce contact s'exprime essentiellement par des failles N-S et NW-SE.

Quelques failles associées à ce système et situées plus à l'Ouest possèdent des pendages vers la Cordillère Blanche, comme par exemple, la faille du Rio Shiqui, qui coupe les grands épandages des cônes fluvio-glaciaires dans la Pampa de Lampas Bajo (voir carte géol.). Cette faille de direction N160, qui se suit sur environ 5 km, montre un escarpement sub-actuel, dont la hauteur varie entre 1 et 4 m. A sa base, des marécages se sont installés, grâce à l'escarpement qui bloque le drainage actuel de la cordillère.

Une autre faille à pendage vers la Cordillère Blanche, existe à l'Est de Ticapampa (voir carte géol.). Cette faille dont l'escarpement est déjà entaillé par l'érosion, possède un rejet vertical de l'ordre de 80 m, acquis durant le Quaternaire, elle ne montre cependant pas de trace de rejeu récent. Elle limite aussi des marécages et fait face à l'importante faille active de la Quebrada Querococha. Entre ces deux failles s'est donc développé un graben large de 4 km, qu'occupe la Pampa de Chaquipampa (voir fig.3).

3.2.2. Les déformations des dépôts du Pléistocène sup. et de l'Holocène

Déformations des dépôts de la dernière glaciation

La plupart des failles normales du système, limitent le substratum de Cordillère Blanche du bassin plio-quadernaire, elles coupent ainsi les moraines quadernaires, qui sortent des vallées glaciaires creusées dans le compartiment en surrection de la Cordillère Blanche.

Ces failles affectent principalement les moraines attribuées à la dernière glaciation, qui sont descendues plus en aval que les avancées mineures de l'Holocène, et se sont déposées au-delà du débouché des grandes vallées glaciaires telles que les Quebradas Llanganuco, Ulta, Honda, Llac... uenua-Ragra et Tuco.

Les rejets normaux de ces failles, au niveau des moraines du maximum de la dernière glaciation sont généralement de l'ordre de 30 à 40 m, et sont répartis en un ou plusieurs escarpements. Au débouché de la Quebrada Huaytapallana, située en contre bas du Nevado Huandoy, un seul escarpement impressionnant, donne un rejet vertical qui atteint 60 m (voir photo 11).

Quelques vallées permettent de voir des arcs morainiques emboîtés en amont des vallums du maximum glaciaire, et dont les moraines latérales viennent se confondre avec celles du maximum glaciaire.

Il est alors parfois possible, d'observer de tels arcs attribués au stade récent de la dernière glaciation, et donc postérieur au maximum glaciaire, affectés par des failles normales, comme par exemple dans la Quebrada Uquian, où l'arc le plus amont, encore attribuable à la dernière glaciation, est décalé par un escarpement de 15 m environ (voir photo 12).

Déformations des terrains postérieurs à la dernière glaciation

Les dépôts fluvio-lacustres tardi-glaciaires, qui ont été retenus à l'arrière des moraines frontales de la dernière glaciation, sont parfois décalés par les failles normales, comme par exemple dans les Quebradas Querococha, Quenua-Ragra et Tuco. Les rejets verticaux sont de l'ordre de 8 à 10 m en général (voir photo 13).

Dans la Quebrada Tuco, un escarpement qui coupe les dépôts fluvio-lacustres dans le fond de la vallée, se prolonge latéralement et déforme un cône de déjection, dont la morphologie est peu érodée. Ce cône, construit aux dépens d'une moraine latérale de la dernière glaciation, est probablement contemporain des dépôts fluvio-lacustres auxquels il se raccorde.

Généralement les torrents entaillent les dépôts fluvio-lacustres dans le compartiment soulevé, de manière à régulariser leur cours. Ainsi dans la Quebrada Querococha, une terrasse fluviale récente s'est emboîtée dans les dépôts fluvio-lacustres. Cette terrasse située à 50 cm au-dessus du torrent, en aval de la faille, est déformée par une flexure de 1,5 m, au droit du "scarplet", qui décale de 8 m les terrains fluvio-lacustres (voir fig. 26). Cette flexure montre le caractère éminemment actif du réseau de failles normales de Cordillère Blanca.

Lorsque des cirques glaciaires sont situés non loin du système de failles, les moraines des avancées holocènes, malgré leur faible extension, peuvent alors descendre au-delà de la limite du substratum et être affectées par les rejeux récents des failles normales. On observe ainsi dans les Quebradas Jashjas et Jeullesh, au Nord-Est de Conococha, des moraines holocènes, en aval des moraines du Petit Age de Glace, coupées par des escarpements de quelques mètres de haut.

Dans la Quebrada Jashjas un arc morainique holocène, très frais, est déformé par deux failles normales parallèles avec des rejets verticaux de 2 et 6 m.

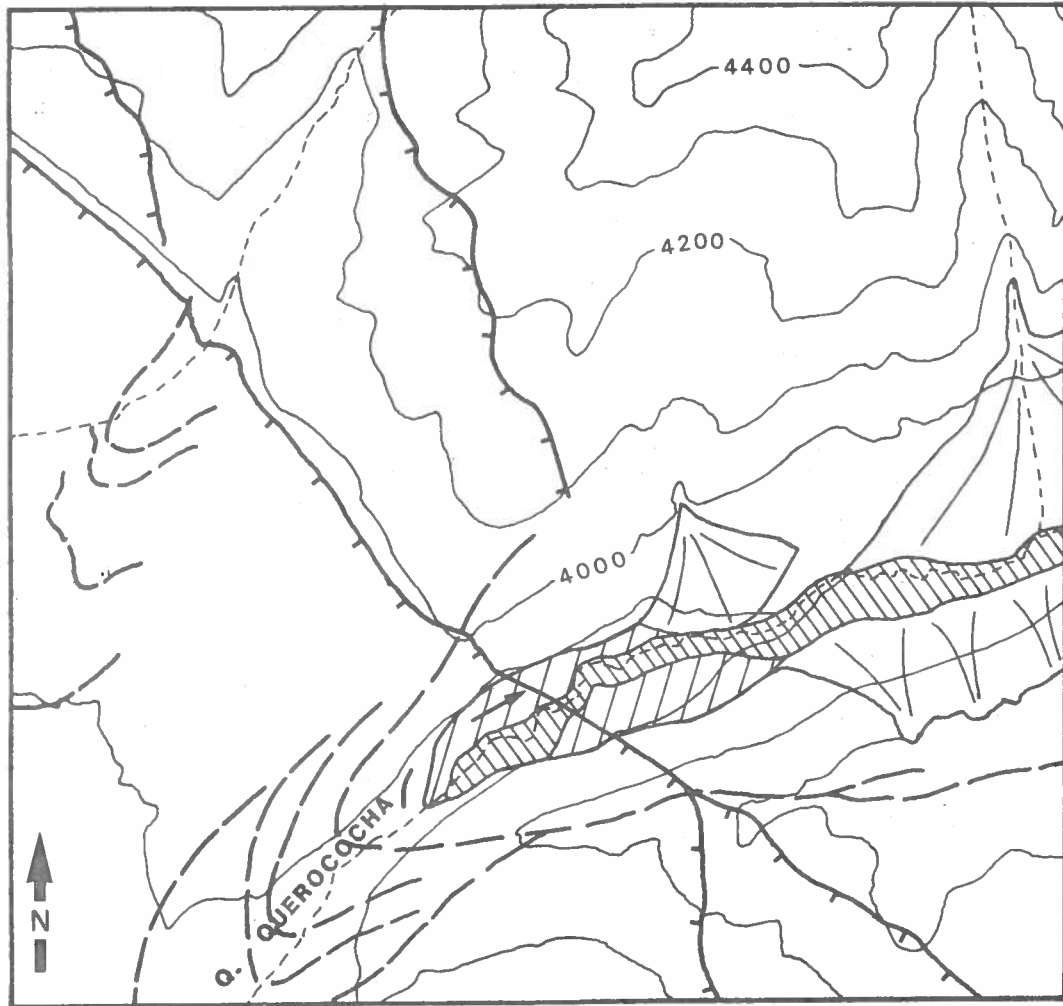
Malgré l'absence de datations absolues pour déterminer l'âge exact de ces avancées, ces observations démontrent clairement des rejeux du système de failles au cours de l'Holocène.







Un exemple d'escarpement récent: la faille de Querococha

Au sortir de la Quebrada Querococha, juste en amont des moraines frontales de la dernière glaciation, une faille active de direction N120, coupe obliquement le fond plat de la vallée, occupé par des dépôts fluvio-lacustres d'âge tardi-glaciaire (voir fig.26).

LES TERRAINS QUATERNAIRES AFFECTES PAR LA FAILLE DE LA QUEBRADA QUEROCOCHA

FIG. 26

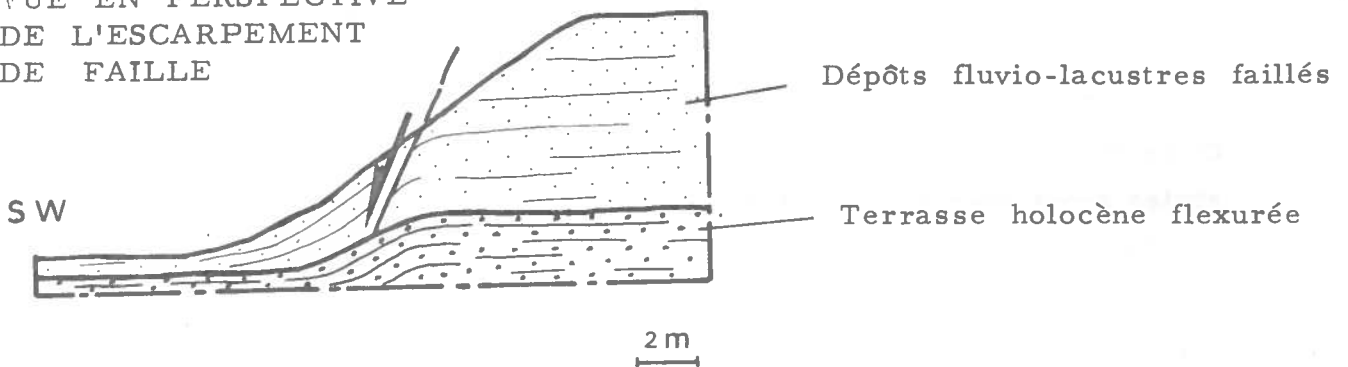


-  Moraines de la dernière glaciation
-  Escarpement de la faille active
-  Localisation des tranchées creusées dans l'escarpement de faille
-  Terrasse holocène flexurée
-  Terrains fluvio-lacustres tardi-glaciaires faillés
-  Cônes de déjection tardi-glaciaires

0 500 m

NE

VUE EN PERSPECTIVE
DE L'ESCARPEMENT
DE FAILLE



Dépôts fluvio-lacustres faillés

Terrasse holocène flexurée

2 m

L'escarpement de la faille, dans ces terrains fait environ 8 m de haut. Trois tranchées creusées dans cet escarpement, ont permis de l'observer en coupe. Ces coupes révèlent des structures et des microstructures liées au mouvement de cette faille, et dont les mesures permettent d'en préciser la cinématique sans équivoque, puisque ces dépôts sont suffisamment récents pour n'avoir été déformés que par l'épisode d'extension du Quaternaire.

Seule une tranchée entaille le compartiment abaissé de la faille (voir fig.27). Elle coupe le plan de faille majeur N108-64S (voir photo 14), qui sépare les dépôts constitués de sables et conglomérats du bloc soulevé, de deux paléosols noirâtres, entre lesquels s'intercale un niveau de colluvions, dans le bloc descendu. Les couches sont rebroussées au toit de la faille, selon un crochon normal de 3 m de haut. L'intersection du plan de faille majeur avec la surface topographique, ne se situe donc pas au pied même de l'escarpement, mais au contraire, le recoupe à mi-pente, les terrains crochonnés et augmentés par le niveau de régularisation, en formant la partie inférieure.

Le niveau de colluvions correspond à des dépôts de régularisation de l'escarpement, qui se sont mis en place après un premier mouvement de la faille. Près de la faille, il forme un niveau de 1 m de conglomérats très hétérométriques à matrice de sables grossiers, puis en s'éloignant, son épaisseur diminue et les sédiments deviennent plus triés, passant à de petits conglomérats et à des graviers. A 6 m de la faille, ce niveau de colluvions ne forme plus que 10 cm de sables argileux, puis il disparaît entre les deux paléosols.

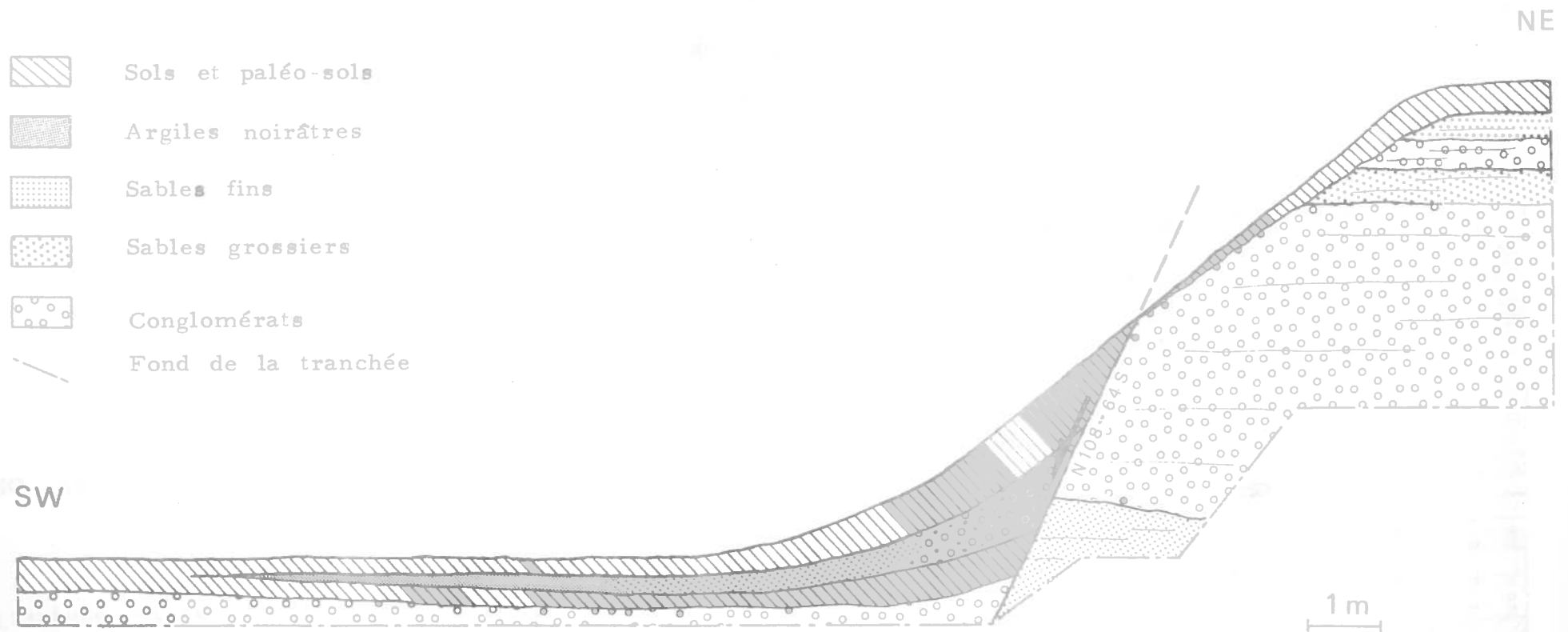
Les deux paléosols, qui sont épais de 1 m près du miroir, diminuent aussi d'épaisseur en s'éloignant, puis finissent par se rejoindre et se fondre en un sol unique de 40 cm.

Ces deux paléosols faillés, séparés par le niveau de régularisation, montrent qu'au moins deux récurrences distinctes ont participé au mouvement de la faille.

Une seconde tranchée, qui entaille uniquement le compartiment soulevé, montre que de nombreuses failles décimétriques à plurimétriques, participent au mouvement (voir fig.28). En particulier la tranchée recoupe une faille, au miroir sinueux, visible sur plus de 4 m de long. Cette faille N144-53SW porte des traces de mouvement représentées par des stries grossières et des griffures, qui définissent un plan de glissement

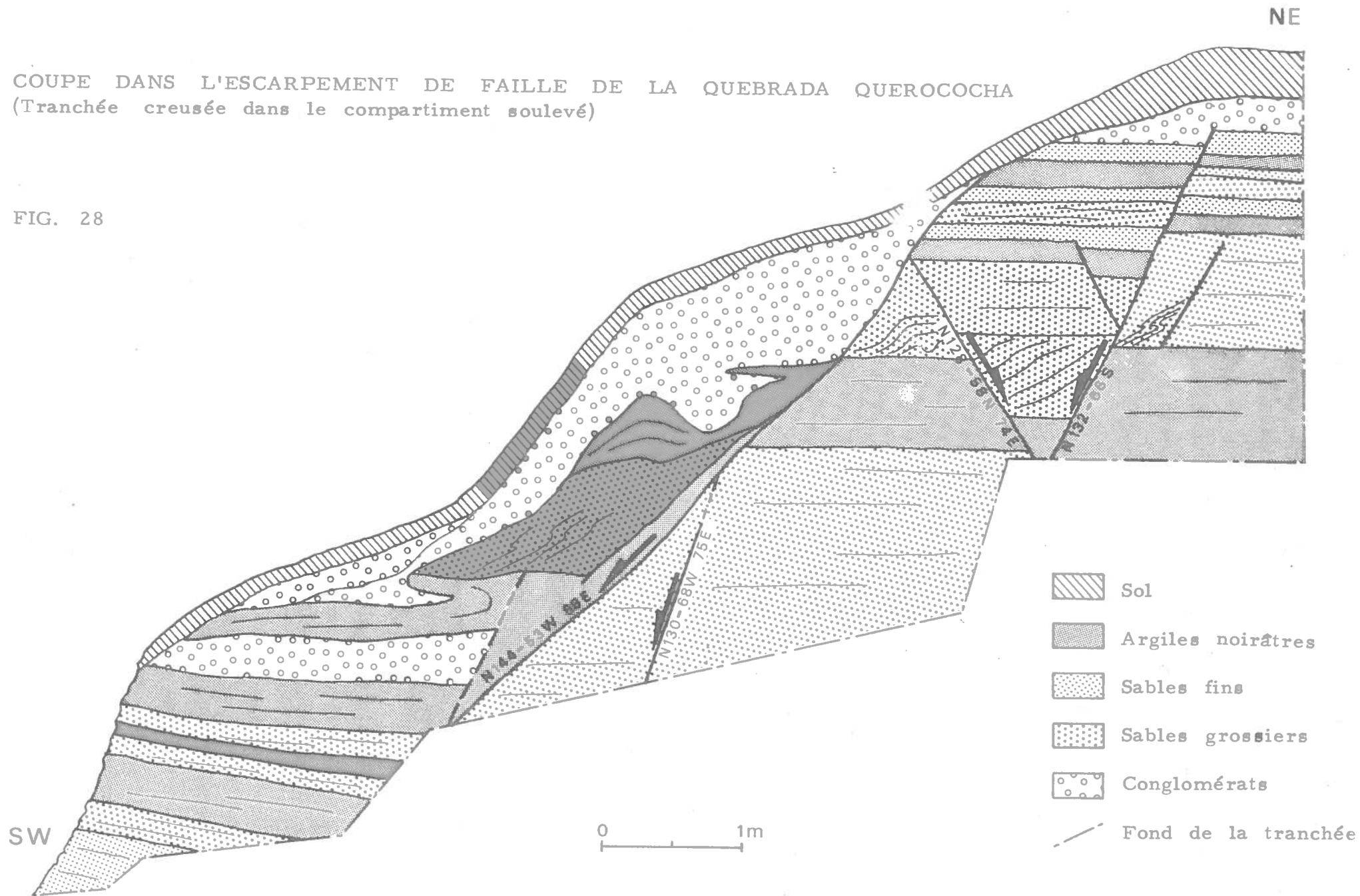
COUPE DANS L'ESCARPEMENT DE FAILLE DE LA QUEBRADA QUEROCOCHA

FIG. 27



COUPE DANS L'ESCARPEMENT DE FAILLE DE LA QUEBRADA QUEROCOCHA
(Tranchée creusée dans le compartiment soulevé)

FIG. 28



de direction N008. Le vecteur glissement sur cette faille montre donc un jeu normal-senestre. Le rejet vertical mesuré par le décalage des strates est de 2,5 m. Certains niveaux argileux sont étirés ou rebroussés le long du miroir, montrant le caractère superficiel de la déformation, qui s'est effectuée dans un matériel peu induré et imbibé d'eau.

La tranchée recoupe d'autres failles de moindre importance, qui donnent des rejets verticaux de quelques centimètres. Parmi ces failles, certaines s'amortissent vers le haut, d'autres sont associées à de mini-slumps qui affectent des niveaux sableux. Enfin il existe des failles secondaires antithétiques, qui plongent donc dans un sens opposé à celui de l'escarpement majeur.

Les coupes transversales observées dans cet escarpement actif, grâce aux tranchées montrent que :

La déformation au niveau de l'escarpement est complexe, et se réalise selon de nombreuses failles dont les longueurs, les rejets et les géométries, sont variables.

Cette déformation peut prendre parfois certains caractères habituellement associés à la tectonique synsédimentaire, qui ici sont présents parce que le matériel n'était pas induré et encore imbibé d'eau lors du mouvement de la faille.

Au moins deux récurrences distinctes ont participé à la création de cet escarpement de faille.

3.2.3. Cinématique quaternaire et actuelle du réseau de failles de la Cordillère Blanche

Une étude microtectonique menée tout au long du système de failles de la Cordillère Blanche, et basée sur douze sites de mesures, a permis d'en définir la cinématique quaternaire et actuelle.

Les neuf sites les plus septentrionaux (voir fig.29) sont situés sur des miroirs de failles limitant le batholite de la Cordillère Blanche, des dépôts glaciaires quaternaires. Sur ces miroirs polyphasés, la génération de stries la plus récente se distingue clairement des générations anciennes, par un style plus superficiel, qui s'exprime par des stries larges et grossières, prenant parfois l'allure de griffures.

Les trois sites les plus méridionaux, des Quebradas Querococho, Quenua-Ragra et du Cerro Pinculloc, sont localisés sur des escarpements de failles récents, coupant des terrains quaternaires et qui ne portent que les traces de l'extension la plus récente.

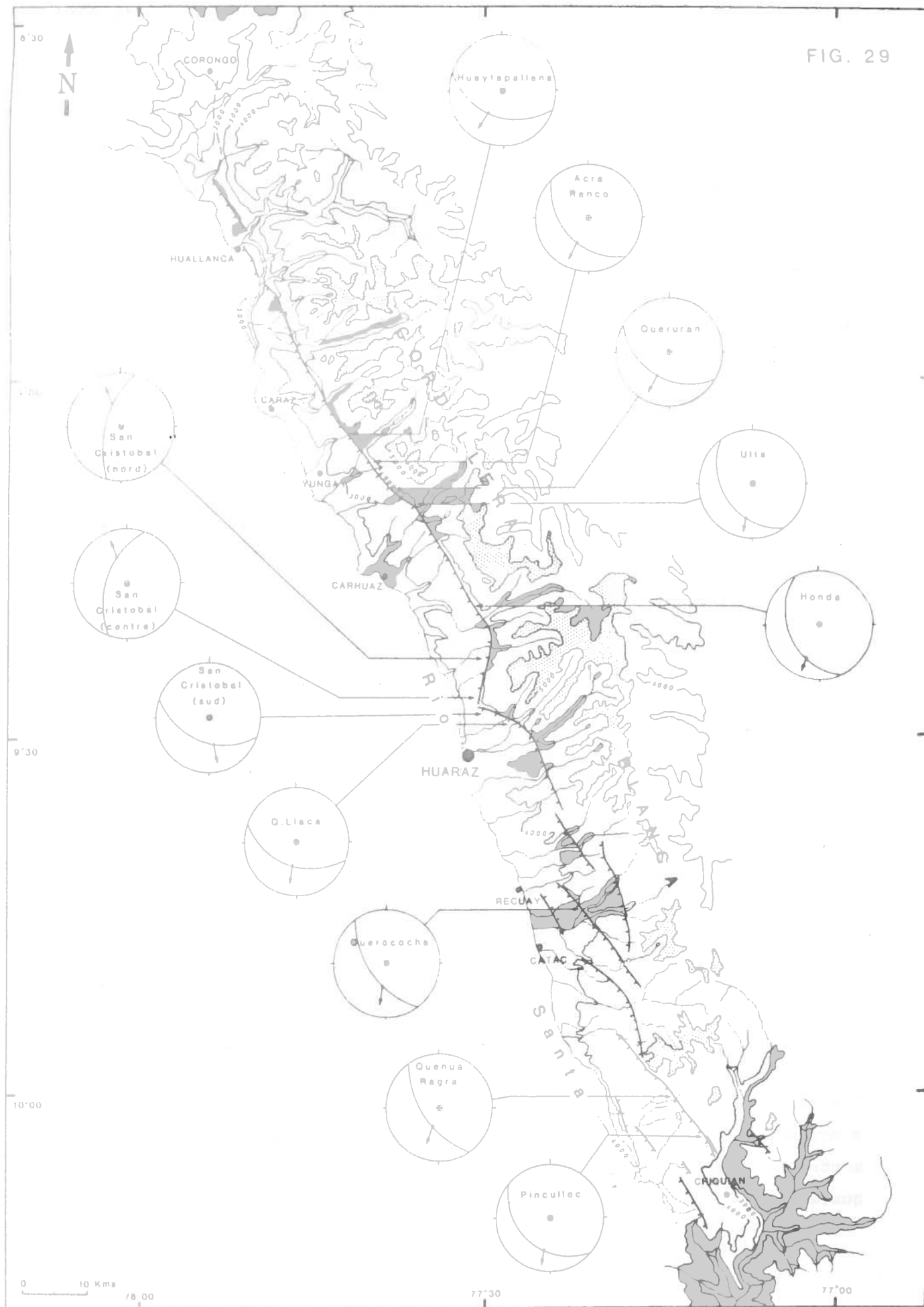
Les vecteurs glissements (voir fig.29), sur les miroirs de failles de la Cordillère Blanche, généralement de direction N110 à N155, montrent des mouvements normaux-senestres.

La faille de direction N015 située au Nord de Huaraz, est la seule sur laquelle il est possible de voir, par le décalage des alignements morainiques, une composante décrochante non négligeable par rapport à la composante normale. Ce décalage montre une cinématique normale-dextre, que confirment les mesures des vecteurs glissements effectuées sur les sites du Cerro San Cristobal nord et centre. Cette composante décrochante dextre est due à l'orientation de cette faille, proche de la direction d'allongement.

Au Sud, le segment N015 est brusquement relayé à angle droit, par une faille d'orientation N110 (voir fig.30), sur laquelle s'effectue un mouvement normal légèrement senestre.

CARTE DES VECTEURS GLISSEMENTS SUR LE SYSTEME DE FAILLES
 DE LA CORDILLERE BLANCHE POUR L'EXTENSION QUATERNAIRE ET ACTUELLE

FIG. 29



Dans cet angle, les deux failles majeures s'amortissent sans se recouper. Ces deux failles étant indépendantes l'une de l'autre, il en résulte un déplacement vers le Nord du bloc effondré par la faille N015, et un déplacement vers le Sud du bloc effondré par la faille N110.

