Faciès et séquences de dépôt de la plate-forme du Jurassique moyen à l'Albien, et une coupe structurale des Andes du Pérou central

Nicolas Moulin

▶ **To cite this version:**

Nicolas Moulin. Faciès et séquences de dépôt de la plate-forme du Jurassique moyen à l'Albien, et une coupe structurale des Andes du Pérou central. Tectonique. Université des sciences et Techniques du Languedoc, 1989. Français. NNT : . tel-00833384

HAL Id: tel-00833384

https://theses.hal.science/tel-00833384

Submitted on 12 Jun 2013

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.

Jaillard C. Jaillard

ACADEMIE DE MONTPELLIER

UNIVERSITE DE MONTPELLIER (MONTPELLIER II)
SCIENCES ET TECHNIQUES DU LANGUEDOC

T H E S E

présentée à l'Université des Sciences et Techniques du Languedoc
pour obtenir le Diplôme de DOCTORAT
Spécialité : GEOLOGIE

FACIES ET SEQUENCES DE DEPOT DE LA PLATE-FORME DU JURASSIQUE MOYEN A L'ALBIEN, ET UNE COUPE STRUCTURALE DES ANDES DU PEROU CENTRAL

par

Nicolas MOULIN

Soutenue le 29 Mai 1989 devant le Jury composé de :

MM.	**M.**	**SEGURET**	**Président**
	B.	**BEAUDOIN**	
	P.	**HOMEWOOD**	**Rapporteurs**
	M.	**MATTAUER**	

Atelier Duplication

1989

MOULIN Nicolas

UNIVERSITE DES SCIENCES ET TECHNIQUES DU LANGUEDOC (MONTPELLIER II)

RESUME:

La sédimentation sur la plate-forme du Pérou Central présente de l'Aalénien (Dogger) au Santonien (Crétacé supérieur) une grande diversité de milieux de dépôt et de faciès, seulement interrompue du Bathonien au Tithonique inférieur.

Dans la PREMIERE PARTIE, on étudie en détail la sédimentation détritique (fluviatile, littorale, tidale) et carbonatée dans la région des Hauts Plateaux des Andes du Pérou Central. La tectonique synsédimentaire est détaillée et intégrée dans des schémas paléogéographiques.

La DEUXIEME PARTIE présente un exemple d'interprétation d'une série détritique avec les concepts de la stratigraphie séquentielle et en terme de variations du niveau marin.

Dans la TROISIEME PARTIE, pour la région orientale des Hauts Plateaux et la Cordillère Orientale, on interprète la tectonique tangentielle (vers le sud-ouest) par le jeu de décollements dans la couverture enracinés sur un rétrochevauchement (décollement), lequel est lié au fonctionnement d'un chevauchement crustal subandin vers le nord-est. On propose une coupe structurale synthétique des Andes du Pérou Central à l'échelle de la lithosphère.

MOTS CLES:

Andes (Pérou Central), Dogger, Crétacé inférieur, sédimentation, fluviatile, littoral, plate-forme carbonatée, stratigraphie séquentielle, eustatisme, tectonique.

ACADEMIE DE MONTPELLIER

UNIVERSITE DE MONTPELLIER (MONTPELLIER II)
SCIENCES ET TECHNIQUES DU LANGUEDOC

T H E S E

présentée à l'Université des Sciences et Techniques du Languedoc
pour obtenir le Diplôme de DOCTORAT
Spécialité : GEOLOGIE

FACIES ET SEQUENCES DE DEPOT DE LA PLATE-FORME DU JURASSIQUE MOYEN A L'ALBIEN, ET UNE COUPE STRUCTURALE DES ANDES DU PEROU CENTRAL

par

Nicolas MOULIN

Soutenue le 29 Mai 1989 devant le Jury composé de :

MM.	**M.**	**SEGURET**	**Président**
	B.	**BEAUDOIN**	
	P.	**HOMEWOOD**	**Rapporteurs**
	M.	**MATTAUER**	

Atelier Duplication

à Marcel.

TABLE DES MATIERES page

AVANT-PROPOS 9

INTRODUCTION 11

Première partie: 19
La sédimentation

Avertissement 20

A. LA SEDIMENTATION AU JURASSIQUE MOYEN

I. LA FORMATION CERCAPUQUIO 22
a) répartition géographique 22
b) lithologie 22
c) âge des formations Cercapuquio et Chaucha 24
d) discontinuités de base et internes 27
e) les faciès 29
f) séquences de faciès 35
g) environnements de dépôt 39
f) paléogéographie 48

II. LA FORMATION CHAUCHA 55
a) répartition géographique 55
b) lithologie 55
c) les discontinuités de base et internes 55
d) faciès et milieux de dépôt 59
e) séquences de faciès 66
f) paléogéographie 69

B. LA SEDIMENTATION DETRITIQUE TITHONIQUE-NEOCOMIEN

I. LA FORMATION GOYLLARISQUISGA 71
a) définition de la formation Goyllarisquisga 71
b) âge de la formation Goyllarisquisga 74

II. LE MEMBRE INFERIEUR DE LA FORMATION GOYLLARISQUISGA 78
a) description lithologique 78
b) discontinuités de base et internes 79
c) les faciès 83
d) séquences de faciès 93
e) milieux de dépôt 98
f) paléogéographie 105

III. LE MEMBRE SUPERIEUR DE LA FORMATION GOYLLARISQUISGA 108
a) description lithologique 108
b) les discontinuités 109
c) les barres gréseuses 115
1°) les faciès 115
2°) séquences de faciès A 117
3°) milieu de dépôt 117
4°) continuité latérale des barres gréseuses 119

d) remplissage de vallée (*valley-fill*) 119
1°) les vallées 119
2°) les faciès 121
3°) séquences de faciès 125
4°) géométrie des séquences de faciès 129
5°) relations géométriques entre les séquences de faciès 131
6°) milieu de dépôt 132
7°) sédimentation fluviatile anastomosée 135
e) les combes 135
1°) les faciès 135
2°) séquences de faciès 139
3°) milieux de dépôts 141
4°) origine de la sédimentation fluviatile anastomosée 142
f) tectonique synsédimentaire 143
g) paléogéographie 149

C. LA SEDIMENTATION MARINE DE L'APTIEN A L'ALBIEN MOYEN

I. LA FORMATION PARIAHUANCA 152
a) définition et âge de la formation Pariahuanca 152
b) description lithologique 153
c) les discontinuités 153
d) les dépôts détritiques 154
1°) les faciès 154
2°) séquences de faciès 163
3°) milieux de dépôts 165
e) les dépôts marins carbonatés 177
1°) faciès, milieux de dépôt et séquences de faciès F 177
2°) faciès, milieux de dépôt et séquences de faciès G 178
f) la sédimentation en Cordillère Occidentale 179
g) paléogéographie 183

II. LA FORMATION CHULEC 187
a) âge de la formation Chulec 187
b) description lithologique 187
c) sédimentologie 188
1°) les discontinuités 188
2°) faciès et milieux de dépôt 189
3°) séquences de faciès 195
d) paléogéographie 197
e) tectonique 199

III. LA FORMATION PARIATAMBO 201
a) âge de la formation Pariatambo 201
b) description lithologique 201
c) sédimentologie 203
1°) les discontinuités 203
2°) faciès et milieux de dépôt 203
3°) séquences de faciès 208
d) paléogéographie 209

D. CONCLUSION 212

Deuxième partie: 217

Stratigraphie séquentielle de la formation Goyllarisquisga

Résumé 219

I. INTRODUCTION 221
A) objectif de l'étude 221
B) méthode 221
C) situation 222

II. LES FACIES SEDIMENTAIRES 222
A) lithologie, géométrie et relations entre les dépôts
B) les barres gréseuses (épandages fluviatiles en tresse)
C) le comblement des dépressions (système anastomosé)
D) les intervalles silto-charbonneux (système anastomosé)
E) comparaison des deux types de sédimentation anastomosée
F) environnements de dépôt des systèmes en tresse et anastomosé
G) séquences de faciès

III. SEQUENCES DE DEPOT 228
A) les surfaces d'oxydation et d'érosion 229
B) le système anastomosé 230
C) le système fluviatile en tresse 231
D) relation entre les séquences de dépôt de la formation Goyllarisquisga et la courbe eustatique mondiale 232

IV. CONCLUSION 232

Troisième partie: 247

Coupe structurale des Andes du Pérou Central

I. INTRODUCTION 249

II. CONSTRUCTION D'UNE COUPE EQUILIBREE LA OROYA- SAN RAMON 251
a) situation de la coupe 251
b) travaux antérieurs 251
c) interprétations des données de surface en profondeur 253
d) construction d'une coupe équilibrée La Oroya- San Ramón 256
1°) méthode de construction 256
2°) détail de la construction entre La Oroya et Acobamba 257
3°) la coupe de La Oroya à San Ramón 264
4°) conclusion

III. COUPE TRANVERSALE DES ANDES DU PEROU CENTRAL 267
a) situation de la coupe 267
b) interprétations antérieures 267
c) les données géophysiques 269
d) les données structurales 271
e) problèmes posés 271
f) construction de la coupe 272
g) conclusion 275

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES 279

AVANT-PROPOS

Ce travail a été réalisé dans le cadre d'une convention entre l'ORSTOM et l'Universidad Nacional de Ingeniería (Lima). Au sein de L'ORSTOM, il prend place dans le programme de recherche "dynamique des bassins intramontagneux" (UR-F6) que dirige René Marocco. L'aide financière m'a été apportée par le Ministère de l'Education (allocation de recherche de décembre 1985 à novembre 1988), et par l'ORSTOM (expatriation d'août 1986 à octobre 1987).

Je remercie infiniment Michel SEGURET qui a bien voulu diriger cette thèse, pour sa patience et sa critique constructive.

Je tiens aussi à remercier M. MATTAUER qui m'acceuille dans son laboratoire depuis 1983.

Par ailleurs la réalisation de ce travail au Pérou et en France doit beaucoup à de nombreuses personnes ou associations:

"Carlos"
CENTROMIN-Perú
Compañía Minera Gran Bretaña
Comunidad Campesina de LLocllapampa-Jauja
Javier JACAY
"José"
René MAROCCO
François MEGARD
Joséphine MEGARD
Cathy MOULIN
Henri POUPON
Raymond RAUSCHER
Pedro TAPIA
Universidad Nacional de Ingeniería.

Enfin, mes remerciements vont à Messieurs Bernard BEAUDOIN et Peter HOMEWOOD qui ont aimablement accepté de constituer le jury de cette thèse avec Messieurs Maurice MATTAUER et Michel SEGURET.

INTRODUCTION

a) <u>situation de la région étudiée</u>

Géographiquement, cette étude se situe dans les Andes Centrales péruviennes, à l'Est de Lima (capitale), dans la région des Hauts Plateaux (fig. 1). La zone couverte (environ 6500 km^2) s'étend entre les Cordillères Occidentale et Orientale et entre les latitudes 11°15'S et 11°15'S. L'altitude de cette région des Hauts Plateaux est comprise entre 3500 mètres (Huancayo) et 4500 mètres (Chaucha), avec quelques sommets à plus de 5000 mètres.

b) <u>but de l'étude</u>

Cette étude des séries crétacées des Andes du Pérou Central est justifiée par:

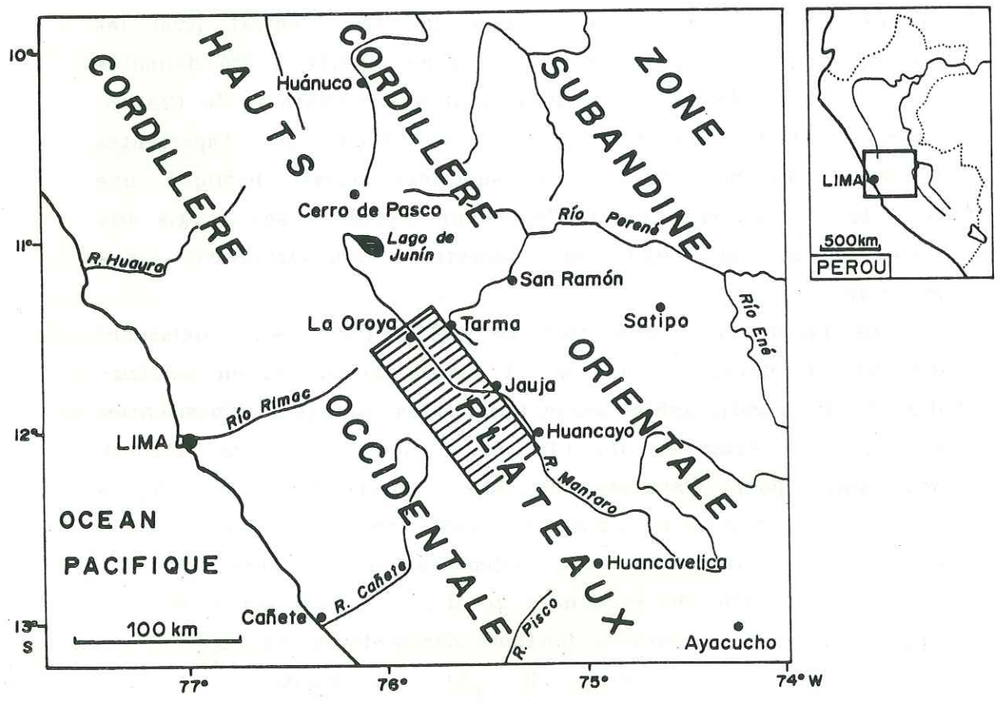


fig. 1.- Situation géographique de la zone d'étude.

- l'intérêt des séries crétacées en tant que derniers témoins d'une sédimentation de plateforme avant l'édification de la chaîne andine,

- l'absence d'étude sédimentologique du Crétacé des Andes Centrales,

- l'existence d'un courant de recherche sur le Crétacé au niveau de l'Amérique du Sud (PICG 242, "Cretácico de América Latina").

D'autre part, le choix de la zone d'étude a été guidé par:

- l'existence d'une stratigraphie crétacée relativement bien définie,

- la large présence des séries du Crétacé,

- la bonne accessibilité depuis Lima.

Avant mon départ pour le Pérou (août 1986), seules les grandes orientations avaient été définies: étude des faciès pour déterminer les environnements de dépôt des formations du Crétacé inférieur, et reconstitution de la dynamique (à l'échelle régionale) de la plate-forme crétacée du Pérou Central. Avec les premières missions sur le terrain, la zone d'étude à été délimitée et il a été décidé de limiter le travail aux formations du Crétacé inférieur (Albien moyen compris), car l'étude des importantes formations marines du Crétacé supérieur aurait impliqué une réduction de la zone d'étude. Cependant, l'étude a été élargie aux séries Jurassique moyen sous-jacentes, volumétriquement peu importantes.

De retour en France (octobre 1987), j'ai pris connaissance des derniers développements de la sédimentologie, et en particulier de la stratigraphie séquentielle. Ces travaux, (Posamentier *et al.*, 1987; Baum *et al.*, 1987...), se sont avérés de première importance pour l'analyse et la compréhension des dépôts fluviatiles et marins de plate-forme des séries crétacées que nous étudions. La liaison entre la sédimentation et l'eustatisme, et l'analyse en terme de séquences de dépôt (stratigraphie séquentielle) sont abordées dans la deuxième partie de cet ouvrage.

D'autre part, en marge de l'étude sédimentologique, nous avons entrepris la réalisation d'une coupe structurale des Hauts Plateaux à la région subandine, construite à partir de nos

observations et des données déjà existantes. Dans un second temps, cette coupe structurale est intégrée aux dernières données tectoniques (Cordillère Occidentale) et géophysiques pour construire une coupe transversale des Andes Centrales à l'échelle lithosphérique. Ce dernier thème est développé dans la troisième partie de ce mémoire.

c) travaux antérieurs

Historiquement, les travaux à la base de la stratigraphie des séries mésozoïques en général, et crétacées en particulier, des Andes du Pérou Central sont ceux de D.H. McLaughlin (1924), G. Steinmann (1929) et J.V. Harrison (1940, 1943). La stratigraphie des séries crétacées actuellement utilisée a été définie par V. Benavides (1956) dans le nord du Pérou, complétée et étendue vers les Andes Centrales par J.J. Wilson (1963), et dans une moindre mesure par A. Von Hillebrandt (1970). Enfin, F. Mégard (1968, 1978) à amélioré et affiné les connaissances sur les séries crétacées, en proposant entre autre des cartes paléogéographiques pour chacune des formations (voir aussi H. Hosmer, 1959).

d) cadre de l'étude

Le schéma paléogéographique (fig. 2) de F. Mégard (1973, 1978) est actuellemnt le seul proposé pour la région des Andes Centrales. Il reprend les grands axes du dispositif proposé par V. Benavides (1956) pour les Andes du nord du Pérou. Cette structuration paléogéographique qui aurait contrôlée la sédimentation au Crétacé (jusqu'au Santonien) comprend du sud-ouest vers le nord-est:

- au niveau et à l'ouest de la côte actuelle, un arc volcanique au travers duquel l'Océan Pacifique communique avec le "bassin péruvien";

- le bassin ouest-péruvien (ou B.O.P.) fortement subsident où s'accumulent entre 5000 mètres (sud-ouest) et 2500 mètres (nord-est) de sédiments détritiques, carbonatés et volcano-détritiques, surtout marins. Ce bassin serait situé au niveau de la Cordillère Occidentale actuelle et de son versant Pacifique;

- une plate-forme peu subsidente (1000 à 2000 mètres de dépôts) située au niveau des Hauts Plateaux actuels, sur laquelle porte notre étude;

- le "géanticlinal du Marañon" qui joue le rôle de haut-fond ou de zone émergée selon les périodes, situé à l'emplacement de la Cordillère Orientale actuelle;

- le bassin est-péruvien où s'accumulent moins de 1100 mètres de sédiments, et dont la subsidence diminue jusqu'au craton brésilien. Ce bassin correspond aux régions subandines et à la plaine amazonienne actuelles.

Pour les séries de plate-forme (région des Hauts Plateaux),

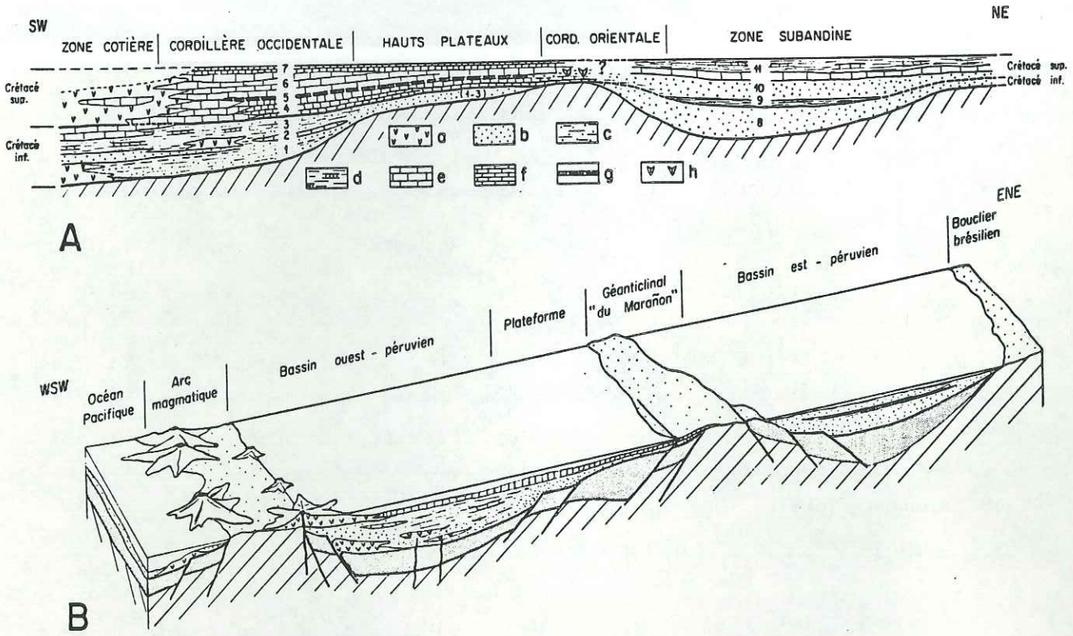


Fig. 51. — *Les changements de faciès du Crétacé dans le Pérou central*

A. — *Variations latérales sur une coupe SW-NE.* 1. fm. Oyon (sup.) et Chimu: Berriasien à Valanginien inférieur. 2. fm. Santa: Valanginien supérieur 3. fm. Carhuaz et Pariahuanca: Hauterivien à Albien inférieur. 4. fm. Chulec: partie inférieure de l'Albien moyen. 5. fm. Pariatambo: partie supérieure de l'Albien moyen. 6. fm. Jumasha: Albien supérieur à Coniacien. 7. fm. Celendin: partie inférieure du Santonien. 1-3. fm. Goyllarisquizga: Berriasien à Albien inférieur (Néocomien). 8. Partie inférieure de la fm. Agua Caliente: Berriasien (?) à Albien inférieur. 9. mbre. Esperanza: base de l'Albien moyen. 10. Partie supérieure de la fm. Agua Caliente: milieu de l'Albien moyen. 11. mbre. Huaya et fm. Chonta: sommet de l'Albien moyen à Coniacien. a. Faciès volcaniques et volcano sédimentaires. b. Grès ou quartzites c. Grès et shales. d. Shales et calcaires. e. Calcaires francs. f. Calcaires marneux. g. Calcaires bitumineux. h. Evaporites

B. — *Bloc-diagramme montrant le dispositif paléogéographique qui contrôle la sédimentation au milieu de l'Albien moyen.* Le substratum prémésozoïque apparait en barré oblique et les séries triasiques et jurassiques en grisé

fig. 2.- Schéma paléogéographique proposé par F.Mégard (1978) (sans échelle).

les grands traits marquants de la sédimention andine du Dogger au Crétacé supérieur retenus par Mégard (1968, 1973, 1978) peuvent être résumés ainsi:

1°) Une régression bathonienne étendue à l'ensemble des pays andins (Harrington, 1962), attribuée à une "épirogénèse névadienne" qui s'étend jusqu'à l'arrivée des premiers dépôts tithoniques puis néocomiens. Cette "épirogénèse névadienne" semble être accompagnée d'une tectonique, compressive ou distensive selon les auteurs, et dont les discordances angulaires observées seraient les témoins (Mégard, 1978). Néanmoins, il est établi que cette période s'accompagne d'une érosion des formations carbonatées du Lias au Dogger inférieur (groupe Pucará), et même d'une karstification de ces calcaires.

2°) La base des séries détritiques néocomiennes (Tithonique(?)-Aptien) repose sur des terrains d'âges variés, par l'intermédiaire d'une discordance érosive, voire angulaire.

3°) La "transgression albienne" marque l'installation de la sédimentation carbonatée qui s'étend jusqu'au Santonien (Campanien?). Les variations d'épaisseur et de faciès observées dans les formations crétacées sont intégrées dans le dispositif paléogéographique proposé par F. Mégard (1978) (fig. 2).

4°) Le sommet des derniers dépôts de plate-forme (Santonien) sont affectés par une discordance attribuée à la phase de compression fini-crétacée. Cette discordance est recouverte par les dépôts molassiques appelés Couches Rouges, qui débutent au Crétacé terminal.

e) méthode de travail

Ce travail repose avant tout sur le levé "banc par banc" d'un certain nombre de coupes des séries crétacées, choisies en fonction de leur répartition et de leur qualité d'affleurement (fig. 3). Ainsi, dans partie nord-est de la région étudiée (zone des Hauts Plateaux inférieure à 4000 mètres), les affleurements des formations détritiques sont rares car généralement peu épais et couverts. En revanche, les affleurements de la partie sud-ouest, situés entre 4000 et 5000 mètres d'altitude, sont tous de très bonne qualité car ils résultent d'une érosion glaciaire récente.

les grands traits marquants de la sédimention andine du Dogger au Crétacé supérieur retenus par Mégard (1968, 1973, 1978) peuvent être résumés ainsi:

1°) Une régression bathonienne étendue à l'ensemble des pays andins (Harrington, 1962), attribuée à une "épirogénèse névadienne" qui s'étend jusqu'à l'arrivée des premiers dépôts tithoniques puis néocomiens. Cette "épirogénèse névadienne" semble être accompagnée d'une tectonique, compressive ou distensive selon les auteurs, et dont les discordances angulaires observées seraient les témoins (Mégard, 1978). Néanmoins, il est établi que cette période s'accompagne d'une érosion des formations carbonatées du Lias au Dogger inférieur (groupe Pucará), et même d'une karstification de ces calcaires.

2°) La base des séries détritiques néocomiennes (Tithonique(?)-Aptien) repose sur des terrains d'âges variés, par l'intermédiaire d'une discordance érosive, voire angulaire.

3°) La "transgression albienne" marque l'installation de la sédimentation carbonatée qui s'étend jusqu'au Santonien (Campanien?). Les variations d'épaisseur et de faciès observées dans les formations crétacées sont intégrées dans le dispositif paléogéographique proposé par F. Mégard (1978) (fig. 2).