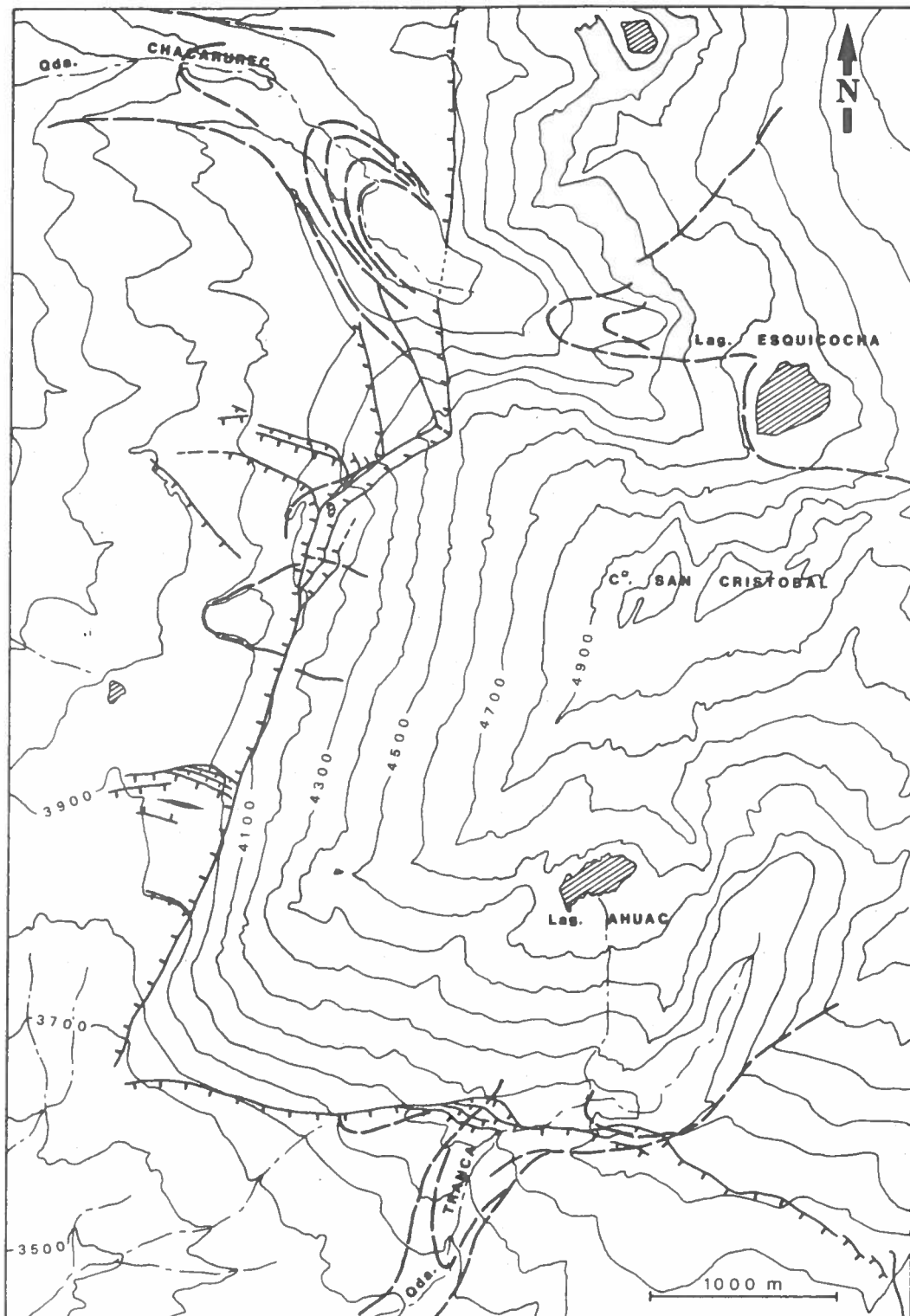
A l'Ouest de leur intersection, les terrains du bassin doivent nécessairement subir une traction N-S, et se déformer, malgré l'absence du prolongement de l'une de ces deux failles principales.

Ces déformations existent bien, dans les dépôts glaciaires situés à l'Ouest des failles majeures. Elles s'expriment sur plusieurs failles normales secondaires, qui présentent des escarpements très récents. Des fissures ouvertes s'associent à ces failles secondaires.

Ces failles, de plusieurs centaines de mètres de long, possèdent des orientations variant entre N080 et N110. Elles sont donc perpendiculaires au grand versant de faille N015, au pied duquel elles se trouvent. Les pendages de l'ordre de 60 à 70°, sont essentiellement dirigés vers le Sud. Les rejets verticaux de ces failles, peuvent atteindre 5 à 6 m, ils diminuent parfois en se rapprochant de la faille majeure N015, cependant généralement vers l'Est ces failles s'incurvent et se fondent avec l'escarpement de la faille majeure, démontrant leur synchronisme.

On observe que les failles normales de direction N015, présentent une composante décrochante dextre, tandis que les failles normales de direction N110 à N155 possèdent une composante décrochante senestre. Ces mesures des vecteurs glissements permettent donc de caler l'extension quaternaire et actuelle, entre les directions N155 et N195.

Cette composante décrochante senestre est due à l'obliquité de la direction de traction, par rapport au système de failles de la Cordillère Blanche. Compte tenu de la géométrie du bassin et des failles qui le bordent, celui-ci subit donc au cours du Quaternaire, une évolution de type "pull apart basin". On observe (voir carte géol.) que les failles de direction N170, qui limitent le remblaiement plio-quaternaire, du massif de la Cordillère Blanche, ne fonctionnent plus que de manière limitée au Quaternaire. Par contre les failles de direction N130-N140, qui s'organisent selon un réseau en échelon, plus à l'intérieur du bassin, se montrent très actives (voir 3.2.5. Evaluation du rejet vertical quaternaire).



ORGANISATION STRUCTURALE DES FAILLES ACTIVES DU CERRO SAN CRISTOBAL AU NORD- EST DE HUARAZ

LEGENDE :

- Moraines
- Failles normales
- Fissures ouvertes

FIG. 30

La cinématique actuelle du système de failles de la Cordillère Blanche, mise en évidence par cette analyse, est incompatible avec les régimes de déformation proposés lors des études antérieures. Elle infirme en particulier les hypothèses défendues par Dalmayrac B. et Molnar P. (1981) selon lesquelles, les failles de la Cordillère Blanche présenteraient des mouvements purement normaux, et seraient dues à une extension N065, perpendiculaire à la Chaîne Andine. De même elle infirme les hypothèses de Soulas J.P. (1975, 1978) et de Mégard F. et Philip H. (1976) selon lesquelles, sur la plupart des failles, les rejets décrochants repérés par des décalages de crêtes morainiques, seraient supérieurs aux rejets normaux, et seraient tantôt dextres, tantôt senestres, pour des failles ayant des directions différentes de quelques degrés. Ces auteurs en déduisent, qu'actuellement, le régime de déformation dans la Cordillère Blanche, serait en décrochement, avec un axe de raccourcissement Z, horizontal et de direction N145, sub-parallèle au réseau de failles, et un axe d'allongement X horizontal, de direction N055.

Pour notre part, hormis sur les failles N015 situées au Nord de Huaraz, aucun autre mouvement décrochant suffisamment important pour surpasser ou égaler les rejets normaux, n'a été mis en évidence, que ce soit sur le terrain ou d'après l'examen des photos-aériennes. Il faut cependant remarquer que, pour certaines failles qui coupent obliquement des moraines, un mouvement réel normal, peut donner un jeu apparent en décrochement et que selon l'obliquité de cette intersection, ce jeu apparent peut être soit dextre, soit senestre.

3.2.4. Calcul du tenseur des contraintes

Les sites de mesures

Trois "super-sites" ont été définis dans le but de calculer le tenseur de contraintes représentatif de l'extension quaternaire et actuelle (voir fig.24).

Le "super-site" Nord Cordillère Blanche regroupe les sites de mesures des Quebradas Huaytapallana, Acra Ranco, Queruran, Uta et Honda (voir diagramme 8).

Le "super-site" Centre Cordillère Blanche regroupe les sites de mesures du Cerro San Cristobal nord, centre et sud et de la Quebrada Llaca (voir diagramme 9).

Enfin le "super-site" Sud Cordillère Blanche regroupe les sites de mesures des Quebradas Querococha, Quenua-Ragra et du Cerro Pinculloc (voir diagramme 10).

Les deux "super-sites" Centre et Sud Cordillère Blanche ont permis des calculs corrects. Par contre le "super-site" Nord Cordillère Blanche n'a pas pu faire l'objet d'un calcul de tenseur, car il ne présente pas une population de données suffisamment répartie dans l'espace, et le calcul ne serait pas contraint. Il a donc été uniquement testé sur les autres tenseurs obtenus.

Résultats

Les résultats des deux calculs effectués à partir des sites mesurés sur les miroirs du système de failles de la Cordillère Blanche, convergent avec le résultat obtenu à partir du site bassin, regroupant les failles normales récentes qui affectent la série de remblaiement (voir tableau 7).

Le site Nord Cordillère Blanche testé sur ces trois résultats, s'explique le mieux par le tenseur calculé sur le "super-site" Sud Cordillère Blanche.

DIAGRAMME 8
 SITE NORD CORDILLERE BLANCHE EXTENSION QUATERNAIRE

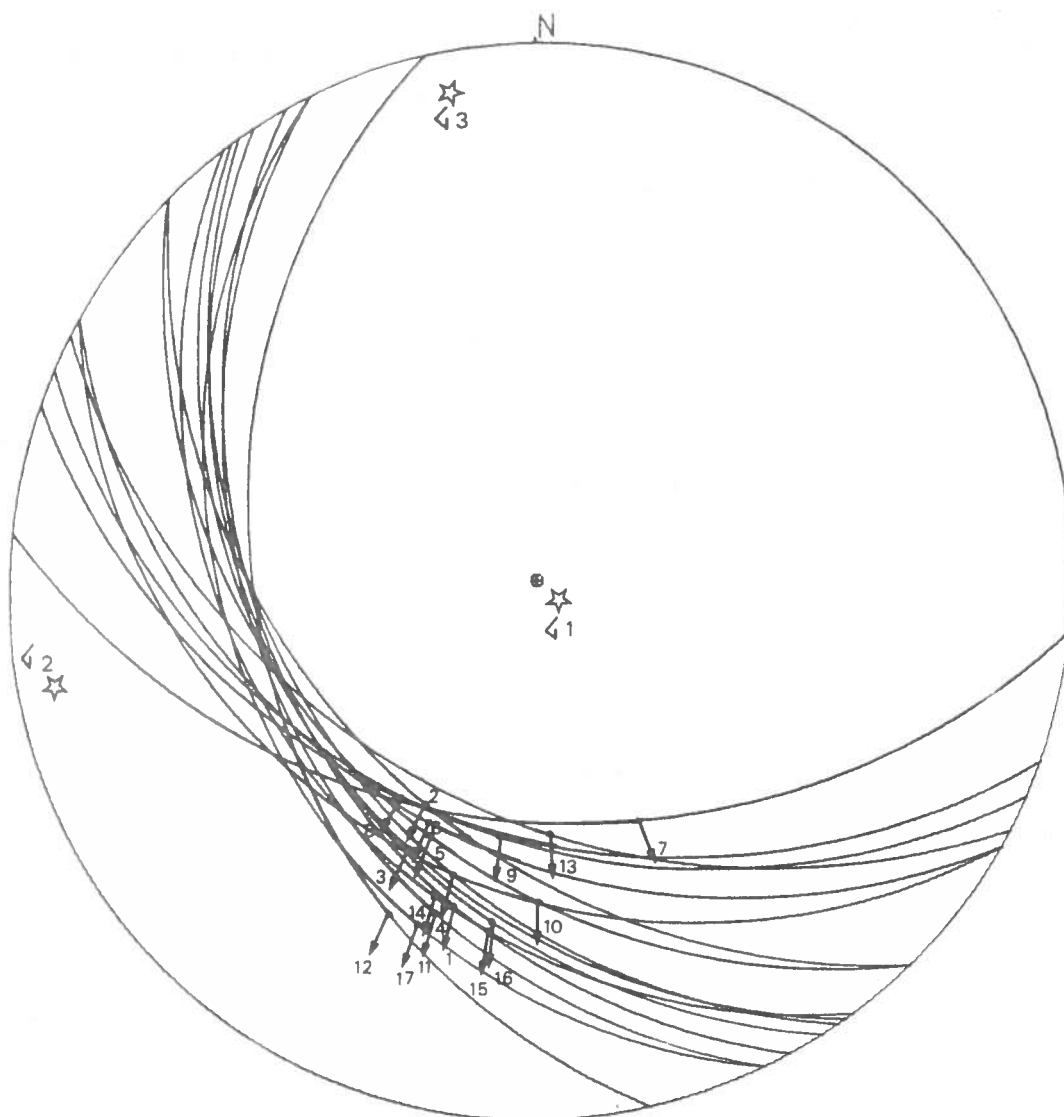
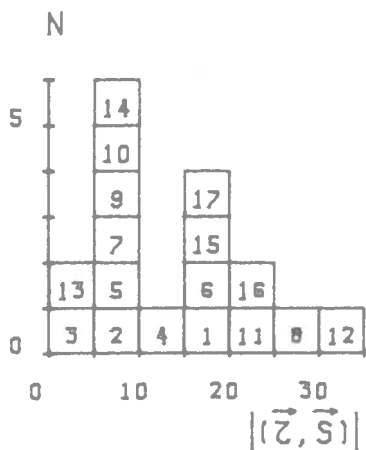
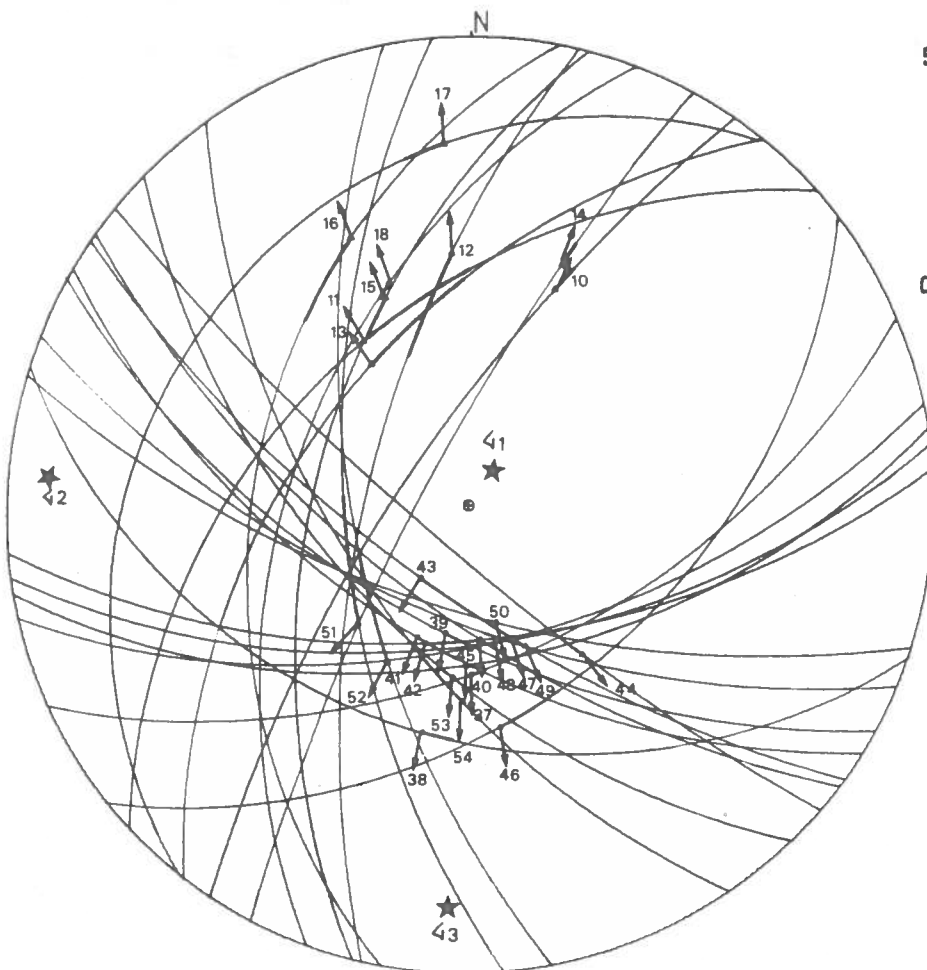
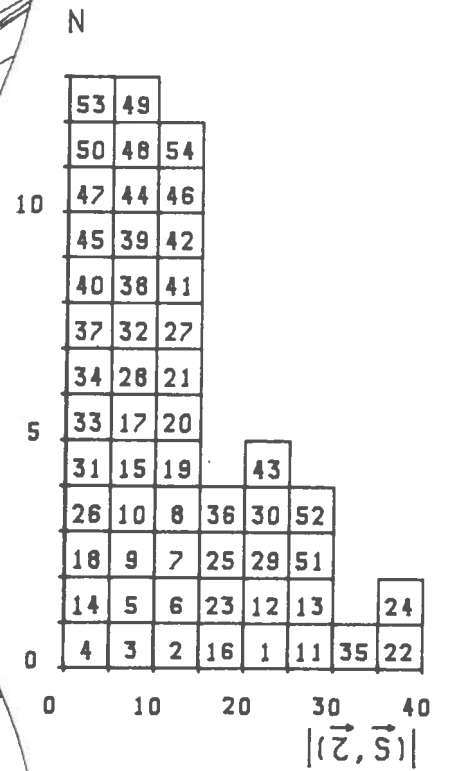
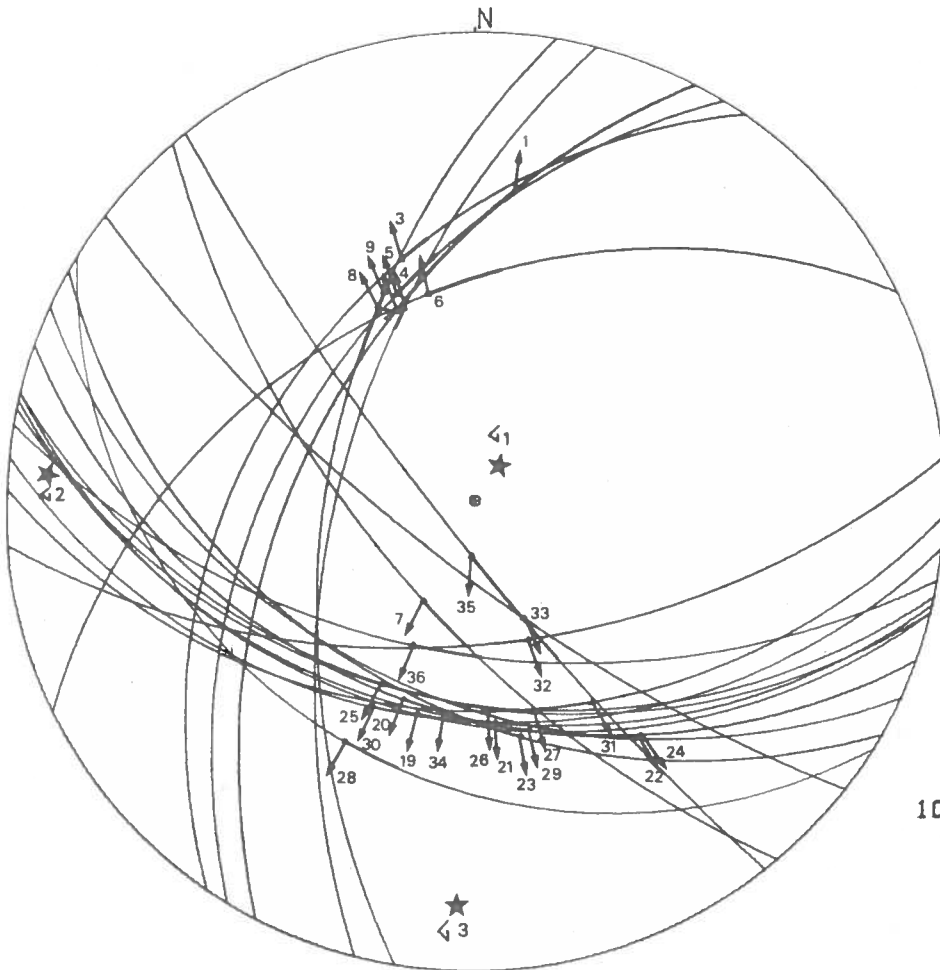


DIAGRAMME 9
 SITE CENTRE CORDILLERE BLANCHE EXTENSION QUATERNAIRE



Les résultats donnent un tenseur moyen défini par un rapport R compris entre 0,55 et 0,70.

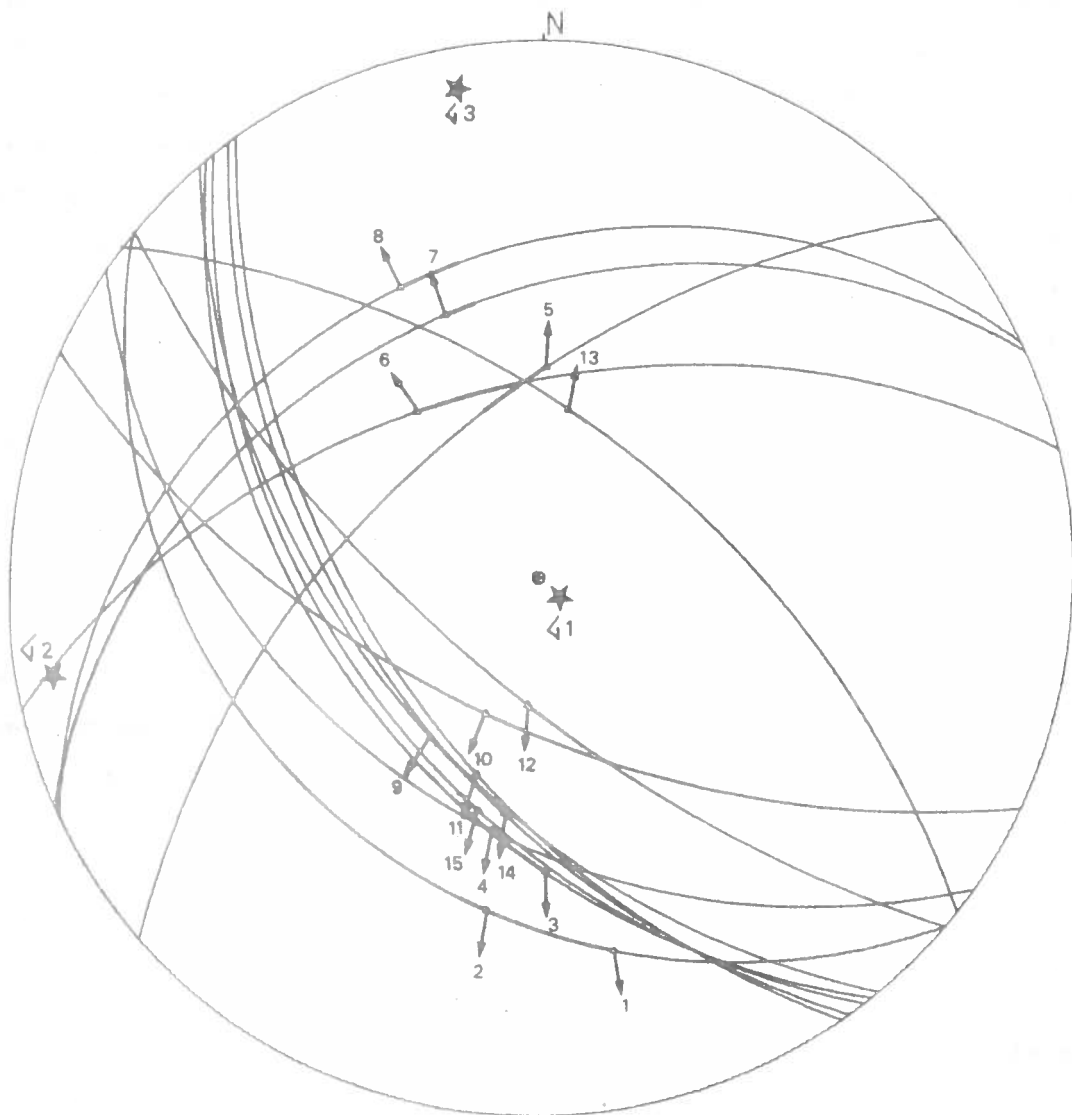
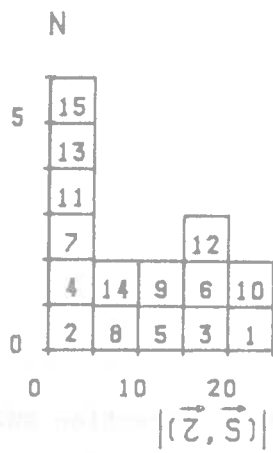
une contrainte principale minimale $\angle 3$ sub-horizontale
et de direction $N185 \pm 15^\circ$

une contrainte principale moyenne $\angle 2$ sub-horizontale
et de direction $N090 \pm 10^\circ$

une contrainte principale maximale $\angle 1$ sub-verticale

On observe donc que de faibles variations du tenseur des contraintes au long du système de failles, en particulier entre la partie nord et la partie sud, malgré une géométrie différente. Seul le site Centre Cordillère Blanche, localisé sur les failles qui forment la jonction entre les deux types de géométrie, montre une légère variation d'une dizaine de degrés sur la direction de $\angle 3$ par rapport aux autres tenseurs représentatifs des contraintes appliquées au système de failles. De même le tenseur "bassin" ne montre pas de différences importantes avec ceux calculés sur le système de failles, cependant c'est lui qui donne la direction de $\angle 3$ la moins oblique par rapport à l'orientation du bassin. La géodynamique quaternaire et actuelle dans la région est donc dominée par un régime de contraintes extensif, selon une direction d'extension N-S.

DIAGRAMME 10
 SITE SUD CORDILLERE BLANCHE EXTENSION QUATERNAIRE



3.2.5 Quantification des déformations quaternaires

Evaluation du rejet vertical quaternaire

La coupe de la Quebrada Querococha dans la partie sud du bassin permet une évaluation du rejet vertical normal, réalisé sur le système de failles au cours du Quaternaire.

Dans cette vallée, deux failles majeures de direction NW-SE, se répartissent les mouvements verticaux relatifs entre le bassin et la Cordillère Blanche (voir fig.3).

La faille la plus orientale intersecte la vallée vers la Laguna Querococha. Cette faille a été essentiellement active au cours du Pliocène, lors de la subsidence du bassin, elle limitait alors le massif qui s'érodait, du bassin où s'empilaient les produits de cette érosion, visibles sur 600 m d'épaisseur au contact du miroir. Par contre lors du Quaternaire, elle ne semble pas avoir été le siège de rejeux importants, puisqu'aucun versant tectonique non régularisé n'y est associé. Cependant elle doit être considérée comme active, puisque sur le flanc sud de la vallée, on note clairement un vif escarpement, ou "scarplet", qui décale de 8 m des moraines.

En effet au Quaternaire, la majeure partie de l'activité tectonique se reporte sur une seconde faille située 6 km plus en aval, et à l'intérieur même du bassin (voir fig.26). Sur cette faille s'effectue un rejet vertical de 800 m environ, qui décale la surface d'érosion attribuée au Quaternaire ancien, au sommet de la série pliocène basculée. Son compartiment est, où ne s'empilent plus les dépôts glaciaires, se soulève et l'importante vallée glaciaire de Querococha, profonde de 600 m, l'entaille. Les terrains quaternaires, issus de ce creusement se déposent en aval de cette faille sous forme de cônes fluvio-glaciaires et de moraines.

Le rejet vertical, relatif à l'extension quaternaire peut être ici évalué entre 850 et 1000 m.

Plus au Nord, les coupes des Quebradas Uquian et Rurec montrent le même type d'évolution, avec une migration de l'activité tectonique qui s'effectue au Pliocène sur des failles limitant le batholite du bassin, puis au Quaternaire, plus préférentiellement sur des failles plus internes au bassin. Dans les Quebradas Uquian et Rurec, les failles bordières ne présentent même pas de "scarplets".

Dans la partie nord de la région, on peut estimer que la valeur du rejet vertical quaternaire est donnée par la dénivelée des grands versants de failles non régularisés. Ces versants atteignent 1000 m, au-delà ils sont généralement remplacés par des versants à morphologie glaciaire (voir photo 15).

En résumé, on peut estimer que les rejets verticaux dus à l'extension quaternaire sont de l'ordre de 1000 m sur les failles de la Cordillère Blanche, et qu'ils ne représentent pas plus d'un quart de la surrection totale de la Cordillère, ce que confirme également l'étude sédimentaire et structurale de la formation pliocène Lloclla.

Le rejet vertical quaternaire, est donc bien inférieur au chiffre de 4000 m avancé notamment par Dalmayrac B. (1974) pour qui, la totalité de la surrection de la Cordillère se serait effectuée au Quaternaire, puisque selon lui les dépôts plio-pléistocènes, d'une épaisseur maximum de 250 m, visibles au pied du massif, seraient uniquement argilo-sableux et incompatibles avec la présence de reliefs à proximité.

De même cette étude infirme les 4000 m de rejet proposés par Yonekura M. (1979), qui pour sa part extrapole, sur l'ensemble du Quaternaire, les rejets visibles dans les moraines de la dernière glaciation, en leur attribuant un âge trop récent.

Vitesse de surrection de la Cordillère Blanche

Si l'on considère que l'extension quaternaire débute après l'épisode compressif du Quaternaire ancien, soit environ à partir de 1,5 millions d'années, et qu'elle produit une surrection de 1000 m, la vitesse moyenne de cette surrection peut alors être estimée à 0,7 mm/an. Cette vitesse s'apparente tout à fait à celle de 0,7 mm/an calculée pour la surrection pliocène.

Pour la période du Pléistocène supérieur - Holocène, un graphique donnant l'importance des rejets verticaux, en fonction de l'âge des terrains déformés, a permis une évaluation de la vitesse de surrection de la Cordillère Blanche par rapport au bassin (voir fig.31).

Quatre points ont été placés sur ce graphique. Le point A correspond à un rejet de 8 m, qui affecte les moraines de la première avancée holocène (Quebradas Jashjas et Jeullesh), attribuée à environ 10000 B.P. d'après les corrélations faites avec les datations de Mercer J.H. (1977) et Wright H.E. (1984) sur le Pérou sud et central. Le point B correspond à un rejet vertical moyen de 9 m, qui affecte les terrains fluvio-lacustres tardi-glaciaires, dont une datation dans la Quebrada Querococha a donné un âge de l'ordre de 13000 B.P. Le point C correspond à un rejet vertical de 15 m, qui affecte un vallum (M3), attribué au stade récent de la dernière glaciation, soit à environ 20000 B.P. (Heusser 1966, Mercer 1972, 1977, Laugenie 1983), dans la Quebrada Uquian (voir photo 12). Le point D correspond à un rejet vertical moyen de 35 m, qui affecte les moraines les plus externes de la dernière glaciation (Quebradas Tuco, Quenua-Ragra, etc.), attribuées à environ 50000 B.P. d'après les corrélations faites avec les travaux de Servant M. (1977), Graf Meier K. (1981), Argollo J. (1982) et Lavenu A. (1984) en Bolivie, et Laugenie C. (1983) au Chili.

Ces points s'alignent sur une droite, dont la pente donne une évaluation de la vitesse de surrection de l'ordre de 0,70 mm/an, en bon accord avec celle calculée sur l'ensemble du Quaternaire.

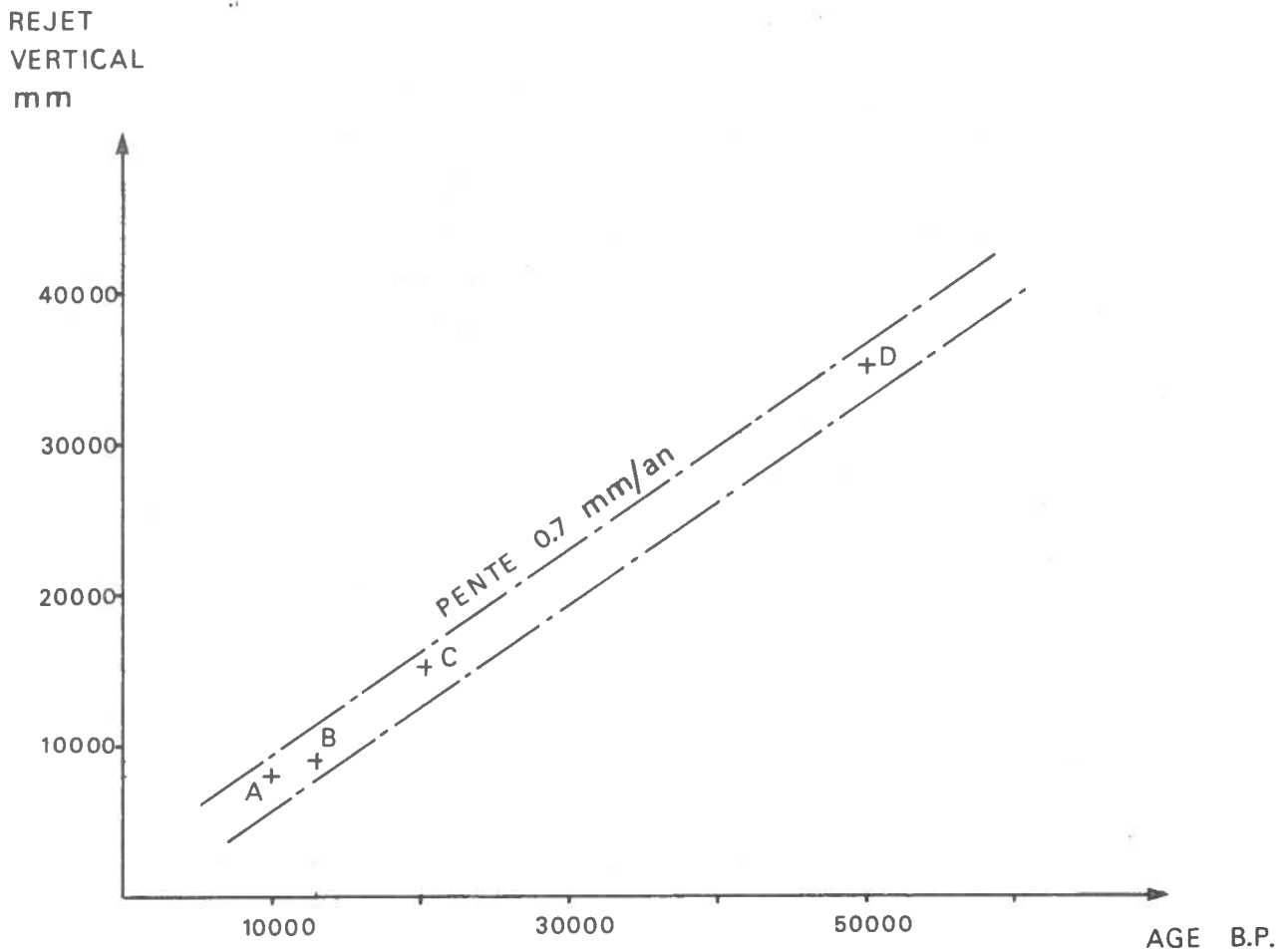
Il est possible que localement, cette vitesse soit plus importante, comme par exemple au pied du Huandoy, où les moraines attribuées au stade ancien de la dernière glaciation, sont décalées de 60 m par les failles normales.

Période de récurrence pour le mouvement du système de failles de la Cordillère blanche

Yonekura et al. (1979) proposent pour les failles de la Cordillère Blanche, un déplacement vertical de 2 à 3 m lors de chaque séisme. Compte tenu des observations de terrain, et en particulier de la flexure de 1,5 m de haut, visible dans une terrasse récente au droit du "scarplet" de la Quebrada Querococha (voir fig.26), la valeur de 2 m me paraît raisonnable.

FIG. 31

Graphique donnant, la vitesse moyenne de surrection de la Cordillère Blanche, par rapport au bassin du Rio Santa, d'après les rejets verticaux mesurés sur les failles normales bordières du massif, pour la période du Pléistocène supérieur - Holocène.



Les risques sismiques dus au système de failles de la Cordillère Blanche, peuvent être en partie évalués, avec la valeur du glissement et la vitesse de surrection proposée. Pour estimer les risques maximums, on est amené à admettre que cette surrection se réalise principalement lors des séismes majeurs, qui peuvent produire des déplacements de l'ordre de 2 m, et donc on néglige les mouvements assismiques, ainsi que les mouvements dus à des séismes mineurs. En faisant cette hypothèse, il est possible de calculer une période de récurrence de l'ordre de 3000 ans, pour des séismes majeurs susceptibles de réactiver le système de failles.

Evaluation de la magnitude d'un séisme dû à la réactivation du système de failles de la Cordillère Blanche

Yonekura M. (et al. 1979) a calculé, un moment sismique M_0 égal à $6 \cdot 10^{27}$ dynes*cm, d'où une magnitude M égale à 8, pour un séisme dont l'origine serait le mouvement du système de failles de la Cordillère Blanche. L'auteur prend pour ce calcul, un glissement (dislocation moyenne sur le plan de faille) de l'ordre de 2 à 3 m, et considère que l'ensemble du système de failles doit être réactivé, et prend pour l'aire du plan de faille $200 \cdot 40 \text{ km}^2$.

Le résultat de ce calcul, compte tenu de la géométrie du système de failles, apparait comme un maximum.

En effet, seule la partie nord du système de failles, se présente comme une faille unique. La partie sud, est essentiellement constituée par un réseau de failles en échelon.

Nous avons donc recalculé de nouveaux moments sismiques et de nouvelles magnitudes, en prenant 2 m pour le glissement moyen, qui pourrait se réaliser lors d'un séisme majeur, et en considérant deux hypothèses-limites pour une réactivation partielle du système de failles.

La première hypothèse-limite correspondrait à un rejeu sur la majeure partie de la grande faille située dans la région nord de la Cordillère Blanche, soit sur environ 60 km. Pour la largeur du plan de faille, nous avons pris deux valeurs, l'une de 20 km, l'autre de 40 km, ce qui, compte tenu du pendage de la faille, représente respectivement une profondeur de 15 et 30 km.

Le calcul donne:

$$\begin{aligned} Mo(\min) &= \mu UA \\ &= 72 \cdot 10^{25} \text{ dynes} \cdot \text{cm} \\ &= 72 \cdot 10^{18} \text{ N} \cdot \text{m} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \text{avec } \mu &= \text{rigidité de la croûte} \\ &\text{soit } 3 \cdot 10^{11} \text{ dynes/cm}^2 \\ U &= 2 \cdot 10^2 \text{ cm} \\ A &= 6 \cdot 10^6 * 2 \cdot 10^6 \text{ cm}^2 \end{aligned}$$

en utilisant la formule: $\log Mo = 8.8 + 1.5 M$

on obtient: $M(\min) = 7.4$

$$\begin{aligned} Mo(\max) &= 144 \cdot 10^{25} \text{ dynes} \cdot \text{cm} \\ &= 144 \cdot 10^{18} \text{ N} \cdot \text{m} \end{aligned} \quad \text{avec } A = 6 \cdot 10^6 * 4 \cdot 10^6 \text{ cm}^2$$

d'où: $M(\max) = 7.6$

Comme seconde hypothèse-limite, nous avons supposé que lors d'un séisme, seule une des failles, faisant partie du réseau en échelon, visible dans le sud de la Cordillère Blanche, soit réactivée. La longueur moyenne de ces failles est de 15 km environ et nous prendrons comme largeur du plan de faille 20 km.

Le calcul donne:

$$\begin{aligned} Mo &= 18 \cdot 10^{25} \text{ dynes} \cdot \text{cm} \\ &= 18 \cdot 10^{18} \text{ N} \cdot \text{m} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \text{avec } \mu &= 3 \cdot 10^{11} \text{ dynes/cm}^2 \\ U &= 2 \cdot 10^2 \text{ cm} \\ A &= 15 \cdot 10^5 * 2 \cdot 10^6 \text{ cm}^2 \end{aligned}$$

d'où: $M = 7$

Ces calculs montrent donc, que pour une réactivation partielle du système de failles de la Cordillère Blanche, on peut évaluer la magnitude d'un séisme, entre 7 et 7.6, selon les deux hypothèses-limites que nous nous sommes fixé. Ces valeurs sont comparables avec la magnitude de 7.25 (Silgado 1978) du séisme de Quiches, du 10 novembre 1946 (voir 4.2.).

En résumé, les observations de terrain permettent de proposer une période de récurrence de l'ordre de 3000 ans pour des séismes destructeurs de magnitude ≥ 7 , susceptibles de réactiver le système de failles de la Cordillère Blanche.

Calcul de l'allongement selon la direction d'extension et vitesse de déformation pour cet allongement

Considérant que 1000 m de rejet vertical se sont réalisés sur le système de failles de la Cordillère Blanche, en moyenne N150-45SW, selon une extension N185, l'allongement maximal, selon la direction d'extension peut être estimé à environ 1750 m. La vitesse moyenne de déformation correspondant à cet allongement créé entre 1.5 millions d'années et l'Actuel est d'environ 1.2 mm/an, soit du même ordre de grandeur que la vitesse de déformation calculée pour l'allongement, créé lors de l'extension pliocène.

Rejet décrochant

Compte tenu de l'obliquité de la direction d'extension par rapport à l'orientation générale du système de failles, un rejet décrochant total non négligeable accompagne l'extension quaternaire. Ce rejet peut être évalué à environ 1450 m. Il est bien évident que sur le terrain cette valeur globale est à répartir sur les nombreuses failles participant à la déformation, et que d'autre part, cette valeur est un maximum puisqu'en réalité, surtout pour la partie sud du bassin, les failles ont tendance à prendre des directions plus Est-Ouest tout en formant un réseau en échelons d'orientation générale N150.

Calcul de l'allongement perpendiculaire au bassin et vitesse de l'élargissement

Le pendage moyen retenu pour le système de failles de Cordillère Blanche est celui de 45° , mesurable sur la plupart des grands versants dans la partie nord du bassin, il en ressort que la valeur de l'allongement perpendiculaire au bassin, créé lors de l'extension quaternaire, est égale à celle du rejet vertical, soit environ 1000 m.

En prenant pour largeur moyenne du bassin 12 km, les 1000 m d'allongement quaternaire représentent un accroissement de la largeur du bassin de 8% environ.

Ces 1000 m, se réalisant entre 1,5 millions d'années et l'Actuel, on peut évaluer à 0,65 mm/an, la vitesse de l'élargissement du bassin, lors du Quaternaire.

3.2.6. Séismicité historique au long de la Cordillère Blanche

Aucune réactivation, lors d'un tremblement de terre, n'a été démontré le long du système de failles de la Cordillère Blanche, en particulier Ericksen et al. (1970) ne citent aucun rejeu accompagnant le violent séisme du 31 mai 1970, qui fit d'énormes dégâts tant humains que matériels dans le département d'Ancash.

Quelques séismes mineurs, et très localisés ont cependant été répertoriés au long de la Cordillère Blanche (Silgado 1978):

le 14 mars 1747 à 13H30, un séisme destructeur, causant plusieurs morts, affecte les localités de Tauca, Conchucos et Corongo dans la partie nord de la région.

le 5 mars 1935 à 17H35, un séisme local affecte la ville de Ticapampa. Cette secousse fait un mort et détruit quelques maisons.

le 18 février 1956 à 12H49 un séisme occasionne des dommages dans les habitations de la localité de Carhuaz et les villages environnants de Amashca, Shilla, Llipa et Hualcan.

Ces séismes très localisés ne sont probablement pas à lier directement au mouvement du système de failles, cependant ils indiquent qu'une certaine activité tectonique superficielle existe dans la région.

4. L'EXTENSION RECENTE N-S ET LE CONTEXTE GEODYNAMIQUE ACTUEL

4.1. L'extension récente N-S dans la Chaîne Andine du Pérou et de Bolivie

En Bolivie :

Dans l'Altiplano nord-bolivien, et plus précisément dans la région de La Paz, Lavenu A. et al. (1978, 1981), Mercier J. (1981) et Blés J.L. et al. (1981) ont montré que de nombreuses failles normales, coupant des dépôts quaternaires, voir même holocènes, fonctionnent selon une extension N-S à NNE-SSW. Sur ces failles de direction E-W à NW-SE et qui s'organisent fréquemment en échelons, aucune réactivation sismique historique n'est connue. L'Altiplano et la Cordillère Orientale seraient également soumis à une tectonique en distension (Lavenu et al. 1981). Plus au Sud, les bassins de Cochabamba et de Sucre sont aussi affectés par cette extension récente N-S (Lavenu et al. 1979, Mercier 1981).

Au Pérou :

Dans la zone côtière du Pérou central et sud, en particulier dans la région de Canete et de Marcona, Sebrier M. et al. (1980), Mercier J. (1981), et Macharé J. et al. (1983), ont montré l'existence d'une extension récente N-S. De même le domaine cordilléraïn est aussi le siège de cette extension, qui s'exprime clairement sur la faille de Chulibaya, sur les failles de Huambo et Cabanaconde, sur la faille de Tambomachay ainsi que dans le bassin de Cuzco, et dans le bassin d'Ananéa (Mercier 1981, Sebrier et al. 1982).

Dans la Chaîne Andine du Pérou et de Bolivie, le régime tectonique actuel est donc en extension selon une direction N-S, en Bolivie et au Sud-Pérou, jusque dans le domaine de la Cordillère Orientale, et dans le Pérou nord et centre, de la côte à la Cordillère Occidentale. Ce rétrécissement vers le Nord du domaine en extension, pourrait être dû au changement d'inclinaison du plan de Benioff sous la marge sud-américaine, mis en évidence par la séismicité liée à la zone de subduction (Stauder 1975, Barazangi et al. 1976, Isacks et al. 1977, 1982).

4.2. Nature et caractéristiques de la sismicité intra-plaque

Le problème du rapport entre l'extension N-S, mise en évidence sur la côte et dans le domaine cordillérain du Pérou et de Bolivie, par la néotectonique, et le régime de contraintes compressif E-W, argumenté par l'étude des mécanismes au foyer des séismes intra-plaque Sud-Américaine, est à discuter.

Caractéristiques de la sismicité intra-plaque

.. La bordure occidentale du continent Sud-Américain est le siège de séismes superficiels intra-plaque.

Cette activité sismique est plus développée dans les régions du Sud de l'Equateur, du Pérou nord et centre, et du Nord de l'Argentine. Ces régions correspondent rigoureusement à celles, sous lesquelles le slab est peu plongeant (Stauder 1975, Barazangi et al. 1976, Jordan et al. 1983, Suarez et al. 1983). La sismicité intra-continentale semble donc fortement influencée par la géométrie de la subduction.

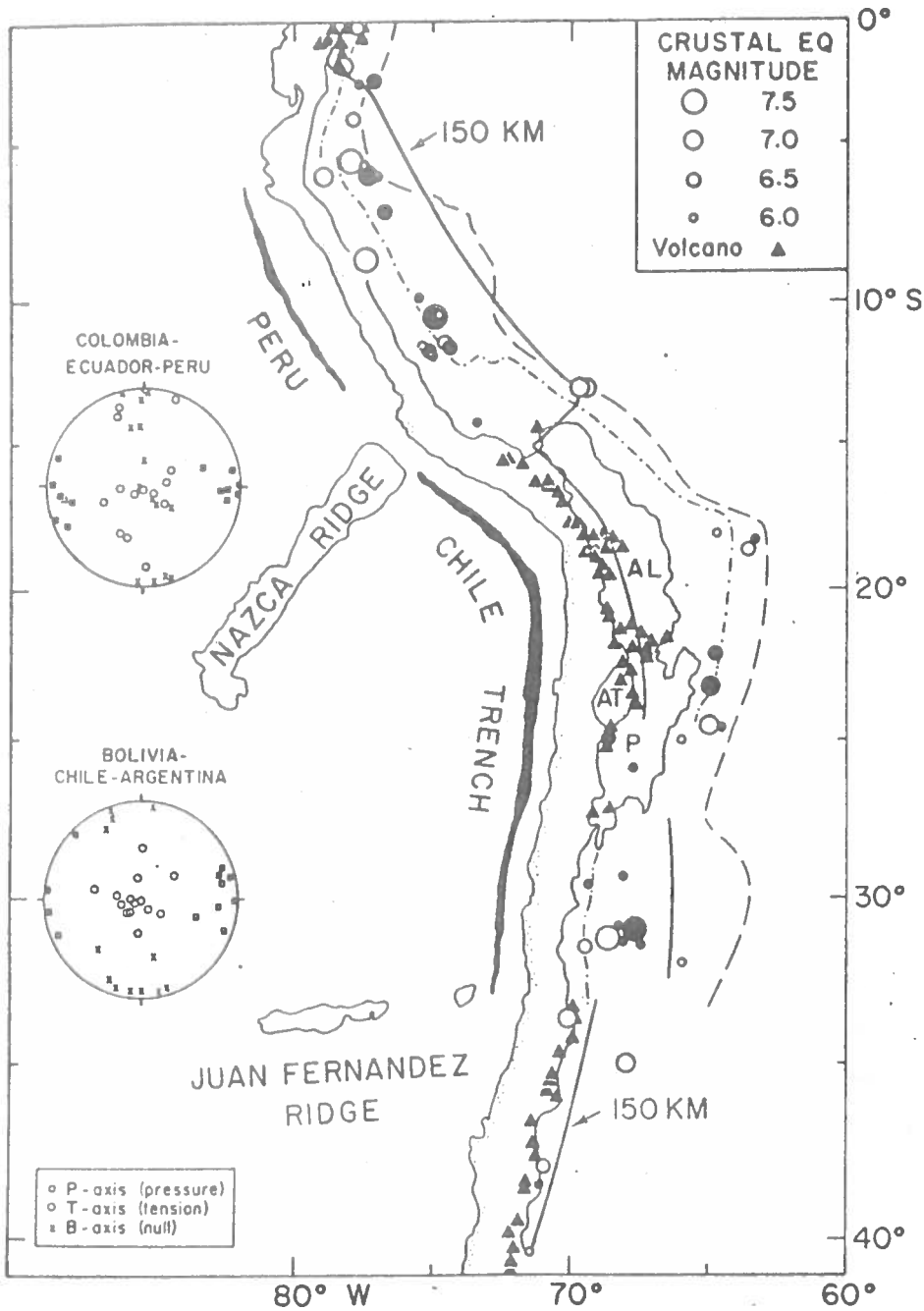
Les mécanismes au foyer (voir fig.32) montrent soit des mouvements inverses avec un axe P approximativement E-W, soit des mouvements décrochants avec un axe P, E-W et un axe T de direction N-S (Stauder 1975, Jordan et al. 1983, Suarez et al. 1983).

Cette sismicité est essentiellement concentrée le long de la marge ouest de la zone Sub-Andine.

Le domaine cordillérain est relativement moins sismique, cependant l'existence de certains séismes et la mise au point récente des méthodes de sismicité instrumentale, ne permettent pas de considérer ce domaine comme inactif, ce que confirment de nombreuses failles sub-actives en surface. Seuls quelques séismes dans le domaine cordillérain ont permis le calcul de mécanismes au foyer.

FIG. 32

MECANISMES AU FOYER DES SEISMES INTRA-PLAQUE SUD-AMERICAINE
(d'après Jordan et al. 1983)



Map of western South America and the eastern Pacific ocean floor, showing distribution of large crustal earthquakes, Holocene volcanoes (Simkin and others, 1981), and geologic provinces, relative to the geometry of the subducted Nazca plate (150-km contour on top of Benioff zone shown). Earthquakes shown have magnitudes greater than $5\frac{1}{4}$ (Gutenberg and Richter, 1954; Rothe, 1969; the *Seismological Notes*, or the *Bulletins of the Seismological Society of America*); those shown with black circles are included in equal-area projections at right (lower hemisphere of common focal sphere) of P, T, and B axes of focal mechanism solutions (Chinn, 1982). Geologic province boundaries are shown by dashed line (eastern limit of recognized Neogene deformation), dash-dotted line (boundary between foreland and hinterland, as defined in text), and light solid line (drainage divide along the Andean crest that also encloses the Altiplano (AL), Puna (P), and Atacama basin (AT)). The trench is mapped by the 6,000-m isobath.

Les séismes de Huaytapallana

Les séismes de Huaytapallana du 24 juillet et du 1 octobre 1969 ont affecté la province de Huancayo dans le département de Junin.

Stauder W. (1975) et Suarez et al. (1983) ont calculé les mécanismes au foyer de ces deux séismes, dont la localisation des épacentres est respectivement de 11,84 degrés de latitude Sud, 75,10 degrés de longitude Ouest, et de 11,75 degrés de latitude Sud, 75,15 degrés de longitude Ouest (Suarez et al. 1983). Ces mécanismes montrent que ces séismes résultent d'un mouvement inverse senestre sur un plan N152-70E (voir tableau 8).

Ces deux séismes de 1969 ont réactivé une faille située dans une zone d'accidents anciens, qui limite le flanc ouest de la Cordillère de Huaytapallana. Cette faille de direction moyenne N130, à pendage vers le Nord-Est se traduit en surface par un escarpement sismique, le long de deux tronçons séparés par une zone de 3,5 km, où aucune trace de réactivation n'a été observée. Les tronçons sud et nord possèdent respectivement une longueur de 5,5 et de 9,5 km (Blanc et al 1984, Blanc 1984).

Les déformations en surface, sur le tronçon sud, ont été étudiées par de nombreux auteurs (Deza 1971, Mégard et al. 1975, Philip et al. 1976, Blanc et al. 1984). Sur ce segment, la faille a joué selon un mouvement inverse senestre, avec un rejet vertical total de 1,6 m, dont 0,4 m au cours du séisme du 24 juillet, et un rejet horizontal de 0,7 m bien visible par le décalage senestre de clôtures (Deza 1971).

Au passage de cette faille, la surface topographique est flexurée. Philip H. et al. (1976) ont étudié les structures affectant le tapis végétal et la couche humique, partiellement désolidarisés du substratum. Dans le substratum constitué d'argiles compactées, les auteurs précédents ont observé un miroir de faille N130-60E.

L'analyse détaillée des structures superficielles, telles que les plis et les fentes, montre une déformation selon une direction Z de raccourcissement N065 et selon une direction X d'allongement N155.

Des tranchées creusées dans l'escarpement ont permis de mesurer de nombreuses micro-failles associées à la déformation. L'analyse structurale de ces données, a fourni des résultats en accord avec les observations tectoniques précédentes, ainsi qu'avec les mécanismes au foyer déterminés (Blanc et al. 1984, Blanc 1984).