4°) Le sommet des derniers dépôts de plate-forme (Santonien) sont affectés par une discordance attribuée à la phase de compression fini-crétacée. Cette discordance est recouverte par les dépôts "molassiques" appelés "couches rouges", qui débutent au Crétacé terminal.

d) méthode de travail

Ce travail repose avant tout sur le levé "banc par banc" d'un certain nombre de coupes des séries crétacées, choisies en fonction de leur répartition et de leur qualité d'affleurement (fig. 3). Ainsi, dans partie nord-est de la région étudiée (zone des Hauts Plateaux inférieure à 4000 mètres), les affleurements des formations détritiques sont rares car généralement peu épais et couverts. En revanche, les affleurements de la partie sud-ouest, situés entre 4000 et 5000 mètres d'altitude, sont tous de très bonne qualité car résultent d'une érosion glaciaire récente. Au

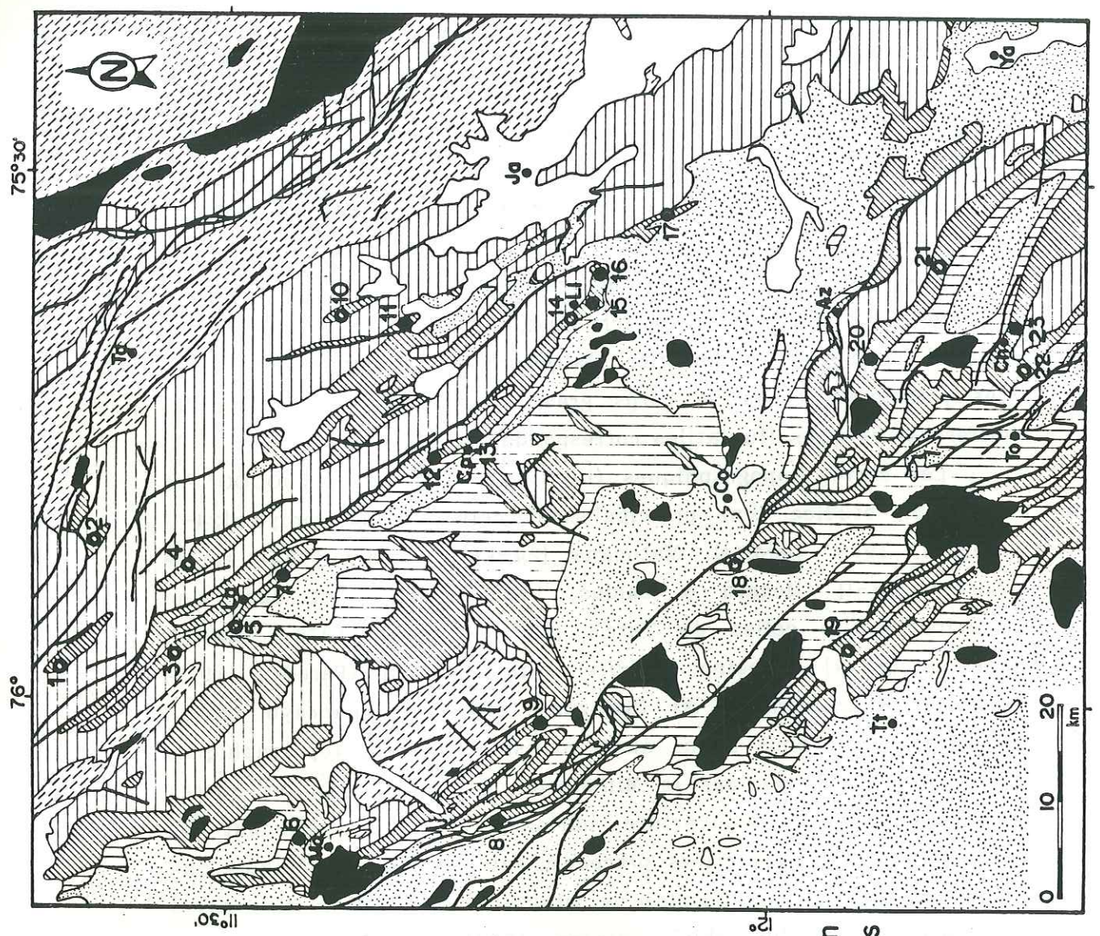


Fig.3- Localisation des affleurements étudiés

Au total, nous avons étudié 24 affleurements dont seulement la moitié a pu faire l'objet d'un levé banc par banc des séries doggers et Crétacé inférieur. Néanmoins, les coupes incomplètes permettent de suivre latéralement les variations d'épaisseur ou de faciès des formations.

En dehors du levé des colonnes lithologiques (près de 16000 mètres), de la détermination des faciès et de l'échantillonnage, nous avons procédé à la mesure des directions de courant, ou de progradation, données par les structures sédimentaires (plus de 1200 mesures), dans les séries fluviatiles, marines gréso-carbonatées et marines carbonatées. Nous avons aussi mesuré de nombreuses structures témoignant d'une déformation synsédimentaire (filons clastiques, *slumps* ou failles synsédimentaires).

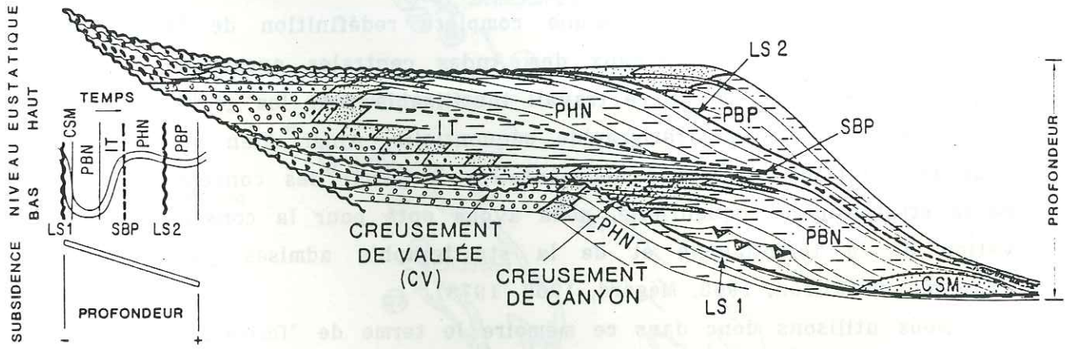
Enfin, nous avons effectué de nombreux relevés détaillés (colonnes lithologiques sériées avec faciès, échantillonnage, corrélations physiques avec niveaux repères, mosaïques photo...) des principaux faciès fluviatiles (chenaux, levées, débordements). Ces relevés permettent d'identifier clairement la géométrie des faciès des principaux types de corps gréseux, puis de caractériser les différents sytèmes fluviatiles correspondants.

Les cartes topographiques (I.G.N. del Perú) au 1:100000° de la région étudiée sont principalement celles de La Oroya [24-l] (Mégard, 1975; *inédite*), Matucana [24-k] (Salazar, 1984) et de Yauyos [25-l] (Mégard & Caldas, 1987; *inédite*), et dans une moindre mesure celles de Tarma [23-l] (Mégard, 1975; *inédite*), Ondores [23-k] (Cobbing; *inédite*), Jauja [25-m] (Paredes, 1972; *inédite*), Huarochiri [25-k] (Salazar, 1984), et Huancayo [25-m] (Mégard, 1968). Nous avons aussi utilisé les cartes topographiques au 1:25000° éditées par le Ministerio de Agricultura. Les cartes géologiques de la couverture nationale, qui correspondent au cartes topographiques citées précédemment, ne sont disponibles que sous la forme de photocopies de minute, à l'exception des cartes de Matucana et Huarochiri (Salazar, 1984) et Huancayo (Mégard, 1968). Pour la construction de la coupe transversale des Andes du Pérou Central, nous avons aussi utilisé la carte géologique des Andes Centrales péruviennes au 1:500000° de F. Mégard (1978), ainsi que la carte géologique du Pérou au 1:1000000° (Anonyme, 1976).

Première partie:

la sédimentation

A- STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE : CHRONOSTRATIGRAPHIE



B- FORMATIONS GÉOLOGIQUES : LITHOSTRATIGRAPHIE

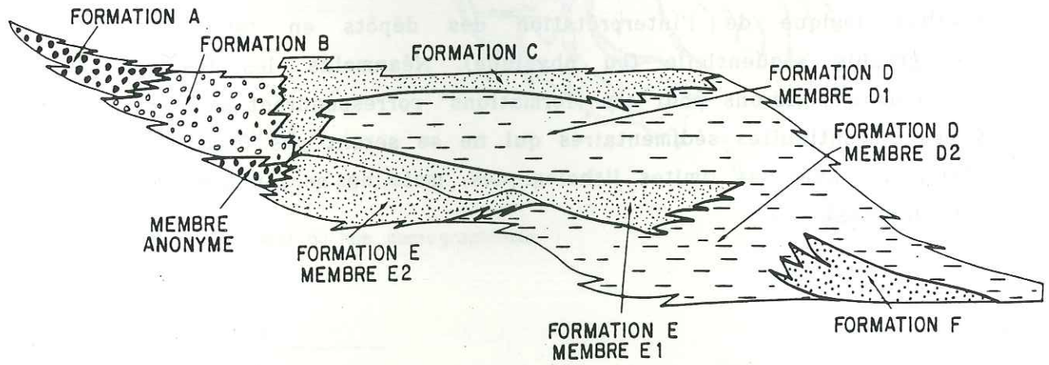


fig. 4.- Schéma montrant les différences d'interprétation d'un corps sédimentaire (plate-forme) selon les concepts de la stratigraphie séquentielle (A) ou de la lithostratigraphie (B) (d'après Vail *et al.*, 1987).

AVERTISSEMENT:

Dans le Pérou central, les formations ont été définies sur des critères lithologiques. Ces critères sont d'un intérêt évident pour le levé d'une carte géologique ou pour toute étude structurale. Par contre, les limites lithologiques de ces formations peuvent ne pas correspondre à des discontinuités sédimentaires (fig. 4), et ce découpage lithostratigraphique se heurte à notre interprétation des séries basée sur la stratigraphie séquentielle (Vail *et al.*, 1987). En conséquence, nous aurions du logiquement définir de nouvelles unités stratigraphiques sensiblement différentes des formations utilisées jusqu'à ce jour.

Cependant, si pour décrire les séries sédimentaires il nous fallait avant tout prendre en compte les discontinuités mises en évidence, il nous a semblé qu'une complète redéfinition de la stratigraphie des Hauts Plateaux des Andes centrales aurait eu pour conséquence de rendre ce travail inutilisable pour les géologues non formés à la stratigraphie séquentielle. Ainsi, bien que nous interprétions les séries sédimentaires à partir des concepts de la stratigraphie séquentielle, nous avons opté pour la conservation de la terminologie et de la stratigraphie admises pour cette région (Wilson, 1963; Mégard, 1968, 1978).

Nous utilisons donc dans ce mémoire le terme de "formation" uniquement dans un but de clarification, alors que la définition de différents "groupes de séquences de dépôts" aurait du être le résultat logique de l'interprétation des dépôts en terme de stratigraphie séquentielle (ou physique). Néanmoins, les limites que nous emploierons pour ces "formations" correspondront toujours à des discontinuités sédimentaires qui ne se seront pas forcément confondues avec les limites lithologiques, mais en seront toujours peu éloignées.

Cercapuquio

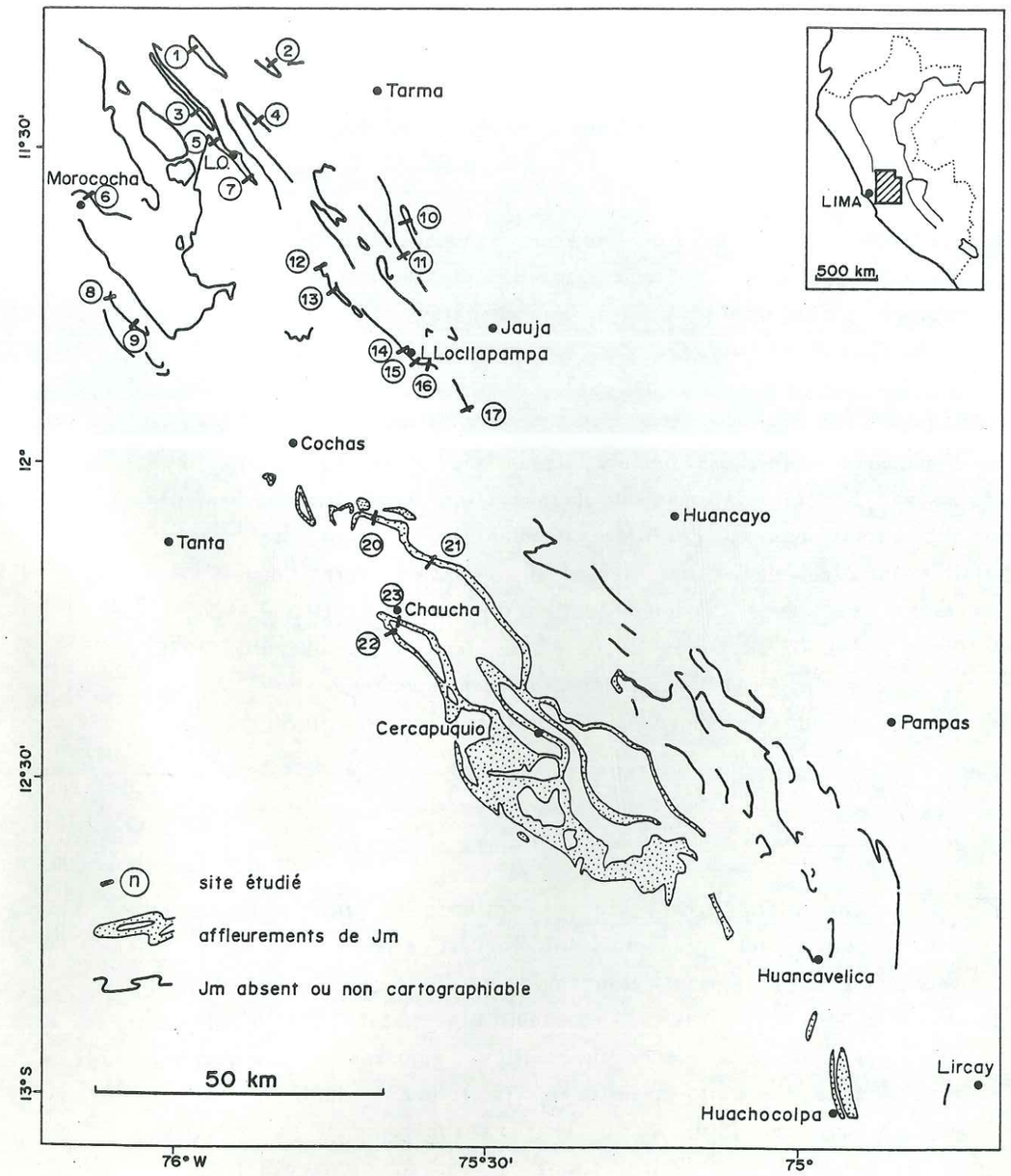


fig. 5.- Carte des affleurements du Jurassique moyen (Aalénien-Bajocien): formations Cercapuquio et Chaucha.

A. LA SEDIMENTATION AU JURASSIQUE MOYEN

I. LA FORMATION CERCAPUQUIO

a) Répartition géographique

Dans la région étudiée, nous avons rencontré la formation Cercapuquio au niveau des coupes notées [20], [21] (non-étudiée), [22] et [23] (fig. 5). Dans la partie nord de la région étudiée (nord de la latitude de Cochas; fig. 5), cette formation n'affleure pas, et, soit la formation calcaire Chaucha sus-jacente (Bajocien; voir §. *c*), soit les dépôts détritiques néocomiens reposent directement sur les carbonates du groupe Pucará (Trias-Toarcien). Vers le sud, cette formation existe jusqu'à la latitude de Huancavelica (Mégard, 1978), environ 80 kilomètres au sud-est de Chaucha (fig. 5). Enfin, cette formation diminue d'épaisseur vers l'est jusqu'à disparaître au niveau d'une ligne passant par LLocllapampa et Huancavelica. Les séries jurassiques n'affleurant pas en Cordillère Occidentale, il n'est pas possible de connaître l'évolution de cette formation vers l'ouest. Par contre, les "grès bariolés" affleurant dans l'anticlinal de La Oroya (site [7], et près du site [3]; fig. 5) que Mégard (1978) assimile à la formation Cercapuquio correspondent en réalité au grès Tithonique-Néocomien de la formation Goyllarisquisga.

b) Lithologie

La formation Cercapuquio est entièrement gréso-pélitique et présente un aspect "granocroissant" à l'affleurement. Les 20 à 50 mètres de la base sont essentiellement pélitiques (silts, argiles et rares grès très fins). Au-dessus, apparaissent puis dominent, des niveaux de grès blancs ou rouilles d'épaisseur décimétrique à plurimétrique, à grain très fin à fin (Chaucha [23], fig. 6) ou moyen (Azulcocha [20]). Enfin, le tiers supérieur de la formation est constitué presque exclusivement de grès fins (Chaucha [23]) ou moyens (Azulcocha [20]) en bancs métriques à plurimétriques à base généralement chenalisée.

Cercapuquio

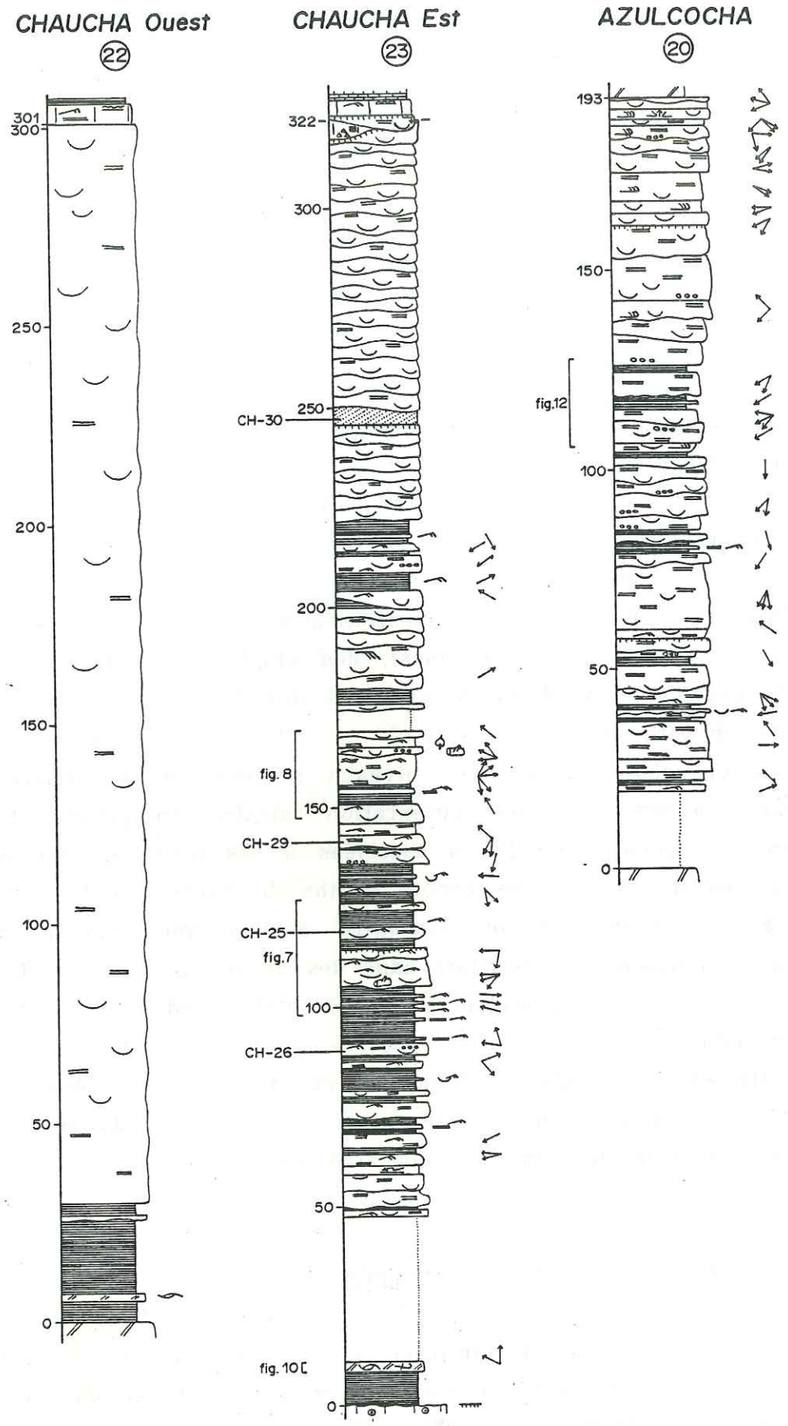


fig. 6.- Colonnes lithologiques de la formation Cercapuquio.

Les dépôts fins pélitiques ou argileux ont en général une couleur rouille, mais peuvent aussi présenter des teintes ocres (base de la série à Chaucha [23]), grises, vertes ou lie de vin. Les galets mous que l'on rencontre à la base des niveaux gréseux dans la partie supérieure de la série, sont généralement formés d'argiles vertes.

Associés à ces niveaux gréseux, on trouve de rares restes ou empreintes de végétaux (feuilles ou branches; photo 1-d). Cependant, les intervalles charbonneux sont rares, ne dépassent pas quelques centimètres d'épaisseur et sont lenticulaires. Les seuls restes de faune que nous ayons rencontrés sont quelques bioclastes dans le premier banc de la base de la formation à Chaucha ([23]; fig. 5: 10 m; photo 2-c).

Les échantillons prélevés dans la formation Cercapuquio à Chaucha [23] (fig. 6: CH-25, CH-26, CH-29, CH-30) présentent en lame mince une pétrologie comparable et peuvent être classés parmi les arkoses. Les grains sont essentiellement du quartz, des feldspaths alcalins (rares microclines), des plagioclases, et en plus faible quantité des débris de chert et des grains de muscovite, biotite, chlorite, et oxyde.

A Chaucha [23], certains niveaux gréseux de la formation Cercapuquio présentent une cimentation calcaire. En général, les faciès et séquences de faciès associées à ces niveaux montrent qu'ils correspondent à des dépôts marins de barres d'embouchure (§. *e-f-g*). Néanmoins, on rencontre parfois une très légère cimentation dolomitique ferrifère dans des dépôts de chenaux fluviatiles, dont l'origine marine ou continentale n'est pas toujours déterminable. Nous avons aussi observé à Chaucha (sites [22] et [23], fig. 6), à une dizaine de mètres de la base de la série, un niveau gréseux très fin bioclastique et à cimentation dolomitique que nous interprétons comme un dépôt de tempête (§. *g-4*).

c) Age de la formation Cercapuquio

Discuter l'âge de la formation Cercapuquio, tout comme celui de la formation Chaucha sus-jacente, revient à parler d'un des plus beaux "serpents de mer" de la stratigraphie des Hauts

Plateaux. On peut ainsi rappeler que F. Mégard a successivement attribué la formation Chaucha au Bajocien (éq. fm. Chunumayo; Mégard, 1968), au Crétacé inférieur (Mégard, 1973), puis au Malm (Mégard, 1978), et admet actuellement un âge Bajocien en se basant sur les dernières datations. La discussion qui suit tente donc d'être une ultime clarification (jusqu'à la prochaine...) sur ce thème.

La formation Cercapuquio est recouverte par la formation Chaucha calcaire qui est la seule a avoir fourni des fossiles. L'âge de la formation Cercapuquio sera donc discuté conjointement avec celui de la formation Chaucha.

Un certain nombre d'éléments sont clairs et peuvent servir de base à la dicussion:

1- le sommet du groupe Pucará (fm. Condorsinga), sur lequel repose la formation Cercapuquio, est clairement daté du Toarcien, avec une possible extension dans l'Aalénien basal (Mégard, 1968; Szekely & Grose, 1972; Loughman & Hallam, 1982);

2- la formation Cercapuquio repose en concordance (surface légèrement oxydée à Chaucha) sur les calcaires ou dolomies du groupe Pucarà;

3- le sommet de la formation Chaucha correspond à une surface érosive, voire de karstification;

4- le membre inférieur de la formation Goyllarisquisga (Tithonique probable, voir §. B-I-*b*) repose en discordance parallèle (érosive) ou angulaire (voir pl. VI-3 *in*: Mégard, 1978) sur le groupe Pucará ou sur la formation Chaucha.

Le problème revient donc à situer l'âge des formations Cercapuquio et Chaucha, en sachant que celui-ci est compris entre l'Aalénien et le Malm inférieur. Or, d'autres éléments peuvent permettre de limiter les possibilités:

1- dernièrement, F. Mégard a échantilloné à Chaucha [23] des Trigonies (*Vaugonia chunumayensis* [Jaw.]) dans la formation Chaucha qui indiqueraient un âge Bajocien probable (comm. écrite, Perez, 1985);

2- J.V. Harrison (1956) a trouvé une ammonite (*Stephanoceras humphriesianum* Sow.) dans une série que F. Mégard (1968)

interprète comme équivalente à la formation Chaucha (environ 40 km à l'ouest de Chaucha), et qui indique un âge Bajocien moyen (partie inférieure);

3- au sud de Huancavelica (100 km au sud-est de Chaucha), sur les calcaires du groupe Pucará, S. Narvaez & C. Guevara (1968) ont défini la formation Chunumayo, dont l'abondante faune établit la présence du Bajocien inférieur et supérieur (partie inférieure) (*in*: Mégard, 1978; p. 117);

4- enfin, une lacune du Bathonien est généralement admise au Pérou et même dans presque toute l'Amérique du Sud (Harrington, 1962; Mégard, 1978).

Les trois premiers éléments que nous venons de résumer penchent en faveur d'une formation Chaucha d'âge Bajocien inférieur à moyen. En l'absence d'argument contradictoire, nous adoptons donc cet âge Bajocien inférieur à moyen, tout comme F. Mégard (1968), et nous considérons cette formation Chaucha comme équivalente à la formation Chunumayo définie par S. Narvaez & C. Guevara (1968) au sud de Huancavelica.

Les âges du groupe Pucará et de la formation Chaucha étant connus, la formation Cercapuquio peut alors être estimée comme aalénienne.

d) les discontinuités de base et internes

1°) la discontinuité de base

Là où nous l'avons observée (fig. 5: sites [20], [22] et [23]), la formation Cercapuquio repose en concordance sur les calcaires du groupe Pucará sous-jacent. Le sommet des calcaires ne présente pas d'érosion, mais seulement une légère oxydation. Cette discontinuité correspond à une limite de faciès importante avec le passage d'un système de dépôt marin carbonaté à un système de dépôt gréso-pélitique fluviatile à marin.

2°) les discontinuités internes

Les discontinuités internes sont des surfaces oxydées de 1 à

Cercapuquio

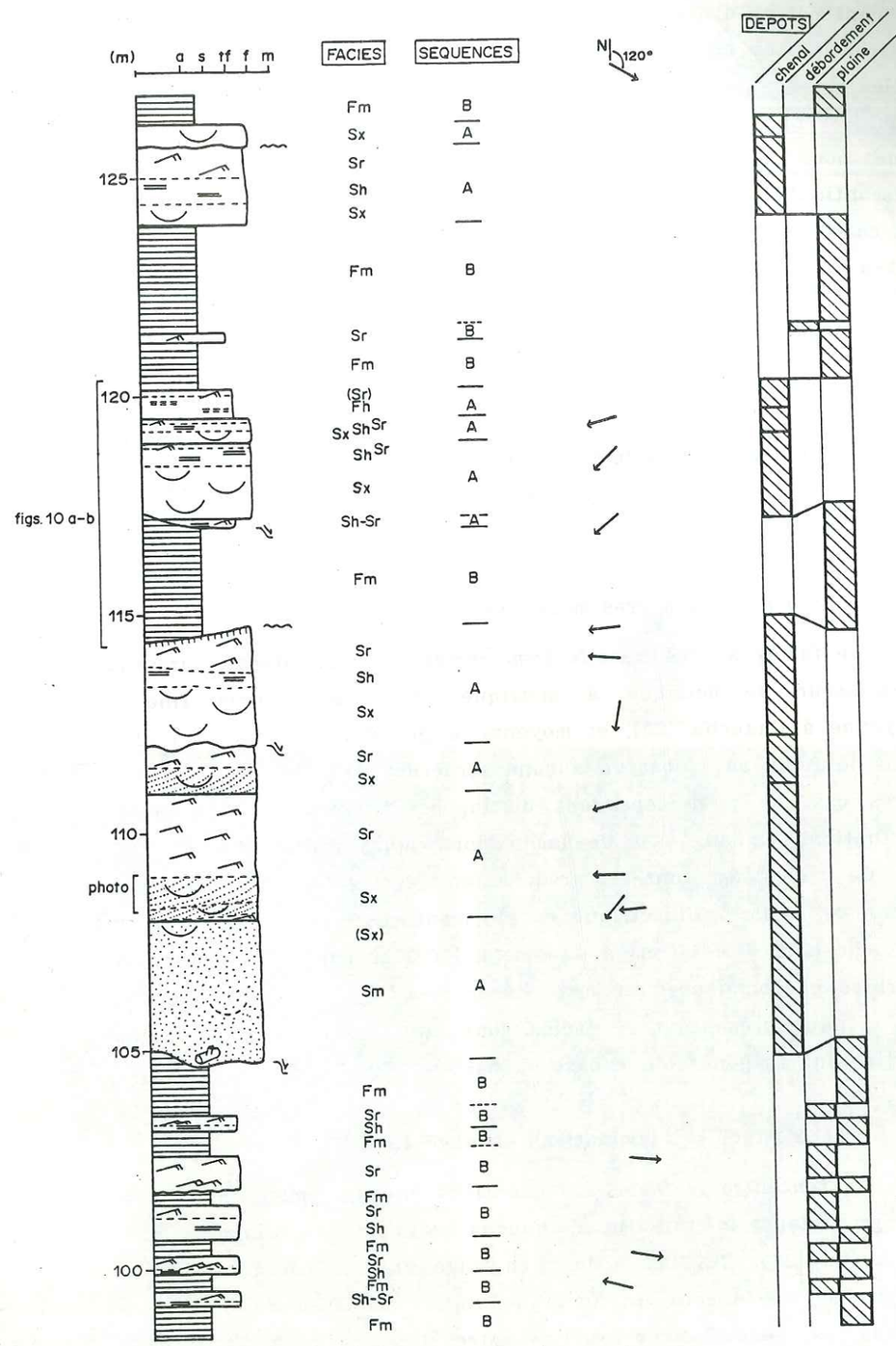


fig. 7.- Formation Cercapuquio: colonne lithologique et texturale partielle; faciès et milieux de dépôt fluviatiles. Chaucha [23]: 98-127 m.

2 centimètres d'épaisseur, accompagnées ou non d'une érosion. Ces discontinuités ne s'observent qu'au sommet des bancs gréseux car elles ne sont pas différenciables dans les dépôts fins pélitiques rouilles. En conséquence, les colonnes de la formation Cercapuquio que nous avons levées (fig. 6) ne tiennent compte que des discontinuités situées en sommet de barres gréseuses au niveau de la coupe. Un exemple de discontinuité est présenté sur les figures 10-a et 10-b (voir aussi les figures 7 et 11-a,b).

e) les faciès

Les niveaux de la formation Cercapuquio présentent une grande variété de structures sédimentaires. Nous avons distingué les faciès suivants:

1°) faciès à grès massif (*Sm*)

Le faciès à grès massifs (*Sm*) correspond aux niveaux gréseux d'épaisseur décimétrique à métrique, de granulométrie fine à moyenne à Chaucha [23], et moyenne à grossière à Azulcocha [20], dans lesquels on n'observe aucune structure sédimentaire. Dans de rares cas, on peut cependant distinguer l'ébauche (fantomes) de laminations en auge ou de laminations horizontales (fig. 7, 107 m). Ce faciès *Sm* contient fréquemment des galets mous d'argile verte de taille millimétrique à pluricentimétrique (Ø < 2 cm à Chaucha [23]; Ø < 10 cm à Azulcocha [20]) et parfois des branches d'arbres charbonneuses et mal conservées (fig. 7, 105 m). Enfin, les niveaux présentant ce faciès sont plus nombreux à Azulcocha [20] et ont en général une base chenalisée (fig. 7, 105 m).

2°) faciès à laminations en auge (*Sx*)

On rencontre le faciès à laminations en auge (photo 1-a) dans des grès blancs à grain fin à Chaucha [23], fin à moyen-grossier à Azulcocha [20]. Ces laminations en auge ont un contact de base tangentiel, et forment un angle de *toplap* maximum de 30°. Leur hauteur est généralement comprise entre 10 et 50 centimètres, mais peut atteindre exceptionnellement 1 mètre (Azulcocha [20], 162 m;

Cercapuquio

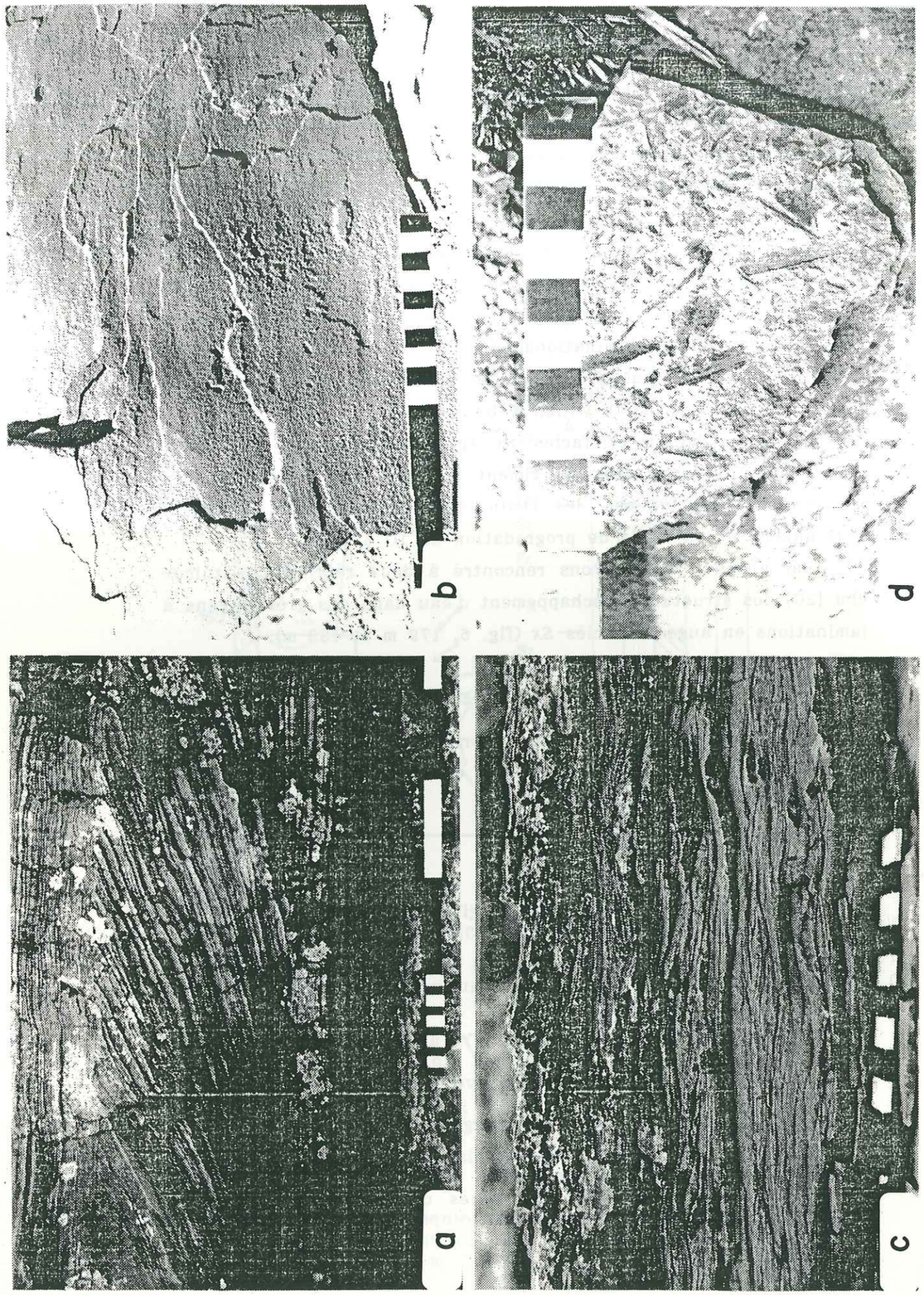


fig. 6). Parfois, ce faciès *Sx* remplit une surface chenalisée. Associés à ce faciès *Sx*, on rencontre parfois des galets mous argileux verts ou des branches d'arbres (fig. 8: 164 m).

Une variation du faciès *Sx* est formée par les grès à *overturns* (Allen & Banks, 1972), que nous n'avons rencontrés qu'à Azulcocha [20]. La granulométrie des niveaux dans lesquels on rencontre ces *overturns* est identique à celle des niveaux à laminations en auge dont ils dérivent, et auxquelles ils sont d'ailleurs presque toujours associés. La formation des *overturns* est pénécontemporaine du dépôt de laminations en auge, et résulte de la déformation de laminations en auge sous l'effet d'un courant exceptionnellement tractif, alors que le sable récemment déposé n'est pas encore compacté (Allen & Banks, 1972).

A Chaucha [23], ce faciès *Sx* apparaît aussi dans des grès blancs fins à très fins à ciment calcaire et petites taches d'oxydation. Dans ce cas, les laminations en auge ont une forme plus aplatie et un angle de progradation de 10 à 15°.

Par ailleurs, nous avons rencontré à deux reprises à Azulcocha [20] des structures d'échappement d'eau dans des grès moyens à laminations en auge de faciès *Sx* (fig. 6, 179 m et 189 m).

3°) faciès à laminations horizontales de haut régime (*Sh*)

Le faciès *Sh* à laminations horizontales de haut régime (photos 1-b et 2-a) se rencontre dans des niveaux de grès blanc ou

---

⟵ photos 1.

a) - Formation Cercapuquio: faciès *Sx* à laminations en auge (base tangentielle). La coupe est longitudinale et le courant est dirigé vers la gauche. Chaucha [23]: 108 m (fig. 7).

b) - Formation Cercapuquio: linéation de partage et de transport dans un faciès (*Sh*) à laminations horizontales de haut régime. Chaucha [23]: éboulis.

c) - Formation Cercapuquio: faciès (*Fr*) à laminations ondulées et à rides plates dans un grès très fin blanc à ciment calcaire. Le courant principal est dirigé vers la droite, mais on note l'existence d'un courant de sens opposé (oscillation propable). Chaucha [23]: 158 m (fig. 8).

d) - Formation Cercapuquio: vue en plan d'un niveau de grès très fin de faciès (*Fh*) à laminations horizontales de bas régime, montrant de nombreuses empreintes de débris végétaux fins. Chaucha [23]: éboulis.

Cerca puquio

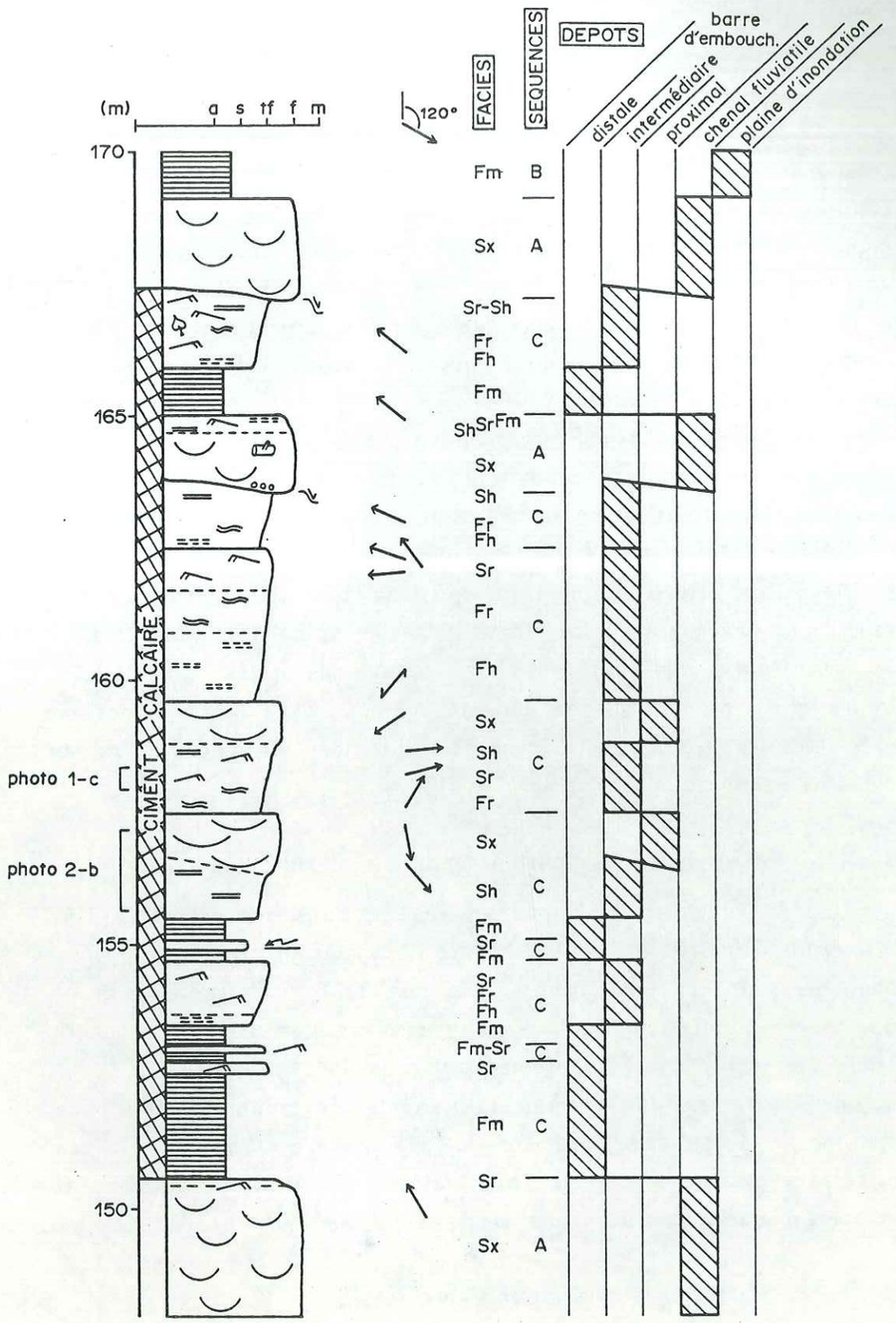


fig. 8.- Formation Cercapuquio: colonne lithologique et texturale partielle; faciès et milieux de dépôt fluviatiles et marins. Chaucha [23]: 148-170 m.

rouille à grain fin à très fin Chaucha [23], et fin à moyen à Azulcocha [20].

4°) faciès à rides de courant (*Sr*)

Le faciès *Sr* à rides de courant apparaît dans des grès fins à très fins de couleur rouille ou blanc. L'amplitude des rides de courant est comprise entre 1 et 5 centimètres. Leur longueur d'onde et leur géométrie interne sont assez variables. La distance de migration des rides de courant n'excède en général pas quelques centimètres. Enfin, ces rides de courant présentent une base érosive et résultent d'un courant tractif dans lequel la décantation était réduite.

Parfois ce faciès *Sr* est constitué par des grès fins à très fins rouilles à rides ascendantes ou chevauchantes (photo 2-a), lesquelles résultent d'une décantation plus importante que dans le cas des rides de courant. Ces rides ascendantes se distinguent d'ailleurs des rides de courant par une base plane peu ou pas érosive et une migration régulière sur une dizaine de centimètres.

Le faciès *Sr* peut aussi présenter des rides d'oscillation. Celles-ci se rencontrent en général au sommet de petits bancs de grès très fin rouille, et au-dessus de rides de courant ou de rides ascendantes (photo 2-a).

5°) faciès à laminations ondulées et rides plates (*Fr*)

Ce faciès *Fr* se rencontre en général dans des grès très fins à ciment calcaire et petites taches d'oxydation. Les laminations ondulées sont des laminations parallèles de bas régime présentant une légère ondulation régulière (a = 1-2 cm, L = 10-20 cm; photo 1-c). Les rides plates, associées aux laminations ondulées, sont de petites rides de courant faiblement progradantes, de forme ondulée et d'amplitude inférieure à 1 centimètre (photo 1-c). Ces différents types de rides semblent liés à l'oscillation du courant et correspondraient donc à des rides de vagues.

6°) faciès à laminations horizontales de bas régime (*Fh*)

Le faciès *Fh* à laminations horizontales de bas régime est relativement fréquent au sommet de bancs de grès très fins rouilles

- 33 -

4°) faciès à rides de courant (*Sr*)

Le faciès *Sr* à rides de courant apparaît dans des grès fins à très fins de couleur rouille ou blanc. L'amplitude des rides de courant est comprise entre 1 et 5 centimètres. Leur longueur d'onde et leur géométrie interne sont assez variables. La distance de progradation des rides de courant n'excède en général pas quelques centimètres. Enfin, ces rides de courant présentent une base érosive et résultent d'un courant tractif dans lequel la décantation était réduite.

Parfois ce faciès *Sr* est constitué par des grès fins à très fins rouilles à rides ascendantes ou chevauchantes (photo 2-a), lesquelles résultent d'une décantation plus importante du courant que dans le cas des rides de courant. Ces rides ascendantes se distinguent d'ailleurs des rides de courant par une base plane peu ou pas érosive et une progradation régulière sur une dizaine de centimètres.

Le faciès *Sr* peut aussi présenter des rides d'oscillations. Celles-ci se rencontrent en général au sommet de petits bancs de grès très fin rouille, et au-dessus de rides de courant ou de rides ascendantes (photo 2-a).

5°) faciès à laminations ondulées et rides plates (*Fr*)

Ce faciès *Fr* se rencontre en général dans des grès très fins à ciment calcaire et petites taches d'oxydation. Les laminations ondulées sont des laminations parallèles de bas régime présentant une légère ondulation régulière (a = 1-2 cm, L = 10-20 cm; photo 1-c). Les rides plates, associées aux laminations ondulées, sont de petites rides de courant faiblement progradantes, de forme ondulée et d'amplitude inférieure à 1 centimètre (photo 1-c).

6°) faciès à laminations horizontales de bas régime (*Fh*)

Le faciès *Fh* à laminations horizontales de bas régime est relativement fréquent au sommet de bancs de grès très fins rouilles plus ou moins pélitiques. Cependant, la mauvaise cimentation de ces grès rend leur observation parfois difficile. Ces laminations horizontales contiennent souvent de fins débris végétaux qui apparaissent sous forme d'empreintes dans le plan des lamines (photo 1-c).

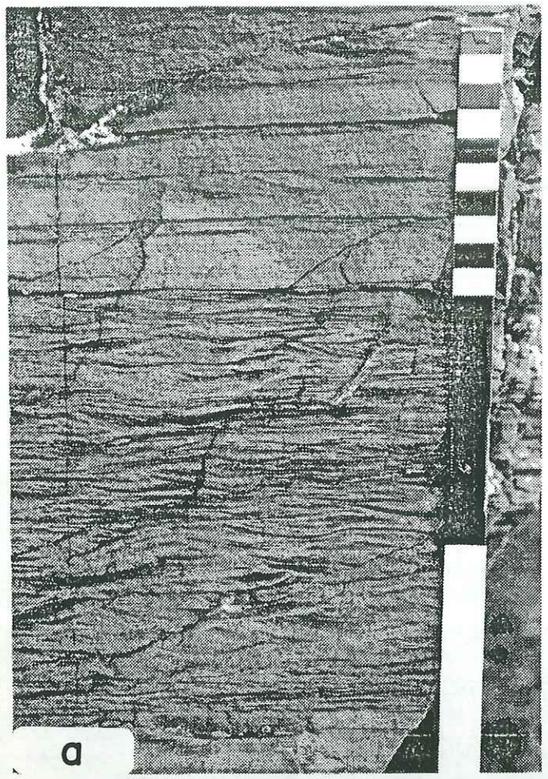
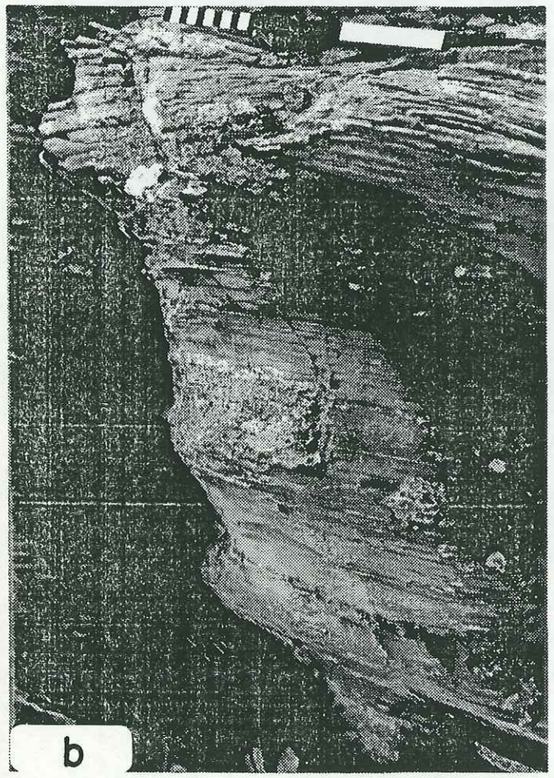


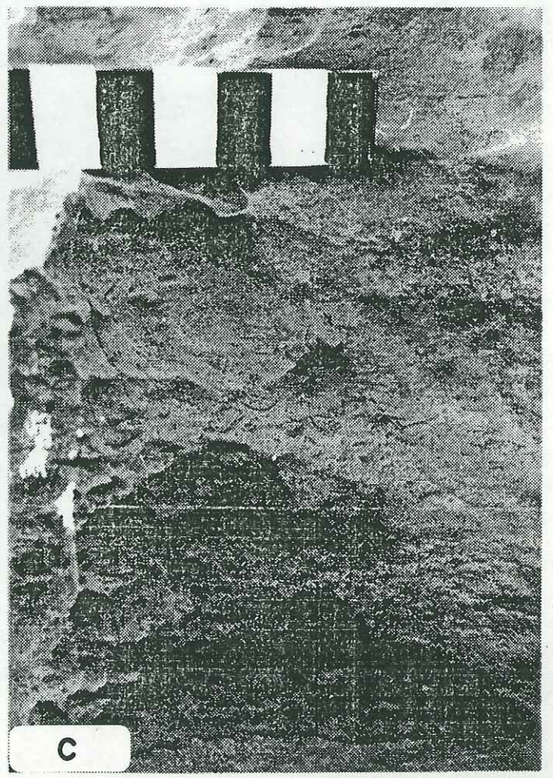
photo 2

a) - Formation Cercapuquio: détail de dépôts de débordements amalgamés. Bas (0-20 cm): premier dépôt de débordement à laminations horizontales de haut régime (faciès *Sh*), rides ascendantes, rides de courant et rides ascendantes (faciès *Sr*). Haut (20-30cm): base du second dépôt de débordement à laminations horizontales de haut régime (*Sh*) et rides de courant (*Sr*). Le courant est dirigé vers la droite. Chaucha [23]: 85m.

b) - Formation Cercapuquio: détail d'une séquence de faciès granocroissante de barre d'embouchure. Base: grès très fin à fin de faciès *Sh* à laminations horizontales de haut régime; sommet: grès fins de faciès *Sx* à laminations en auge plates. Chaucha [23]: 157 m (fig. 8).

c) - Dépôt de tempête de la base de la formation Cercapuquio: détail du grès très fin bioclastique à bioclastes "flottés" à concavité vers le haut. Chaucha [23]: 10 m (fig. 6 et fig. 13).





plus ou moins pélitiques. Cependant, la mauvaise cimentation de ces grès rend leur observation parfois difficile. Ces laminations horizontales contiennent souvent de fins débris végétaux qui apparaissent sous forme d'empreintes dans le plan des lamines (photo 1-c).

7°) pélites (*Fm*)

Les pélites sont relativement abondantes à la base de la série, et leur proportion décroit progressivement vers le haut où elles se présentent sous forme de petites lentilles d'épaisseur décimétrique et de plusieurs mètres d'extension.

Dans les deux-tiers inférieurs de la série (Azulcocha [20]: env. 0-130 m; Chaucha [23]: env. 0-220 m), ce faciès *Fm* correspond à des silts argileux plus ou moins gréseux de couleur rouille à passées de grès très fins rouilles, et de rares intercalations d'épaisseur décimétrique d'argiles silteuses grises ou ocres. Dans la partie supérieure de la formation, les pélites rouilles cèdent progressivement la place à des argiles silteuses vertes.

f) séquences de faciès

1°) séquence de faciès A

Un premier type de séquence de faciès (noté A) correspond aux niveaux blancs de grès fin à moyen, légèrement grano-décroissants (Azulcocha: grès moyen-gros à grès fin-moyen; Chaucha: grès moyen-fin à grès fin ou très fin), de 0,5 à 6 mètres d'épaisseur, et constitués par les faciès *Sm Sx Sh* et *Sr*, et dans une moindre mesure par le faciès *Fh*.