TABLEAU 8

SEISMES DE HUAYTAPALLANA, DONNEES GEOPHYSIQUES

SEISMES	PROFONDEURS		AXE P		AXE T		MAGN.
	Staud.	Suar.	Staud.	Suar.	Staud.	Suar.	St. Su.
24 juil.	1 km	6 km	15N099	23N077	48N206	56N206	5,9 5,9
1 oct.	4 km	5 km	15N091	22N053	48N198	66N207	5,9 5,8

TABLEAU 9

SEISME DE CHALHUANCA, DONNEES GEOPHYSIQUES

Auteurs	Profondeur	Axe P	Axe T
Stauder	54 km	02 N268	24 N177
Suarez	8 km	00 N264	14 N174

En résumé, les données de terrains et les calculs des mécanismes au foyer, sont en accord pour montrer que les séismes de Huaytapallana résultent d'une déformation selon un raccourcissement ENE-WSW et un allongement approximativement orienté NNW-SSE, mais pouvant posséder un fort plongement.

le séisme de Chalhuanca

Le séisme de Chalhuanca du 15 octobre 1971 a affecté la province d'Aimaraes dans le département d'Apurimac. Son épicentre se localise dans la région des Hauts Plateaux à 14,2 degrés de latitude Sud et 73,45 degrés de longitude Ouest (Suarez et al. 1983). Stauder W. (1975) puis Suarez G. et al. (1983) ont calculé le mécanisme au foyer de ce séisme de magnitude 5,7. Ce séisme résulte d'un mouvement décrochant avec une direction de raccourcissement E-W et une direction d'allongement N-S (voir tableau 9).

Le séisme de Quiches:

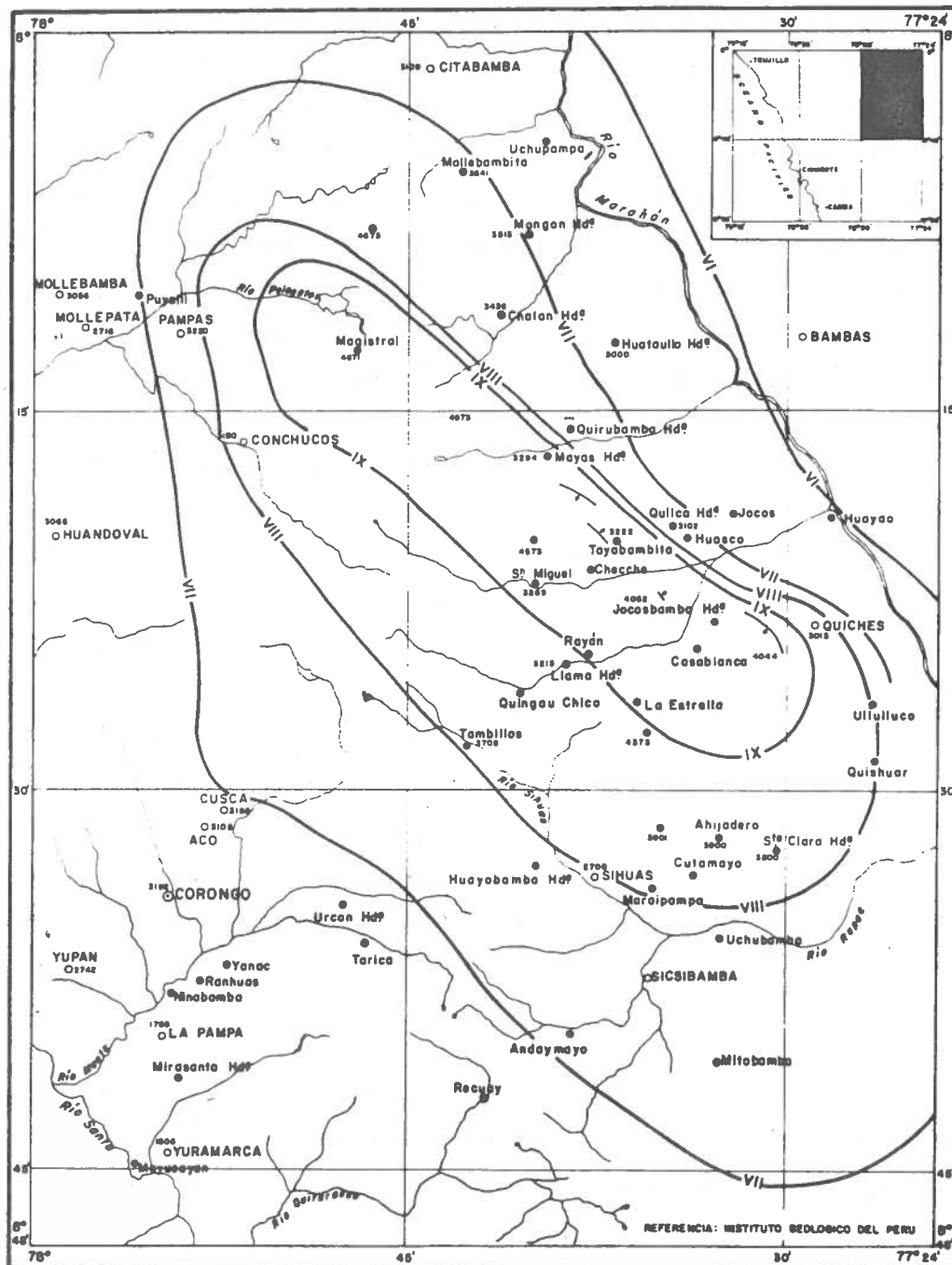
Le séisme de Quiches du 10 novembre 1946 est le tremblement de terre le plus proche de la Cordillère Blanche, ayant provoqué des déformations en surface. Ce séisme a éprouvé les provinces de Pallasca et de Pomabamba dans le département d'Ancash, à une soixantaine de kilomètres au Nord-Est de la Cordillère Blanche (voir fig.33). La localisation précise de son épicentre est $8^{\circ}20'$ de latitude Sud et $77^{\circ}50'$ de longitude Ouest, la profondeur du foyer est estimée entre 30 et 40 km et sa magnitude à 7,25 (Silgado 1978).

En surface le séisme s'exprime par le rejeu d'une ancienne fracture (Heim 1949, Rüegg 1950, Silgado 1951 et 1953, Sebrier 1979) située près du village de Quiches. L'escarpement de faille de direction N140 et plongeant vers le Sud-Ouest, se suit sur 5 km et affecte des dépôts fluvioglaciacaires. Le déplacement vertical maximum est de 3,5 m selon un mouvement normal. D'autres failles normales de moindre importance, situées à environ 2 km plus à l'Ouest participent aussi à la déformation. Ces failles qui se suivent parfois sur plus de 2 km, sont parallèles à la faille de Quiches mais de pendage opposé.

Hodgson et al. (1953) ont calculé un mécanisme au foyer selon un mouvement inverse sur une faille N135-71NE. Cependant Suarez G. et al. (1983) en réutilisant les données d'Hodgson, estiment que le mécanisme correspond plutôt à un mouvement normal, avec un des plans nodaux parallèle à la faille observée en surface. Les données ne permettent pas la définition précise des axes P et T. Le mécanisme au foyer recalculé par Suarez, montre que ce séisme résulte d'une extension, en accord avec les déformations visibles sur la faille de Quiches.

CARTE DES ISOSEISTES DU SEISME DE QUICHES DU 10 NOVEMBRE 1946

FIG. 33



4.3. Considérations et propositions sur le champ de contraintes dans la Chaîne Andine

Les mécanismes au foyer des séismes intra-continentaux, et les rares déformations en surface liées à des secousses sismiques, montrent au niveau du Pérou, un système de déformation avec un axe de raccourcissement approximativement E-W résultant de la convergence entre les plaques de Nazca et Sud-Américaine. A cet axe de compression s'associe fréquemment un axe d'allongement approximativement N-S, ces deux axes définissent alors un système en décrochement. L'orientation de cet axe de tension, parallèle à la direction de la contrainte principale minimale σ_3 , déterminée par les analyses néotectoniques dans les zones côtière et cordillère, montre la cohérence de la géométrie de l'axe d'allongement, dans le bâti andin.

Comment le champ de contraintes passe-t-il d'un régime compressif ou décrochant, particulièrement exprimé dans la zone Sub-Andine, à un régime purement normal plus au coeur de la chaîne?

Il existe une permutation de la contrainte principale maximale σ_1 , qui doit passer d'une géométrie horizontale et de direction E-W, à une géométrie verticale.

Le modèle proposé par Dalmayrac B. et Molnar P. (1981) peut fournir une explication de cette permutation par l'influence des forces isostatiques, dues à l'élévation de la chaîne et à sa racine crustale, au déviateur des contraintes initial, dû à la convergence. Ce modèle semble expliquer correctement l'existence de régime extensif dans un contexte convergent.

Un point reste à discuter: D'où vient l'orientation sub-parallèle à la chaîne, de l'extension récente et de l'axe d'allongement sub-horizontale visible dans de nombreux mécanismes au foyer?

Il semble évident que la topographie ne puisse induire purement et simplement la direction d'extension, comme le suppose certains auteurs (Jordan et al. 1983, Suarez et al. 1983) d'autant lorsque cette direction est sub-parallèle à la chaîne, et que d'autre part, cet axe d'allongement est parfois aussi présent dans le domaine en compression, tel que la zone Sub-Andine.

Il est possible d'émettre une hypothèse sur cette orientation : En effet au niveau du Chili, où la chaîne est sub-parallèle à la convergence, les mécanismes au foyer des séismes intra-plaques montrent un axe P horizontal et de direction E-W comme au Pérou, mais par contre un axe T vertical (Jordan et al. 1983). Au niveau du Pérou cet axe T devient fréquemment horizontal, alors que la Chaîne Andine prend une direction plus oblique par rapport à la convergence (voir fig.32). Cette obliquité pourrait expliquer un régime en décrochement dans la croûte, avec un axe T perpendiculaire à la convergence.

En résumé à partir d'une convergence E-W au marge du système, il serait possible de passer à un régime en décrochement, dû à l'obliquité de la chaîne par rapport à cette convergence. Dans un second temps, dans les domaines où les forces isostatiques, dues aux élévations et à leurs racines crustales, influencent le déviateur des contraintes, induit par la convergence, il serait possible de passer à un régime purement extensif selon une direction N-S.

V. CONCLUSIONS

Postérieurement à la phase de compression du Miocène supérieur, laquelle est suivie d'un soulèvement général et important du bâti andin (Sebrier et al. 1980), bien visible dans la région de la Cordillère Blanche (Myers 1976), l'évolution plio-quaternaire, dans cette zone, est principalement dominée par une cinématique en extension, qui s'accompagne de déformations importantes et de la création d'un bassin. Ce bassin sera subsident durant tout le Pliocène, et la fin de son fonctionnement correspondra à une brève période de compression au Pliocène terminal - Quaternaire ancien.

Puis au cours du Quaternaire la région reprendra son évolution toujours en extension, mais selon une direction différente.

Au total, lors de ces deux périodes d'extension le bassin s'élargit d'environ 50% et la Cordillère Blanche monte de 4500 m, par rapport à celui-ci. La vitesse moyenne de cette surrection est de l'ordre de 0,7 mm/an et semble homogène durant les deux périodes.

Sur la phase de compression du Miocène supérieur

Le bassin du Rio Santa, dans sa partie sud est principalement rempli par une importante formation détritique, datée vers sa base à $4,65 \pm 0,1$ et $5,4 \pm 0,1$ millions d'années, par une intercalation volcanique. Dans le Nord le bassin est comblé par le tuf Yungay, dont l'échantillonnage vers le sommet a permis sa datation à $5,4 \pm 0,12$ millions d'années (P. Gillot, C.F.R.). La série de remblaiement du bassin se compose donc à la base par le Tuf Yungay, qui passe en continuité à la formation Lloclla pliocène, l'ensemble étant déformé en compression par l'épisode du Pliocène terminal - Quaternaire ancien. D'autres datations sur le Tuf Yungay ont donné les âges de $6,88 \pm 0,2$ millions d'années (Farrar et al. 1976) de $6,2 \pm 0,2$ et $7,6 \pm 0,2$ millions d'années (Cobbing et al. 1981). Ce tuf repose en discordance sur la formation Calipuy (Wilson et al. 1967) datée jusqu'à $14,8 \pm 2,4$ millions d'années (Cobbing et al. 1981), il semble donc bien postérieur à la phase compressive du Miocène supérieur.

Cette phase est généralement datée entre 6 et 7 millions d'années, en Colombie (Van Houten 1976), au Pérou (Noble et al. 1975, Farrar et al. 1976, Belon et al. 1976, Lefèvre 1979) et en Bolivie (Evernden et al. 1966, Martinez 1978).

Dans la Cordillère Blanche, l'âge de 7,6 millions d'années avancé par Cobbing et al. (1981) pour le Tuf Yungay, semble donc quelque peu ancien et les autres datations lui attribuant un âge plus récent paraissent plus représentatives. Cependant il apparaît tout de même que dans la région, les déformations du Miocène supérieur prennent place plutôt vers 7 millions d'années.

Evolution du bassin pliocène

L'évolution de ce bassin fortement subsident au cours du Pliocène, se réalise grâce à une période d'extension synsédimentaire, selon une direction tout d'abord NE-SW, puis dernièrement E-W. Ce régime conjugue la subsidence du bassin et la surrection des Cordillères Blanche et Noire, avec le fonctionnement de deux grands systèmes de failles. Sur ces systèmes se créent alors des rejets verticaux de plus de 3000 m. Dans le bassin se dépose la formation Lloclla qui atteint 2000 m d'épaisseur, et dont les deux tiers supérieurs sont constitués par des cônes fluvioglaciacaires, montrant l'existence de glaciations au cours du Pliocène, et confirmant le soulèvement des deux cordillères. Au cours de cette période le bassin s'élargit de l'ordre de 40% de sa largeur actuelle, soit d'environ 5 km.

Dans l'Altiplano bolivien, Lavenu (1978) et Mercier (1981) signalent que le Pliocène est marqué par un régime extensif approximativement E-W. De même Lavenu (1984) montre que le bassin de La Paz, guidé par des failles NW-SE et E-W, évolue en subsidence au cours du Pliocène, grâce à une extension E-W. Sur la côte centrale du Pérou, la formation Pisco semble à cette époque aussi affectée par une tectonique synsédimentaire selon une extension E-W (Sebrier et al. 1982).

Il semblerait donc qu'après la phase compressive du Miocène supérieur, et peut-être en réponse au soulèvement du bâti andin, une partie au moins de la chaîne soit soumise à une période d'extension importante, selon une direction parallèle à la convergence.

L'épisode compressif du Pliocène terminal - Quaternaire ancien

L'évolution en extension de la région est interrompue par un épisode compressif complexe, attribué au Pliocène terminal - Quaternaire ancien. Cet épisode est au moins postérieur à 4,65 millions d'années, puisqu'il déforme la formation Lloclla, qui contient à sa base l'intercalation volcanique datée, et antérieur aux cônes fluvioglaciers attribués au Quaternaire ancien, qui reposent en discordance angulaire sur la formation précédente.

L'épisode se traduit, dans le bassin, par un serrage modéré de la série de remblaiement et ne semble pas avoir engendré de mouvements importants sur le système de failles de Cordillère Blanche.

L'étude microtectonique montre en fait deux événements compressifs distincts et successifs. Tout d'abord, un premier épisode plus marqué, selon une direction de compression E-W, puis un second épisode, selon une direction de compression NNW-SSE. Ces deux épisodes n'ont pu, sur le terrain, être séparés l'un de l'autre par une discordance.

Cette période de compression se retrouve régionalement. L'épisode E-W est reconnaissable sur la côte centrale du Pérou (Sebrier et al. 1982, Macharé et al. 1983, Soulas 1977) où il est postérieur à $3,9 \pm 0,2$ millions d'années (Sebrier et al. 1982), dans le bassin cordillérain d'Ananéa où il est postérieur à $3,79 \pm 0,4$ millions d'années (Laubacher et al. 1984), dans le bassin de Huancayo, où il est au moins postérieur à $5,2 \pm 0,8$ millions d'années (Sebrier et al. 1983), et sur l'Altiplano bolivien, où il est daté entre 5,4 et 2,5 millions d'années (Evernden et al. 1966, Martinez 1978, Blès et al. 1981, Mercier 1981, Lavenu 1981).

Par contre l'épisode N-S est moins souvent identifié, hormis dans le bassin de Huancayo où il est plutôt orienté NNE-SSW (Blanc 1984) et où il ne peut être séparé de l'épisode E-W par une discordance, comme c'est aussi le cas dans la Cordillère Blanche. De même dans l'Altiplano bolivien il existe aussi (Lavenu 1981, Mercier 1981), mais là, il est séparé de l'épisode E-W par l'émission des ignimbrites Perez datées à 2,5 millions d'années (Evernden et al. 1966). Cet épisode apparaît seul, dans les bassins de Quincemil et de Mazuko au Sud-Pérou (Laubacher et al. 1982), cependant l'orientation structurale de ces bassins est plus propice pour enregistrer un serrage N-S, plutôt qu'un serrage E-W.

L'épisode compressif E-W, dont la cinématique est directement à rapprocher de la convergence N080 des plaques en présence (Minster 1974), semble donc être, sauf exceptions, l'événement tectonique majeur.

Un bref événement compressif tel que celui-ci, pourrait trouver sa cause dans un changement des conditions dynamiques aux marges du système, comme par exemple un blocage temporaire de la subduction (Mercier 1981).

Quant à l'épisode N-S, il apparaît de manière plus localisée et selon une direction perpendiculaire à l'événement qui le précède de peu. Il pourrait donc s'agir hypothétiquement, d'une permutation de contraintes au sein d'une même crise tectonique, plutôt que de deux régimes de contraintes indépendants, séparés par moins d'un million d'années.

L'extension quaternaire et actuelle

Après l'épisode de serrage du Pliocène terminal - Quaternaire ancien, le bassin ne fonctionne plus en subsidence, les failles normales bordières de la Cordillère Noire cessent d'être actives, par contre la région évolue de nouveau dans un régime en extension, qui s'exprime principalement sur le système de failles de la Cordillère Blanche, où il permet un rejet normal de l'ordre de 1000 m, représentant moins d'un quart de la surrection totale du massif.

L'étude tectonique et microtectonique des déformations, montre que ce régime est différent du régime extensif pliocène. Il correspond en effet à une direction d'extension N-S. L'obliquité de cette extension par rapport à l'orientation du système de failles, fait évoluer le bassin en "pull apart". Quantitativement, la vitesse d'élargissement du bassin, dans la direction qui lui est perpendiculaire, diminue d'environ 35% entre les deux périodes d'extension pliocène et quaternaire. Ceci peut expliquer le fait que le bassin ne puisse plus être subsident.

La fraîcheur des escarpements de failles, qui affectent les moraines attribuées à des avancées holocènes, démontre des rejeux du système, plus récents que 10000 B.P., et oblige donc à considérer ce réseau de failles comme actif, bien qu'aucune réactivation lors de séismes historiques n'ait été décrite.

La vitesse de surrection de la Cordillère Blanche par rapport au bassin, peut être évaluée à 0,7 mm/an, d'après les rejets verticaux, qui affectent les dépôts du Pléistocène supérieur et de l'Holocène.

Si l'on considère, à partir des observations de terrain, que le déplacement vertical pour chaque réactivation est de l'ordre de 2 m, on peut estimer la période de récurrence pour le jeu du système de failles de Cordillère Blanche, à environ 3000 ans.

La magnitude, pour un séisme réactivant partiellement le système de failles de la Cordillère Blanche, peut être évaluée entre 7 et 7.6, compte tenu de la géométrie de ce système, et de la valeur du déplacement vertical.

Une telle extension récente, orientée N-S, a déjà été montrée dans d'autres régions de la Chaîne Andine, comme dans l'Altiplano bolivien (Lavenu 1978, 1981, Blès et al. 1981, Mercier 1981) et dans le Sud du Pérou, aussi bien dans le domaine cordilléraire que côtier (Mercier 1981, Sebrier et al. 1980).

Cette direction d'extension, révélée par les études néotectoniques, est en bon accord avec l'orientation de l'axe T, que montrent de nombreux mécanismes au foyer, principalement calculés sur la bordure Ouest de la zone Sub-Andine. Cette composante en traction N-S pourrait être due au fait que la convergence soit oblique par rapport à la Chaîne Andine au niveau du Pérou et du Nord de la Bolivie, et favoriserait alors, un système en décrochement. Quant au passage d'un régime de contraintes décrochant à un régime purement normal, il pourrait être dû à l'influence des forces isostatiques, dans les zones hautes, compensées par des racines crustales, par rapport à la contrainte tangentielle due à la convergence des plaques de Nazca et d'Amérique du Sud.

BIBLIOGRAPHIE

- ANGELIER J., MECHLER P. (1977)
 Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits.
 Bull. Soc. Geol. France, 1977, (7), t. XIX, no 6, p 1309-1318
- ANGELIER J., BERGERAT F. (1983)
 Systèmes de contrainte et extension intracontinentale.
 Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine, 1983, (7), p 137-147
- ARGOLLO J. (1982)
 Evolution du piedmont ouest de la Cordillère Royale (Bolivie) au Quaternaire.
 Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Aix-Marseille
- ARMIJO R., CAREY E., CISTERNAS A. (1982)
 The inverse problem in microtectonics and the separation of tectonic phases.
 Tectonophysics, Vol. 82, no 1-2, p 145-160
- AUBOUIN J., AUDEBAUD E., DEBELMAS J., DOLLFUS O., DRESCH J., FAUCHER B., MATTAUER M., MEGARD F., PAREDES J., SAVOYAT E., THIELE R., VICENTE J.C. (1973)
 De quelques problèmes géologiques et géomorphologiques de la Cordillère des Andes.
 Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique (2), Vol. XV, Fasc 1-2, p 207-216, Paris, 1973
- BARAZANGI M., ISACKS B.L. (1976)
 Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca Plate beneath South America.
 Geology, Vol. 4, p 686-692
- BELLON H., LEFEVRE C. (1976)
 Données géochronométriques sur le volcanisme Andin dans le sud du Pérou. Implications volcano-tectoniques.
 C.R. Acad. Sc. Paris, t. 283 (5 Juillet 1976)
- BLANC J.L., SEBRIER M., MEGARD F., MERCIER J.L., CABRERA J. (1981)
 Déformations quaternaires compressives dans le bassin de Huancayo.
 9^{ème} RAST Paris 1982
- BLANC J.L., CABRERA J., SEBRIER M. (1984)
 Estudio microtectonico de la falla sismica de Huaytapallana (Andes del Peru Central)
 A paraitre dans Revista Geofisica del Inst. Pan. de Geog. y Histo.

- BLANC J.L. (1984)
Etude néotectonique et sismotectonique des Andes du Pérou Central dans la région de Huancayo.
Thèse 3^{eme} cycle, Université Paris XI, Centre d'Orsay
- BLES J.L., GOGUEL J., LAVENU A., MASURE P. (1981)
Néotectonique et séismicité du site de la Paz (Bolivie): un exemple de failles récentes sans trace de séismicité historique; conséquences pratiques pour le développement urbain.
Bull. du B.R.G.M. (2), no 2, 1980- 1981, p 109-117
- BONNOT D. (1982)
Néotectonique et Glaciations récentes au Pérou.
Cas de la Cordillère Blanche.
Rapport de DEA, Univ. Paris XI, Centre d'Orsay
- CABRERA J., SEBRIER M., MERCIER J. (1983)
Neotectonica del SW de la cuenca de Huancayo
5^{eme} Cong. Géol. Peru, 1983
- CAREY E. (1976)
Analyse numérique d'une méthode mécanique élémentaire appliquée à l'étude d'une population de failles: Calcul d'un tenseur moyen des contraintes à partir des stries de glissement.
Thèse de 3^{eme} cycle, Univ. Paris XI, Centre d'Orsay
- CAREY E. (1979)
Recherche des directions principales de contraintes associées au jeu d'une population de failles.
Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique Vol. 21, Fasc 1, p57-66, Paris, 1979
- CAVIEDES C.N., PASKOFF R. (1975)
Quaternary glaciations in the Andes of north-central Chile.
Journal of Glaciology, Vol. 14, no 70, p 155-170, 1975
- CLAPPERTON C.M. (1972)
The pleistocene moraine stages of west-central Peru.
Journal of Glaciology, Vol. 11, no 62, p255-263
- CLAPPERTON C.M. (1979)
Glaciation in Bolivia before 3.27 Myr.
Nature vol. 277, 1 February 1979
- COBBING E.J. (1973)
Geological map of western Cordillera of northern Peru.
Inst. Geol. Sc. Londres, 1973

- COBBING J. et al. (1981)
Estudios geológicos de la Cordillera Occidental del norte del Perú.
Boletín 10, serie "D" (estudios especiales) INGEMMET
- COSSIO A. (1964)
Geología de los cuadrangulos de Santagio de Chuco y Santa Rosa.
Com. Carta. Geol. Nac. Bol. no 8
- DALMAYRAC B. (1974)
Un exemple de tectonique vivante: les failles subactuelles du pied de
la Cordillère Blanche (Pérou).
Cah. ORSTOM, Série Géol., Vol. VI, no 1, 1974, p19-27
- DALMAYRAC B., MOLNAR P. (1981)
Parallel thrust and normal faulting in Peru and constraints on the
state of stress.
Earth and Planetary Science Letters, 55 (1981), p 473-481
- DALMAYRAC B. (1977)
Géologie des Andes Péruviennes: géologie de la Cordillère Orientale
de la région de Huanuco.
Thèse U.S.T.L. Montpellier 1977
- DELFAUD J. (1984)
Le contexte dynamique de la sédimentation continentale. Modèle
d'organisation.
Bull. Centres. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine, 8, (1984), p 27-53
- DEZA E. (1971)
The Pariahuanca earthquakes, Huancayo, Peru: July-October 1969.
R. Soc. N.Z. Bull. 9 (1971) p77-83
- DOLLFUS O., PENAHERRERA C. (1963)
La lave torrentielle du 10 Janvier 1962 dans la Cordillère Blanche
(Pérou).
Rev. Géomorpho. Dyn., XIII, p 10-17
- ERICKSEN C.E., PLAFKER G., FERNANDEZ-CONCHA J. (1970)
Preliminary report on the geologic events associated with the May 31,
1970 Peru earthquake.
Geological Survey, Circular 639, Washington 1970
- EVERNDEN J.F., KRIZ S.J., CHERRONI C.M. (1966)
Correlaciones de las formaciones terciarias de la cuenca altiplanica
a base de edades absolutas, determinadas por el metodo K-Ar.
Hoja informativa no 1, Serv. Geol. Bolivia

- FARRAR E., NOBLE D.C. (1976)
Timing of late tertiary deformation in the Andes of Peru.
Geological Society of America Bulletin, Vol. 87, p 1247-1250,
September 1976
- FORNARI M., GRANDIN G., HERAIL G., JUNGBLUTH R., LAUBACHER G.,
RODRIGUEZ W., VERGARRA J., ZEGARRA J. (1981)
Les minéralisations aurifères de la Cordillère sud-orientale du Pérou
Rôle de l'évolution géomorphologique dans la création des placers
Deuxième partie du rapport final de l'Action conjointe
INGEMMET-ORSTOM, Convention 1977-1980
- GILETTI B.J., DAY H.W. (1968)
Potassium-argon ages of igneous intrusive rocks in Peru.
Nature, Vol. 220, November 9, 1968
- GRAF MEIER K. (1981)
Palynological investigations of two post-glacial peat bogs near the
boundary of Bolivia and Peru
Journal of biogeography, 8, p353-368
- HASTENRATH S. (1984)
Tropical glacier and climate variations.
Symp. "Climate and Paleoclimate of lakes, rivers and glaciers."
Igl's 1984
- HEIM A. (1947)
Observaciones glaciologicas en la Cordillera Blanca-Peru.
Boletin Sociedad Geologica del Peru, Tom. 20
- HEIM A. (1949)
Observaciones geologicas en la region del terremoto de Ancash de
Noviembre de 1946.
Soc. Geol. Peru, Vol. Jub. Part II, Fasc. 6 (1949) 28 pp
- HEUSSER C. (1966)
Late-Pleistocene pollen diagrams from the province of Llanquihue,
southern Chile.
Proceedings of the American Philosophical Society, Vol. 110, no 4,
p 269-305
- HIGGINS M.W. (1971)
Cataclastic Rocks.
Geol. Survey. Professional Paper 687
- HODGSON J.A., BRENNER (1953)
Direction of faulting in Ancash Peru, earthquake of Nov. 1946 from
teleseismic evidence.
Seismol. Soc. Am. Bull. 43 (1953), p 121-125