La base de ce premier type de séquence apparaît le plus souvent chenalisée ou érosive, soit sur des pélites (*Fm*), soit sur des grès (faciès *Sm*, *Sx*, *Sh* ou *Sr*). Cette surface de base est remplie par des grès de faciès *Sm* ou *Sx* lorsqu'elle est chenalisée, et est recouverte par des grès de faciès *Sx* ou *Sh* lorsqu'elle est érosive.

Quand on les observe, les grès massifs (*Sm*) remplissent une surface d'érosion à la base d'un banc épais (fig. 7, 105 m), et

sont recouverts soit par des grès à laminations en auge de faciès *Sx* (fig. 7, 108 m), soit par des grès à laminations horizontales de haut régime de faciès *Sh*.

Les grès de faciès *Sx* à laminations en auge constituent le plus souvent la base de ces séquences de faciès A (fig. 7: 111 m, 112 m, etc.). Ils sont recouverts par des grès soit à laminations horizontales de haut régime (*Sh*) (fig. 7: 124 m), soit à rides de courant (*Sr*) (fig. 7: 109 m).

En général, les grès à laminations horizontales de haut régime (faciès *Sh*) se rencontrent au-dessus de grès à laminations en auge de faciès *Sx*, et sont recouverts par des grès à rides de courant (faciès *Sr*) (fig. 7, 125 m).

Enfin, les grès très fins de faciès *Fh* (laminations horizontales de bas régime) reposent sur le faciès *Sr* à rides de courant (fig. 10a; colonne "0 m": 5,5 m). Lorsqu'on les observe, ces grès de faciès *Fh* forment le sommet de la séquence de faciès et sont recouverts sans transition par des pélites (faciès *Fm*).

Les séquences de faciès A se terminent soit par une surface plane recouverte par des pélites du faciès *Fm*, soit par une surface chenalisée ou érosive remplie par des pélites (*Fm*) ou formant la base d'une nouvelle séquence de faciès A. Dans le cas d'une surface chenalisée ou érosive, un ou plusieurs faciès du sommet de séquence peuvent manquer (faciès *Fh*: fig. 7, 112 m et 114 m). De plus, plusieurs séquences de faciès peuvent se superposer sans intercalation pélitique (*Fm*), et former par amalgamation une barre gréseuse d'épaisseur importante (fig. 7: 105-115 m). Cette amalgamation est presque systématique dans le tiers supérieur de la formation où les séquences de type A constituent l'essentiel des dépôts.

En résumé, une séquence de faciès A complète comprendrait schématiquement de bas en haut: une base chenalisée ou érosive, le faciès *Sm* (grès massifs), le faciès *Sx* (laminations en auge, *overturns*), le faciès *Sh* (laminations horizontales de haut régime), le faciès *Sr* (rides de courant) et le faciès *Fh* (laminations horizontales de bas régime). Cependant, nous n'avons jamais observé de séquence de faciès A complète, ces dernières comprenant en général seulement deux, trois ou quatre des cinq faciès (*Sm*, *Sx*, *Sh*, *Sr* et *Fm*).

Cacaguicis

2°) séquence de faciès B

Un second type de séquence de faciès (noté B) apparaît dans la superposition de bancs légèrement grano-décroissants d'épaisseur décimétrique à métrique de grès fin à très fin, sans ciment calcaire et de couleur rouille, et de niveaux pélitiques.

Les bancs montrant une séquence de faciès B sont plan-parallèles, et ont une base plane ou peu érosive. Ces niveaux présentent la superposition (partielle ou complète) des faciès *Sh* à laminations horizontales de haut régime, *Sr* à rides de courant, *Fh* à laminations horizontales de bas régime et *Fm* (pélites).

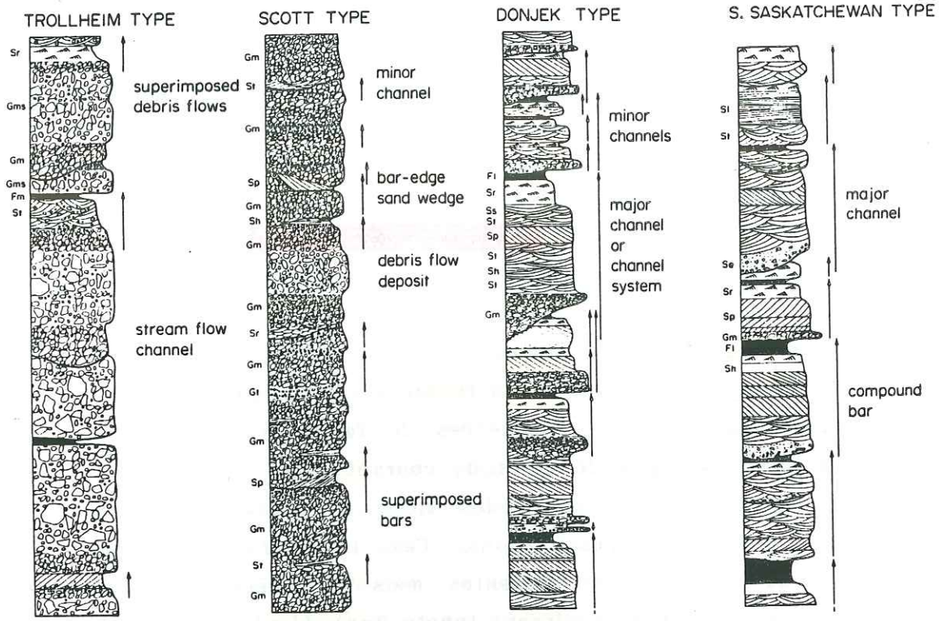
La particularité de ces séquences de faciès B réside dans l'existence de trois types de rides de courant dans le faciès *Sr*, qui sont: les rides ascendantes, les rides de courant (courant tractif) et les rides d'oscillations. Ces trois variations du faciès *Sr* sont parfois toutes présentes, mais en général seuls un ou deux types de rides apparaissent (photo 2-a). L'ordre de superposition des rides de courant et d'oscillations est variable, mais les rides d'oscillations apparaissent plutôt au sommet du faciès *Sr*.

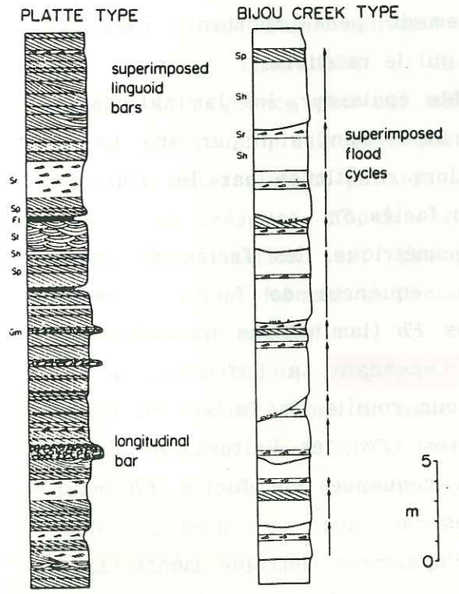
Au-dessus du faciès *Sr* à rides, le faciès *Fh* à laminations horizontales de bas régime, généralement peu important, passe progressivement au faciès *Fm* (pélites) qui le recouvre.

Dans les niveaux gréseux de faible épaisseur, les laminations horizontales de haut régime de faciès *Sh* tendent à disparaître. La base des séquences de faciès B est alors constituée par des rides ascendantes ou des rides de courant du faciès *Sr*.

Dans les niveaux d'épaisseur décimétrique, les faciès *Sh* et *Sr* sont généralement absents et les séquences de faciès B se réduisent à la superposition des faciès *Fh* (laminations horizontales de bas régime) et *Fm* (pélites). Cependant, à l'affleurement, la granulométrie très fine et la couleur rouille du faciès *Fh* ne permet pas de le distinguer des pélites (*Fm*), et l'alternance de ces faciès (superposition de plusieurs séquences de faciès *Fh* + *Fm*) est en fait confondue dans le faciès *Fm*.

Enfin, certains niveaux gréseux d'épaisseur métrique montrent la superposition (amalgamation) de plusieurs séquences de faciès B, sans intercalation pélitique (*Fm*) (photo 2-a).





Vertical profile models for braided stream deposits. Arrows show small-scale cyclic sequences. Sr – very fine to coarse sand showing ripple marks; Gms – massive, matrix-supported gravel; Gm – crudely, horizontal bedding gravel; Fm – mud, massive with dessication cracks; St –medium to very coarse sand showing cross-bedding; Sp – medium to very coarse sand with cross-bedding; Sh – very fine to very coarse sand with horizontal bedding; Gt – gravel showing trough cross-bedding; Fl – sand to mud, fine lamination; Ss – fine to coarse sand with scour and fill structure; Sl – fine sand with low-angle cross-bedding; Se – erosional scours with interclasts.

fig. 9.– Séquences verticales des six modèles de dépôts en tresse retenus par A.D. Miall (1978) (*in*: *Reineck & Singh, 1980*).

3°) séquence de faciès C

Ce dernier type de séquence de faciès (noté C) n'a été rencontré qu'à Chaucha [23], dans la partie médiane de la série. Ces séquences de faciès C correspondent à la superposition de pélites jaunes à ciment calcaire et de niveaux grano-croissants de moins de 3 mètres d'épaisseur, de grès très fin à fin, blanc à ciment calcaire et à taches d'oxydation infra-millimétriques. Les séquences de faciès C se distinguent donc des séquences A et B par leur grano-croissance, leur ciment calcaire et la présence du faciès fin *Fr* à laminations ondulées et rides plates.

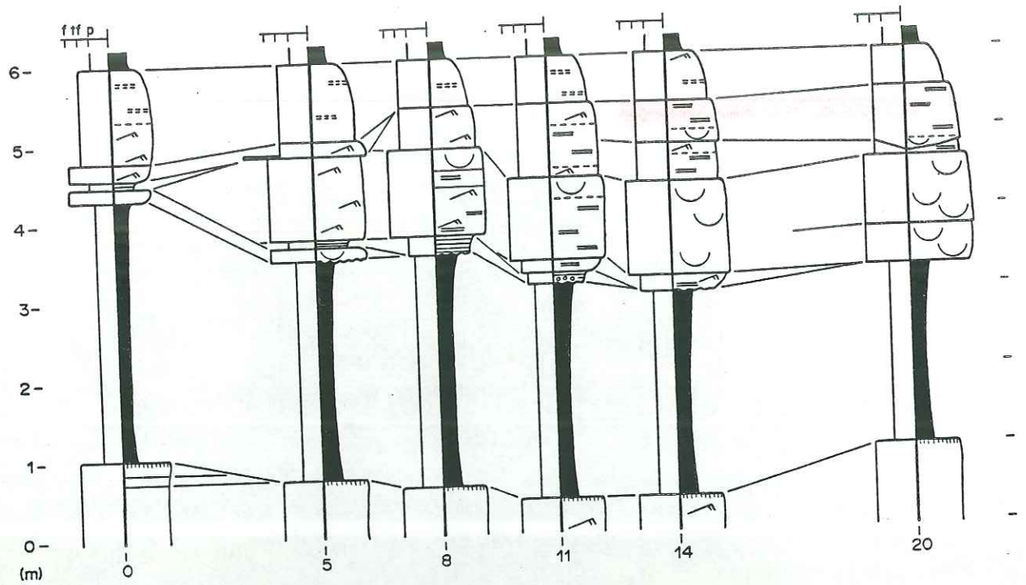
Les séquences de faciès C sont constituées de bas en haut par le faciès pélitique *Fm* et les faciès gréseux *Fh* (grès très fin pélitique à laminations horizontales de bas régime), *Fr* (grès très fin à laminations ondulées et rides plates), *Sr* (grès très fin à fin à rides de courant), *Sh* (grès très fin à fin à laminations horizontales de haut régime) et *Sx* (grès fin à très fin à laminations en auge). Cependant, les niveaux associés à ce type de séquence C ne présentent le plus souvent que deux à quatre des six faciès distingués, mais leur succession se fait en général dans l'ordre cité plus haut.

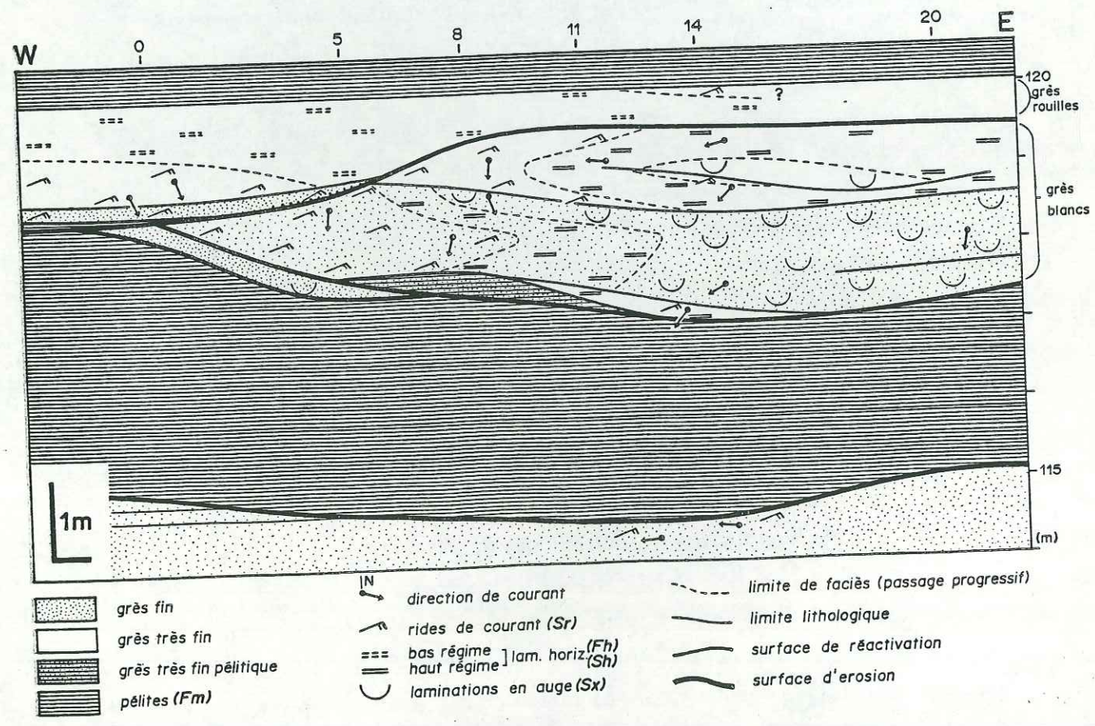
Le sommet des séquences de faciès est marqué soit par une surface chenalisée ou d'érosion de la base d'une séquence de faciès de type A (fig. 8: 164 m et 167 m), soit par une limite lithologique correspondant au passage discontinu d'un faciès gréseux fin à très fin (*Sx*, *Sh*, ou *Sr*) au faciès pélitique *Fm* (fig. 8, 157 m). Nous n'avons pas observé de limite au sommet des faciès gréseux très fins *Fr* et *Fh*.

g) <u>environnements de dépôt</u>

1°) les dépôts de chenaux fluviatiles

Les niveaux présentant des séquences de faciès de type A montrent une grano-décroissance, une absence de cimentation calcaire, des faciès et une organisation verticale des faciès (*Sm*, *Sx*, *Sh*, *Sr*, *Fh*, *Fm*) qui rappellent tout à fait les séquences de





faciès décrites dans les dépôts fluviatiles actuels ou anciens (Smith, 1970; Rust, 1972; Smith, 1974; Miall, 1977, 1978; Walker & Cant, 1979; Cant, 1982) (fig. 9).

Cependant, l'absence de faciès et de séquence de faciès comparables aux dépôts de chenaux fluviatiles méandriformes (Jackson, 1976) ou aux dépôts de chenaux et de levées fluviatiles anastomosés nous amène à corréler les niveaux gréseux à séquence de faciès A avec les dépôts de chenaux fluviatiles en tresse (fig. 9).

i) géométrie interne

La figure 10-a montre les corrélations entre six colonnes lithologiques de détail coupant une barre gréseuse de dépôts de chenaux. Le passage de chaque discontinuité d'une colonne à la suivante a été relevé sur l'affleurement, et sert de base aux corrélations de faciès. Ces observations permettent de proposer une reconstitution schématique d'ensemble de ce corps gréseux (fig. 10-b), dans laquelle sont figurés les différents faciès présents (*Sx*, *Sh*, *Sr*, *Fh* et *Fm*).

Ce dernier schéma (fig. 10-b) fait apparaître la morphologie du corps gréseux, ainsi que la géométrie précise des discontinuités érosives, lithologiques ou de réactivation. Les surfaces d'érosion correspondent à la formation d'un nouveau chenal (surface d'érosion chenalisante), alors que les surfaces de réactivation sont liées à la simple réutilisation d'un chenal préexistant.

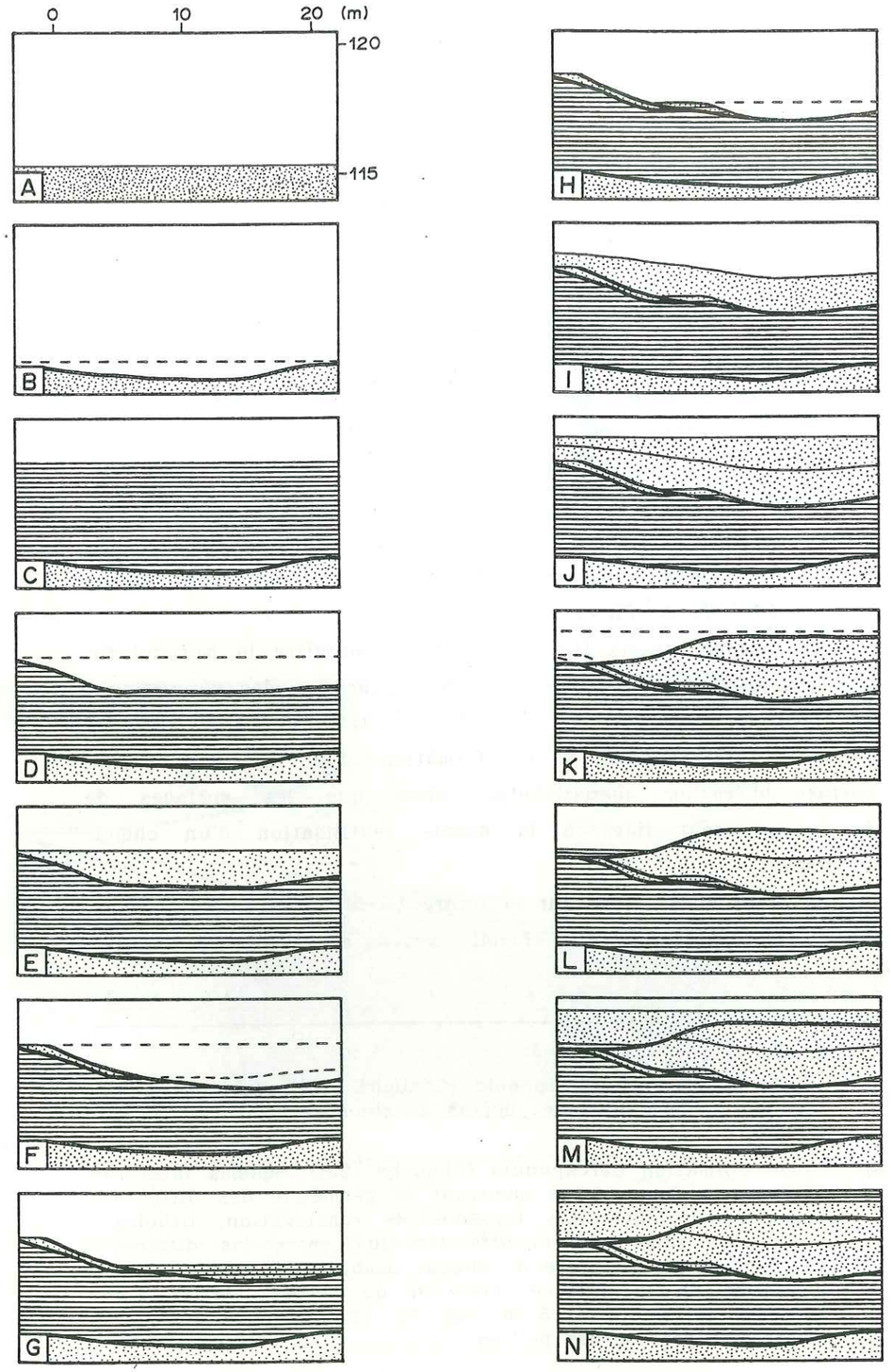
On peut aussi noter sur la figure 10-b les passages latéraux d'un faciès à l'autre dans le chenal, avec du centre vers le bord

---

⟵ fig. 10

a) - (haut) Formation Cercapuquio (Chaucha [23]): colonnes lithologiques sériées dans des dépôts de chenaux (115-120 m; voir fig. 7).

b) - (bas) Formation Cercapuquio (Chaucha [23]): schéma interprétatif de la figure 10-a montrant la géométrie des différents types de discontinuités (érosive, de réactivation, lithologique), ainsi que les rapports latéraux entre les différents faciès. La mise en place du chenal semble être calquée sur la géométrie de la surface d'érosion du sommet de la barre gréseuse inférieure (115 m; fig. 7), et peut être liée à la compaction précose des pélites.



du chenal: des grès fins à laminations en auge (faciès *Sx*), des grès fins à laminations horizontales de haut régime (faciès *Sh*), puis des grès fins à très fins à rides de courant (faciès *Sr*). Enfin, on constate que les limites de faciès n'ont pas une géométrie simple, et qu'elles traduisent plutôt une certaine instabilité latérale du courant principal. Cette instabilité se traduit sur une coupe verticale par des intercalations de faciès de haute énergie (p. ex. faciès *Sh* à laminations horizontales de haut régime) dans des faciès de plus faible énergie (p. ex. faciès *Sr* à rides de courant).

Par ailleurs, le relevé détaillé de la géométrie interne et des variations latérales de faciès dans ce corps gréseux, met en évidence la relative complexité des dépôts de chenaux. En effet, dans une coupe isolée (fig. 10-a, coupe "20") ou dans la colonne générale (fig. 7, 117-120 m), le corps gréseux des figures 8-a et 8-b pouvait apparaître comme le résultat du simple comblement d'un chenal. Cette complexité est illustrée par la figure 11 où sont schématisées les phases successives de sédimentation, d'érosion et de réactivation qui ont conduit à la formation, au fonctionnement, au comblement puis à l'abandon des chenaux schématisés sur la figure 10-b. Il est alors intérressant de noter qu'au minimum une dizaine d'évènements se sont succédés pour aboutir à la formation d'un corps gréseux de seulement 2 à 3 mètres d'épaisseur.

ii) abandon de chenal

Nous avons observé à Azulcocha [20] des remplissages de chenaux abandonnés brutalement (probablement par avulsion du cours

←

fig. 11.- Formation Cercapuquio (Chaucha [23]): reconstitution des étapes successives de la sédimentation ayant conduit à la géométrie des dépôts de la figure 8b; A) dépôts de chenal, B) érosion et altération, C) dépôts pélitiques de plaine d'inondation, D) creusement et fonctionnement du chenal, E) comblement du chenal, F) réactivation et sur-creusement du chenal, G) dépôts gréso-pélitiques rouilles de fond de chenal (étiage?), H) réactivation du chenal avec érosion partielle des dépôts précédents, I) comblement partiel du chenal, J) réactivation puis comblement du chenal, K) creusement et fonctionnement d'un nouveau chenal, L) dépôts gréso-pélitiques rouilles de fond de chenal (étiage?), M) comblement du chenal, N) dépôts pélitiques de plaine d'inondation.

d'eau en amont) (fig. 12). Ces dépôts correspondent au comblement progressif d'un chenal par des dépôts de débordement successifs (séquences de faciès B; voir §. *2*). Ces dépôts de débordement présentent en coupe une géométrie lenticulaire, et sont en général séparés par des dépôts fins argilo-silteux verts de faciès *Fm* (rarement violet) et/ou par des dépôts charbonneux, de 1 à 50 centimètres d'épaisseur. Parmi ces dépôts de dédordement, nous avons observé des figures de charge (*load cast*) à la base d'un niveau décimétrique de grès fin (fig. 6: 117 m).

2°) les dépôts de plaine alluviale et de débordement

Les alternances de grès et de pélites intercalées entre les séquences gréseuses de type A, présentent des séquences de faciès de type B. Les séquences de faciès A correspondant aux dépôts de chenaux fluviatiles, nous sommes amenés à interpréter ces séquences de faciès B comme des dépôts fluviatiles de plaine

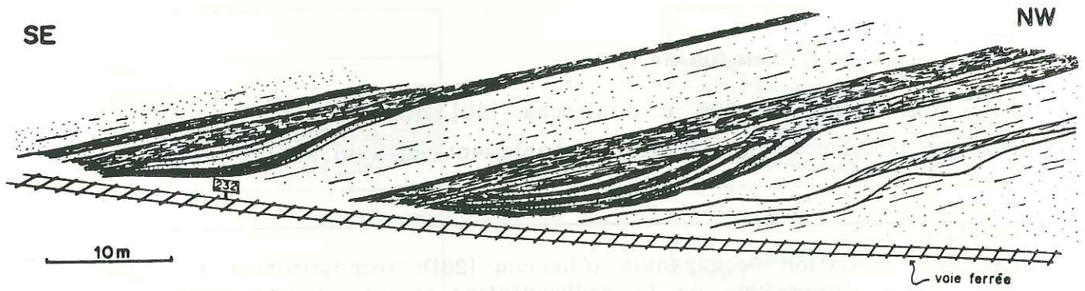


fig. 12.- Formation Cercapuquio: schéma d'affleurement montrant la géométrie de remplissages de chenaux abandonnés (avulsion). Les niveaux gréseux lenticulaires sont des dépôts de débordement, et sont séparés par des dépôts fins argilo-silteux verts et/ou par des dépôts charbonneux. Azulcocha [20]: 105-124 m; (fig. 6).

d'inondation.

Malheureusement, les modèles généralement décrits pour les rivières en tresse (*braided river*) présentent peu ou pas de dépôts de plaine d'inondation. Ces derniers sont plus largement discutés avec les dépôts fluviatiles méandriformes ou anastomosés (Duff *et al.*, 1967; Ray, 1976; Walker & Cant, 1979; Bridge, 1984; Farrell, 1987).

Une description détaillée des faciès des dépôts de débordement du Mississipi (chenal méandriforme) est donnée par P. K. Ray (1976). Une séquence de faciès complète caractéristique de ces dépôts de débordement du Mississipi est formée de bas en haut par des grès moyens à rides ascendantes (faciès *Sr*), des grès moyens à laminations convolutes, des grès grossiers à laminations horizontales de haut régime (faciès *Sh*), des grès moyen-gros à rides de courant (faciès *Sr*), des grès très fins à laminations horizontales de bas régime (faciès *Fh*) et des pélites (faciès *Fm*). Selon P.K. Ray (1976), ces séquences de faciès d'épaisseur métrique reflètent une énergie croissante puis décroissante.

En comparaison de la séquence de faciès proposée par P.K. Ray, la séquence de faciès B que nous observons dans la formation Cercapuquio montre des faciès similaires (*Sh*, *Sr*, *Fh* et *Fm*), mais présente une granulométrie beaucoup plus fine (grès fin à très fin) et est seulement grano-décroissante. Malgré la similitude des faciès, la comparaison des dépôts de débordement de la formation Cercapuquio et du Mississipi se heurte à l'énorme disproportion des deux systèmes fluviatiles, que soulignent la forte différence d'énergie et d'épaisseur des dépôts.

En conséquence, en l'absence d'autre exemple détaillé permettant une comparaison valable avec nos observations, nous considérons que les dépôts de débordement de la formation Cercapuquio appartiennent à un système fluviatile en tresse ne correspondant à aucun des modèles retenus par A.D. Miall (1978) (fig. 9). Ces dépôts de débordement se caractérisent par leur faible épaisseur, leur granulométrie fine et une décroissance régulière de l'énergie de dépôt.

Par ailleurs, la forte proportion des dépôts pélitiques de faciès *Fm* dans les dépôts de plaine d'inondation de la formation Cercapuquio, souligne le caractère essentiellement pélitique de

ces dépôts de débordement, les niveaux gréseux de débordement étant probablement relativement peu étendus dans la plaine et circoncrits aux abords des chenaux.

3°) dépôts de barre d'embouchure

La présence d'une cimentation calcaire et la granocroisance des séquences de faciès de type C, nous conduissent à rechercher leur origine en environnement marin peu profond ou lagunaire.

Des séquences de faciès comparables aux séquences C de la formation Cercapuquio (faciès *Fm*, *Fh*, *Fr*, *Sr*, *Sh* et *Sx*) ont été décrites en baie interdistributaire par T. Elliott (1974; séquence "J" à faciès *Fm*, *Fh*, *Fr* [rides symétriques], *Sr* et *Sh*), et correspondent à des dépôts de barre d'embouchure. Les séquences décrites par T. Elliott diffèrent de celles que nous observons seulement par la taille, de 6 à 15 mètres contre 2 à 3 mètres dans notre cas. Cependant, les séquences constituées par la superposition régressive de plusieurs séquences de faciès (fig. 9: 150-165 m) sont d'épaisseur très comparable aux séquences (synthétiques) décrites par T. Elliott (1974).

Par ailleurs, le sommet des séquences de faciès C est parfois affecté par la base chenalisée d'un chenal fluviatile (séquences de faciès A). Cette superposition caractérise la progradation des dépôts de chenal fluviatile sur les dépôts de barre d'embouchure (Elliott, 1976; Miall, 1979).

En conséquence, nous admettons que les séquences de faciès C correspondent à un dépôt de barre d'embouchure. Cependant, comme le montre la superposition des dépôts de chenaux sur les dépôts de barre d'embouchure (fig. 8: 164 m, 167 m), la sédimentation marine de la formation Cercapuquio est caractérisée par une alimentation par un système fluviatile en tresse. Cependant, les faciès liés aux courants de vagues (*Fr*) à la base des séquences montrent une double influence de l'énergie fluviatile et des vagues pour le dépôt des séquences C. Nous n'avons pas rencontré de description de cas semblable dans la littérature.

Par ailleurs, le faible développement (vertical et latéral) de ces dépôts marins nous conduit à relativiser l'importance de

ces dépôts marins, qui se sont peut être accumulés dans des environnements plus lagunaires que franchement marins (l'absence totale de macro-faune ne permet pas de trancher).

4°) dépôt de tempête

Le faciès correspondant au dernier type de dépôt reconnu n'a pas été décrit avec les autres faciès à cause de sa singularité.

A Chaucha, à une dizaine de mètres de la base de la formation Cercapuquio (6 m au site [22] et 8,5 m au site [23]), on trouve un niveau de calcaire gréseux (grès très fin) de 1 à 2,5 mètres d'épaisseur (respectivement aux sites [22] et [23]), intercalé dans les pélites ocres de faciès *Fm*. La base et le sommet du banc sont plans et parallèles.

Ce niveau légèrement bioclastique (lamellibranches probables) (photo 2-c) présente en lame mince une cimentation dolomitique. Les bioclastes sont disposés de manière aléatoire dans le banc et ont généralement leur concavité tournée vers le haut, ce qui semble refléter une sédimentation rapide (*grain flow*) dans laquelle les bioclastes en suspension n'ont pas le temps de décanter et

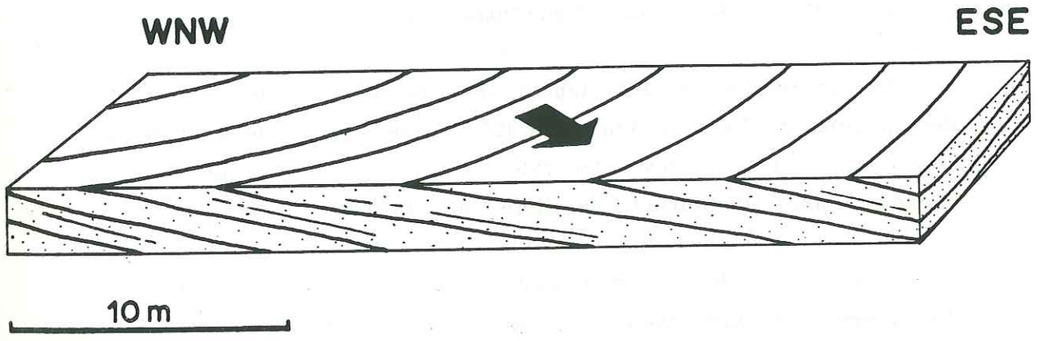


fig. 13.- Base de la formation Cercapuquio: schéma d'affleurement du dépôt de débordement de tempête montrant de grandes stratifications obliques planes. Chaucha [23]: 8-10 m (fig. 6).

se déposent en masse avec le grès. Cette sédimentation en masse ressort aussi de l'examen en lame mince de trois échantillons prélevés à la base, au milieu et au sommet du banc, et dont la texture identique souligne l'absence de tout granoclassement.

Vu en coupe (site [23]), ce niveau présente une stratification oblique plane faisant un angle d'environ 10° par rapport à la base du banc (fig. 13), et qui indique une progradation du corps gréseux vers le sud-est (entre ESE et sud). L'épaisseur des strates obliques est très variable mais reste généralement comprise entre 0,2 et 1 mètre. Ces strates ne montrent aucune structure interne, ce qui suggère là aussi un dépôt en masse.

La présence de bioclastes et dans une moindre mesure d'une cimentation calcaire (postérieurement dolomitisée) suggèrent une origine marine. D'autre part, la géométrie de ce dépôt rappelle les dépôts de tempêtes de type *spillover* décrits par Aigner (1985) en milieu lagunaire, en arrière de cordons littoraux. Enfin, les strates obliques déposées en masse et sans granoclassement reflètent une forte énergie de dépôt. Ces observations nous conduisent donc à interpréter ce niveau comme un dépôt de tempête exceptionnel, puisque probablement déposé dans un environnement de plaine d'inondation (pélites rouilles sans ciment calcaire de faciès *Fm*).

f) paléogéographie

1°) origine de la sédimentation fluviatile en tresse

La granulométrie des dépôts de chenaux de la formation Cercapuquio, grossière à Azulcocha [20] passe à moyenne à Chaucha [23]. Cette décroissance générale de la granulométrie laisse supposer une diminution parallèle de l'énergie des courants. Celle-ci est confirmée par la quasi inexistence des faciès de haute énergie à Chaucha [23] (peu de grès en masse (*Sm*) et pas d'*overturn* ni de laminations en auge de plus de 50 cm de hauteur dans le faciès *Sx*), alors que ceux-ci sont très fréquents à Azulcocha [20].

Cette décroissance rapide de l'énergie des courants sur une distance d'environ 20 kilomètres, l'importance des dépôts de

plaine d'inondation et l'évolution générale granocroissante et stratocroissante de la série, ne sont pas sans rappeler un système de dépôt de cône alluvial (partie médiane et surtout distale; Collinson, 1986). Par ailleurs, la nature arkosique des grès (Suttner et coll., 1981) et l'oxydation importante des dépôts fins laissent supposer que la sédimentation de la formation Cercapuquio s'est développée sous un climat semi-aride (Reineck & Singh, 1980) qui est, sous réserve de la présence de reliefs, tout à fait propice au développement de cônes alluviaux (Reineck & Singh, 1980; J.D. Collinson, 1986).

Il est donc possible que la sédimentation fluviatile en tresse de la formation Cercapuquio corresponde aux parties mediane (Azulcocha) et proximale (Chaucha) d'un ou plusieurs cônes alluviaux. Cependant, le manque d'observation de cette formation en d'autres endroits nous réduit à des hypothèses.

Les dépôts de la formation Cercapuquio peuvent être comparés à la sédimentation décrite par B. Parkash *et al.* (1983) dans le "cône terminal" (*terminal fan*) de Merkanda (Inde). Ce cône alluvial particulier se développe sous un climat aride et dans un bassin fermé. La vallée débouche sur un réseau de distributaires donnant des cônes mineurs qui se développent sur le cône majeur de grande taille, et dont le rapport boue/sable est croissant vers l'aval. Les dépôts, résultant de courants sporadiques, sont soit chenalisés avec une dominance de faciès à laminations en auge (*Sx*) (comparables à nos dépôts de chenaux), soit en nappe et de grande extension latérale avec une dominance des faciès à laminations horizontales de haut régime (*Sh*) et à rides de courant (*Sr*) (comparables à nos dépôts de débordement).

2°) paléogéographie et tectonique

Il peut paraître exagéré de discuter de la paléogéographie de la formation Cercapuquio alors que nous ne l'avons observée qu'en quatre endroits, dont seulement deux ont fait l'objet d'un travail détaillé (sites [20] et [23]). Néanmoins, les résultats obtenus sur ces deux sites sont homogènes:

- les courants sont globalement dirigés vers le sud-ouest:

SSW à Azulcocha [2O], SW à Chaucha [23] (fig. 14);

- la granulométrie des dépôts diminue régulièrement entre Azulcocha [2O] et Chaucha [23];

- l'énergie de dépôt déccroit entre Azulcocha [2O] et Chaucha [23];

- les intercalations marines sont présente uniquement à Chaucha ([22][23]).

Ces résultats concourent à montrer que les apports détritiques provenaient du nord-est (fig. 15-a). Cependant, la différence de granulométrie assez importante que l'on constate entre les sites d'Azulcocha [2O] et de Chaucha [23] distants d'une vingtaine de kilomètres, pourrait soit refléter la relative proximité de la source des apports détritiques, soit être liée à une sédimentation

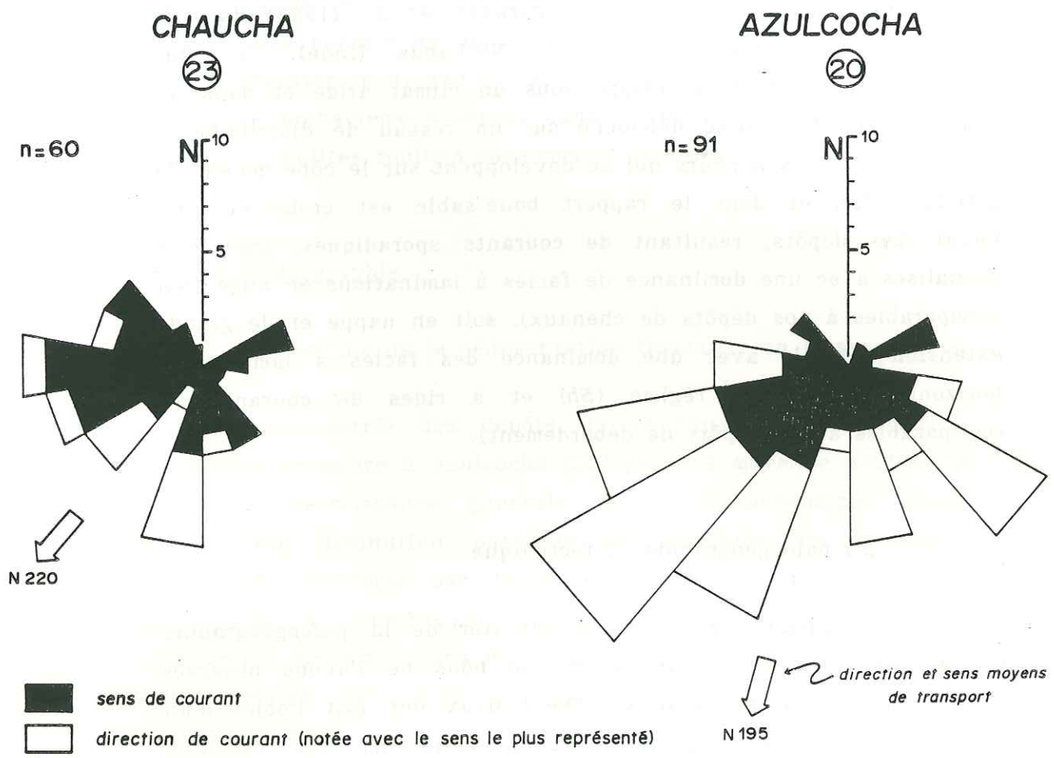


fig. 14.- Formation Cercapuquio: directions de courant.

Cercapuquio

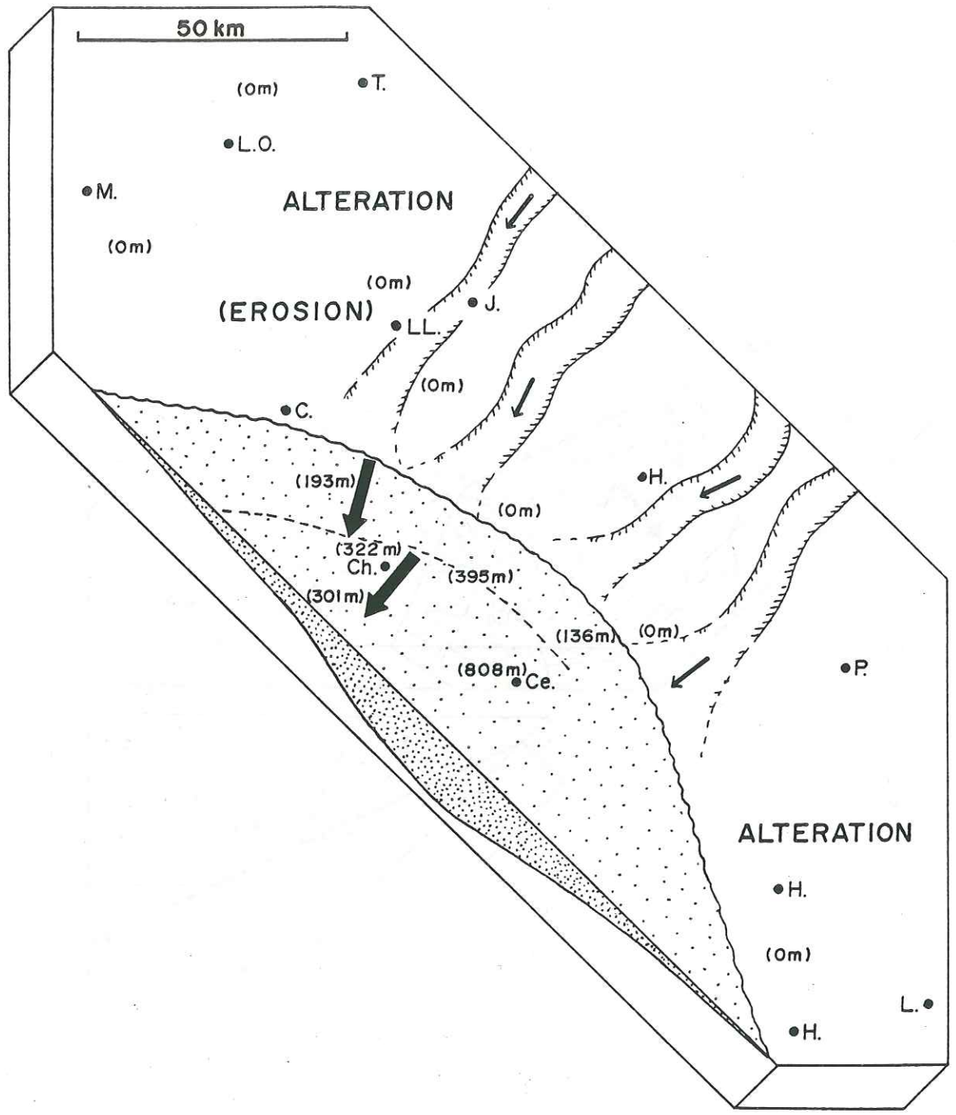


fig. 15-a. - Carte paléogéographique de la formation Cercapuquio (même fond que fig. 5). Les données de la partie sud-est sont tirées de F. Mégard (1968).

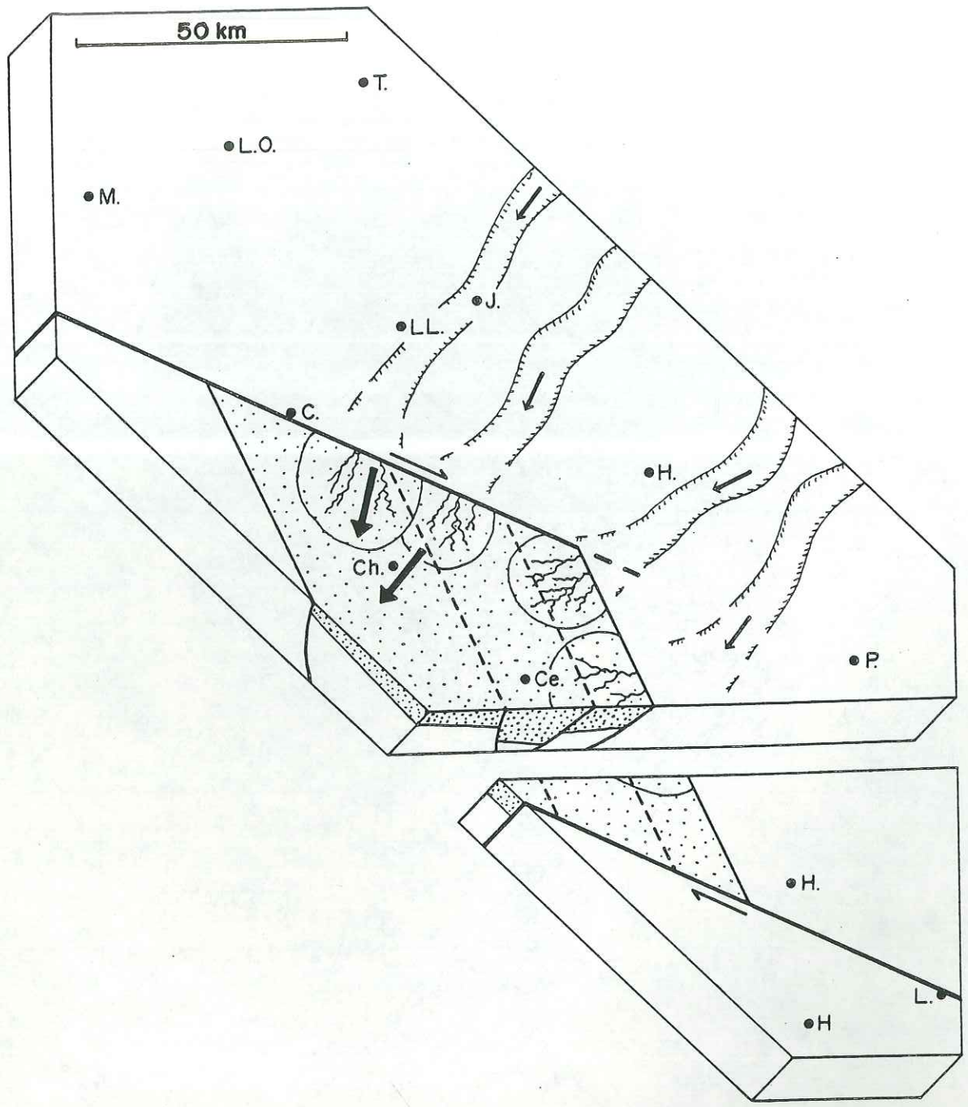


fig. 15-b.- Hypothèse structurale de fonctionnement d'un "bassin Cercapuquio" sur décrochements dextres de direction WNW-WSW, permettant d'expliquer le schéma paléogéographique de la figure 15. Une hypothèse comparable peut aussi être batie en adoptant des décrochements sénestres de direction NNW-SSE.

de cône alluvial.

Par ailleurs, dans la partie nord de notre région d'étude (sites [5] [7] [15]...) la formation marine Chaucha sus-jacente repose directement sur les calcaires du groupe Pucará par l'intermédiaire soit d'une surface d'érosion (site [15]), soit d'une surface d'oxydation-altération (site [7]). L'absence de la formation Cercapuquio dans cette zone s'explique en admettant que la sédimentation de la formation Cercapuquio était limitée à une zone subsidente, alors que les régions externes étaient soumises à une légère érosion et/ou une altération (fig. 15-a).

L'existence d'une zone à forte subsidence est confirmée par les fortes variations d'épaisseur de la formation Cercapuquio (fig. 15-a) qui existent au sud-est de notre région d'étude. Ainsi, J.V. Harrison (1956) a mesuré environ 800 mètres de dépôts à Cercapuquio même (35 km au sud-est de Chaucha).

La formation Cercapuquio étant aalénienne, il faut donc admettre qu'au moins un kilomètre de dépôts s'est localement accumulé (en tenant compte de la compaction) en moins de 8 millions d'années. Bien que nous n'ayons observé aucune structure liée à une tectonique synsédimentaire, on peut tout de même supposer que cette forte subsidence locale correspondait à une période de tectonique extensive. Cette tectonique se serait prolongée jusqu'au Bajocien, dans la formation Chaucha où nous avons rencontré des indices de tectonique synsédimentaire (La Oroya [7] et LLocllapampa [15]).

Nous avons tenté d'établir une interprétation tectonique expliquant cette subsidence rapide et locale, à partir des quelques données dont nous disposons. Ainsi, on constate que là où la formation Cercapuquio est absente, l'érosion du groupe Pucará sous-jacent est négligeable (LLocllapampa [15]) ou nulle (La Oroya [7]). Cependant, en régime distensif, on s'attendrait à observer la formation de légers reliefs liés aux fonctionnement de la ou des failles normales limitant le "bassin Cercapuquio", et ce n'est pas le cas. Une solution tectonique à ce problème serait d'admettre que la formation du "bassin Cercapuquio" est liée au fonctionnement de décrochements. En effet, l'hypothèse d'un bassin sur décrochement permettrait d'expliquer d'une part les variations latérales de la sédimentation par la formation de cônes alluviaux

sur les failles bordières, et d'autre part le contexte de forte subsidence locale alors que les régions voisines subissent peu ou pas de mouvement vertical. Une illustration de cette hypothèse de "bassin Cercapuquio" sur décrochements est donnée sur la figure 15-b.