- ISACKS B.L., BARAZANGI M. (1977)
 Geometry of Benioff zones: lateral segmentation and downwards bending of the subducted lithosphere.
 In: Island Arcs, Deep Sea Trenches, and Back-arc Basins. Ewing series, Vol. 1, Am. Geophys. Un. Washington D.C.
- ISACKS B., JORDAN T., ALLMENDINGER R., RAMOS V. (1982)
 La segmentacion tectonica de los Andes Centrales y su relacion con la geometria de la placa de Nazca subductada.
 V Congr. Latino-Americano Geol. Argentina, Act. III, p 587-606
- JORDAN T.E., ISACKS B.L., ALLMENDINGER R.W., BREWER J.A., RAMOS V.A., ANDO C.J. (1983)
 Andean tectonics related to geometry of subducted nazca plate.
 Geological Study of America Bulletin, Vol. 94, p 341-361, March 1983
- LAUBACHER G., HERAIL G., FORNARI M., SEBRIER M. (1982)
 Le piémont amazonien des Andes sud-orientales du Pérou (Marcapata-Inambari).
 Colloque Montagnes et Piémonts, Toulouse 1983
- LAUBACHER G., BONHOMME M., FORNARI M., HERAIL G., VIVIER G. (1984)
 Le bassin d'Ananea-Ancocala témoin de l'évolution plio-quaternaire des Andes sud-orientales du Pérou.
 10^{eme} R.A.S.T. Bordeaux 1984
- LAUGENTIE C. (1983)
 Le cycle glaciaire quaternaire et la construction des nappes fluviatiles d'avant-pays: l'exemple des Andes Chiliennes 36-42° de latitude.
 Coll. "Signification dynamique et climatique des formations et terrasses fluviatiles quaternaires" AFEQ, 1983
- LAVENU A. (1978)
 Néotectonique des sédiments plio-quaternaires du Nord de l'Altiplano Bolivien (région de la Paz, Ayo Ayo, Umala).
 Cah. ORSTOM, Sér. Géol., 10 (1), p 115-126
- LAVENU A., BALLIVIAN O. (1979)
 Estudios neotectonicos de las cuencas de las regiones de Cochabamba, Sucre, Tarija-Cordillera Oriental Boliviana.
 Rev. Acad. Nac. Cien. Bolivia, Ano 2,3; p 107-129
- LAVENU A., FORNARI M., SEBRIER M. (1984)
 Existence de deux nouveaux épisodes lacustres quaternaires dans l'Altiplano Péruvo-Bolivien.
 Cah. ORSTOM. Sér. Géol., Vol. XIV, no 1, 1984, p103-114

- LAVENU A., SEBRIER M., SERVANT M. (1980)
Néotectonique des Andes centrales: Pérou, Bolivie.
Bull of the INQUA Néotectonic Commission, 3, 1980, Stockholm, May
- LAVENU A. (1984)
Un exemple de bassin intramontagneux en extension: le Bassin Andin pliocène de la Paz (Bolivie).
10^{ème} R.A.S.T. Bordeaux 1984
- LAVENU A., MAROCCO R. (1984)
Sédimentation continentale et tectonique d'une chaîne liée à une zone de subduction: l'exemple des Andes centrales (Pérou-Bolivie) pendant le Tertiaire.
Bull. Centre Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine, 8, p57-70, 1984
- LAVENU A. (1981)
Origine et évolution néotectonique du lac Titicaca.
Rev. Hydrobiol. trop. 14 (4), p 289-297, 1981
- LAVENU A., SOULAS J.P. (1974)
Observations de microfailles plio-quadernaires en distension le long de la côte sud du Pérou.
Bull. Inst. Fr. Et. And., 1974, III, no 2, p39-48
- LEFEVRE C. (1979)
Un exemple de volcanisme de marge active dans les Andes du Pérou (sud) du Miocène à l'Actuel.
Thèse U.S.T.L., Montpellier, Juin 1979
- LLIBOUTRY L., MORALES ARNAO B., PAUTRE A., SCHNEIDER B. (1977)
Glaciological problems set by the control of dangerous lakes in Cordillera Blanca, Peru.
I. Historical failures of morainic dams their causes and prevention.
II. Movement of a covered glacier embedded within a rock glacier.
III. Study of moraines and mass balances at safuna.
Journal of Glaciology, Vol. 18, no 79, 1977
- LLIBOUTRY L. (1971)
Les catastrophes glaciaires.
La Recherche no 12, Vol. 2, p417-425, Mai 1971
- MACHARE J., SEBRIER M., MERCIER J. (1983)
Geologia plio-cuaternaria y neotectonica en la costa del Peru central.
V^{ème} Cong. Geol. Peru, 1983
- MAROCCO R., DELFAUD J., LAVENU A. (1984)
Ambiente deposicional de una cuenca continental intramontana Andina: el grupo Moquegua (sur del Peru) primeros resultados.
A paraître à la Société Géologique du Pérou

- MAROCCO R., DELFAUD J. (1984)
 Les cônes alluviaux de la série Moquegua supérieur, marqueurs du soulèvement oligo-miocène des Andes du sud du Pérou.
 10^{ème} R.A.S.T., Bordeaux 1984
- MARTINEZ C. (1978)
 Structure et évolution de la Chaîne Hercynienne et de la Chaîne Andine dans le nord de la Cordillère des Andes de Bolivie.
 Thèse d'Etat, U.S.T.L., Montpellier, 1978
- MEGARD F., PHILIP H. (1976)
 Plio-quadernary tectono-magmatic zonation and plate tectonics in the central Andes.
 Earth and Planetary Science Letters, 33 (1976), p 231-238
- MEGARD F., PAREDES J., PHILIP H., SOULAS J.P. (1975)
 Les déformations superficielles causées par les séismes de Pariahuanca (Pérou central) de 1969.
 3^{ème} R.A.S.T., Montpellier 1975
- MERCER J.H. (1968)
 Variations of some Patagonian glaciers since the Late-Glacial, I.
 American Journal of Science, Vol. 266, no 2, p 91-109
- MERCER J.H. (1970)
 Variations of some Patagonian glaciers since the Late-Glacial, II.
 American Journal of Science, Vol. 269, no 1, p 1-25
- MERCER J.H. (1972)
 Chilean Glacial chronology 20,000 to 11,000 Carbon-14 years ago: some global comparisons.
 Science, Vol. 176, no 4039, p1118-1120
- MERCER J.H., PALACIOS O.M. (1977)
 Radiocarbon dating of the last glaciation in Peru.
 Geology, V.5., p 600-604, October 1977
- MERCIER J., CAREY E., PHILIP H., SOREL D. (1976)
 La néotectonique plio-quadernaire de l'arc égéen externe et de la mer Egée et ses relations avec la séismicité.
 Bull. Soc. Géol. France, 1976, (7), t. XVIII, no 2, p355-372
- MERCIER J., SEBRIER M. (1981)
 Informe sobre el estudio preliminar de las fallas recientes de la region de la represa de recreta (Cordillera Blanca, Departamento de Ancash).
 Rapport inédit ELECTROPERU

- MERCIER J. (1981)
 Extensional-compressional tectonics associated with the Aegean Arc: comparison with the Andean Cordillera of south Peru-north Bolivia. Phil. Trans. R. Soc. Lond. A 300, p 337-355 (1981)
- MINSTER J.B., JORDAN T.H., MOLNAR P., HAINES E. (1974)
 Numerical modeling of instantaneous plate tectonics. Royal Astronomical Society Geophysical Journal, Vol. 36, p 541-576
- MYERS J.S. (1976)
 Erosion surfaces and ignimbrite eruption, measures of Andean uplift in northern Peru. Geol. J., Vol. 11, p 29-44, 1976
- NOBLE D.C., Mc KEE F.H. (1975)
 Cenozoic stratigraphic and tectonic framework of Andes of Peru. Geol. Soc. Am. Abs. with Programs, Vol. 7, 1975
- NOGAMI Michio (1982)
 Circulation atmosferica durante la ultima epoca glacial en los Andes. Revista de Geografia Norte Grande, 9, p 41-48, 1982
- NOGAMI Michio (1976)
 Altitude of the modern snowline and Pleistocene snowline in the Andes. Geographical Reports of Tokyo Metropolitan University, no 11, 1976
- OPPENHEIM V. (1945)
 Las glaciaciones en el Peru. Boletín no 18 de la Sociedad Geologica del Peru, p 37-43
- PATZELT G. (1973)
 Holocene variations of glaciers in the Alps. Colloques internationaux du C.N.R.S. no 219. Les méthodes quantitatives d'étude de variations du climat au cours du Pléistocène. Gif sur Yvette 5-9 Juin 1973
- PEGORARO O. (1972)
 Application de la microtectonique à une étude de néotectonique: le Golfe Maliaque (Grèce Centrale). Thèse 3^{eme} cycle U.S.T.L., Montpellier
- PETIT J.P., PROUST F., TAPPONNIER P. (1983)
 Critères de sens de mouvement sur les miroirs de failles en roches non calcaires. Bull. Soc. Géol. France, 1983, (7), t. XXV, no 4, p 589-608

- PHILIP H., MEGARD F. (1977)
Structural analysis of the superficial deformation of the 1969
Pariahuanca earthquakes (Central Peru).
Tectonophysics, Vol. 38, no 3.4
- PLAFKER G., ERICKSEN G.E., FERNANDEZ CONCHA J. (1971)
Geological aspects of the May 31, 1970, Peru Earthquake.
Bull. Seismol. Soc. Am., 61, p 543-578
- RODRIGUEZ R., VEGA A. (1976)
Sismo del 22 de Febrero de 1976 en el sur de Cochabamba.
Observ. San Calixto, Publ. no 27
- RODRIGUEZ R., VEGA A. (1976)
El terremoto del 12 de Mayo de 1972 en Cochabamba.
Inst. Pan. Geol. Hist. Rev. Geol., 5, p 161-171
- RUEGG W. .. (1950)
Le tremblement de terre d'Ancash (Pérou) du 10 Novembre 1946 et ses
causes géotectoniques.
Trav. IFEA II (1950), p 153-166
- SEBRIER M. (1979)
Informe general de actividades y resultados científicos para los años
1977-1978.
Rapport interne Inst. Geof. Peru
- SEBRIER M., MAROCCO R., MACHARE J. (1982)
Evolution cénozoïque du piémont pacifique et ses relations avec la
Cordillère des Andes dans le Pérou central et méridional.
Colloque Montagnes et piémonts, Toulouse Mai 1982
- SEBRIER M., LAVENU A., SERVANT M. (1980)
Apuntes recientes sobre la neotectonica en los Andes centrales
(Peru-bolivia).
Bull. Inst. Fr. Et. And., 1980, IX, no 1-2, p 1-3
- SEBRIER M., MAROCCO R., GROSS J.J., MACEDO S., MONTOYA M. (1979)
Evolution neogena del piedemonte pacifico de los Andes del sur del
Peru.
Segundo Congreso Geologico Chileno, 6-11 Agost. 1979, Arica-Chile
- SEBRIER M., HUAMAN D., BLANC J.L., MACHARE J., BONNOT D., CABRERA J.
(1982)
Observaciones acerca de la neotectonica del Peru.
Proyecto SISRA

- SEBRIER M., LAUBACHER G., MAROCCO R., LAVENU A., SERVANT M. (1980)
Evolution tectonique cénozoïque des Andes centrales
(sud Pérou-Bolivie).
26^{ème} Congrès Géol. International, Paris 7-17 Juillet 1980,
Résumés, Vol. I
- SEBRIER M., DE MUIZON C. (1982)
Comportement plio-pléistocène de la côte Péruvienne au niveau de la
déflexion de Pisco (Andes centrales).
9^{ème} R.A.S.T., Paris, 17-19 Mars 1982
- SEBRIER M., BLANC J.L., CABRERA J., MEGARD F., VIVIER G. (1983)
Nuevos datos sobre la estratigrafía y la tectónica de la cuenca de
Huancayo.
V^{ème} Cong. Geol. Peru, 1983
- SEBRIER M., MERCIER J., LAVENU A., FORNARI M. (1983)
Compression-extension et soulèvement cénozoïques dans les Andes
centrales (Pérou-Bolivie).
Colloque ATP Géodynamique I, Sophia Antipolis, 1983
- SERVANT M. (1976)
El Cuaternario del Altiplano de Bolivia.
Extensiones lacustres y morfogenesis.
1^o Congreso Nacional de Geología, Potosí, Bolivia
- SERVANT M. (1977)
Le cadre stratigraphique du Plio-Quaternaire de l'Altiplano des Andes
tropicales en Bolivie.
Rech. Française sur le Quaternaire, INQUA 1977, supplément au
Bulletin AFEQ, 1977-1, no 50
- SERVANT M., FONTES J. Ch. (1978)
Les lacs quaternaires des Hauts Plateaux des Andes Boliviennes.
Premières interprétations paléoclimatiques
Cah. ORSTOM, serie géol., 10(1), p9-23
- SILGADO E.F. (1951)
The Ancash, Peru, Earthquake of November 10, 1946.
Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 41, no 2,
April 1951, p 83-100
- SILGADO E.F. (1978)
Historia de los sismos mas notables ocurridos en el Peru (1513-1974).
Inst. Geol. y Min. Boletín no 3, enero 1978
- SOULAS J.P. (1977)
Les phases tectoniques Andines du Tertiaire supérieur, résultats
d'une transversale Pisco-Ayacucho (Pérou central).
C.R. Acad. Sc. Paris, t. 284, 13 Juin 1977, série D, p 2207-2210

- SOULAS J.P., MEGARD F. (1977)
 Décrochements sigmoïdes et structures associées dans les Andes du Pérou, leurs jeux au Mio-Pliocène.
 5^{ème} R.A.S.T., Rennes, 1977, p 434
- SOULAS J.P. (1975)
 Las fases tectonicas juvenes de los Andes centrales del Peru.
 Boletín de la Sociedad Geologica del Peru, Tom 50, p 77-86, 1975
- SOULAS J.P. (1978)
 Tectonique quaternaire: la côte pacifique et la Chaîne Andine du Pérou central.
 Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique (2), Vol. XX, Fasc. 5, p399-414, Paris, 1978
- SOULAS J.P. (1975)
 La Chaîne Andine du Pérou central chronologie, orientation et style des phases tectoniques du Tertiaire supérieur.
 Aperçus néotectoniques.
 Bull. Inst. Franç. Etudes Andines, 1975, IV, no 3-4, p 127-156
- STAUDER W. (1975)
 Subduction of the Nazca plate under Peru as evidenced by focal mechanisms and by seismicity.
 Journal of Geophysical research, Vol. 80, no 8, p 1053-1064
- STEWART J.W., EVERNDEN J.F., SNELLING N.J. (1974)
 Age determinations from Andean Peru: a reconnaissance survey.
 Geological Society of America Bulletin, Vol. 85, p 1107-1116, July 1974
- SUAREZ G., MOLNAR P., BURCHFIELD B.C. (1983)
 Seismicity, fault plane solutions, depth of faulting, and active tectonics of the Andes of Peru, Ecuador, and southern Colombia.
 Journ. of Geophysical Research, Vol. 88, no B12, p 10,403-10,428, December 10, 1983
- TRICART J., DOLLFUS O., CLOOTS-HIRSCH A.R. (1969)
 Les études françaises du Quaternaire sud-américain.
 VIII^{ème} Congrès International de l'INQUA, Paris 1969
- UYEDA S., WATANABE T. (1970)
 Preliminary report of terrestrial heat flow study in the south American continent; distribution of geothermal gradients.
 Tectonophysics, 10 (1970), p 235-242

- VAN HOUTEN F.B. (1976)
Late cenozoic volcanoclastic deposits, Andean foredeep, Colombia.
Geological Society of America Bulletin, Vol. 87, p 481-495
April 1976
- WILSON J., REYES L., GARAYAR J. (1967)
Geologia de los cuadrangulos de Mollebamba, Tayabamba, Huaylas,
Pomabamba, Carhuaz y Huari.
Boletin no 16, 1967, Servicio de Geologia y Minería
- WINKLER H.G.F. (1965)
La genèse des roches métamorphiques
Traduction de l'édition allemande "Die Genese der metamorphen
Gestaine" par ELLER J.P., WOLF M., Edition Ophrys
- WISE D.U., DUNN D.E., ENGELDER J.T., GEISER P.A., HATCHER R.D., KISH S.A.
ODOM A.L., SCHAMEL S. (1984)
Fault-related rocks: Suggestions for terminology
Geology, Vol. 12, no 7, p 385-448
- WRIGHT H.E. (1984)
Late glacial and late holocene moraines in the Cerros Cuchpanga
central Peru.
Quaternary Research 21, p 275-285, 1984
- YONEKURA M., MATSUDA T., NOGAMI M., KAIZUKA S. (1979)
An active fault along the western foot of the Cordillera Blanca,
Peru.
Chigako Zashi (journ. Geogr.) Vol. 88, no 1 (829), p 1-19, 1979

ANNEXES

CALCUL NUMERIQUE DU TENSEUR DES CONTRAINTES

Les mesures microtectoniques réalisées sur le terrain, ont servi à des calculs numériques visant à préciser la géométrie du champ de contraintes dans la région étudiée.

Le modèle de calcul utilisé, dans le présent travail, est celui mis au point par E. Carey (1976, 1979).

Ce modèle suppose que chaque site de mesures a été soumis à un ensemble de contraintes, qui peut se décomposer en un tenseur A, tel que $A = xI + yD$, où I est un tenseur lithostatique isotrope, D est un tenseur déviatorique anisotrope, et x,y sont des réels positifs.

Le modèle cherche à obtenir le tenseur D, qui seul rend compte des déformations tectoniques, puisque le tenseur I ne contribue pas à l'orientation et au sens de la contrainte tangentielle sur un plan donné.

Le calcul revient à minimiser la fonction f telle que:

$$f = \sum_k \varepsilon_k \left(\frac{\vec{T}_k \cdot \vec{S}_k}{\|\vec{T}_k\|} \right)^2$$

avec T correspondant au vecteur glissement calculé, S correspondant au vecteur glissement mesuré sur le plan de faille, et où k varie de 1 à N, N étant le nombre de mesures.

Le calcul fournit, pour un ensemble de mesures, l'orientation de la contrainte principale maximale $\angle 1$, de la contrainte principale intermédiaire $\angle 2$, et de la contrainte principale minimale $\angle 3$, et le rapport $R = (\angle 2 - \angle 1 / \angle 3 - \angle 1)$, qui définit la forme du tenseur.

Le calcul donne d'autre part, le minimum F de la fonction, dont la valeur doit être égale à N, dans le cas d'un calcul parfait.

On apprécie numériquement la qualité du tenseur calculé à partir du pourcentage de données, dans la classe $(T,S) < 20^\circ$, (T,S) étant l'écart angulaire entre la strie calculée et la strie mesurée.

On considère en général qu'un résultat est valable, lorsque ce pourcentage est supérieur ou égal à 80%. Pour chaque calcul, les écarts (T,S) sont reportés dans un histogramme où les numéros correspondent aux numéros des stries mesurées et représentées sur les diagrammes de projection stéréographique.

PROJECTION STEREOGRAPHIQUE DES MESURES

Toutes les mesures (stries de glissement et plans porteurs) sont représentées en projection stéréographique, sur diagramme de Wulff, hémisphère inférieur.

METHODE DE CALCUL DE LA L.N.P.

Les calculs donnant l'altitude de la ligne de neige permanente, ont été effectués par la méthode de Kurowski. Ce calcul donne pour l'altitude de la L.N.P., la moyenne arithmétique entre l'altitude du plus haut sommet du bassin-versant et l'altitude du front glaciaire.

LOCALISATION GEOGRAPHIQUE DES SITES DE MESURES MICROTTECTONIQUESSITES LOCALISES SUR LE SYSTEME DE FAILLES DE LA CORDILLERE BLANCHE
(Déformations en extension)

Paron	9°02'	77°44'
Huaytapallana	9°05'	77°42'
Acra Ranco	9°07'	77°41'
Queruran	9°10'	77°38'
Ulta	9°11'	77°36'
Ayangay	9°16'	77°33'
Honda	9°20'	77°31'
Ishinca	9°23'	77°29'
San Cristobal Nord	9°26'	77°30'
Centre	9°27'	77°30'
Sud	9°28'	77°30'
Llaca	9°29'	77°28'
Querococha	9°45'	77°21'
Quenua Ragra	10°00'	77°14'
Pinculloc	10°03'	77°11'

SITE BASSIN LOCALISE DANS LA FORMATION LLOCLLA (Déformations en extension)

Localisé entre 9°32' et 9°42', 77°26' et 77°31'

SITES LOCALISES DANS LE TUF YUNGAY (Déformations en compression)

Santa Cruz	8°59'	77°47'
Paron	9°02'	77°46'
Llanganuco	9°08'	77°43'
Shilla	9°14'	77°38'

SITES LOCALISES DANS LA FORMATION LLOCLLA (Déformations en compression)

Lloclla	9°38'	77°28'
Querococha	9°43'	77°20'

LISTES DES MESURES MICROTTECTONIQUES POUR CHAQUE CALCUL

EXT.NE-SW SAN CRISTOBAL

NUMERO	DIRECTION	PENDAGE	SECTEUR	PS	PT	SENS
1	5	34	S	63	53	N
2	158	36	S	77	72	N
3	170	28	S	61	62	N
4	25	35	S	43	43	N
5	15	45	S	45	48	N
6	26	48	S	45	45	N
7	20	48	S	56	46	N
8	20	48	S	41	46	N
9	135	72	E	95	140	N
10	180	50	S	34	54	N
11	2	50	S	45	53	N
12	5	44	S	39	53	N
13	15	61	S	52	42	N
14	10	55	S	42	47	N
15	15	55	S	41	45	N
16	48	78	W	40	52	N
17	34	73	S	38	38	N
18	40	86	S	40	30	N
19	54	70	W	30	62	N
20	42	62	S	39	48	N
21	30	60	S	36	43	N
22	25	68	S	37	37	N
23	3	49	S	56	53	N
24	176	52	S	50	56	N
25	176	42	S	54	58	N

EXT.NE-SW CORD. BL. NORD

NUMERO	DIRECTION	PENDAGE	SECTEUR	PS	PT	SENS
1	150	36	S	78	78	N
2	126	38	E	109	99	N
3	136	38	S	92	91	N
4	128	32	E	112	96	N
5	145	40	S	94	83	N
6	125	38	E	90	100	N
7	112	42	E	117	113	N
8	144	30	S	74	83	N
9	106	40	E	121	116	N
10	104	42	E	104	118	N
11	152	38	S	84	76	N
12	145	28	S	86	82	N
13	85	55	E	125	138	N
14	90	47	E	128	129	N
15	114	40	E	109	110	N
16	145	38	S	78	83	N
17	135	38	E	83	91	N
18	135	46	E	84	93	N
19	163	50	S	73	64	N
20	155	30	S	68	74	N
21	154	30	S	80	75	N
22	140	30	S	93	86	N
23	140	30	S	87	86	N
24	166	30	S	69	66	N
25	134	25	E	99	91	N
26	165	32	S	59	67	N
27	130	30	E	103	94	N
28	140	22	S	77	85	N
29	165	38	S	63	66	N
30	88	34	E	129	124	N
31	178	18	S	61	56	N
32	2	32	S	41	55	N
33	174	32	S	43	60	N
34	12	18	S	41	46	N
35	130	34	E	94	95	N
36	125	30	E	104	98	N
37	144	32	S	98	83	N
38	148	36	S	69	80	N
39	148	36	S	82	80	N

EXT.E-W CORD. BL. CENTRE

NUMERO	DIRECTION	PENDAGE	SECTEUR	PS	PT	SENS
1	17	32	S	70	70	N
2	12	44	S	67	85	N
3	20	48	S	85	82	N
4	15	44	S	80	84	N
5	10	42	S	86	85	N
6	20	51	S	80	82	N
7	20	48	S	98	82	N
8	34	51	S	62	74	N
9	34	51	S	90	74	N
10	30	50	S	87	76	N
11	178	48	S	115	95	N
12	30	60	S	66	76	N
13	25	68	S	85	79	N
14	13	65	S	90	89	N
15	28	70	S	73	76	N
16	20	50	S	71	82	N
17	158	49	S	99	104	N
18	30	50	S	73	76	N
19	26	58	S	72	79	N
20	20	48	S	84	82	N
21	28	48	S	62	77	N
22	28	48	S	91	77	N

EXT.E-W CORD. BL. NORD

NUMERO	DIRECTION	PENDAGE	SECTEUR	PS	PT	SENS
1	136	38	S	127	136	N
2	146	38	S	124	129	N
3	125	36	E	137	133	N
4	136	42	S	110	143	N
5	118	38	E	123	131	N
6	125	42	E	163	147	N
7	95	40	E	37	44	N
8	162	41	S	140	117	N
9	110	42	W	134	134	N
10	114	53	W	130	131	N
11	155	30	S	93	111	N
12	172	25	S	103	91	N
13	172	25	S	87	91	N
14	160	30	S	134	107	N
15	169	37	S	87	105	N
16	169	37	S	117	105	N
17	115	39	E	135	128	N
18	88	42	E	40	36	N
19	2	36	S	67	90	N

EXT.N-S CORD.BL. NORD TEST(SUD)

NUMERO	DIRECTION	PENDAGE	SECTEUR	PS	PT	SENS
1	152	36	S	49	69	N
2	126	38	E	83	68	N
3	136	38	S	72	67	N
4	145	36	S	66	67	N
5	146	38	S	57	68	N
6	136	42	S	76	67	N
7	120	38	E	86	69	N
8	96	42	E	68	78	N
9	110	40	E	100	72	N
10	114	40	E	78	71	N
11	120	32	E	64	69	N
12	155	34	S	48	69	N
13	168	34	S	42	76	N
14	118	44	E	67	69	N
15	144	32	S	59	66	N
16	144	32	S	49	66	N
17	148	36	S	46	68	N
18	155	30	S	49	68	N

EXT.E-W SYNSED. BASSIN

NUMERO	DIRECTION	PENDAGE	SECTEUR	PS	PT	SENS
1	126	56	W	115	110	N
2	122	58	W	134	109	N
3	43	64	N	70	68	N
4	132	81	E	120	125	N
5	16	60	S	93	91	N
6	85	76	W	72	67	N
7	61	70	W	68	68	N
8	88	64	W	62	81	N
9	10	58	N	90	93	N
10	136	50	N	142	111	N
11	85	78	W	72	63	N
12	9	64	S	106	94	N
13	178	76	S	105	106	N
14	50	72	E	65	56	N
15	58	76	E	67	45	N
16	166	46	N	104	104	N
17	144	80	S	134	126	N



EXT.N-S BASSIN

NUMERO	DIRECTION	PENDAGE	SECTEUR	PS	PT	SENS
1	102	68	W	74	87	M
2	75	70	E	95	109	M
3	146	55	S	47	73	M
4	102	58	E	78	89	M
5	105	75	E	80	84	M
6	126	62	E	68	76	M
7	144	64	S	60	69	M
8	138	70	N	68	64	M
9	130	65	W	70	71	M
10	100	75	E	100	90	M
11	105	75	E	95	84	M
12	80	58	E	110	101	M
13	95	70	W	112	93	M
14	80	74	W	88	110	M
15	80	74	W	110	110	M