Chaucha

II. LA FORMATION CHAUCHA

a) répartition géographique

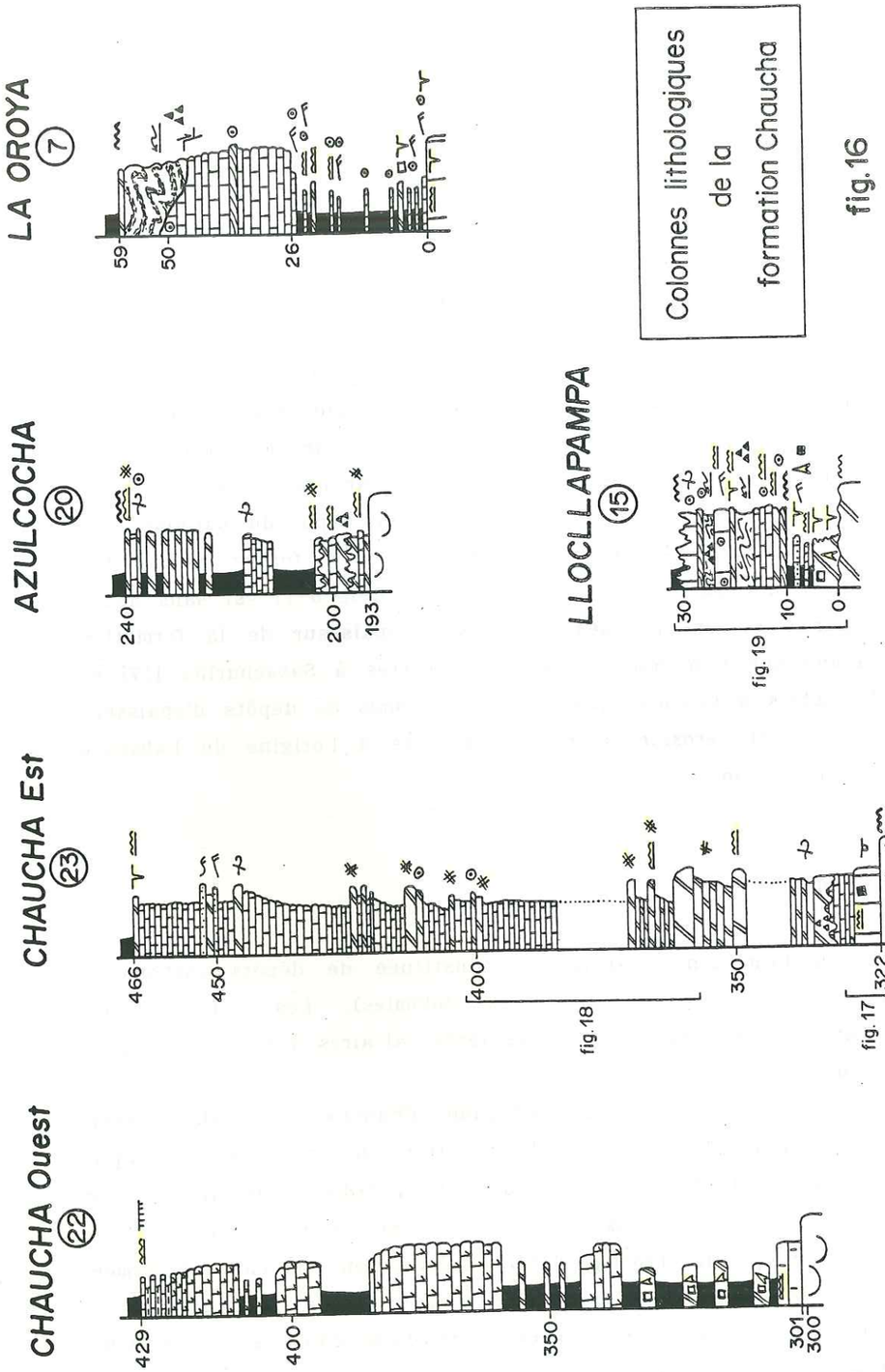
La formation Chaucha (Bajocien inférieur à moyen, voir §. I-*c*) affleure pratiquement dans toute notre région d'étude. Sur plusieurs sites, cette formation n'a pas été recherchée ou son observervation n'a pas été possible par manque d'affleurement (fig. 5: sites [1] [3] [4] [6] [8] [9] [10] et [11]).

En certains endroits (Morococha [6], Pomacocha [8] ou au nord-ouest de La Oroya [1] [3] [4]), l'absence de la formation Chaucha peut être liée à un non dépôt ou à une érosion. L'hypothèse de l'érosion est la plus vraissemblable car le sommet de la formation Chaucha est en général affecté par une surface d'érosion qui correspond à la longue période de non dépôt du Bathonien au Tithonique (fig. 22) qui succède au dépôt de la formation Chaucha. Cette érosion parfois importante (voir §. B-II-*b*-1) est sans doute en partie responsable des variations d'épaisseur de la formation Chaucha que l'on constate: entre 4 mètres à Sacacharina [17] et 134 mètres à Chaucha [23]. Dans les zones de dépôts d'épaisseur réduite, cette érosion pourrait donc être à l'origine de l'absence de la formation.

b) lithologie

La formation Chaucha est constituée de dépôts carbonatés (argiles calcaires, calcaires et dolomies). Les intercalations gréseuses sont absentes ou rares (grès calcaires à Chaucha [23] et à Azulcocha [20]).

La lithologie de la formation Chaucha est relativement variable d'un affleurement à l'autre (fig. 16). Ainsi, on remarque à Azulcocha [20] et à Chaucha [22][23] trois principales barres calcaires dans la paysage. Par contre dans la vallée du Mantaro (La Oroya [7], LLocllapampa [15]), la formation Chaucha est formée par la superposition d'une unité argilo-calcaire à intercalations dolomitiques de couleur ocre et d'une unité calcaire relativement massive.



Colonnes lithologiques de la formation Chaucha

fig.16

Chaucha

c) les discontinuités de base et internes

1°) la discontinuité de base

Selon les cas, la formation Chaucha repose soit sur les calcaires ou dolomies du groupe Pucará (La Oroya [7], LLocllapampa [15]), soit sur les grès fluviatiles de la formation Cercapuquio (sites [20] à [23]).

Dans le premier cas, le contact avec le groupe Pucará est soit une surface d'altération (La Oroya [7]), soit une surface d'érosion (LLocllapampa [15]).

Là où la formation Chaucha repose sur la formation Cercapuquio (Azulcocha [20], Chaucha [23]), le contact correspond à une légère discordance érosive. Cette dernière peut latéralement apparaître comme une simple surface oxydée soulignée par des pyrites centimétriques (Chaucha [23]). Ainsi, nous avons observé à Chaucha [23] (fig. 17) une dépression de plus de 4 mètres de profondeur entaillant les derniers dépôts gréseux de la formation Cercapuquio, et remplie par des mudstones dolomitiques ocres légèrement silteux, dans lesquels s'intercale un niveau gréseux lenticulaire (décrit au §. *c–1*).

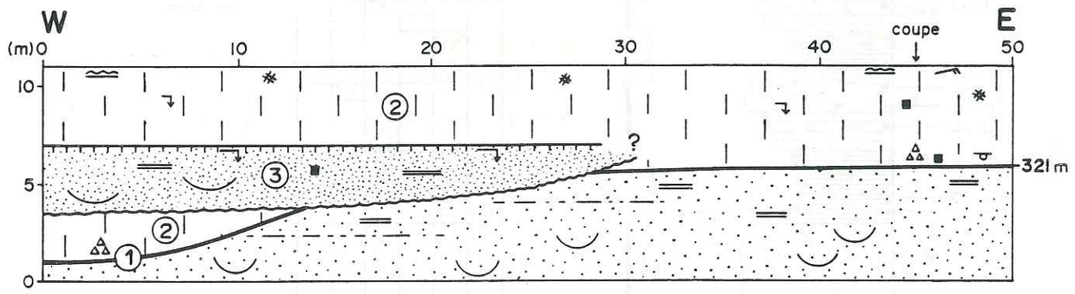


fig. 17.- Détail de la discordance érosive (1) affectant le sommet de la formation Cercapuquio à Chaucha ([23], env. 321 m). Les dépôts de la formation Chaucha recouvrant cette discordance sont des mudstones gréseux (2) à laminations algaires, brèche de dissolution et pseudomorphoses d'anhydrite (faciès 9) dans lesquels s'intercale un niveau gréseux lenticulaire (3) à base chenalisée (faciès O).

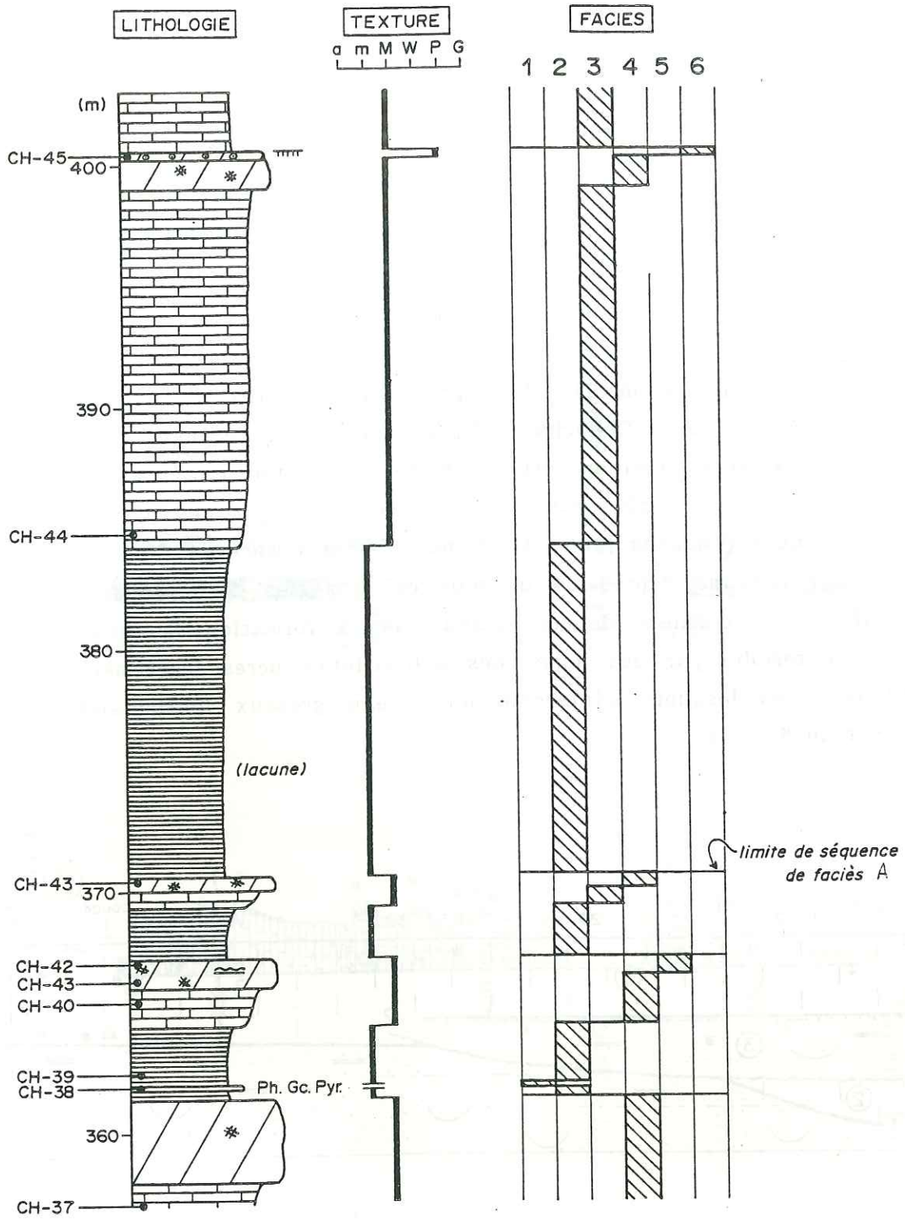


fig. 18.- Détail de la colonne lithologique de la formation Chaucha à Chaucha [23] montrant les différents faciès: 1: niveau à phosphate, glauconite et pyrite; 2: mudstone argileux à pyrite et quelques quartz authigènes; 3: mudstone à bioclastes d'animaux pélagiques, pyrite et quartz authigènes; 4: mudstones à lamines silteuses, bioclastes et pseudomorphoses d'anhydrite éparses; 5: mudstones dolomitiques à laminations algaires et nombreuses pseudomorphoses d'anhydrite; 6: packstones à oolites et bioclastes hétérométriques.

chaucha

2°) les discontinuités internes

Les discontinuités internes les plus courantes sont les limites des séquences de faciès que souligne parfois une surface légèrement oxydée (fig. 18: 400,5 m).

Un autre type de discontinuité est lié à l'activité tectonique qui provoque la formation de brèches à éléments parfois métriques (*débris-flow*) (fig. 19: 18 m, 25 m), ou de discordances angulaires locales par glissement des bancs non consolidés (photo 3-a; fig. 19: 10 m). Nous avons rencontré ces discontinuités internes d'origine tectonique localement à La Oroya [7] et à LLocllapampa [15], aussi bien à la base qu'au sommet de la série.

d) faciès et milieux de dépôt

La description des faciès sédimentaires est basée sur l'observation détaillée de la formation Chaucha à La Oroya [7], LLocllapampa [15], Azulcocha [20] et Chaucha [23] (fig. 16).

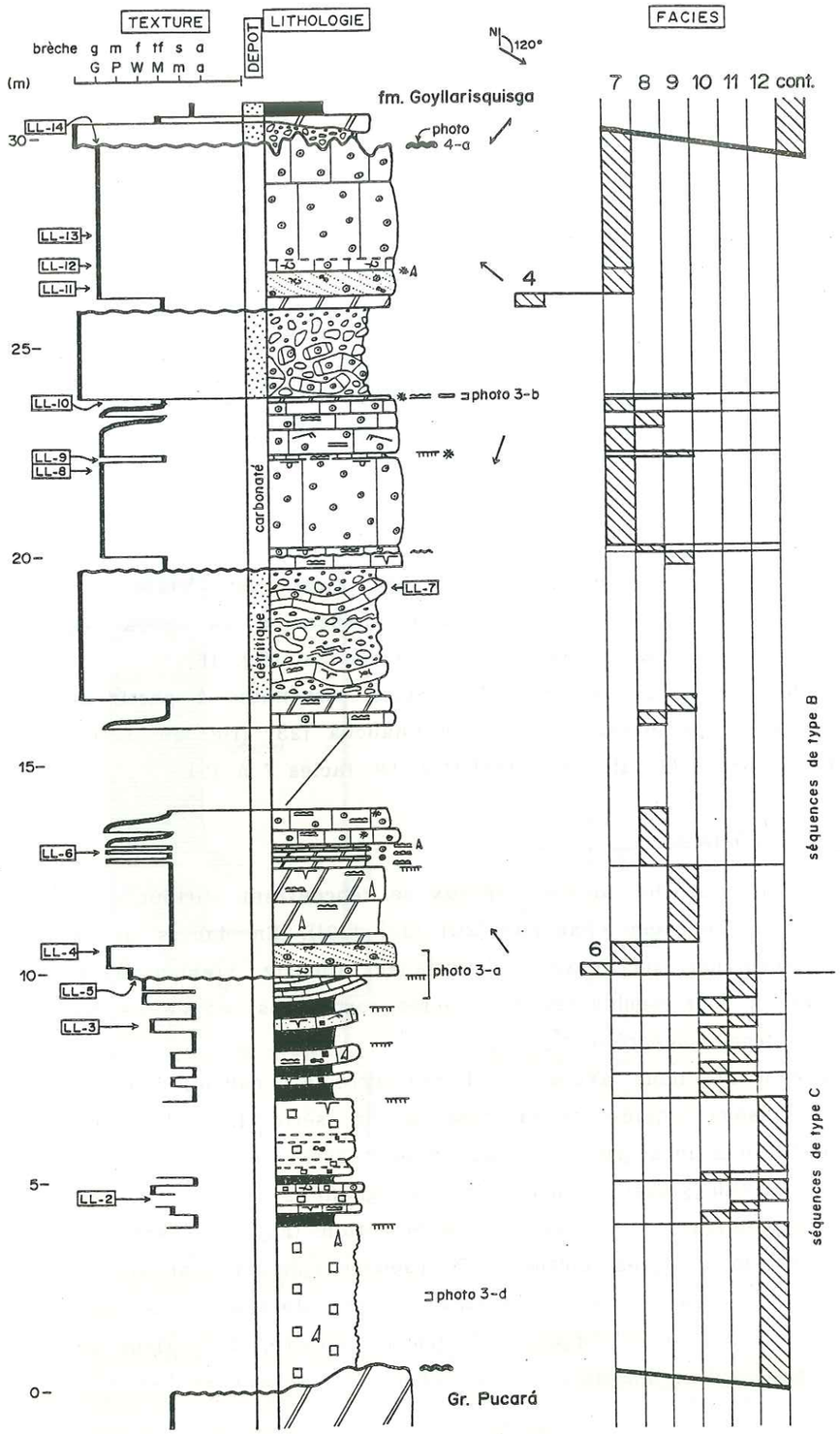
Cependant, nous décrirons les faciès carbonatés à partir de deux coupes représentatives, l'une à Chaucha [23] (fig. 18; faciès O à 6), l'autre à LLocllapampa [15] (fig. 19; faciès 7 à 12).

1°) faciès O

Les niveaux de calcaire gréseux se rencontrent surtout à la base de la formation Chaucha ([20] [22] [23]). En dehors de la forte proportion de grains détritiques (quartz, feldspath,...), ces niveaux sont semblables aux faciès carbonatés, et ne serons donc pas décrits séparément.

Cependant, nous avons aussi rencontré à Chaucha [23] un niveau gréseux unique, à la base de la série (fig. 17), par commodité, nous le décrivons comme un seul faciès (noté O).

Ce niveau gréseux lenticulaire atteignant 2 mètres d'épaisseur, est intercalé à la base de la formation (fig. 17) dans des mudstones dolomitiques bioturbés à pseudomorphoses d'anhydrite, brèche de dissolution et laminations algaires (faciès 9). Le grès fin de ce banc est arkosique et à ciment calcaire; il contient de petites taches d'oxydation.



La base chenalisée du banc présente des laminations en auge (faciès *Sx*, voir §. I-*e* pour les faciès détritiques), et son sommet des laminations horizontales de haut régime (faciès *Sh*). La bioturbation qui affecte la partie supérieure du banc empêche la reconnaissance des structures. Enfin, la surface de ce niveau gréseux est légèrement oxydée.

2°) faciès 1

Ce faciès a été observé seulement à Chaucha ([23]; fig. 18: 362 m) dans un niveau de calcaire sombre glauconieux, d'aspect granuleux et de 15 centimètres d'épaisseur, intercalé dans les dépôts argileux du faciès 2.

En lame mince (fig. 18: CH-38), ce faciès montre une accumulation de grains de phosphate, de cristaux authigènes de glauconite, de nombreux petits cristaux de pyrite, le tout à ciment sparitique. La périphérie des cristaux de glauconite est corrodée et remplacée par de la sparite.

Le faciès 1 représente sans doute un niveau condensé lié à un arrêt important de la sédimentation (Baum *et al.*, 1987).

3°) faciès 2

Les niveaux présentant ce faciès sont des mudstones argileux contenant quelques cristaux de pyrite et de rares cristaux de quartz authigènes.

La présence d'argile indique une sédimentation marine de très faible énergie, en milieu soit modérément profond mais abrité,

---

←

fig. 19.- Colonne lithologique et texturale détaillée de la formation Chaucha à Azulcocha [20] (le sommet est érodé et karstifié). faciès 7: grainstones à oolites, bioclastes et lithoclastes présentant des structures de rides de courant ou de dunes hydrauliques; faciès 8: alternance de lamines algaires et de lamines de grainstone à oolites et bioclastes; faciès 9: mudstone dolomitique à stromatolites, fentes de dessication, brèche de dessication, et nodules d'anhydrite ou de gypse; faciès 1Ø: argiles bariolées parfois gypsifères; faciès 11: wackestone-packstone à oolites et lithoclastes dissouts, quelques laminations algaires et fentes de dessication; faciès 12: cargneules ocres ruiniformes à nombreuses cavités de dissolution (gypse et anhydrite).

soit relativement profond (sous le niveau inférieur d'action des tempêtes). Cependant, la présence d'une faune exclusivement pélagique confirme plutôt l'hypothèse d'un milieu marin profond.

4°) faciès 3

Ce faciès est formé par des mudstones à fins débris bioclastiques et quelques quartz et pyrites authigènes. Parmi les bioclastes, on reconnaît en lame mince (échantillon CH-44, fig. 18) des débris de lamellibranches, gastéropodes, poissons (dont certaines vertèbres sont encore soudées entre elles) et échinides.

Il se distingue du faciès 2 par l'absence d'argile, mais l'énergie de dépôt reste très faible, comme le souligne la présence de vertèbres de poisson encore soudées.

5°) faciès 4

Ce faciès est constitué par des mudstone légèrement silteux. En lame mince (CH-40, fig. 18) il montre une micrite à très fines lamines de silts, rares bioclastes et pseudomorphoses d'anhydrite dispersés dans la matrice.

Les lamines silteuses du faciès 4 indiquent une légère augmentation de l'énergie de dépôt par rapport au faciès 3. Les rares pseudomorphoses d'anhydrite soulignent le léger confinement du milieu de dépôt.

6°) faciès 5

Ce faciès est formé par des mudstones dolomitisés avec quelques laminations algaires et pseudomorphoses d'anhydrite parallèles aux lamines algaires (CH-41 et CH-42, fig. 18).

La présence des laminations algaires indique un milieu de dépôt de faible énergie et de profondeur réduite, alors que les pseudomorphoses d'anhydrite reflètent une augmentation du confinement du milieu.

7°) faciès 6

Ce faciès comprend des packstones à oolites et bioclastes hétérométriques. Dans l'échantillon prélevé (CH-45, fig. 18), la recristallisation sparitique ne permet pas de reconnaître l'origine des bioclastes.

Enfin, la diversité et l'hétérométrie des éléments accumulés dans la matrice boueuse du faciès 6 sont liées au remaniement d'éléments d'origines diverses, et indiquent une énergie de dépôt moyenne peut-être de faible profondeur.

8°) faciès 7

Ce faciès est contitué par des grainstones à oolites, lithoclastes et bioclastes. L'espace intergranulaire est comblé par un ciment sparitique et quelques cherts (fig. 19: LL-4, LL-8, LL-11 et LL-13). Ce faciès peut présenter des rides de courant ou des laminations horizontales de haut régime (fig. 19: 22,5 m), mais aussi parfois une structure de dune hydraulique avec de grandes laminations obliques soulignées par des alignements de silex (fig. 19: 10,5 m et 16,5 m). Ces dernières, ainsi que la texture oolitique du faciès suggèrent un dépôt marin d'énergie relativement élevée et peu profond.

9°) faciès 8

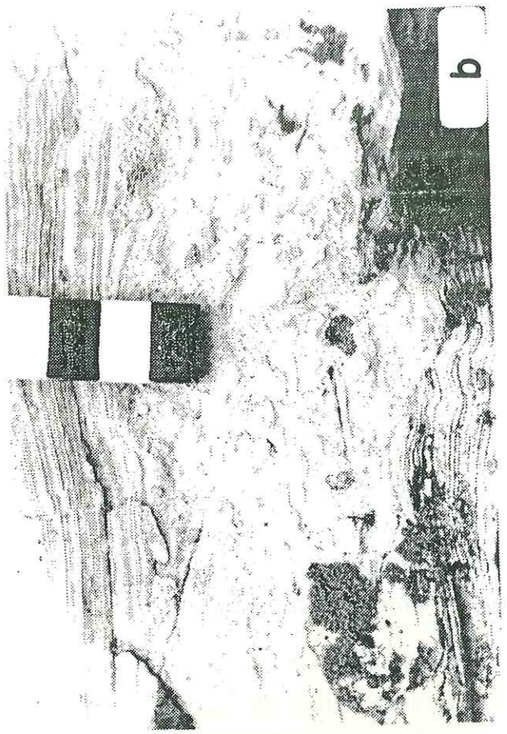
Les niveaux présentant ce faciès montrent une alternance de lamines algaires et de lamines d'épaisseur millimétrique à centimétrique de grainstone oolitique et bioclastique (LL-6; fig. 19: 13 m).

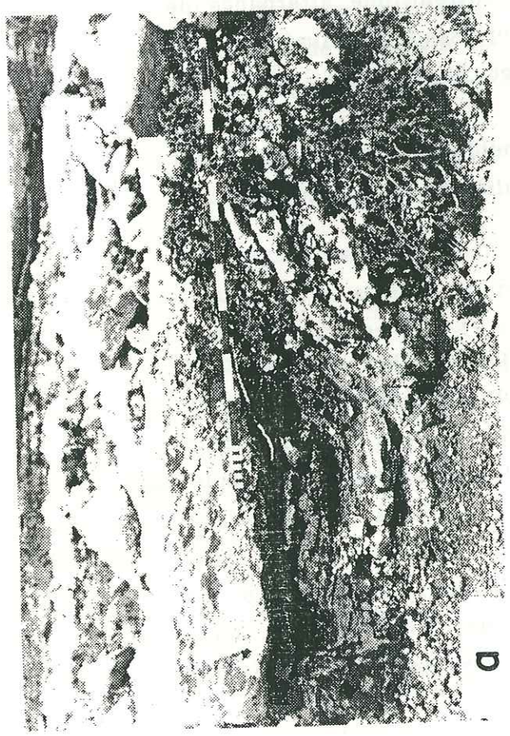
Cette alternance de laminations indique un milieu de dépôt calme, peu ou très peu profond, régulièrement envahi par des dépôts de haute énergie.

10°) faciès 9

Ce faciès comprend des mudstones dolomitiques à laminations stromatolitiques en plus grande proportion que dans le faciès 8, parfois associées à des brèches de dessication à galets plats (photo 3-b; fig. 19: 24 m). On note en plus la présence de nodules d'anhydrite (photo 3-c) ou de gypse, et de fentes de dessication (fig. 19: 12 m et 24 m).

Les dépôts du faciès 9 diffèrent de ceux du faciès 8 par l'absence d'intercalation oolitique et par des conditions de dépôt à tendance évaporitique soulignées par les nodules d'anhydrite,





les fentes et brèches de dessication.

11°) faciès 10

Les argiles calcaires bariolées (jaunes, ocres, rouges, marrons, lie de vin, vertes...) de ce faciès 10 sont parfois gypsifères.

Ce faciès indique un milieu de dépôt évaporitique d'énergie faible à nulle.

12°) faciès 11

Ce faciès formé par des wackestone-packstones (oolites, lithoclastes et rares quartz) généralement dolomitisés, avec quelques laminations stromatolitiques, de rares fentes de dessication et des pyrites (fig. 19: LL-3).

Ces dépôts semblent correspondre à un mélange boueux d'éléments remaniés (oolites, lithoclastes, quartz...). L'intercalation de laminations algaires à fentes de dessication indique une faible énergie de dépôt et une profondeur réduite ou nulle.

13°) faciès 12

Ce faciès est constitué par des cargneules dolomitiques ocres d'aspect ruiniforme et à très nombreuses cavités plus ou moins cubiques (photo 3-c). En lame mince, la dissolution et la complète

---

⟵ photos 3

a) - Formation Chaucha: discordance interne liée à la tectonique synsédimentaire. Bas: niveaux argileux à intercalations calcaires, glissés puis érodés (faciès 9 [dolo. strom.], 10 [arg. gypse] et 12 [cargneule]). Haut: packstone et grainstone oolitique discordants (faciès 7). LLocllapampa [15]: 10 m (fig. 19).

b) - Formation Chaucha: faciès 10 à stromatolites et brèche de dessication à galets plats. LLocllapampa [15]: 28,5 m (fig. 19).

c) - Formation Chaucha: lame mince montrant des laminations stromatolitiques (faciès 9) entre lesquelles s'alignent des nodules d'anhydrite. Azulcocha [20]: 200 m (fig. 16).

d) - Formation Chaucha: cargneule ruiniforme (faciès 12) montrant des vacuoles de dissolution plus ou moins cubiques (LLocllapampa [15], fig. 19, 3 m).

dolomitisation empêchent toute reconnaissance des fantômes d'éléments qui peuvent apparaître. Le sommet de ces bancs de cargneule, généralement oxydé, présente parfois des polygones de dessication.

Ce faciès à cargneules et fentes de dessication correspond donc à un milieu de dépôt évaporitique à émersif.

e) séquences de faciès

1°) séquences de faciès A

Un premier type de séquence de faciès (noté A) correspond à la superposition des faciès 1 à 6, que l'on rencontre à Chaucha [23] (1 [Ph. Gc. Pyr.], 2 [mud. arg.], 3 [mud.], 4 [mud. Anhyd.], 5 [mud. lam. alg. Anhyd.], 6 [pack.]).

Ces séquences A montrent de bas en haut une augmentation régulière de l'énergie, parallèlement à une diminution de la profondeur de dépôt. Ainsi, les séquences A (fig. 18) présentent à la base des dépôts pélagiques, puis un accroissement régulier de l'énergie de dépôt lié à une diminution de la tranche d'eau. De plus, la présence de pyrite puis d'anhydrite en quantité croissante indique un milieu marin confiné à tendance évaporitique.

Ces séquences A correspondent donc à un milieu de plate-forme confinée, dans lequel le confinement croît avec la diminution de la tranche d'eau. Les passées de packstone à oolites et bioclastes pourraient représenter le remaniement de dépôts peu profonds (séquences B), par exemple sous l'influence de tempêtes.

2°) séquences de faciès B

Les séquences de type B correspondent à l'association des faciès 7 [grain.], 8 [grain. lam. alg.] et 9 [dolo. strom.], que l'on rencontre à LLocllapampa [15], dans les deux tiers supérieurs de la formation Chulec (fig. 19: 10-30 m). La base de ces séquences B débute parfois avec le faciès 5 [mud. lam. alg. Anhyd.] décrit au sommet de la séquence de faciès A (fig. 19: 11 m, 20 m et 26 m).

Chaucha

Les séquences B reflètent donc des conditions de dépôt d'énergie décroissante et de tendance évaporitique croissante, que l'on peut situer en milieu infratidal peu profond à intertidal. Ces séquences B pourraient donc correspondre à la formation en milieu de plate-forme, de cordons oolitiques progressivement émergés, sur lesquels se développe une sédimentation évaporitique de type sebkra.

Enfin, les faciès des séquences B reposent en continuité sur les faciès des séquences A, comme le montre l'apparition des dépôts oolitiques dans le faciès 6 [pack.] des séquences A, ou l'existence du faciès 5 [mud. lam. alg. Anhyd.] à la base des séquences de faciès B (fig. 19).

3°) séquences de faciès C

Ce dernier type de séquence (noté C) correspond à la superposition des faciès 10 [arg. gypse], 11 [wacke. pack.] et 12 [cargneule] que l'on rencontre à la base de la formation à LLocllapampa [15] (fig. 19: 0-10 m).

Ces séquences se distinguent par une sédimentation marine de faible énergie à tendances évaporitique et émersive très marquées. Cette sédimentation pourrait correspondre à un milieu lagunaire peu profond périodiquement asséché, en arrière d'un cordon oolitique. Le faciès 11 [wacke. pack.] à quelques oolites ou bioclastes représenterait alors le remaniement de dépôts de barrière oolitique.

4°) le "faciès" O

Le niveau gréseux de faciès O que nous avons rencontré à Chaucha (fig. 17) présente des caractéristiques comparables aux dépôts de chenaux fluviatiles décrits dans la formation Cercapuquio sous-jacente. Cependant, son intercalation dans des dépôts dolomitiques de milieu confiné (faciès 5 [lam. Anhyd.], 9 [dolo. strom.] ou 11 [dolo. wacke. pack.]) nous conduit à l'interpréter comme un dépôt de chenal fluviatile débordant dans un milieu lagunaire peu profond.

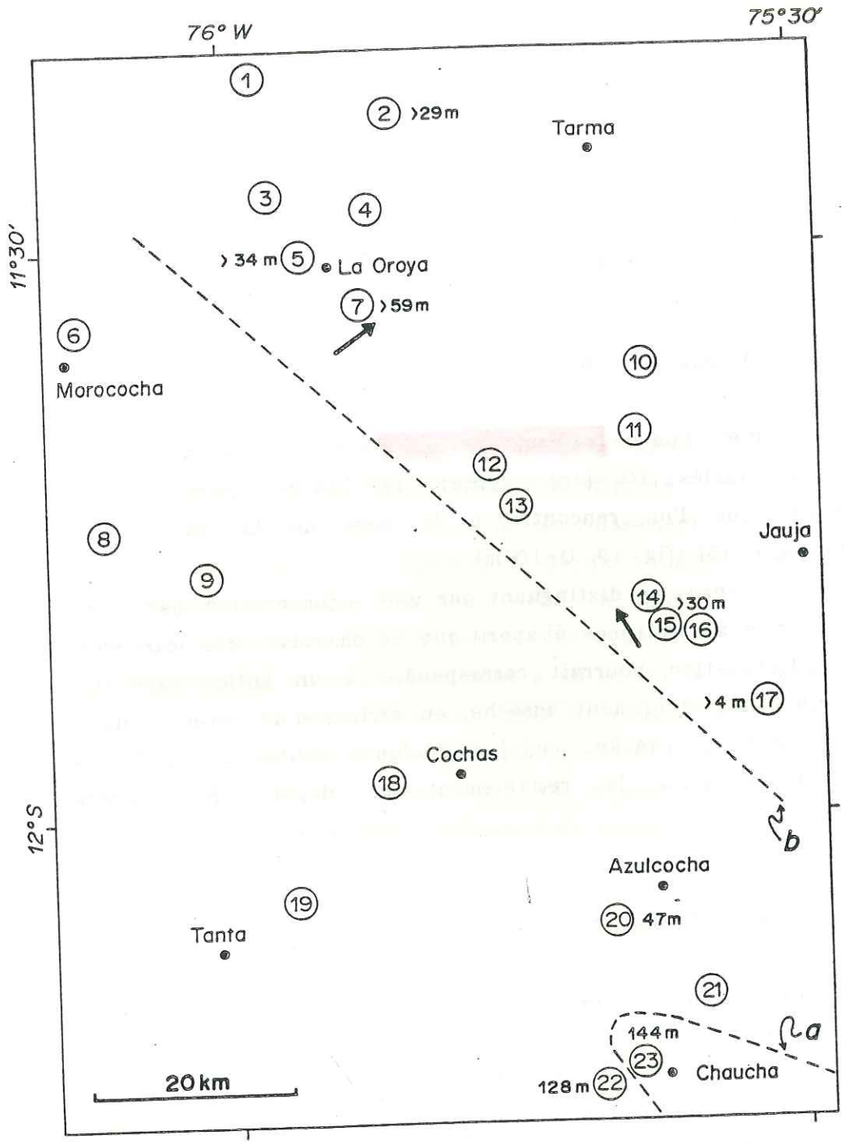


fig. 2Ø.- Epaisseur de la formation Chaucha dans la région étudiée et directions de progradation des dunes oolitiques. a: limite nord et ouest des faciès de plate-forme interne pour la base de la série; b: limite occidentale des dépôts de cordon oolitique (faciès 7, 8 et 9) pour le sommet de la formation.

Chaucha

5°) autres niveaux gréseux

A Chaucha [23], deux bancs de grès arkosique très fin à ciment calcaire de 50 et 80 centimètres d'épaisseur et présentant des rides de courant (vague?), apparaissent au sommet de la série (fig. 16: 451 et 453 m). Ces niveaux intercalés dans des mudstones de plate-forme interne (faciès 3) pourraient correspondre à la partie distale de dépôts de tempête.

f) paléogéographie

1°) la sédimentation

Les dépôts que nous venons de décrire à LLocllapampa (fig. 19) montrent une tendance générale transgressive avec à la base, des séquences C d'environnement lagunaire évaporitique, surmontées par des séquences B de cordon oolitique. Cette tendance transgressive apparaît aussi à La Oroya [7], Azulcocha [20] ou Chaucha-Ouest [22] (fig. 16) où les cargneules et les argiles bariolées de la base sont surmontées par des dépôts marins de plate-forme légèrement confinée (au sud de LLocllapampa; figs. 16 et 20) ou par des dépôts moins profonds de cordon (entre LLocllapampa et La Oroya).

Là où on l'observe (sites [20] [22] [23]), la régression et l'arrêt de la sédimentation du sommet de la formation sont marquées par un niveau généralement dolomitique à laminations algaires (faciès 9), dont la surface parfois oxydée peut présenter des fentes de dessication.

2°) subsidence et tectonique

Les variations d'épaisseur de la formation Chaucha sont délicates à déterminer puisque son sommet est souvent affecté par une importante surface d'érosion et karstification. Cependant, à Azulcocha ou à Chaucha, la série paraît complète avec une épaisseur comprise entre 47 et 144 mètres (fig. 20). Au nord d'Azulcocha, on peut estimer l'épaisseur de la formation Chaucha à environ 50 à 60 mètres (59 m à La Oroya [7]). Par contre, la

formation s'épaissit plus au sud-est puisque F. Mégard (1968) a mesuré 155 mètres de série, 20 kilomètres à l'est de Chaucha, et 242 mètres à Cercapuquio, 30 kilomètres au sud-est de Chaucha.

Il ressort donc qu'au niveau de Chaucha, et plus au sud, il existait pendant la sédimentation de la formation Chaucha une région de plus forte subsidence, laquelle se superpose globalement à la zone de forte subsidence mise en évidence pour la formation Cercapuquio sous-jacente (voir §. I-*f*-*2*). Comme le soulignent les évidences de tectonique synsédimentaire (sites [7] [15]; fig. 19), il semble donc que la période de légère tectonique locale (probablement distensive) apparue avec le dépôt de la formation Cercapuquio, se poursuive pendant la sédimentation de la formation Chaucha.

Goyllarisq. s.l.

B. LA SEDIMENTATION DETRITIQUE TITHONIQUE-NEOCOMIEN

I. LA FORMATION GOYLLARISQUISGA

a) Définition de la formation Goyllarisquisga

Nous décrivons sous le terme de "formation Goyllarisquisga" l'ensemble des dépôts détritiques compris entre les calcaires du groupe Pucará (Trias-Toarcien), ou de la formation Chaucha (Bajocien), et les dépôts marins gréso-carbonatés de la formation Pariahuanca (Aptien supérieur- Albien inférieur).

Cette formation a été initialement définie par D.H. McLaughlin (1924) sous le terme de "formation Goyllarisquisga-Jatunhuasi", mais celui-ci englobait aussi les formations Cercapuquio et Chaucha du Jurassique moyen. PLus tard, W.F. Jenks (1951) décrit ces mêmes dépôts dans la région de Cerro de Pasco, où les formations doggers Cercapuquio et Chaucha n'existent pas (70 km au NW de la région étudiée), sous le terme simplifié de "formation Goyllarisquisga". Nous le conservons ici.

Dans le nord du Pérou, V. Benavides (1956) retrouve la "formation Goyllarisquisga" dans les parties orientales des Andes, mais il y inclue la formation Pariahuanca. De plus, il considère que cette formation correspond vers l'ouest seulement à la dernière barre gréseuse des dépôts crétacé inférieur (formation Farrat de Stappenbeck (1927), Steinmann (1929) et Wilson (1963)), et lui attribue alors un âge aptien.

Dans son étude stratigraphique et pétrographique du Crétacé des Andes du Pérou Central, J.J. Wilson (1963) établit les corrélations stratigraphiques entre le centre et le nord du Pérou (fig. 22), lesquelles sont depuis généralement admises (Mégard, 1968; Von Hillebrandt, 197O; Mégard, 1978).

Dans ce mémoire, nous subdivisons la formation Goyllarisquisga en deux membres, inférieur et supérieur, dont les lithologies et les systèmes de dépôt sont faciles à distinguer. Cette distinction correspond aussi aux "unités inférieure et supérieure" proposées par J.J. Wilson (1963) pour la région des Hauts Plateaux.

Dans son étude de la région de Huancayo, F. Mégard (1968) propose un découpage de la formation Goyllarisquisga en trois

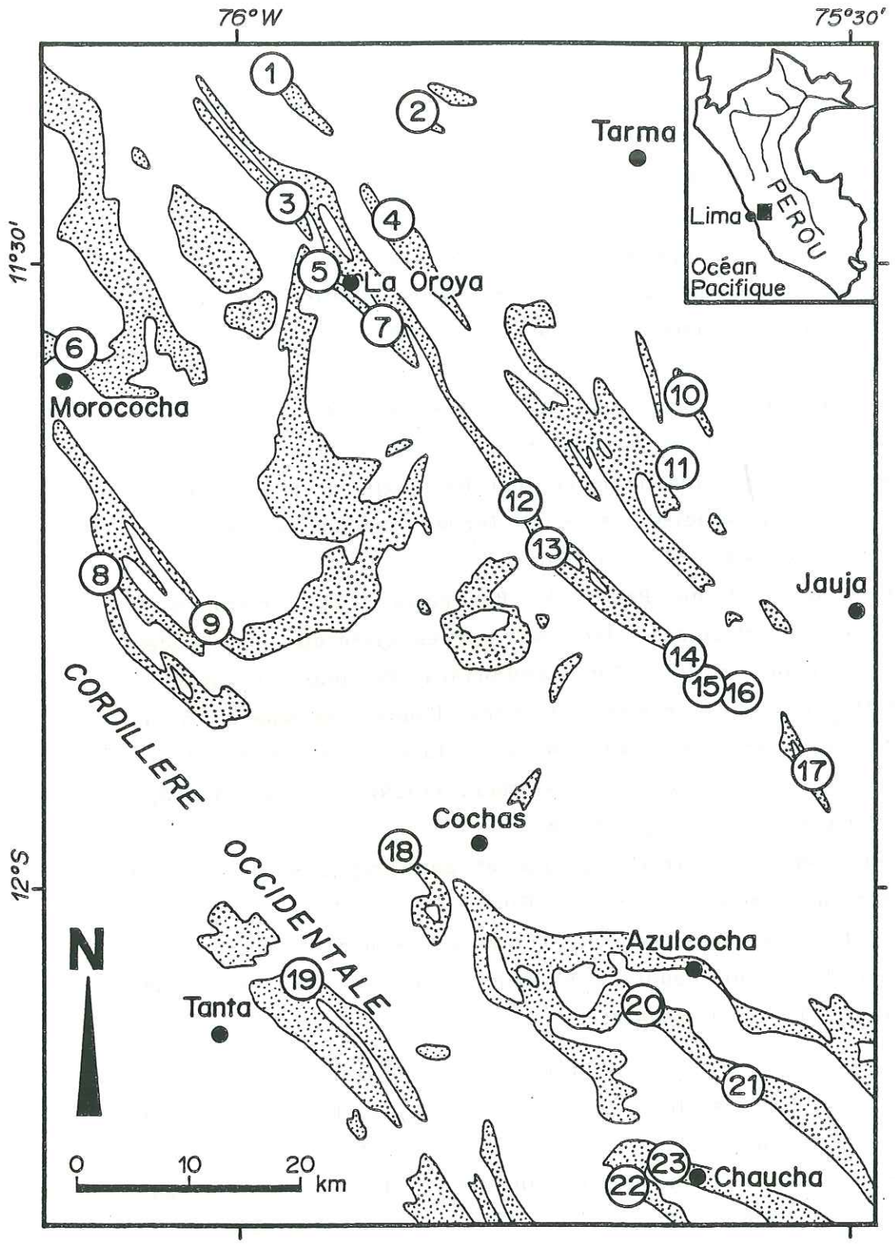


fig. 21.- Affleurements crétacés dans la région étudiée.

membres. En réalité, ce découpage stratigraphique n'est qu'en apparente contradiction avec le découpage que nous retenons, car, d'après les descriptions de F. Mégard, il ressort que ses membres "moyen" et "supérieur" correspondent à notre membre supérieur et que les membres inférieurs sont identiques.

Par ailleurs, dans la région de la Cordillère Occidentale située au sud-ouest de notre région d'étude, F. Mégard (1978) et C. Angeles (1987) ont identifié sur des bases lithologiques les formations Chimu, Santa et Carhuaz définies dans le nord-ouest du Pérou par V. Benavides (1956). Or les observations que nous avons effectuées en Cordillère Occidentale sur deux sites ([19] et 20 km au SW du site [23]; fig. 21) tendent à montrer que les dépôts décrits par ces auteurs sont en réalité tout à fait semblables aux dépôts de la formation Pariahuanca que nous décrivons dans ce travail, et qui se situent seulement à une vingtaine de kilomètres au nord-est. De plus, ces auteurs ne distinguent pas les formations Farrat et Pariahuanca qui devraient normalement reposer sur leur "formation Carhuaz" (Benavides, 1956). Ils admettent donc implicitement une lacune de ces formations (Aptien-Albien inf.) entre les formations Carhuaz et Chulec. Nous admettons donc que la stratigraphie proposée par F. Mégard (1978) et C. Angeles (1987) pour la Cordillère Occidentale au sud-ouest de notre région d'étude, résulte de corrélations hâtives.

Nous proposons donc de réviser le découpage stratigraphique de la Cordillère Occidentale de F. Mégard (1978) et C. Angeles (1987) de la manière suivante:

F. Mégard (1978) / C. Angeles (1987)	ce travail
fm.Chulec	fm. Chulec
fm. Carhuaz, fm. Santa	fm. Pariahuanca
fm. Chimú	mb. sup. fm. Goyllarisquisga
fm. Yauyos	mb. inf. fm. Goyllarisquisga

D'autre part, A. von Hillebrandt (1970) décrit aussi dans la région de Tanta (près du site [19]; fig. 21) les formations néocomiennes définies par V. Benavides (1956) dans le nord du

Pérou. Cet auteur base ses corrélations avec le nord du Pérou sur des considérations lithologiques, car le seul fossile déterminable (*Mayncella*) de la "formation Santa" indique seulement un âge Crétacé inférieur.

Nous avons pu visiter une partie de la coupe de la Laguna Paucarcocha (site [19], 5 km au nord de Tanta; fig. 21), et là aussi, nous avons retrouvé une succession lithologique, des faciès et des séquences de faciès semblables à ceux rencontrés à Chaucha ([23], fig. 21). Nous admettons donc, comme J.J. Wilson (1963), que les formations néocomiennes définies dans le nord du Pérou (Chimú, Santa, Carhuaz et Farrat) ne se distinguent plus au sud de la latitude 11°20'S.

Nous proposons donc de réviser la stratigraphie établie par A. Von Hillebrandt (1970) dans la région de Tanta ainsi:

A. von Hillebrandt (1970)	ce travail
fm. Chulec	fm. Chulec
fm. Pariahuanca	fm. Pariahuanca
fm. Farrat	
fm. Carhuaz	
fm. Santa	
fm. Chimú	mb. sup. fm. Goyllarisquisga

b) Age de la formation Goyllarisquisga

1°) le membre inférieur

R. Rauscher (comm. écrite) a étudié la microflore de six échantillons prelevés dans le membre inférieur de la formation Goyllarisquisga à La Oroya [7] (4 éch.) et à LLocllapampa [15] (2 éch.). Les nombreuses déterminations de spores et de pollens amènent R. Rauscher à conclure que: "bien que cette microflore soit assez banale et n'autorise pas à priori une datation précise des niveaux analysés, il faut toutefois y noter l'absence de formes classiques du Crétacé inférieur comme les Cicatricosisporites et surtout celle des Dicheiropollis etruscus, marqueurs du Néocomien au Barrémien dans cette région du globe... Bien qu'il soit délicat voire dangereux d'argumenter une datation sur

l'absence de formes caractéristiques... un âge Jurassique supérieur (Tithonique) ne peut donc être exclu".

D'autre part, nous admettons que ce membre inférieur est l'équivalent méridional de la formation Oyón définie par J.J. Wilson (1963) dans le centre-nord du Pérou, et à laquelle cet auteur attribue un âge Tithonique (?) à Berriasien.

Il est vraisemblable que ce membre inférieur corresponde aussi aux "Couches Chicama" du nord-Pérou (Tithonique sup.-Berriasien; Jaillard, 1989), à la formation Puente Inga sur la côte (Tithonique-Berriasien; Rivera, 1951), et à la partie supérieure de la formation Sarayaquillo dans le bassin amazonien (Callovien-Tithonique; Caldas *et al.*, 1984). Cependant, à l'exception de la côte, les limites supérieures des formations sont supposées être d'âge Berriasien, car recouvertes par des formations datées du Valanginien, ou supposées telles. Mais on ne peut pas écarter la possibilité d'une lacune, partielle ou totale, du Berriasien. D'ailleurs, l'existence d'une lacune dans la partie supérieure du Berriasien doit être envisagée, pour expliquer la surface d'érosion précèdant les dépôts gréseux du membre supérieur de la formation Goyllarisquisga.

Nous admettons donc pour le membre inférieur de la formation Goyllarisquisga un âge Jurassique supérieur (Tithonique supérieur?) à Berriasien (inférieur?) (fig. 22).

2°) le membre supérieur

La base du membre supérieur de la formation Goyllarisquisga correspond à l'arrivée de grès blancs moyens à conglomératiques que l'on rencontre dans toutes les régions du Pérou, sous la forme de dépôts marins ou fluviatiles (Altiplano du sud-Pérou: Doubinger et coll., 1976; centre-nord: Wilson, 1963; nord: Benavides, 1956, et Janjou, 1981; *selva* du nord-est: Soto, 1979 et Tarazona, 1985; côte: Fernadez, 1958, et Rivera *et al.*, 1975).

Bien que portant des noms de formation différents, l'apparition de ces grès semble à peu près synchrone à l'échelle du Pérou.

- Sur l'Altiplano du sud-Pérou, Doubinger et coll. (1976) ont décrit une microflore néocomienne dans la formation

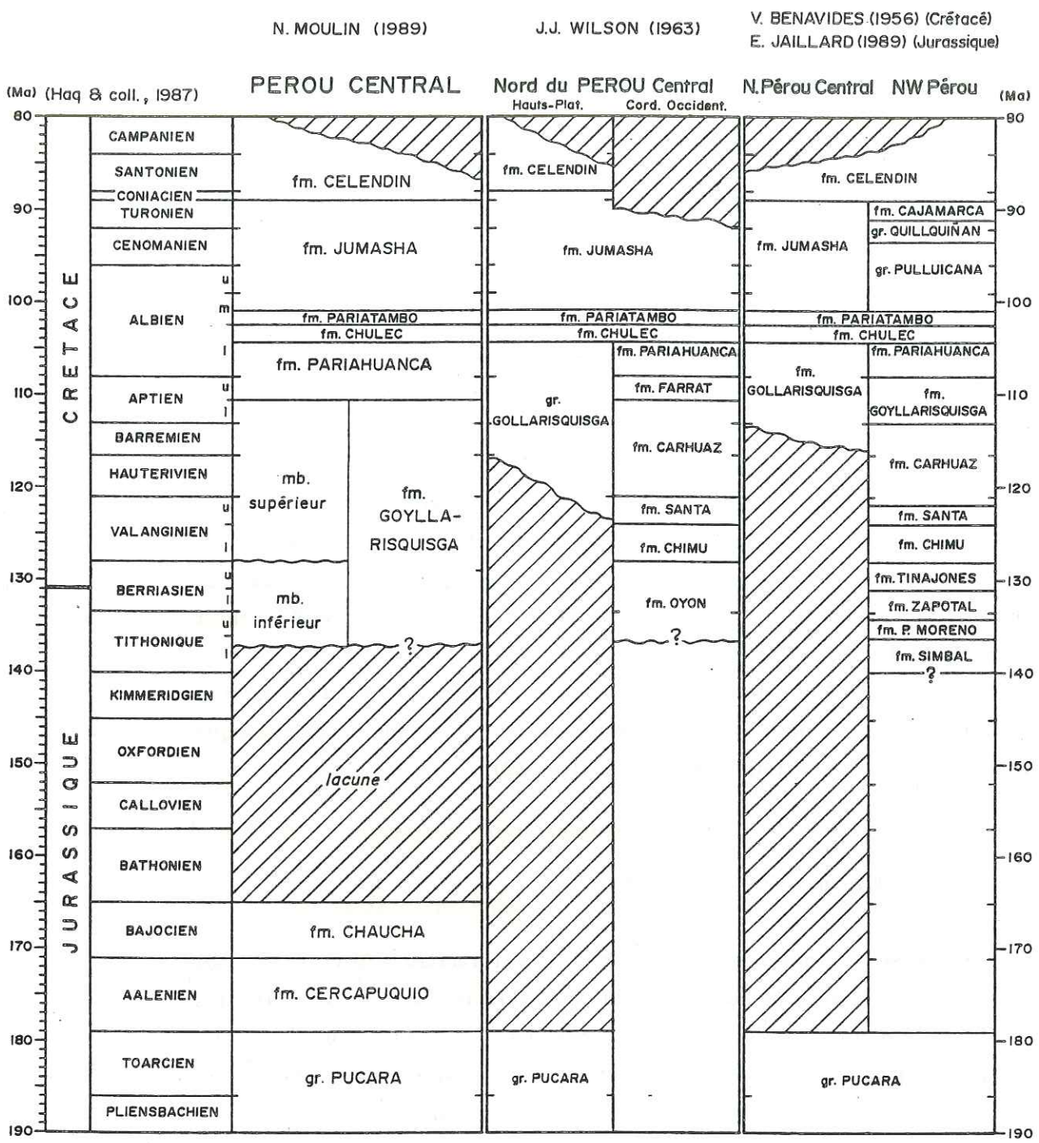


fig. 22.- Stratigraphie des Andes Centrales péruviennes (Dogger-Crétacé supérieur). Ce tableau ne rend pas compte des lacunes de sédimentation qui séparent la plupart des formations, et en particulier les membres inférieur et supérieur de la formation Goyllarisquisga, et le membre supérieur de la formation Goyllarisquisga de la formation Pariahuanca.