EXT.N-S CORD. BL. SUD

NUMERO	DIRECTION	PENDAGE	SECTEUR	PS	PT	SENS
1	130	30	E	42	66	N
2	130	30	E	62	66	N
3	141	47	S	48	67	N
4	125	42	E	71	68	N
5	48	56	W	118	104	N
6	76	50	W	75	95	N
7	65	35	W	94	99	N
8	64	28	W	90	99	N
9	140	52	S	80	66	N
10	145	55	S	66	67	N
11	115	60	E	88	65	N
12	130	68	E	75	57	N
13	128	58	W	74	78	N
14	144	53	S	58	67	N
15	142	49	S	63	67	N

EXT.NE-SW LLACA

	Direction	Pendage	Pitch	Plan vert.
1	104.00*	40.00*S*	0.00* *	44.00*N*
2	110.00*	42.00*S*	0.00* *	40.00*N*
3	110.00*	42.00*S*	0.00* *	76.00*N*
4	120.00*	44.00*S*	0.00* *	33.00*N*
5	115.00*	45.00*S*	0.00* *	42.00*N*
6	102.00*	44.00*S*	0.00* *	58.00*N*
7	122.00*	30.00*S*	0.00* *	68.00*N*
8	92.00*	42.00*S*	0.00* *	58.00*N*
9	92.00*	42.00*S*	0.00* *	43.00*N*
10	95.00*	36.00*S*	0.00* *	66.00*N*
11	118.00*	74.00*S*	55.00**	0.00*N*
12	128.00*	74.00*S*	37.00**	0.00*N*
13	122.00*	42.00*S*	0.00* *	55.00*N*
14	117.00*	42.00*S*	0.00* *	55.00*N*
15	100.00*	47.00*S*	59.00**	0.00*N*
16	117.00*	60.00*S*	83.00**	0.00*N*
17	85.00*	58.00*S*	70.00**	0.00*N*
18	119.00*	60.00*S*	70.00**	0.00*N*
19	126.00*	66.00*S*	60.00**	0.00*N*
20	90.00*	58.00*S*	64.00**	0.00*N*
21	130.00*	48.00*S*	55.00**	0.00*N*
22	80.00*	65.00*S*	68.00**	0.00*N*
23	120.00*	50.00*S*	78.00**	0.00*N*
24	3.00*	66.00*S*	68.00**	0.00*N*
25	95.00*	72.00*S*	30.00**	0.00*N*
26	125.00*	53.00*S*	0.00* *	80.00*N*
27	133.00*	47.00*S*	0.00* *	99.00*N*
28	112.00*	64.00*S*	82.00**	0.00*N*
29	126.00*	52.00*S*	0.00* *	105.00*N*
30	140.00*	80.00**	52.00*N*	0.00*N*
31	95.00*	72.00*S*	60.00**	0.00*N*
32	120.00*	64.00*S*	60.00**	0.00*N*
33	175.00*	60.00**	0.00* *	92.00*N*
34	162.00*	62.00**	0.00* *	86.00*N*
35	96.00*	72.00*S*	43.00**	0.00*N*
36	169.00*	62.00**	0.00* *	98.00*N*
37	135.00*	58.00*S*	0.00* *	81.00*N*
38	96.00*	86.00*S*	47.00**	0.00*N*
39	134.00*	58.00*S*	81.00**	0.00*N*
40	126.00*	57.00*S*	82.00**	0.00*N*
41	110.00*	52.00*S*	56.00**	0.00*N*
42	145.00*	60.00**	65.00*N*	0.00*N*

EXT.N-S CORD. BL. CENTRE

1	28.00*	50.00**	30.00**	0.00**
2	28.00*	50.00**	62.00**	0.00**
3	35.00*	40.00**	0.00**	163.00**
4	15.00*	58.00**	0.00**	160.00**
5	32.00*	46.00**	0.00**	160.00**
6	64.00*	42.00**	0.00**	163.00**
7	140.00*	65.00**	0.00**	27.00**
8	10.00*	55.00**	0.00**	154.00**
9	15.00*	55.00**	0.00**	162.00**
10	34.00*	73.00**	38.00**	0.00**
11	47.00*	44.00**	0.00**	328.00**
12	13.00*	65.00**	36.00**	0.00**
13	38.00*	50.00**	0.00**	147.00**
14	28.00*	78.00**	32.00**	0.00**
15	14.00*	53.00**	50.00**	0.00**
16	10.00*	40.00**	0.00**	156.00**
17	38.00*	20.00**	0.00**	176.00**
18	20.00*	48.00**	0.00**	160.00**
19	104.00*	40.00**	0.00**	15.00**
20	110.00*	42.00**	0.00**	20.00**
21	110.00*	42.00**	0.00**	167.00**
22	110.00*	42.00**	0.00**	145.00**
23	120.00*	44.00**	0.00**	169.00**
24	115.00*	45.00**	0.00**	145.00**
25	102.00*	44.00**	0.00**	27.00**
26	103.00*	41.00**	0.00**	175.00**
27	104.00*	44.00**	0.00**	165.00**
28	122.00*	30.00**	0.00**	28.00**
29	92.00*	42.00**	0.00**	150.00**
30	96.00*	40.00**	0.00**	27.00**
31	92.00*	42.00**	0.00**	177.00**
32	66.00*	50.00**	0.00**	160.00**
33	128.00*	74.00**	64.00**	0.00**
34	110.00*	42.00**	0.00**	6.00**
35	142.00*	81.00**	80.00**	0.00**
36	100.00*	54.00**	82.00**	0.00**
37	66.00*	57.00**	76.00**	0.00**
38	108.00*	39.00**	0.00**	12.00**
39	119.00*	60.00**	80.00**	0.00**
40	126.00*	66.00**	70.00**	0.00**
41	121.00*	58.00**	85.00**	0.00**
42	85.00*	59.00**	78.00**	0.00**
43	125.00*	70.00**	90.00**	0.00**
44	130.00*	80.00**	48.00**	0.00**
45	80.00*	54.00**	84.00**	0.00**
46	52.00*	44.00**	0.00**	171.00**
47	82.00*	58.00**	88.00**	0.00**
48	77.00*	56.00**	87.00**	0.00**
49	112.00*	64.00**	66.00**	0.00**
50	107.00*	66.00**	0.00**	165.00**
51	175.00*	60.00**	0.00**	44.00**
52	169.00*	62.00**	60.00**	0.00**
53	135.00*	58.00**	0.00**	5.00**
54	145.00*	60.00**	56.00**	0.00**

QUEROCOCHA N-S

1	95.00*	70.00*S*	75.00*E*	0.00*I*	001
2	165.00*	50.00*W*	3.00*N*	0.00*I*	002
3	50.00*	60.00*S*	22.00*W*	0.00*I*	003
4	45.00*	20.00*S*	0.00* *	4.00*I*	004
5	140.00*	40.00*W*	0.00* *	145.00*I*	005
6	47.00*	34.00*S*	0.00* *	13.00*I*	006
7	75.00*	60.00*S*	79.00*E*	0.00*I*	007
8	145.00*	60.00*E*	22.00*S*	0.00*I*	008
9	85.00*	32.00*S*	0.00* *	132.00*I*	009
10	10.00*	64.00*E*	45.00*S*	0.00*I*	010
11	73.00*	50.00*S*	73.00*E*	0.00*I*	011
12	30.00*	52.00*E*	28.00*S*	0.00*I*	012
13	69.00*	36.00*S*	0.00* *	121.00*I*	013
14	104.00*	50.00*S*	60.00*E*	0.00*I*	014
15	140.00*	50.00*W*	37.00*S*	0.00*I*	015
16	35.00*	32.00*E*	0.00* *	7.00*I*	016
17	142.00*	20.00*E*	0.00* *	121.00*I*	017
18	33.00*	34.00*E*	0.00* *	1.00*I*	018
19	116.00*	58.00*S*	38.00*E*	0.00*I*	019
20	150.00*	60.00*E*	18.00*S*	0.00*I*	020
21	120.00*	76.00*S*	26.00*E*	0.00*I*	021
22	95.00*	28.00*N*	0.00* *	118.00*I*	022
23	8.00*	36.00*W*	0.00* *	10.00*S*	023
24	108.00*	60.00*S*	36.00*E*	0.00*I*	024
25	60.00*	56.00*S*	52.00*E*	0.00*I*	025
26	52.00*	38.00*S*	0.00* *	14.00*I*	026
27	110.00*	75.00*S*	36.00*E*	0.00*I*	027
28	57.00*	60.00*S*	30.00*W*	0.00*I*	028
29	119.00*	42.00*S*	0.00* *	141.00*I*	030

A

1	95.00*	70.00*S*	75.00*E*	0.00*I*	001
2	165.00*	50.00*W*	3.00*N*	0.00*I*	002
3	50.00*	60.00*S*	22.00*W*	0.00*I*	003
4	45.00*	20.00*S*	0.00* *	4.00*I*	004
5	140.00*	40.00*W*	0.00* *	145.00*I*	005
6	47.00*	34.00*S*	0.00* *	13.00*I*	006
7	30.00*	52.00*E*	28.00*S*	0.00*I*	012
8	104.00*	50.00*S*	60.00*E*	0.00*I*	014
9	140.00*	50.00*W*	37.00*S*	0.00*I*	015
10	35.00*	32.00*E*	0.00* *	7.00*I*	016
11	33.00*	34.00*E*	0.00* *	1.00*I*	018
12	8.00*	36.00*W*	0.00* *	10.00*S*	023
13	52.00*	38.00*S*	0.00* *	14.00*I*	026
28	57.00*	60.00*S*	30.00*W*	0.00*I*	028

B

1	75.00*	60.00*S*	79.00*E*	0.00*I*	007
2	145.00*	60.00*E*	22.00*S*	0.00*I*	008
3	85.00*	32.00*S*	0.00* *	132.00*I*	009
4	10.00*	64.00*E*	45.00*S*	0.00*I*	010
5	73.00*	50.00*S*	73.00*E*	0.00*I*	011
6	69.00*	36.00*S*	0.00* *	121.00*I*	013
7	142.00*	20.00*E*	0.00* *	121.00*I*	017
8	116.00*	58.00*S*	38.00*E*	0.00*I*	019
9	150.00*	60.00*E*	18.00*S*	0.00*I*	020
10	120.00*	76.00*S*	26.00*E*	0.00*I*	021
11	95.00*	28.00*N*	0.00* *	118.00*I*	022
12	108.00*	60.00*S*	36.00*E*	0.00*I*	024
13	60.00*	56.00*S*	52.00*E*	0.00*I*	025
14	110.00*	75.00*S*	36.00*E*	0.00*I*	027
29	119.00*	42.00*S*	0.00* *	141.00*I*	030

LLOCLLA COMPRESSION E-W

1	174.00*	76.00*W*	65.00*S*	0.00*I*	L02
2	74.00*	72.00*N*	18.00*W*	0.00*I*	L08
3	106.00*	54.00*N*	36.00*E*	0.00*I*	L12
4	22.00*	60.00*W*	40.00*S*	0.00*I*	L14
5	15.00*	58.00*W*	45.00*S*	0.00*I*	L17
6	3.00*	88.00*W*	54.00*S*	0.00*I*	L20
7	140.00*	84.00*W*	16.00*N*	0.00*I*	L23
8	140.00*	84.00*W*	68.00*N*	0.00*I*	L24
9	80.00*	75.00*N*	38.00*W*	0.00*I*	L27
10	30.00*	58.00*E*	50.00*N*	0.00*I*	L37
11	122.00*	64.00*N*	48.00*E*	0.00*I*	L40
12	55.00*	52.00*S*	26.00*E*	0.00*I*	L44
13	80.00*	66.00*S*	18.00*E*	0.00*I*	L48
14	94.00*	76.00*S*	18.00*E*	0.00*I*	L52
15	8.00*	48.00*E*	51.00*N*	0.00*I*	L54
16	172.00*	72.00*E*	88.00*N*	0.00*I*	L55
17	75.00*	72.00*S*	42.00*E*	0.00*I*	L58
18	56.00*	80.00*S*	40.00*E*	0.00*I*	L59
19	98.00*	88.00*N*	24.00*E*	0.00*I*	L60
20	133.00*	58.00*N*	54.00*E*	0.00*I*	L61

A

1	174.00*	76.00*W*	65.00*S*	0.00*I*	L02
2	106.00*	54.00*N*	36.00*E*	0.00*I*	L12
3	22.00*	60.00*W*	40.00*S*	0.00*I*	L14
4	15.00*	58.00*W*	45.00*S*	0.00*I*	L17
5	3.00*	88.00*W*	54.00*S*	0.00*I*	L20
6	140.00*	84.00*W*	68.00*N*	0.00*I*	L24
7	30.00*	58.00*E*	50.00*N*	0.00*I*	L37
8	55.00*	52.00*S*	26.00*E*	0.00*I*	L44
9	8.00*	48.00*E*	51.00*N*	0.00*I*	L54
10	172.00*	72.00*E*	88.00*N*	0.00*I*	L55
11	98.00*	88.00*N*	24.00*E*	0.00*I*	L60

B

1	74.00*	72.00*N*	18.00*W*	0.00*I*	L08
2	140.00*	84.00*W*	16.00*N*	0.00*I*	L23
3	80.00*	75.00*N*	38.00*W*	0.00*I*	L27
4	122.00*	64.00*N*	48.00*E*	0.00*I*	L40
5	80.00*	66.00*S*	18.00*E*	0.00*I*	L48
6	94.00*	76.00*S*	18.00*E*	0.00*I*	L52
7	75.00*	72.00*S*	42.00*E*	0.00*I*	L58
8	56.00*	80.00*S*	40.00*E*	0.00*I*	L59
9	133.00*	58.00*N*	54.00*E*	0.00*I*	L61

LLOCLLA COMPRESSION N-S

1	72.00*	58.00*N*	44.00*E*	0.00*I*	L01
2	174.00*	76.00**	35.00*N*	0.00*I*	L03
3	173.00*	80.00**	48.00*N*	0.00*I*	L04
4	173.00*	80.00**	4.00*S*	0.00*I*	L05
5	173.00*	80.00**	47.00*S*	0.00*I*	L06
6	74.00*	72.00*N*	43.00*E*	0.00*I*	L07
7	78.00*	70.00*N*	60.00*E*	0.00*I*	L09
8	25.00*	58.00**	52.00*N*	0.00*I*	L10
9	148.00*	62.00*E*	66.00*N*	0.00*I*	L11
10	178.00*	70.00**	47.00*N*	0.00*I*	L13
11	22.00*	60.00**	51.00*N*	0.00*I*	L15
12	135.00*	60.00*N*	53.00**	0.00*I*	L16
13	15.00*	58.00**	54.00*N*	0.00*I*	L18
14	3.00*	88.00**	42.00*N*	0.00*I*	L19
15	112.00*	85.00*N*	87.00**	0.00*I*	L21
16	140.00*	84.00**	74.00*S*	0.00*I*	L22
17	127.00*	64.00*N*	82.00**	0.00*I*	L25
18	118.00*	50.00*N*	80.00**	0.00*I*	L26
19	80.00*	75.00*N*	25.00*E*	0.00*I*	L28
20	100.00*	60.00*N*	80.00**	0.00*I*	L29
21	122.00*	35.00*N*	20.00**	0.00*I*	L30
22	126.00*	65.00*N*	84.00**	0.00*I*	L31
23	94.00*	70.00*N*	86.00**	0.00*I*	L32
24	118.00*	64.00*N*	78.00**	0.00*I*	L33
25	160.00*	70.00*E*	57.00*N*	0.00*I*	L34
26	137.00*	52.00*E*	55.00*N*	0.00*I*	L35
27	30.00*	58.00*E*	76.00*S*	0.00*I*	L36
28	110.00*	60.00*N*	54.00**	0.00*I*	L38
29	110.00*	60.00*N*	74.00**	0.00*I*	L39
30	120.00*	56.00*N*	86.00**	0.00*I*	L41
31	114.00*	50.00*N*	76.00*E*	0.00*I*	L42
32	143.00*	44.00*E*	8.00*N*	0.00*I*	L43
33	115.00*	86.00*S*	77.00**	0.00*I*	L45
34	80.00*	68.00*S*	62.00**	0.00*I*	L46
35	112.00*	80.00*N*	86.00*E*	0.00*I*	L47
36	102.00*	68.00*S*	88.00*E*	0.00*I*	L49
37	115.00*	48.00*N*	68.00**	0.00*I*	L50
38	12.00*	66.00**	22.00*N*	0.00*I*	L51
39	8.00*	48.00*E*	65.00*S*	0.00*I*	L53
40	8.00*	80.00**	46.00*N*	0.00*I*	L56
41	115.00*	62.00*N*	68.00*E*	0.00*I*	L57
42	150.00*	56.00*E*	86.00*N*	0.00*I*	L62
43	165.00*	62.00**	38.00*S*	0.00*I*	L63

A

1	72.00*	58.00*N*	44.00*E*	0.00*I*	L01
2	173.00*	80.00**	47.00*S*	0.00*I*	L06
3	74.00*	72.00*N*	43.00*E*	0.00*I*	L07
4	78.00*	70.00*N*	60.00*E*	0.00*I*	L09
5	148.00*	62.00*E*	66.00*N*	0.00*I*	L11
6	112.00*	85.00*N*	87.00**	0.00*I*	L21
7	140.00*	84.00**	74.00*S*	0.00*I*	L22
8	127.00*	64.00*N*	82.00**	0.00*I*	L25
9	118.00*	50.00*N*	80.00**	0.00*I*	L26
10	80.00*	75.00*N*	25.00*E*	0.00*I*	L28
11	126.00*	65.00*N*	84.00**	0.00*I*	L31
12	118.00*	64.00*N*	78.00**	0.00*I*	L33
13	160.00*	70.00*E*	57.00*N*	0.00*I*	L34
14	120.00*	56.00*N*	86.00**	0.00*I*	L41
15	114.00*	50.00*N*	76.00*E*	0.00*I*	L42
16	80.00*	68.00*S*	62.00**	0.00*I*	L46
17	112.00*	80.00*N*	86.00*E*	0.00*I*	L47
18	102.00*	68.00*S*	88.00*E*	0.00*I*	L49
19	115.00*	62.00*N*	68.00*E*	0.00*I*	L57
20	150.00*	56.00*E*	86.00*N*	0.00*I*	L62
21	165.00*	62.00**	38.00*S*	0.00*I*	L63

22 115.00 86.00 S 77.00 W 0.00 I L45 testée

B

1	173.00*	80.00*W*	4.00*S*	0.00*I*	L05
2	100.00*	60.00*N*	80.00*W*	0.00*I*	L29
3	94.00*	70.00*N*	86.00*W*	0.00*I*	L32
4	137.00*	52.00*E*	55.00*N*	0.00*I*	L35
5	110.00*	60.00*N*	74.00*W*	0.00*I*	L39
6	115.00*	48.00*N*	68.00*W*	0.00*I*	L50
7	12.00*	66.00*W*	22.00*N*	0.00*I*	L51

C

1	174.00*	76.00*W*	35.00*N*	0.00*I*	L03
2	173.00*	80.00*W*	48.00*N*	0.00*I*	L04
3	25.00*	58.00*W*	52.00*N*	0.00*I*	L10
4	178.00*	70.00*W*	47.00*N*	0.00*I*	L13
5	22.00*	60.00*W*	51.00*N*	0.00*I*	L15
6	135.00*	60.00*N*	53.00*W*	0.00*I*	L16
7	15.00*	58.00*W*	54.00*N*	0.00*I*	L18
8	3.00*	88.00*W*	42.00*N*	0.00*I*	L19
9	122.00*	35.00*N*	20.00*W*	0.00*I*	L30
10	30.00*	58.00*E*	76.00*S*	0.00*I*	L36
11	110.00*	60.00*N*	54.00*W*	0.00*I*	L38
12	143.00*	44.00*E*	8.00*N*	0.00*I*	L43
13	8.00*	48.00*E*	65.00*S*	0.00*I*	L53
14	8.00*	80.00*W*	46.00*N*	0.00*I*	L56

SANTA-CRUZ COMPRESSION E-W

1	94.00*	36.00*S*	0.00* *	95.00*S*	C01
2	26.00*	26.00*W*	0.00* *	120.00*I*	C02
3	24.00*	41.00*W*	0.00* *	112.00*I*	C03
4	142.00*	40.00*S*	0.00* *	84.00*I*	C05
5	150.00*	53.00*W*	66.00*N*	0.00*I*	C06
6	24.00*	74.00*E*	72.00*N*	0.00*I*	C07
7	144.00*	55.00*S*	0.00* *	100.00*I*	C09
8	132.00*	38.00*S*	0.00* *	82.00*I*	C10
9	152.00*	36.00*S*	0.00* *	80.00*I*	C11
10	140.00*	40.00*S*	0.00* *	82.00*I*	C13
11	34.00*	35.00*W*	0.00* *	74.00*I*	C15
12	38.00*	62.00*W*	87.00*S*	0.00*I*	C16
13	12.00*	72.00*W*	76.00*S*	0.00*I*	C17
14	146.00*	47.00*S*	0.00* *	88.00*I*	C18
15	160.00*	85.00*W*	72.00*S*	0.00*I*	C19
16	24.00*	82.00*W*	0.00* *	35.00*I*	C21
17	160.00*	54.00*W*	0.00* *	86.00*I*	C22
18	18.00*	42.00*W*	0.00* *	60.00*I*	C23
19	150.00*	60.00*S*	0.00* *	73.00*I*	C24
20	165.00*	58.00*W*	0.00* *	48.00*I*	C25
21	54.00*	74.00*N*	0.00* *	86.00*I*	C26
22	48.00*	80.00*N*	0.00* *	95.00*I*	C27
23	46.00*	70.00*N*	0.00* *	135.00*I*	C28
24	170.00*	52.00*W*	0.00* *	52.00*I*	C29
25	2.00*	58.00*W*	0.00* *	28.00*I*	C31
26	45.00*	76.00*N*	83.00*W*	0.00*I*	C32
27	164.00*	88.00*E*	65.00*N*	0.00*I*	C33
28	12.00*	54.00*W*	0.00* *	102.00*I*	C35
29	175.00*	74.00*W*	88.00*N*	0.00*I*	C37
30	168.00*	72.00*W*	82.00*N*	0.00*I*	C38
31	120.00*	70.00*S*	29.00*W*	0.00*I*	C39
32	152.00*	50.00*W*	0.00* *	72.00*I*	C40
33	122.00*	55.00*S*	0.00* *	90.00*I*	C41
34	100.00*	48.00*S*	0.00* *	85.00*I*	C42
35	45.00*	30.00*N*	0.00* *	88.00*I*	C43
36	56.00*	65.00*N*	70.00*W*	0.00*I*	C45
37	150.00*	82.00*W*	34.00*N*	0.00*I*	C46
38	180.00*	75.00*W*	68.00*S*	0.00*I*	C47
39	145.00*	68.00*W*	90.00*S*	0.00*I*	C48
40	124.00*	50.00*S*	30.00*W*	0.00*I*	C49
41	40.00*	60.00*W*	60.00*S*	0.00*I*	C50
42	160.00*	68.00*W*	78.00*N*	0.00*I*	C51
43	8.00*	62.00*E*	70.00*N*	0.00*I*	C53
44	170.00*	62.00*E*	58.00*N*	0.00*I*	C55
45	110.00*	70.00*S*	78.00*W*	0.00*I*	C56
46	125.00*	48.00*S*	60.00*W*	0.00*I*	C58
47	125.00*	48.00*S*	84.00*W*	0.00*I*	C59
48	120.00*	50.00*S*	84.00*W*	0.00*I*	C60
49	36.00*	62.00*W*	70.00*S*	0.00*I*	C61
50	36.00*	62.00*W*	26.00*S*	0.00*I*	C62
51	25.00*	76.00*W*	74.00*S*	0.00*I*	C63
52	142.00*	46.00*W*	0.00* *	94.00*I*	C65
53	142.00*	46.00*W*	0.00* *	20.00*I*	C66
54	20.00*	70.00*W*	74.00*S*	0.00*I*	C67
55	14.00*	85.00*E*	86.00*N*	0.00*I*	C69
56	35.00*	80.00*E*	74.00*N*	0.00*I*	C72
57	168.00*	55.00*W*	0.00* *	85.00*I*	C73

A

1	94.00*	36.00*S*	0.00* *	95.00*S*	C01
2	142.00*	40.00*S*	0.00* *	84.00*I*	C05
3	150.00*	53.00*W*	66.00*N*	0.00*I*	C06
4	144.00*	55.00*S*	0.00* *	100.00*I*	C09
5	132.00*	38.00*S*	0.00* *	82.00*I*	C10
6	152.00*	36.00*S*	0.00* *	80.00*I*	C11
7	140.00*	40.00*S*	0.00* *	82.00*I*	C13
8	34.00*	35.00*W*	0.00* *	74.00*I*	C15
9	146.00*	47.00*S*	0.00* *	88.00*I*	C18
10	160.00*	54.00*W*	0.00* *	86.00*I*	C22
11	18.00*	42.00*W*	0.00* *	60.00*I*	C23
12	150.00*	60.00*S*	0.00* *	73.00*I*	C24
13	165.00*	58.00*W*	0.00* *	48.00*I*	C25
14	170.00*	52.00*W*	0.00* *	52.00*I*	C29
15	2.00*	58.00*W*	0.00* *	28.00*I*	C31
16	168.00*	72.00*W*	82.00*N*	0.00*I*	C38
17	120.00*	70.00*S*	29.00*W*	0.00*I*	C39
18	152.00*	50.00*W*	0.00* *	72.00*I*	C40
19	122.00*	55.00*S*	0.00* *	90.00*I*	C41
20	100.00*	48.00*S*	0.00* *	85.00*I*	C42
21	45.00*	30.00*N*	0.00* *	88.00*I*	C43
22	150.00*	82.00*W*	34.00*N*	0.00*I*	C46
23	180.00*	75.00*W*	68.00*S*	0.00*I*	C47
24	124.00*	50.00*S*	30.00*W*	0.00*I*	C49
25	160.00*	68.00*W*	78.00*N*	0.00*I*	C51
26	170.00*	62.00*E*	58.00*N*	0.00*I*	C55
27	125.00*	48.00*S*	60.00*W*	0.00*I*	C58
28	36.00*	62.00*W*	26.00*S*	0.00*I*	C62
29	142.00*	46.00*W*	0.00* *	94.00*I*	C65
30	168.00*	55.00*W*	0.00* *	85.00*I*	C73

B

1	28.00*	26.00*W*	0.00* *	120.00*I*	C02
2	24.00*	41.00*W*	0.00* *	112.00*I*	C03
3	24.00*	74.00*E*	72.00*N*	0.00*I*	C07
4	38.00*	62.00*W*	87.00*S*	0.00*I*	C16
5	12.00*	72.00*W*	76.00*S*	0.00*I*	C17
6	160.00*	85.00*W*	72.00*S*	0.00*I*	C19
7	24.00*	82.00*W*	0.00* *	35.00*I*	C21
8	54.00*	74.00*N*	0.00* *	86.00*I*	C26
9	48.00*	80.00*N*	0.00* *	95.00*I*	C27
10	46.00*	70.00*N*	0.00* *	135.00*I*	C28
11	45.00*	76.00*N*	83.00*W*	0.00*I*	C32
12	164.00*	88.00*E*	65.00*N*	0.00*I*	C33
13	12.00*	54.00*W*	0.00* *	102.00*I*	C35
14	175.00*	74.00*W*	88.00*N*	0.00*I*	C37
15	56.00*	65.00*N*	70.00*W*	0.00*I*	C45
16	145.00*	68.00*W*	90.00*S*	0.00*I*	C48
17	40.00*	60.00*W*	60.00*S*	0.00*I*	C50
18	8.00*	62.00*E*	70.00*N*	0.00*I*	C53
19	110.00*	70.00*S*	78.00*W*	0.00*I*	C56
20	125.00*	48.00*S*	84.00*W*	0.00*I*	C59
21	120.00*	50.00*S*	84.00*W*	0.00*I*	C60
22	36.00*	62.00*W*	70.00*S*	0.00*I*	C61
23	25.00*	76.00*W*	74.00*S*	0.00*I*	C63
24	142.00*	46.00*W*	0.00* *	20.00*I*	C66
25	20.00*	70.00*W*	74.00*S*	0.00*I*	C67
26	14.00*	85.00*E*	86.00*N*	0.00*I*	C69
27	35.00*	80.00*E*	74.00*N*	0.00*I*	C72

SANTA-CRUZ COMPRESSION N-S

1	26.00*	80.00*W*	77.00*N*	0.00*I*	C04
2	4.00*	85.00*W*	68.00*N*	0.00*I*	C08
3	10.00*	84.00*W*	74.00*N*	0.00*I*	C12
4	20.00*	76.00*W*	62.00*N*	0.00*I*	C14
5	24.00*	82.00*W*	78.00*N*	0.00*I*	C20
6	118.00*	82.00*N*	60.00*W*	0.00*I*	C34
7	110.00*	80.00*N*	79.00*W*	0.00*I*	C36
8	105.00*	66.00*N*	65.00*W*	0.00*I*	C44
9	160.00*	68.00*W*	15.00*N*	0.00*I*	C52
10	8.00*	62.00*E*	2.00*S*	0.00*I*	C54
11	110.00*	70.00*S*	70.00*E*	0.00*I*	C57
12	25.00*	76.00*W*	45.00*N*	0.00*I*	C64
13	20.00*	70.00*W*	59.00*N*	0.00*I*	C68
14	14.00*	85.00*E*	72.00*S*	0.00*I*	C70
15	35.00*	80.00*E*	82.00*S*	0.00*I*	C71
16	168.00	80.00 W	35.00 S	0.00 I	C30 testée

PARON COMPRESSION E-W

1	124.00*	75.00*N*	76.00*E*	0.00*I*	F01
2	172.00*	70.00*E*	88.00*N*	0.00*I*	F02
3	153.00*	68.00*E*	90.00* *	0.00*I*	F03
4	172.00*	64.00*E*	88.00*N*	0.00*I*	F04
5	15.00*	30.00*W*	0.00* *	73.00*I*	F05
6	16.00*	43.00*W*	0.00* *	94.00*I*	F06
7	115.00*	70.00*N*	86.00*E*	0.00*I*	F07
8	117.00*	70.00*N*	73.00*E*	0.00*I*	F08
9	127.00*	70.00*N*	81.00*E*	0.00*I*	F09
10	150.00*	54.00*N*	0.00* *	64.00*I*	F11
11	155.00*	64.00*E*	84.00*S*	0.00*I*	F12
12	110.00*	40.00*S*	0.00* *	25.00*I*	F14
13	140.00*	54.00*N*	0.00* *	70.00*I*	F15
14	148.00*	74.00*E*	82.00*S*	0.00*I*	F17
15	125.00*	60.00*N*	76.00*E*	0.00*I*	F18
16	127.00*	26.00*N*	0.00* *	40.00*I*	F19
17	130.00*	85.00*N*	90.00* *	0.00*I*	F20
18	148.00*	38.00*N*	0.00* *	58.00*I*	F22
19	125.00*	57.00*N*	83.00*E*	0.00*I*	F24
20	123.00*	72.00*N*	58.00*E*	0.00*I*	F25
21	130.00*	73.00*N*	75.00*E*	0.00*I*	F27
22	142.00*	28.00*N*	0.00* *	43.00*I*	F28
23	103.00*	75.00*N*	53.00*E*	0.00*I*	F29
24	124.00*	30.00*N*	0.00* *	35.00*I*	F30
25	13.00*	76.00*W*	50.00*S*	0.00*I*	F31
26	168.00*	62.00*E*	86.00*N*	0.00*I*	F35
27	168.00*	62.00*E*	65.00*S*	0.00*I*	F36
28	118.00*	80.00*N*	85.00*E*	0.00*I*	F37
29	144.00*	34.00*N*	0.00* *	72.00*I*	F39
30	105.00*	30.00*N*	0.00* *	23.00*I*	F42
31	50.00*	30.00*N*	0.00* *	85.00*I*	F44
32	100.00*	52.00*N*	0.00* *	41.00*I*	F45
33	130.00*	47.00*N*	0.00* *	52.00*I*	F46
34	148.00*	78.00*E*	86.00*S*	0.00*I*	F47
35	114.00*	55.00*N*	66.00*E*	0.00*I*	F49
36	5.00*	60.00*W*	70.00*N*	0.00*I*	F50
37	5.00*	60.00*W*	70.00*S*	0.00*I*	F51
38	180.00*	64.00*E*	72.00*S*	0.00*I*	F52
39	120.00*	62.00*N*	65.00*E*	0.00*I*	F55
40	150.00*	72.00*E*	80.00*S*	0.00*I*	F57
41	138.00*	60.00*E*	80.00*S*	0.00*I*	F58
42	135.00*	66.00*N*	75.00*E*	0.00*I*	F60
43	114.00*	60.00*N*	80.00*E*	0.00*I*	F64
44	145.00*	72.00*E*	88.00*N*	0.00*I*	F66
45	95.00*	65.00*N*	48.00*E*	0.00*I*	F68
46	124.00*	74.00*N*	45.00*E*	0.00*I*	F70
47	125.00*	40.00*N*	0.00* *	64.00*I*	F72
48	85.00*	84.00*N*	17.00*W*	0.00*I*	F74
49	168.00*	60.00*E*	74.00*N*	0.00*I*	F77
50	168.00*	60.00*E*	74.00*S*	0.00*I*	F78
51	98.00*	50.00*N*	25.00*W*	0.00*I*	F80
52	56.00*	36.00*N*	0.00* *	90.00*I*	F83
53	58.00*	35.00*N*	0.00* *	85.00*I*	F86

PARON COMPRESSION N-S

1	115.00*	77.00*N*	37.00**	0.00*I*	F13
2	138.00*	70.00*N*	77.00**	0.00*I*	F16
3	63.00*	62.00*S*	87.00**	0.00*I*	F21
4	105.00*	65.00*N*	41.00**	0.00*I*	F23
5	115.00*	73.00*N*	65.00**	0.00*I*	F26
6	90.00*	84.00*N*	78.00**	0.00*I*	F32
7	40.00*	65.00**	62.00*N*	0.00*I*	F33
8	122.00*	54.00*N*	0.00* *	168.00*I*	F34
9	110.00*	45.00*N*	0.00* *	160.00*I*	F38
10	112.00*	84.00*N*	20.00**	0.00*I*	F40
11	40.00*	40.00*N*	0.00* *	25.00*I*	F41
12	90.00*	48.00*N*	0.00* *	170.00*I*	F43
13	148.00*	78.00**	5.00*N*	0.00*D*	F48
14	180.00*	64.00**	28.00*S*	0.00*I*	F53
15	120.00*	62.00*N*	62.00**	0.00*I*	F54
16	150.00*	72.00**	58.00*N*	0.00*I*	F56
17	138.00*	60.00**	60.00*N*	0.00*I*	F59
18	135.00*	66.00*N*	13.00**	0.00*I*	F61
19	88.00*	34.00*N*	0.00* *	6.00*I*	F62
20	64.00*	80.00*N*	62.00**	0.00*I*	F63
21	114.00*	60.00*N*	76.00**	0.00*I*	F65
22	145.00*	72.00**	25.00*N*	0.00*I*	F67
23	124.00*	74.00*N*	45.00**	0.00*I*	F69
24	125.00*	40.00*N*	0.00* *	14.00*I*	F71
25	85.00*	84.00*N*	75.00**	0.00*I*	F73
26	92.00*	75.00*N*	38.00**	0.00*I*	F75
27	92.00*	75.00*N*	86.00**	0.00*I*	F76
28	168.00*	60.00**	28.00*S*	0.00*I*	F79
29	42.00*	88.00*N*	76.00**	0.00*I*	F81
30	55.00*	30.00*N*	0.00* *	6.00*I*	F82
31	35.00*	86.00**	86.00*N*	0.00*I*	F84
32	58.00*	35.00*N*	0.00* *	176.00*I*	F85

A

1	138.00*	70.00*N*	77.00**	0.00*I*	F16
2	90.00*	84.00*N*	78.00**	0.00*I*	F32
3	150.00*	72.00**	58.00*N*	0.00*I*	F56
4	138.00*	60.00**	60.00*N*	0.00*I*	F59
5	88.00*	34.00*N*	0.00* *	6.00*I*	F62
6	64.00*	80.00*N*	62.00**	0.00*I*	F63
7	114.00*	60.00*N*	76.00**	0.00*I*	F65
8	125.00*	40.00*N*	0.00* *	14.00*I*	F71
9	85.00*	84.00*N*	75.00**	0.00*I*	F73
10	92.00*	75.00*N*	86.00**	0.00*I*	F76
11	42.00*	88.00*N*	76.00**	0.00*I*	F81
12	55.00*	30.00*N*	0.00* *	6.00*I*	F82
13	35.00*	86.00**	86.00*N*	0.00*I*	F84
34	58.00*	35.00*N*	0.00* *	176.00*I*	F85

B

1	115.00*	77.00*N*	37.00**	0.00*I*	F13
2	63.00*	62.00*S*	87.00**	0.00*I*	F21
3	105.00*	65.00*N*	41.00**	0.00*I*	F23
4	115.00*	73.00*N*	65.00**	0.00*I*	F26
5	40.00*	65.00**	62.00*N*	0.00*I*	F33
6	122.00*	54.00*N*	0.00* *	168.00*I*	F34
7	110.00*	45.00*N*	0.00* *	160.00*I*	F38
8	112.00*	84.00*N*	20.00**	0.00*I*	F40
9	40.00*	40.00*N*	0.00* *	25.00*I*	F41
10	90.00*	48.00*N*	0.00* *	170.00*I*	F43
11	148.00*	78.00**	5.00*N*	0.00*D*	F48
12	180.00*	64.00**	28.00*S*	0.00*I*	F53
13	120.00*	62.00*N*	62.00**	0.00*I*	F54
14	135.00*	66.00*N*	13.00**	0.00*I*	F61
15	145.00*	72.00**	25.00*N*	0.00*I*	F67
16	124.00*	74.00*N*	45.00**	0.00*I*	F69
17	92.00*	75.00*N*	38.00**	0.00*I*	F75
35	168.00*	60.00**	28.00*S*	0.00*I*	F79

LLANGANUCO COMPRESSION E-W

1	50.00*	84.00*N*	30.00**	0.00*D*	L01
2	175.00*	50.00**	86.00*S*	0.00*I*	L03
3	50.00*	80.00*N*	23.00**	0.00*I*	L04
4	55.00*	83.00*N*	25.00**	0.00*D*	L05
5	53.00*	86.00*N*	15.00**	0.00*D*	L06
6	65.00*	85.00*N*	15.00**	0.00*D*	L07
7	60.00*	80.00*N*	30.00**	0.00*D*	L08
8	30.00*	80.00*E*	73.00*N*	0.00*I*	L09
9	154.00*	77.00*E*	67.00*S*	0.00*I*	L13
10	150.00*	85.00**	86.00*N*	0.00*I*	L14
11	98.00*	85.00*N*	65.00*E*	0.00*I*	L16
12	75.00*	60.00*S*	45.00**	0.00*I*	L17
13	50.00*	72.00*S*	28.00*E*	0.00*I*	L18
14	30.00*	60.00**	58.00*S*	0.00*I*	L19
15	15.00*	80.00**	82.00*N*	0.00*I*	L23
16	160.00*	34.00*E*	0.00*	80.00*I*	L26
17	144.00*	56.00*E*	80.00*S*	0.00*I*	L27
18	2.00*	64.00*E*	34.00*N*	0.00*I*	L28
19	60.00*	88.00*S*	14.00*E*	0.00*I*	L30
20	176.00*	72.00*E*	48.00*N*	0.00*I*	L31
21	130.00*	75.00*E*	82.00*S*	0.00*I*	L33
22	75.00*	75.00*S*	40.00*E*	0.00*I*	L35
23	62.00*	80.00*S*	38.00**	0.00*I*	L37
24	150.00*	80.00*E*	64.00*S*	0.00*I*	L39
25	150.00*	80.00*E*	88.00*S*	0.00*I*	L40
26	180.00*	52.00**	52.00*S*	0.00*I*	L41
27	128.00*	48.00*S*	72.00**	0.00*I*	L44
28	135.00*	55.00*S*	70.00**	0.00*I*	L45
29	135.00*	55.00*S*	88.00*E*	0.00*I*	L46
30	108.00*	60.00*S*	60.00**	0.00*I*	L47
31	155.00*	62.00**	85.00*N*	0.00*I*	L48
32	135.00*	58.00*S*	80.00**	0.00*I*	L49
33	52.00*	86.00*N*	32.00**	0.00*I*	L53

A

1	150.00*	85.00**	86.00*N*	0.00*I*	L14
2	98.00*	85.00*N*	65.00*E*	0.00*I*	L16
3	75.00*	60.00*S*	45.00**	0.00*I*	L17
4	160.00*	34.00*E*	0.00*	80.00*I*	L26
5	144.00*	56.00*E*	80.00*S*	0.00*I*	L27
6	2.00*	64.00*E*	34.00*N*	0.00*I*	L28
7	176.00*	72.00*E*	48.00*N*	0.00*I*	L31
8	130.00*	75.00*E*	82.00*S*	0.00*I*	L33
9	62.00*	80.00*S*	38.00**	0.00*I*	L37
10	150.00*	80.00*E*	88.00*S*	0.00*I*	L40
11	180.00*	52.00**	52.00*S*	0.00*I*	L41
12	128.00*	48.00*S*	72.00**	0.00*I*	L44
13	135.00*	55.00*S*	70.00**	0.00*I*	L45
14	135.00*	55.00*S*	88.00*E*	0.00*I*	L46
15	108.00*	60.00*S*	60.00**	0.00*I*	L47
16	155.00*	62.00**	85.00*N*	0.00*I*	L48
17	135.00*	58.00*S*	80.00**	0.00*I*	L49
18	52.00*	86.00*N*	32.00**	0.00*I*	L53

B

1	50.00*	84.00*N*	30.00**	0.00*D*	L01
2	175.00*	50.00**	86.00*S*	0.00*I*	L03
3	50.00*	80.00*N*	23.00**	0.00*I*	L04
4	55.00*	83.00*N*	25.00**	0.00*D*	L05
5	53.00*	86.00*N*	15.00**	0.00*D*	L06
6	65.00*	85.00*N*	15.00**	0.00*D*	L07
7	60.00*	80.00*N*	30.00**	0.00*D*	L08
8	30.00*	80.00*E*	73.00*N*	0.00*I*	L09
9	154.00*	77.00*E*	67.00*S*	0.00*I*	L13
10	50.00*	72.00*S*	28.00*E*	0.00*I*	L18
11	30.00*	60.00**	58.00*S*	0.00*I*	L19
12	15.00*	80.00**	82.00*N*	0.00*I*	L23
13	60.00*	88.00*S*	14.00*E*	0.00*I*	L30
14	75.00*	75.00*S*	40.00*E*	0.00*I*	L35
15	150.00*	80.00*E*	64.00*S*	0.00*I*	L39

LLANGANUCO COMPRESSION N-S

1	65.00*	72.00*S*	76.00**	0.00*S*	L02
2	155.00*	67.00*E*	16.00*N*	0.00*D*	L10
3	66.00*	80.00*S*	80.00*E*	0.00*I*	L11
4	88.00*	78.00*S*	73.00*E*	0.00*I*	L12
5	54.00*	88.00*N*	67.00**	0.00*I*	L15
6	178.00*	88.00**	30.00*N*	0.00*I*	L20
7	172.00*	88.00**	22.00*N*	0.00*I*	L21
8	0.00*	80.00**	37.00*N*	0.00*I*	L22
9	60.00*	62.00*S*	65.00*E*	0.00*I*	L24
10	78.00*	82.00*S*	68.00*E*	0.00*I*	L25
11	60.00*	88.00*S*	76.00*E*	0.00*I*	L29
12	176.00*	72.00*E*	62.00*S*	0.00*I*	L32
13	130.00*	75.00*E*	35.00*N*	0.00*I*	L34
14	75.00*	75.00*S*	80.00*E*	0.00*I*	L36
15	62.00*	80.00*S*	76.00*E*	0.00*I*	L38
16	180.00*	52.00**	52.00*N*	0.00*I*	L42
17	34.00*	55.00**	74.00*N*	0.00*I*	L43
18	52.00*	86.00*N*	64.00**	0.00*I*	L52

SHILLA COMPRESSION N-S

1	116.00*	78.00*S*	40.00*E*	0.00*I*	S02
2	165.00*	65.00*E*	0.00*	160.00*I*	S07
3	96.00*	71.00*S*	90.00*	0.00*I*	S11
4	25.00*	75.00**	62.00*N*	0.00*I*	S15
5	2.00*	86.00**	56.00*N*	0.00*I*	S17
6	140.00*	82.00**	36.00*S*	0.00*I*	S21
7	50.00*	80.00*N*	42.00*E*	0.00*I*	S25
8	28.00*	52.00**	23.00*N*	0.00*I*	S27
9	172.00*	52.00**	36.00*N*	0.00*I*	S31
10	2.00*	45.00**	0.00*	158.00*I*	S33

SHILLA COMPRESSION E-W

1	16.00*	60.00*E*	46.00*N*	0.00*I*	S01
2	116.00*	78.00*S*	45.00**	0.00*I*	S03
3	112.00*	82.00*S*	22.00*E*	0.00*I*	S04
4	105.00*	55.00*S*	20.00*E*	0.00*I*	S05
5	45.00*	45.00*N*	0.00*	108.00*I*	S06
6	108.00*	60.00*S*	41.00**	0.00*I*	S08
7	108.00*	60.00*S*	8.00*E*	0.00*I*	S09
8	132.00*	65.00*S*	20.00**	0.00*I*	S10
9	155.00*	60.00**	70.00*N*	0.00*I*	S12
10	5.00*	62.00*E*	55.00*N*	0.00*I*	S13
11	25.00*	75.00**	15.00*S*	0.00*I*	S14
12	2.00*	86.00**	28.00*S*	0.00*I*	S16
13	14.00*	57.00**	48.00*S*	0.00*I*	S18
14	8.00*	52.00**	73.00*S*	0.00*I*	S19
15	140.00*	82.00**	84.00*N*	0.00*I*	S20
16	15.00*	62.00**	75.00*S*	0.00*I*	S22
17	2.00*	15.00**	0.00*	113.00*I*	S23
18	20.00*	60.00**	0.00*	60.00*I*	S24
19	120.00*	28.00*N*	0.00*	28.00*I*	S26
20	90.00*	73.00*N*	46.00**	0.00*I*	S28
21	155.00*	82.00**	50.00*N*	0.00*I*	S29
22	4.00*	20.00**	0.00*	86.00*I*	S30
23	5.00*	40.00**	0.00*	60.00*I*	S32
24	30.00*	52.00**	75.00*S*	0.00*I*	S34

A

1	16.00*	60.00*E*	46.00*N*	0.00*I*	S01
2	116.00*	78.00*S*	45.00**	0.00*I*	S03
3	108.00*	60.00*S*	41.00**	0.00*I*	S08
4	155.00*	60.00**	70.00*N*	0.00*I*	S12
5	5.00*	62.00*E*	55.00*N*	0.00*I*	S13
6	25.00*	75.00**	15.00*S*	0.00*I*	S14
7	2.00*	86.00**	28.00*S*	0.00*I*	S16
8	14.00*	57.00**	48.00*S*	0.00*I*	S18
9	8.00*	52.00**	73.00*S*	0.00*I*	S19
10	140.00*	82.00**	84.00*N*	0.00*I*	S20
11	15.00*	62.00**	75.00*S*	0.00*I*	S22
12	20.00*	60.00**	0.00*	60.00*I*	S24
13	120.00*	28.00*N*	0.00*	28.00*I*	S26
14	155.00*	82.00**	50.00*N*	0.00*I*	S29
15	4.00*	20.00**	0.00*	86.00*I*	S30
16	5.00*	40.00**	0.00*	60.00*I*	S32

B

1	112.00*	82.00*S*	22.00*E*	0.00*I*	S04
2	105.00*	55.00*S*	20.00*E*	0.00*I*	S05
3	45.00*	45.00*N*	0.00*	108.00*I*	S06
4	108.00*	60.00*S*	8.00*E*	0.00*I*	S09
5	132.00*	65.00*S*	20.00*E*	0.00*I*	S10
6	2.00*	15.00**	0.00*	113.00*I*	S23
7	90.00*	73.00*N*	46.00**	0.00*I*	S28
8	30.00*	52.00**	75.00*S*	0.00*I*	S34

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

LEGENDES DES PHOTOGRAPHIES

Nous remercions le Servicio Aerofotografico Nacional du Pérou, qui a autorisé la publication de quelques-unes de ses photographies.

PHOTO 1: Vue aérienne (vers l'Est) du massif de la Cordillère Blanche et du bassin du Rio Santa entre Yungay et Carhuaz. On observe les grands versants tectoniques, qui caractérisent le système de failles dans la partie nord de la région (photo du S.A.N.).

PHOTO 2: L'intercalation de tuf ignimbrétique, vers la base de la Formation Lloclla, basculée, dans la Quebrada Lloclla (vue vers l'Est).

PHOTO 3: Les faciès du membre inférieur de la Formation Lloclla, en aval de la Quebrada Punpunyoc. On note ici, l'aspect chenalisé des dépôts (vue vers l'Ouest).

PHOTO 4: Petites failles synsédimentaires, affectant la Formation Lloclla, en aval de la Quebrada Punpunyoc (vue vers le Nord-Est).

PHOTO 5: Glacis d'accumulation du Quaternaire ancien, en discordance angulaire sur la Formation Lloclla basculée, dans la Quebrada Lloclla. Ce glacis est affecté par un horizon d'altération (vue vers le Sud).

PHOTO 6: Formations fluvioglaciales attribuées au Pléistocène inférieur à moyen, en discordance angulaire sur le Tuf Yungay, dans le Nord du bassin, près du Fundo Huepesh. Le tuf déformé, affleure sous forme de paléo-reliefs et il est remanié localement dans les dépôts fluvioglaciales, qui sont affectés par plusieurs horizons d'altérations interstratifiés (vue vers le Nord-Ouest).

PHOTO 7: Détail de la discordance angulaire dans le site précédant (vue vers le Nord).

PHOTO 8: Anticlinal de Tambo, d'axe N100, dans les dépôts du membre inférieur de la Formation Lloclla, près d'Olleros (vue vers l'Est).

PHOTO 9: Les effets de l'extension quaternaire dans le bassin: faille normale N126-62SW 68E, décalant de 10 m environ, un horizon d'altération interstratifié dans le membre supérieur de la Formation Lloclla, entre les Quebradas Pariac et Raju Colta (vue vers le Nord-Est).

PHOTO 10: La faille normale de direction N110, située au Nord-Est de Huaraz. On observe, à gauche la Quebrada Cojup et sa morphologie typique de vallée glaciaire, puis vers la droite, le versant de faille, sous la forme d'une facette, avec à son pied, plusieurs escarpements récents ou "scarplets", qui se répartissent le dernier rejet normal (vue vers le Nord, photo du S.A.N.).

PHOTO 11: Les versants tectoniques, au pied du Nevado Huandoy. Ces versants, qui possèdent un pendage de l'ordre de 45° vers le SW, limitent le batholite de la Cordillère Blanche. On observe par contre que, le "scarplet", qui décale de 60 m les moraines de la dernière glaciation au sortir de la Quebrada Huaytapallana, se situe en avant du versant, et possède un pendage plus important de l'ordre de 65° (vue vers le Nord).

PHOTO 12: Faille normale coupant, dans la Quebrada Uquian, les moraines latérales, et un vallum, attribués respectivement au stade ancien et au stade récent de la dernière glaciation. Le rejet vertical, au niveau de ce vallum est de 15 m. On note qu'à l'arrière de ce vallum, des dépôts fluviolacustres tardi-glaciaires, sont aussi décalés par la faille (vue vers le Sud-Est).

PHOTO 13: Faille normale affectant une moraine latérale du stade ancien de la dernière glaciation, et qui décale de 9 m les dépôts fluviolacustres tardi-glaciaires, dans le fond de la Quebrada Quenua-Ragra (vue vers le Nord).

PHOTO 14: Faille normale coupant les moraines du stade ancien de la dernière glaciation (à l'arrière) et des dépôts fluviolacustres tardi-glaciaire (au premier plan) dans la Quebrada Querococha. La tranchée creusée dans l'escarpement, montre un miroir de faille N108-64S, qui limite deux paléosols (vue vers le Nord-Est).

PHOTO 15: Les grands versants tectoniques, non régularisés, et hauts de 1000 m environ, au Nord de la Quebrada Santa-Cruz. On observe à leur pied, le remblaiement du bassin affecté par une surface d'érosion (vue vers le Nord, photo du S.A.N.).

B. U.
ORSAY

B. U.
ORSAY



2

B. U.
ORSAY

B. U.
ORSAY

B. U.
ORSAY

B. U.
ORSAY



B. U.
ORSAY

B. U.
ORSAY

I

18-8-48

0-11

RESUME

Le bassin intra-cordillérain du Callejon de Huaylas, situé au pied de la Cordillère Blanche (Nord-Pérou), est fortement subsident au Pliocène. Il est remblayé par la formation continentale Lloclla, dont la partie supérieure témoigne de l'existence de glaciations pliocènes.

Les déformations cassantes et ductiles sur les failles bordières, ainsi que les déformations synsédimentaires dans le bassin, montrent que la subsidence est contrôlée par une extension NE-SW, puis E-W. Les rejets verticaux pliocènes, sur les failles bordières, sont de l'ordre de 3500 m. La fin de la subsidence, au Quaternaire ancien, correspond à 2 épisodes successifs de raccourcissement, le premier E-W, le second N-S.

Du Pléistocène à l'Actuel, une extension N-S s'exerce principalement sur le système de failles de la Cordillère Blanche, où se produisent des rejets normaux de 1000 m environ. Dans le cadre d'une évaluation des risques sismiques, les observations de terrains permettent de proposer une période de récurrence de l'ordre de 3000 ans, pour des séismes destructeurs ($M > 7$), susceptibles de réactiver ce système de failles.



MOTS-CLES

Néotectonique, sismotectonique, faille active, bassin intra-cordillérain, sédimentation continentale, glaciations pliocènes et quaternaires, surrection, subsidence, extension synsédimentaire, Pliocène, Quaternaire, Andes centrales, Pérou.



77°20

77°10

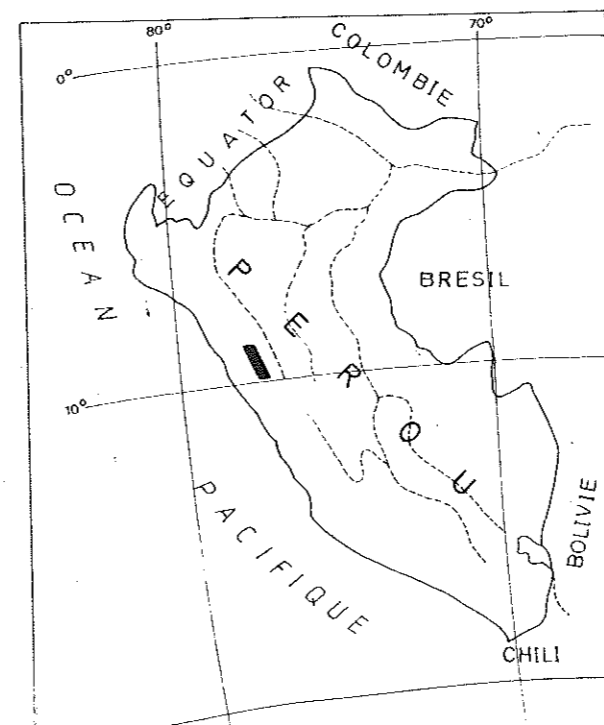
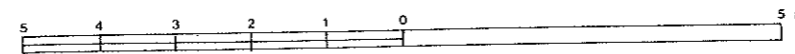
BASSIN DU CALLEJON DE HUAYLAS MERE BLANCHE SUD

(DES PERUVIENNES)

Dressée par: Didier BONNOT

9°30

Echelle: 1/100 000



AVSNO
77° 30'

AVSNO
77° 20'

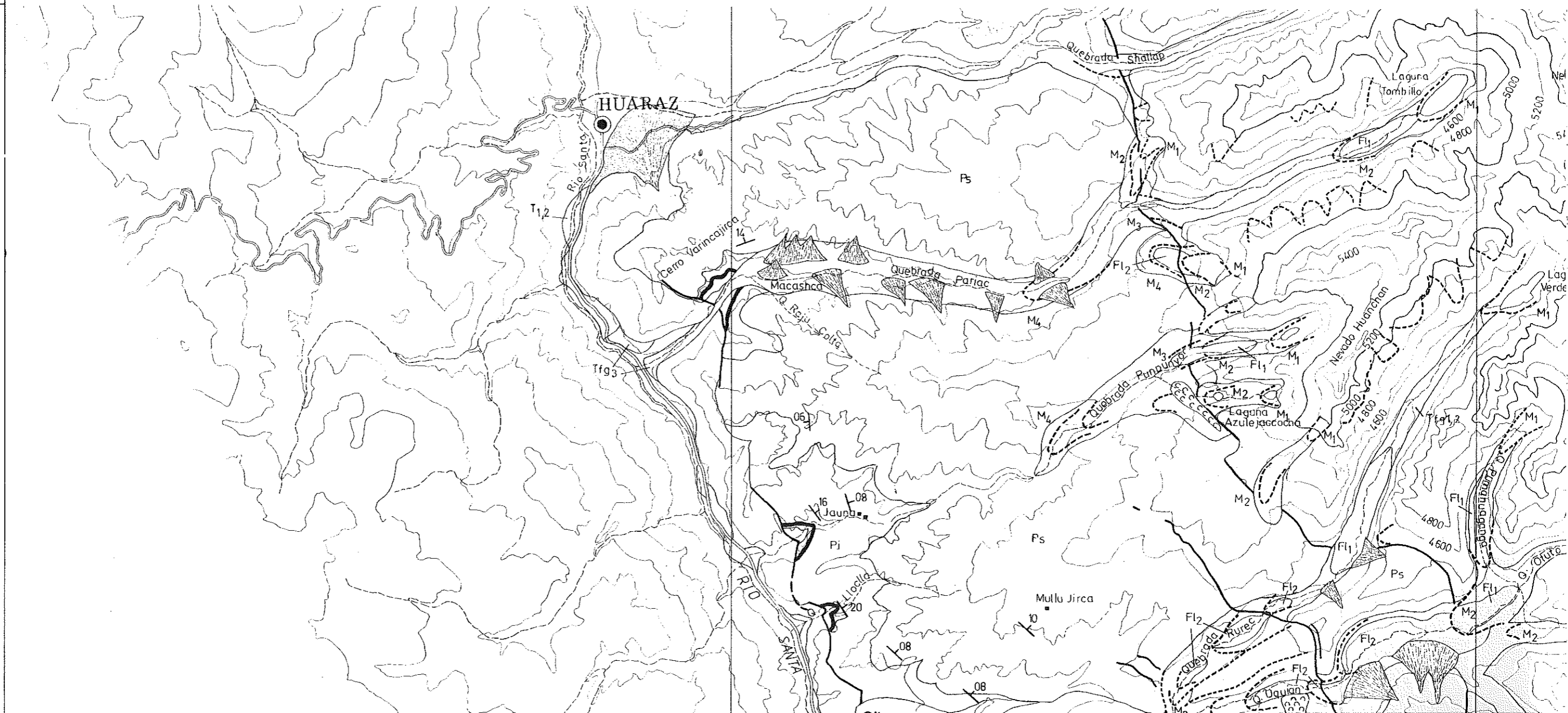
77° 30'

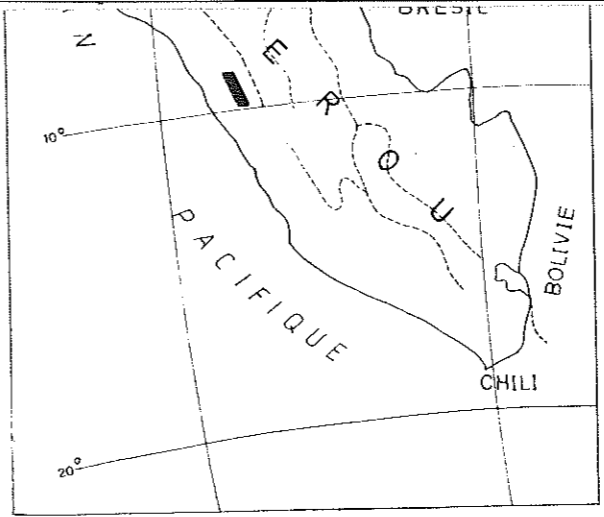
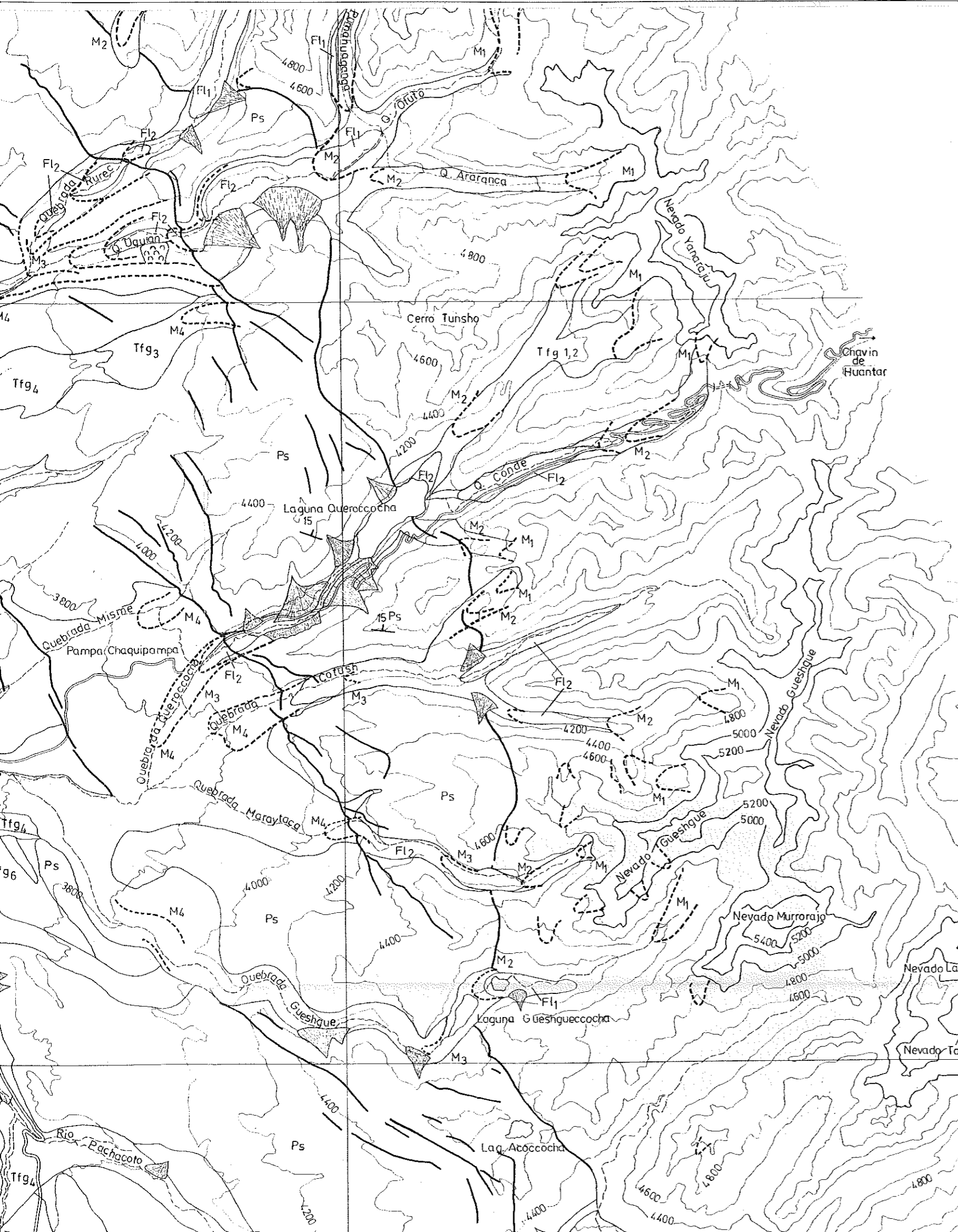
77° 20'

CARTE GEOLOGIQUE DU BASSIN DU CA CORDILLERE BLANCHE S (ANDES PERUVIENNES)

E. G.
UNSAV

9° 30'





LOCALISATION DE LA CARTE

Carhuaz 19-h	Huari 19-i	Llata 19-j
Huaraz 20-h	Recuay 20-i	La Union 20-j
Huaylla-pampa 21-h	Chiquian 21-i	Yanyhuanca 21-j

9°40'











9°50'

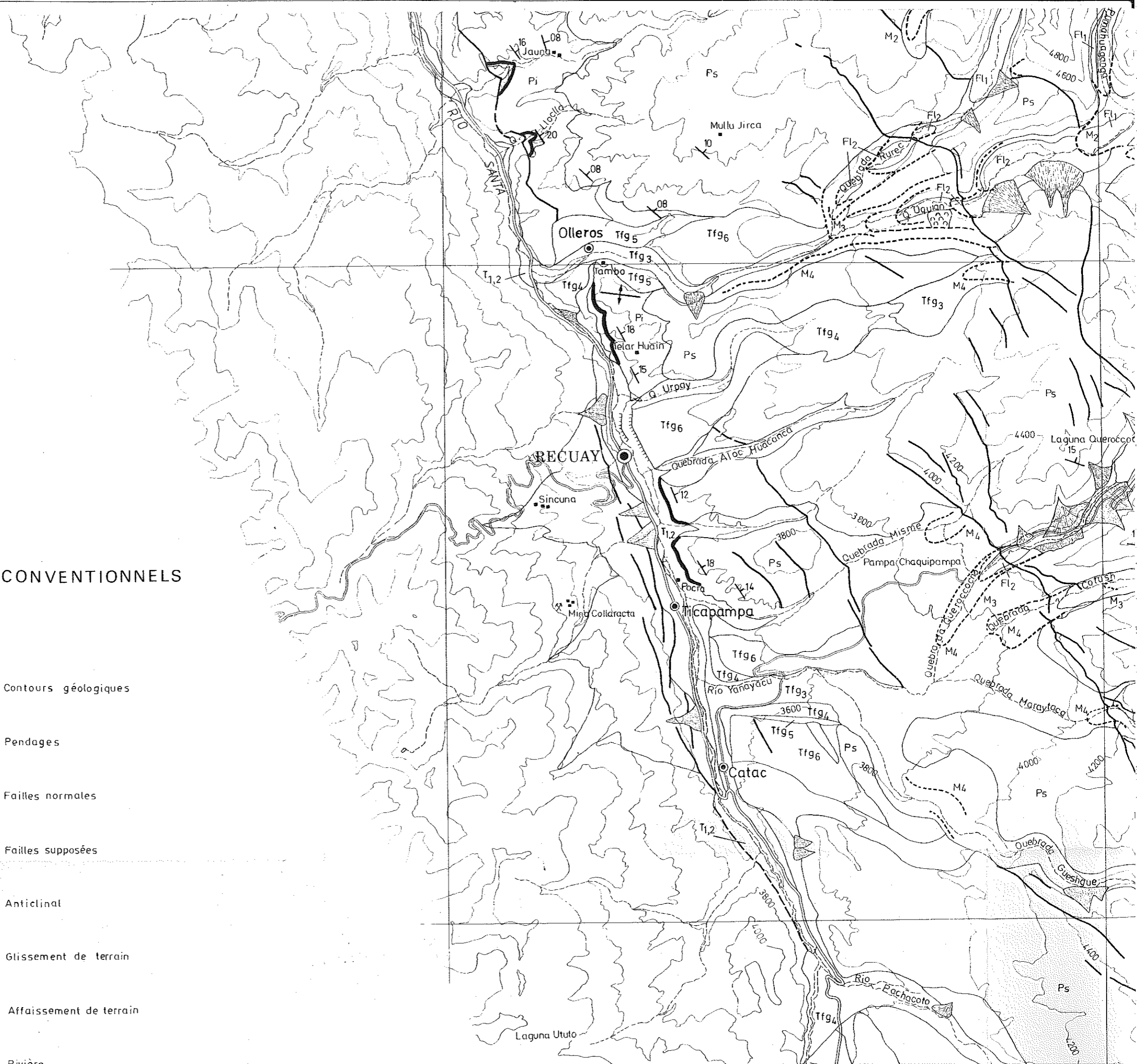
9°40'

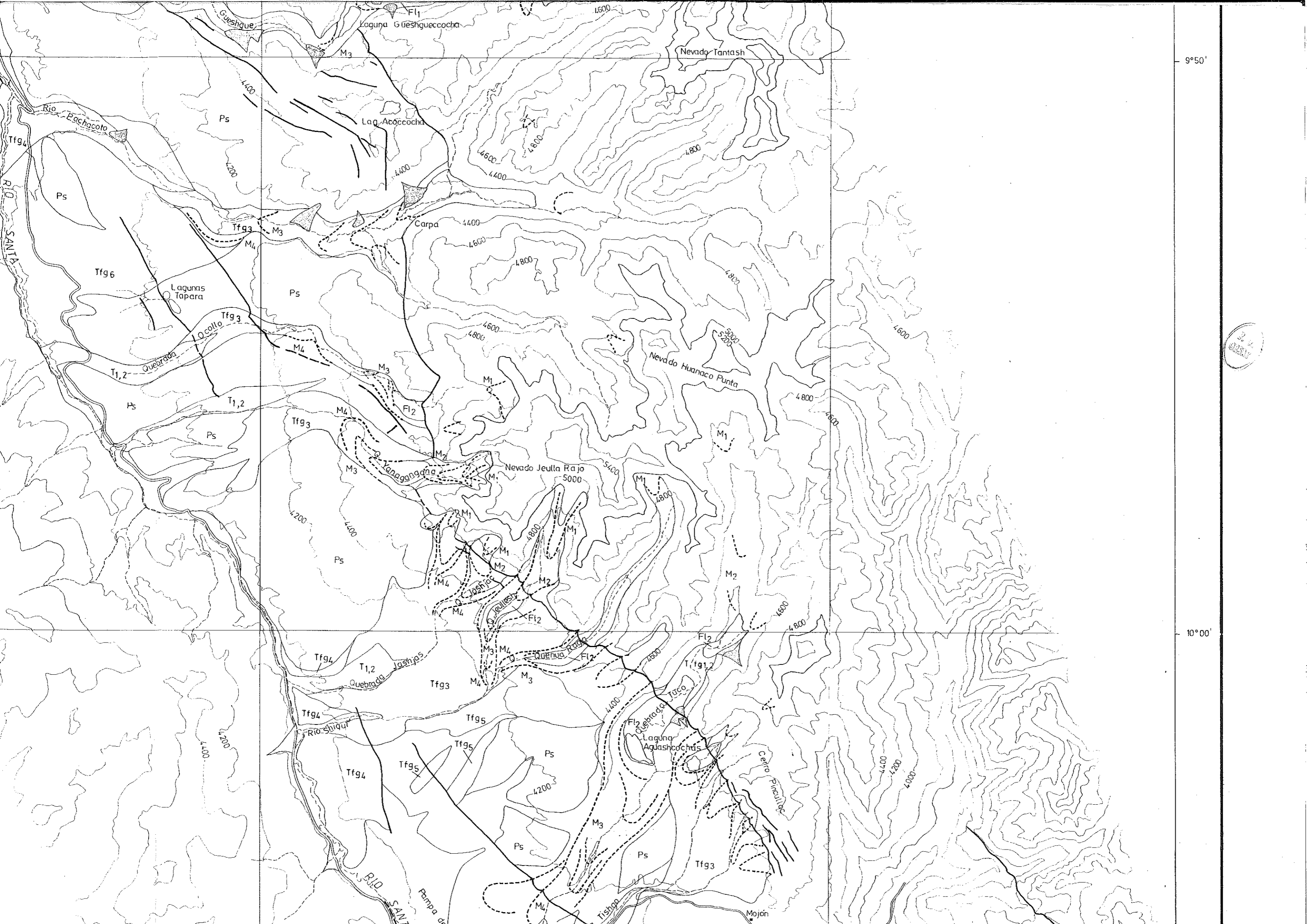


SIGNES CONVENTIONNELS

-  Contours géologiques
-  Pendages
-  Failles normales
-  Failles supposées
-  Anticlinal
-  Glissement de terrain
-  Affaissement de terrain
-  Rivières

9°50'













9°50'

10°00'




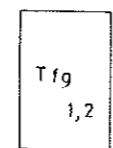
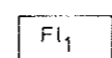
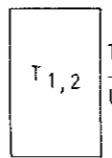



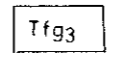
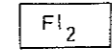

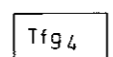
9°50'

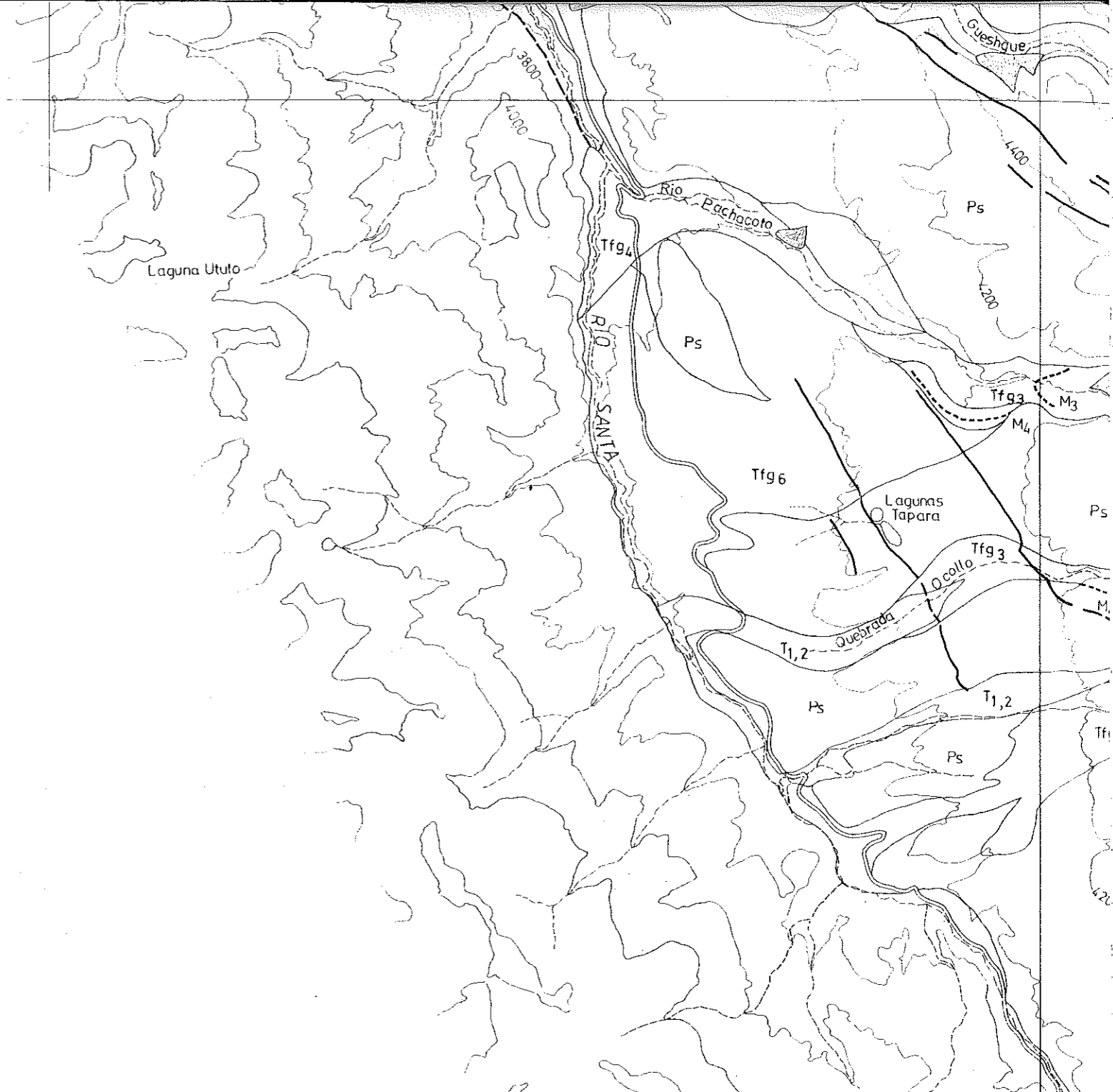
10°00'

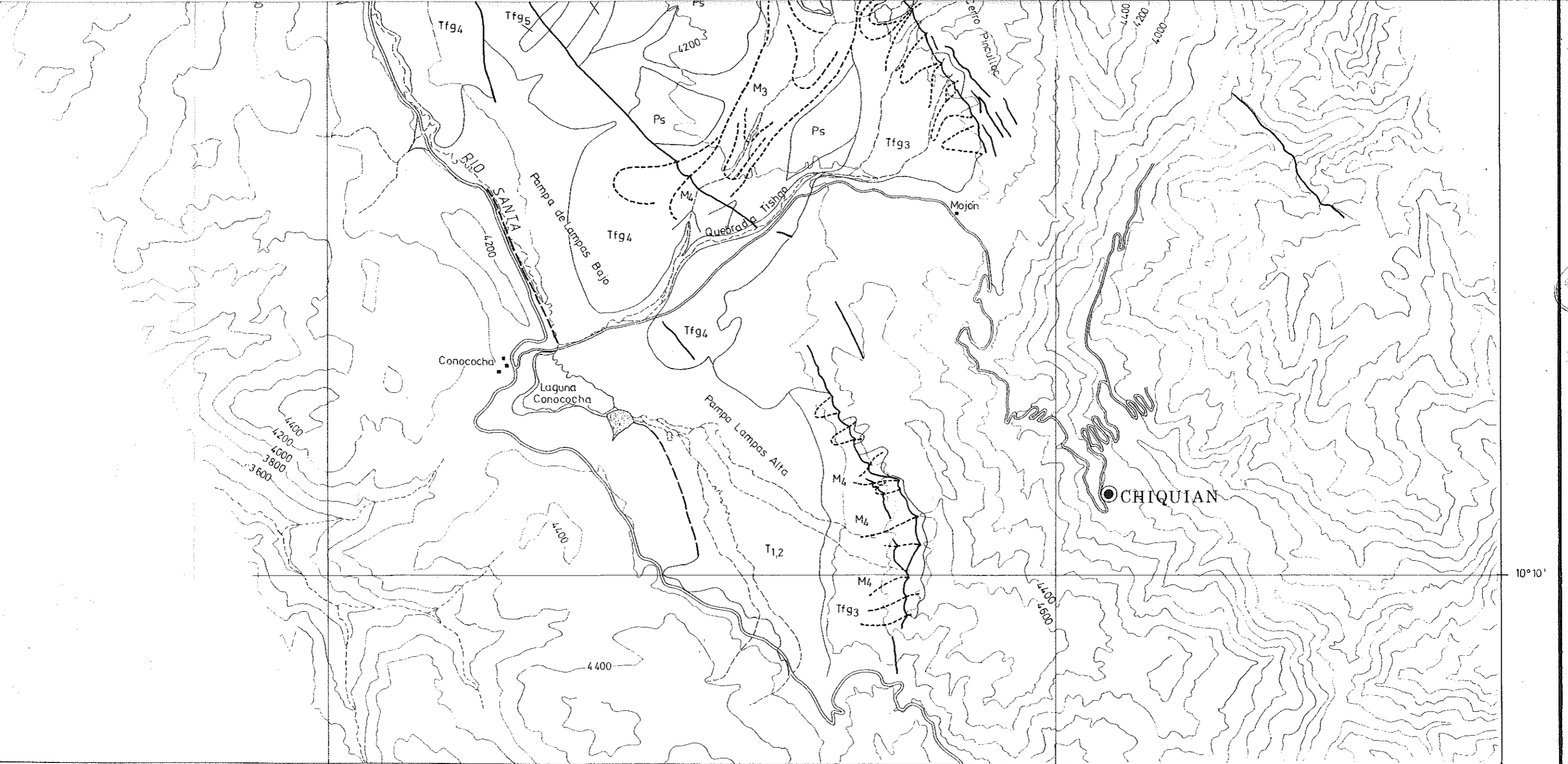
-  Anticlinat
-  Glissement de terrain
-  Affaissement de terrain
-  Rivière
-  Courbes de niveaux
-  Routes
-  Villes
-  Villages

LEGENDE

DEPOTS QUATERNAIRES

	FORMATIONS GLACIAIRES	DEPOTS FLUVIO-GLACIAIRES	DEPOTS FLUVIO-LACUSTRES	TERRASSES FLUVIATILES	CONES DE DEJECTION
HOLOCENE	 Moraines de la dernière avancée holocène.	 Récents indifférenciés	 Holocènes	 Terrasses 1 et 2 indifférenciées sur la carte.	 Tardi-glaciaires
	 Moraines de la première avancée holocène.				
PLEISTOCENE superieur	 Moraines du stade récent de la dernière glaciation.	 Corrésés avec le stade récent de la dernière glaciation.	 Tardi-glaciaires		
	 Moraines du stade ancien de la dernière glaciation.	 Corrésés avec le stade ancien de la dernière glaciation.			



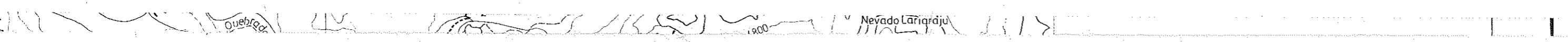


77°20'

77°10'

10°10'

Dessin: Guileana MACHARE



H01

PLEISTOCENE

superieur

inferieur

M3
M4

Moraines du stade récent de la dernière glaciation.

Moraines du stade ancien de la dernière glaciation.

Tfg3

Corrélés avec le stade récent de la dernière glaciation.

Tfg4

Corrélés avec le stade ancien de la dernière glaciation.

Tfg5

Tfg6

Fl₂

Tardi-glaciaires



Tardi-glaciaires

DEPOTS PLIOCENES

Ps Membre superieur
Facies fluvio-torrentiels et fluvio-glaciaires

Pi Membre inferieur
Facies fluvio-torrentiels a lacustres

Tuf ignimbristique pliocène inferieur

Formation Lloclla

SUBSTRATUM

Substratum anté-pliocène indifférencié

10°10'

77°30'

77°20'

Faillles supposées

Quebec