Huancané (bien que les assemblages décrits ne soient pas exclusivement néocomiens; Rauscher, comm. écrite).

- Dans la région de Huancayo (fig. 5), E. Villavicencio (1987) a trouvé une flore néocomienne dans la formation Goyllarisquisga (membre supérieur probable).

- A Lima, sur la côte, la formation Salto del Fraile est datée du Valanginien inférieur par Rivera *et al*, (1975). Pour J. Wiedmann (1980), le dépôt de cette formation pourrait débuter dès le Berriasien supérieur.

- Dans les régions andines du centre-nord et du nord du Pérou, Benavides (1956) attribue un âge Tithonique-Valanginien inférieur à la formation Chimú qui repose sur la formation Chicama (Portlandien), et est recouverte par la formation Santa (Valanginien sup.). Cependant, il semblerait que V. Benavides ait inclus la formation Tinajones (ou fm. Oyón, Tithonique-Berriasien) dans la formation Chimú (Jaillard, 1989), ce qui implique un âge Valanginien inférieur pour la formation Chimú.

Plus tard, J.J. Wilson (1963) et J.J. Wilson *et al*, (1964, *in*: Mégard, 1968), ont établi la correspondance entre la formation Goyllarisquisga des Hauts Plateaux des Andes Centrales et les formations du Crétacé inférieur du nord-ouest du Pérou. Ils ont déterminé un âge Valanginien inférieur à moyen pour la formation Chimú. J. Wiedmann (1980) admet que cette sédimentation Chimú puisse débuter dès le Berriasien supérieur.

- Enfin, dans la région amazonienne (NE du Pérou), la base de la formation Cushabatay est datée du Valanginien inférieur à moyen (Tarazona, 1985).

L'arrivée des grès massifs du membre supérieur de la formation Goyllarisquisga peut donc être estimée d'âge Valanginien inférieur (Berriasien term.?).

Quant à la limite supérieure de la formation Goyllarisquisga, on doit considérer son âge comme Aptien moyen, car la formation Pariahuanca sus-jacente est datée de l'Aptien supérieur à Albien inférieur (Rauscher, comm. écrite; voir §. C-I-*a*)

II. LE MEMBRE INFERIEUR DE LA FORMATION GOYLLARISQUISGA

a) description lithologique

La plupart des auteurs ayant travaillé sur le Crétacé inférieur des Andes Centrales ont noté la présence de ce membre inférieur de lithologie particulière (Jenks, 1951), et en ont même fait une unité à part entière: "*lower unit of Goyllarisquisga Group*" de J.J. Wilson (1963), ou encore "membre inférieur de la formation Goyllarisquisga" de F. Mégard (1968).

J.J. Wilson (1963) décrit l'"unité inférieure du groupe Goyllarisquisga" comme "*a sequence of pink or purple sandstones, conglomerates, and gray limestones*". Dans notre région d'étude, le membre inférieur de la formation Goyllarisquisga est détritique, et se différencie du membre supérieur par sa lithologie relativement fine: grès fins à très fins, silts et argiles. Les dépôts fluviatiles comme les dépôts marins ont à la base une couleur dominante rouges à rouilles, alors que vers le sommet les grès sont plutôt blancs et les intercalations argileuses verdâtres. Cependant, les dépôts marins se distinguent en général par une légère cimentation calcaire, une coloration jaune ou ocre et de nombreuses taches d'oxydation inframillimétriques.

Verticalement la série présente une évolution stratocroissante et est légèrement grano-croissante. Ainsi à Chaucha, la base de ce membre inférieur est exclusivement formée par des argiles et des silts de couleur brique, alors que le sommet est essentiellement constitué de grès fins blancs.

La pétrographie des grès de ce membre inférieur a été étudiée en détail par J.J. Wilson (1963). Nos observations s'incrivent tout à fait dans les résultats de ce dernier, lesquels peuvent se résumer ainsi:

grès: subarkose moyennement à bien classée
composition:

quartz + chert	>80%
feldspaths	<10% (composition moyenne An30)
lithoclastes	< 5% (surtout métaquartzite, rares volcanites)
matrice	> 5%

goyllarisquisga

Cependant, les échantillons de faciès marins que nous avons prélevés présentent en lame mince une cimentation calcaire, et contiennent parfois de rares grains arrondis de glauconite.

Bien que ce membre inférieur présente une granulométrie fine, nous avons trouvé à Pomacocha ([8], fig. 21), à la base de la série, 15 mètres de dépôts conglomératiques à matrice gréseuse rouge. Les galets de silex et parfois de calcaire de ce conglomérat, provenant probablement du groupe Pucará sous-jacent, atteignent 10 centimètres de long.

Au nord-est de La Oroya, J.J. Wilson (1963) a aussi rencontré 300 mètres de dépôts conglomératiques et arkosiques à la base de la formation Goyllarisquisga (nous n'avons pas retrouvé cet affleurement), dont il fait une unité indépendante et antérieure à la formation Goyllarisquisga, et qu'il nomme "*sub-Goyllarisquisga clastics*". De même, dans le nord du Pérou (environ 600 km au NNW de La Oroya), à l'est de Celendín, V. Benavides (1956) décrit 40 mètres de dépôts conglomératiques dont les galets de calcaires et de silex provenant des niveaux liasiques, atteignent 20 centimètres de diamètre.

A Pomacocha [8], la base de ce conglomérat est séparée de la surface d'érosion du sommet du groupe Pucará par 1,5 mètre de grès fins pélitiques rouilles. Des grès de même faciès apparaissent au sommet des conglomérats, puis au-dessus (pl. I). Ces dépôts conglomératiques sont donc intercalés dans la sédimentation fine du membre inférieur et ne sont pas antérieurs à la formation Goyllarisquisga comme le pensait J.J. Wilson (1963).

??

L'origine de ce conglomérat de base semble donc liée au lessivage de la surface érodée et karstifiée des calcaires doggers (groupe Pucará et/ou formation Chaucha), alors que les premiers dépôts de la formation Goyllarisquisga ne recouvraient pas encore la totalité de cette surface.

b) discontinuités de base et internes

1°) discontinuité de base

La discordance de base des dépôts détritiques Tithonique-Néocomien est, avec la discordance progressive du Crétacé termi-

nal, la discontinuité mésozoïque la plus importante. Dans notre zone d'étude, cette discordance parallèle et érosive affecte soit le groupe Pucará (Trias-Toarcien), soit la formation Chaucha (Bajocien). Cette discordance déjà citée par D.H. McLaughlin (1924), est aussi décrite comme parallèle et érosive dans la région de Huancayo, au sud-est de notre région (Mégard, 1968), ou plus au nord (Wilson, 1963; Benavides, 1956). Cependant, comme le note F. Mégard (1978) dans la région de Cerro de Pasco, cette discordance pourrait être localement angulaire.

Généralement, la plupart des auteurs qui traitent de cette discordance érosive, la corrèlent avec une "tectorogénèse" (Rüegg, 1954, 1961, 1962; *in*: Mégard, 1978), une "phase", ou une "épirogénèse" névadienne (Mégard, 1978). En réalité, l'existence de ces "mouvements névadiens" dans les Andes Centrales reste encore à démontrer.

Dans la région étudiée, cette surface d'érosion d'importance très variable affecte soit la formation Chaucha, soit le groupe Pucará. Ainsi à Chaucha ([23], fig. 21), les dépôts pélitiques rouges de la base du membre inférieur de la formation Goyllarisquisga reposent sans érosion apparente sur le dernier niveau dolomitique de la formation Chaucha à fentes de dessication et laminations algaires. Par contre, à LLocllapampa ([15], fig. 21), le sommet de la formation Chaucha est affecté par une surface d'érosion donnant des dépressions assez évasées d'environ 5 à 10 mètres de profondeur, auxquelle est associé un karst entaillant les 50 derniers centimètres de calcaire (photo 4-a). La faible profondeur du karst par rapport à l'importance de l'érosion (voir plus loin), laisse supposer que la karstification n'est pas le principal agent d'érosion des calcaires de la formation Chaucha.

L'importance de cette érosion reste difficile à quantifier, car elle est liée à l'estimation de l'épaisseur des séries avant leur érosion. On peut néanmoins arriver à une estimation locale en comparant l'épaisseur de la formation Chaucha entre deux sites peu éloignés et présentant des faciès similaires, en supposant que l'épaisseur initiale de la formation Chaucha entre ces deux sites était voisine. Ainsi, la formation Chaucha a une épaisseur maximum de 30 mètres à LLocllapampa [15] et de 4 mètres à Sacacharina [17], ce qui laisse supposer qu'à Sacacharina [17] au moins 25

goyllar inf.

mètres de calcaire de la formation Chaucha ont été érodés.

Selon F. Mégard (1978), au nord de Cerro de Pasco (environ 100 km au nord de La Oroya), les grès de la formation Goyllarisquisga remplissent un karst de plus de 300 mètres de profondeur dans les calcaires du groupe Pucará. Bien que nous n'ayons pas étudié cet affleurement, il nous semble que, comme nous l'observons vers LLocllapampa ([15][17], fig. 21), la dépression observée par F. Mégard corresponde plutôt à une paléovallée liée à la surface d'érosion pré-tithonique. Cette dépression karstifiée puis remplie par les dépôts détritiques de la formation Goyllarisquisga, ne correspondrait alors pas à une dépression purement karstique.

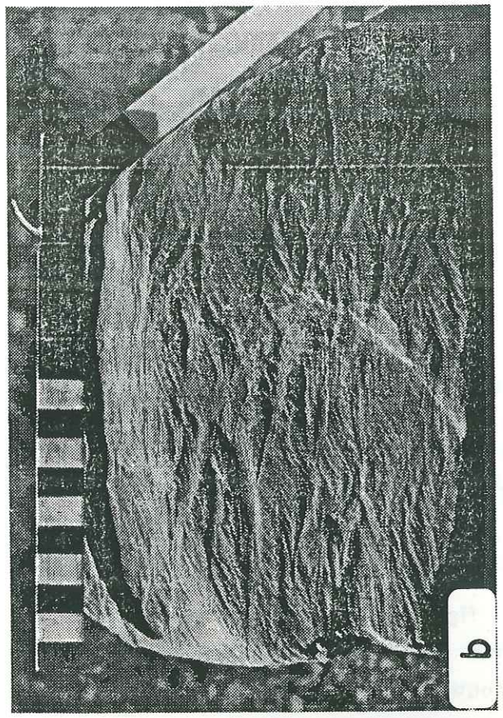
L'hypothèse de remplissage d'une paléovallée pourrait aussi être envisagée pour le site de Morococha ([6], fig. 21 et pl. I) où le membre inférieur de la formation Goyllarisquisga atteint environ 250 mètres d'épaisseur, soit au moins 100 mètres de plus que dans les sites voisins ([6][8][9], fig. 21), alors que le membre supérieur est réduit et comparable pour ces mêmes sites. Cependant, le membre inférieur étant couvert par la végétation (pl. I), il est aussi possible que l'épaisseur mesurée soit exagérée par la présence de nombreux sills volcaniques tels qu'on en rencontre dans les formations supérieures.

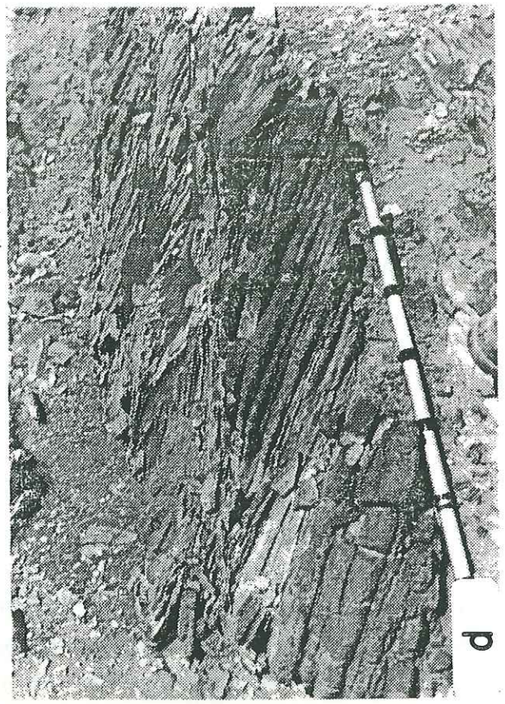
Par contre, à Chaucha où le sommet des calcaires de la formation Chaucha n'est pas érodé, la forte différence d'épaisseur (environ 200 m) mesurée entre les sites [22] et [23] semble plutôt liée à une subsidence différentielle, mais nous n'avons pas rencontré de critère de tectonique synsédimentaire.

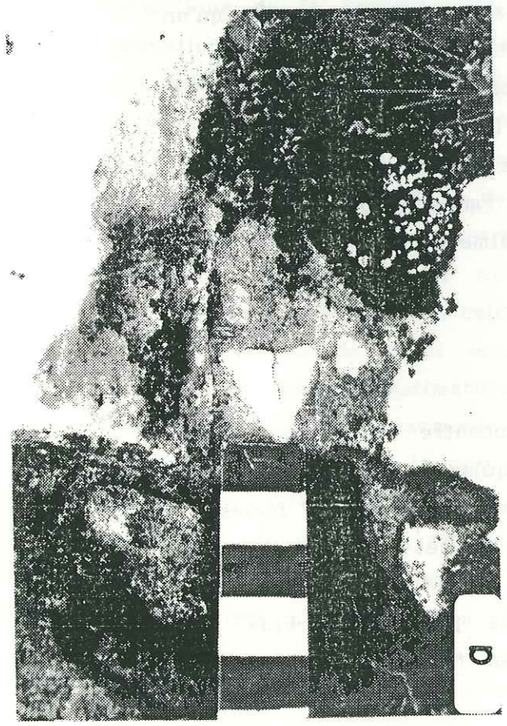
2°) discontinuités internes

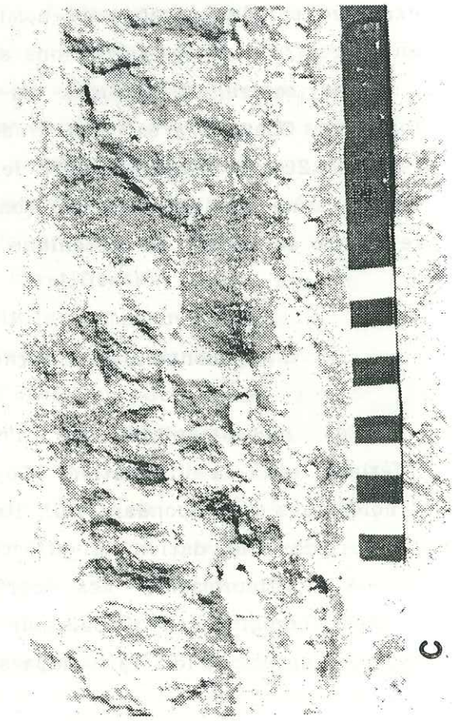
Les discontinuités que l'on rencontre dans le membre inférieur de la formation Goyllarisquisga sont des limites lithologiques correspondant aux limites de séquences de faciès, ou des surfaces d'oxydation qui affectent le sommet de bancs gréseux.

A l'affleurement, ces surfaces d'oxydation forment des croûtes ferrugineuses d'épaisseur parfois pluricentimétrique. Leur forte cimentation les fait apparaître en relief par rapport aux









grès friables sous-jacents. Ces surfaces d'oxydation peuvent présenter une cimentation calcaire, et affectent des dépôts aussi bien fluviatiles (pl. I, [17]: 25 m) que marins (fig. 28: 73 m).

L'existence de discontinuités importantes dans les dépôts de ce membre inférieur n'est pas systématique, et leur nombre reste toujours assez limité. Ainsi, nous avons rencontré une seule discontinuité importante à LLocllapampa [15] (fig. 28: 73 m), à Sacacharina [17] (pl. I: 25 m), et à Azulcocha [20] (pl. I: 74 m), alors qu'ailleurs, nous n'avons remarqué aucune majeure. A Azulcocha [20], nous avons noté quatre autres discontinuités dans le sommet de la série (pl. I: 122 m, 136 m, 139 m et 142 m).

Contrairement au membre supérieur de la formation Goyllarisquisga, les discontinuités que nous observons dans ce membre inférieur ne semblent pas avoir une grande extension latérale, et ne permettent pas d'établir des corrélations régionales. On peut aussi envisager que certaines discontinuités régionales aient été érodées avant d'être recouvertes.

c) Les faciès

1°) faciès pélitique (*Fm*)

Les pélites (faciès *Fm*) représentent une proportion importante des dépôts du membre inférieur de la formation Goyllarisquisga (pl-I). Dans toutes les coupes relevées, ces pélites sont rouilles et plutôt silteuses à la base de la série, verdâtres et argileuses vers le sommet.

⟵ photos 4.

a) - Détail du remplissage du paléokarst associé à l'importante discordance érosive du sommet des calcaires de la formation Chaucha. Le plan de la photo est parallèle à la stratification. LLocllapampa [15], fig. 19: 30 m.

b) - Membre inférieur de la formation Goyllarisquisga. Faciès *Sr–v* à rides de vagues. San Cristóbal [9]: 17 m (fig. 28).

c) - Membre inférieur de la formation Goyllarisquisga Faciès *Sh* à laminations horizontales de haut régime et galets mous argileux intercalés. LLocllapampa [15]: 69 m (fig. 28).

d) - Membre inférieur de la formation Goyllarisquisga. Faciès *Ss* à stratifications sigmoïdes. La Oroya [7]: 48 m (pl. I et fig. 29).

2°) faciès à laminations horizontales de bas régime (*Fh*)

Le faciès *Fh* à laminations horizontales de bas régime est peu commun et généralement associé à des grès très fins argileux de couleur jaune clair, à ciment calcaire et très nombreuses taches d'oxydation inframillimétriques. On rencontre le plus souvent ce faciès avec les dépôts fins à laminations ondulées (faciès *Fr*) (fig. 26: 149 m), mais aussi parfois dans des grès très fins, au-dessus du faciès *Sr* à rides de courant (Chaucha [23], 172 m; fig. 26). Etant donné la très faible résistance à l'érosion des grès de faciès *Fh*, les très probables intercalations de faciès *Fh* dans les pélites (*Fm*) n'ont pas pu être distinguées, et sont donc confondues avec le faciès *Fm*.

3°) faciès à laminations ondulées (*Fr*)

Comme pour le faciès *Fh*, les grès de ce faciès *Fr* sont très fins, à ciment calcaire et à petites taches d'oxydation. Les laminations ondulées du faciès *Fr* sont des laminations parallèles de bas régime qui présentent une légère ondulation régulière. Parfois, quelques laminations d'argile verte s'intercalent entre les laminations de grès très fin. Enfin, quelques rides de courant de forme aplatie apparaissent parfois dans ce faciès.

Ce faciès peu fréquent est en général recouvert par le faciès *Sr* à rides de courant (fig. 26: 150 m).

4°) faciès à rides de courant (*Sr*)

D'une manière générale, nous regroupons sous le terme de faciès *Sr* tous les grès à rides de courant indifférenciées, ou ne présentant pas de rides de vagues ou d'*herringbones*. En effet, nous distinguerons séparément les grès à rides de vagues (faciès *Sr–v*) et à *herringbones* (faciès *Sr–h*).

Le faciès *Sr* à rides de courant correspond au faciès *Sr* tel que nous l'avons distingué dans la formation Cercapuquio (§. I–*e–4*), et qui comprend des grès très fins à fins à rides de courant de taille variable résultant d'un courant généralement assez tractif.

5°) faciès à rides de vagues (*Sr–v*)

Le faciès *Sr–v* à rides de vagues se rencontre dans des grès fins à très fins à ciment calcaire (photo 4–b). Ces rides de vagues de 1 à 4 centimètres d'amplitude sont de formes variables, parfois plus ou moins ascendantes, et présentent généralement de nombreuses troncatures et un *overlap* des lamines sur la ride aval. A l'affleurement (fig. 25; 45 m), ces rides de vagues peuvent montrer des directions de progradation opposées.

Les structures des rides de vagues du faciès *Sr–v* sont comparables à celles décrites entr'autres par R.S Newton (1968) ou J.F.M. de Raaf *et al.* (1977).

6°) faciès à *herringbones* (*Sr–h*)

Le faciès *Sr–h* à *herringbones* (photo 5–b; p. 86) est associé à des grès très fins ou fins à ciment calcaire et petites taches d'oxydation. Ce faciès montre la superposition de rides de 1 à 3 centimètres d'amplitude montrant des directions de progradation opposées. Les rides de ce faciès *Sr–h* présentent le plus souvent une structure de rides de vagues (voir plus haut) avec de nombreuses troncatures internes.

Ce faciès *Sr–h* à herringbone rappelle tout à fait le faciès à "*wave-knitted and herringbone structure*" décrit par J.F.M. de Raaf *et al.* (1977) et semble donc lié à l'action des vagues.

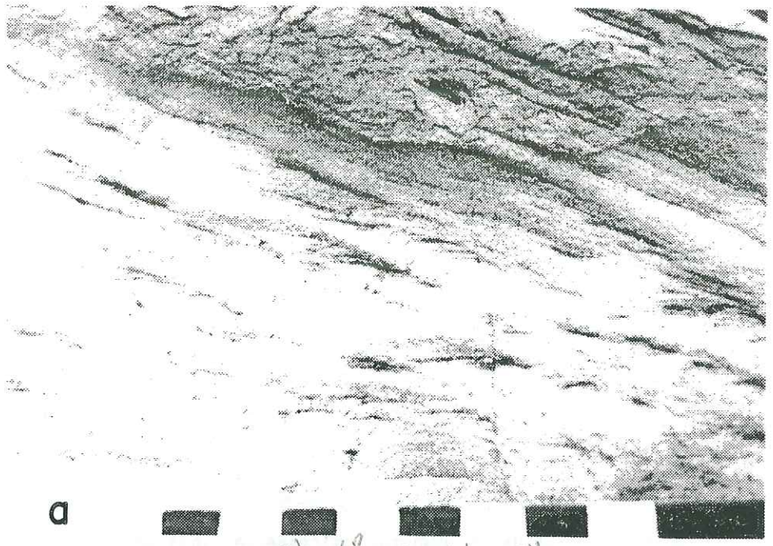
7°) faciès à laminations horizontales de haut régime (*Sh*)

Le faciès *Sh* à laminations horizontales de haut régime est présent dans des grès très fins ou fins à ciment soit siliceux (fig. 27: 28 m; fig. 26: 185 m) soit calcaire et à petites taches d'oxydation (fig. 26: 165 m; fig. 25: 30 m).

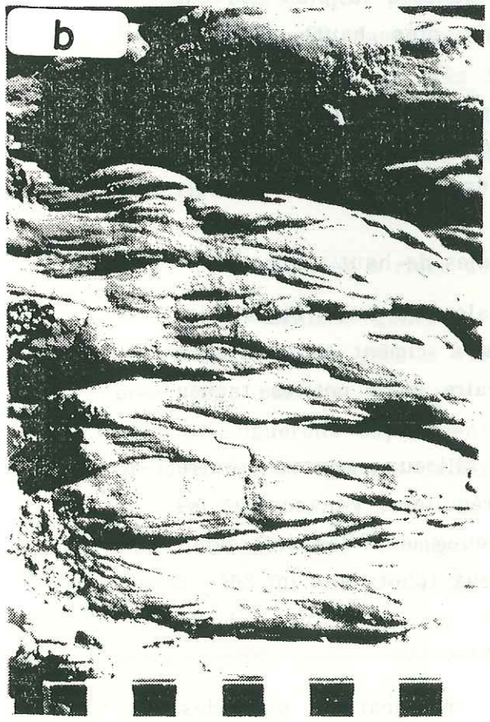
Le faciès *Sh* des grès à ciment siliceux montre ~~montre~~ laminations horizontales de haut régime régulière. Par contre, les grès calcaires de faciès *Sh* présente fréquemment des intercalations de lamines à petits galets mous argileux (photo 4–c; p. 86).

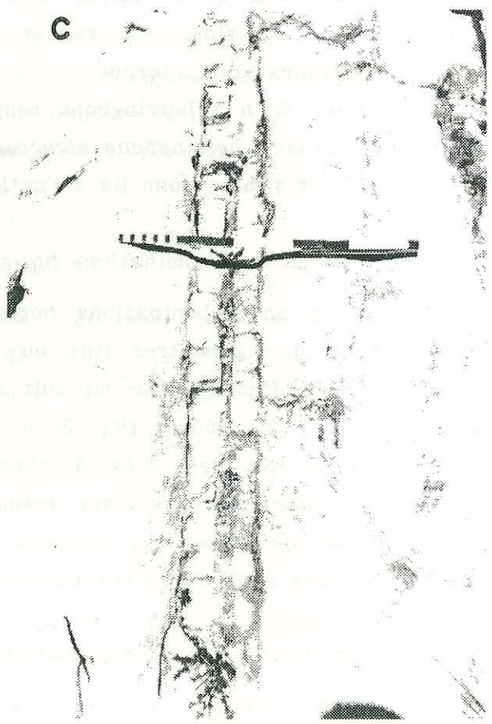
8°) faciès à stratifications sigmoïdes (*Ss*)

Les grès présentant ce faciès *Ss* à stratifications sigmoïdes sont généralement fins, à ciment calcaire et à petites taches



Stratified sigmoïde





"herringbone" ??
HVS?

Goyllarisquisga fm.

d'oxydation.

Les stratifications sigmoïdes ont une épaisseur le plus souvent comprise entre 15 et 50 centimètres, mais atteignent exceptionnellement 1 mètre à LLocllapampa ([15]; pl. I: 117 m). Leur structure interne (photo 4-d; p. 82) montre une succession de faisceaux obliques de grès fin clairs, d'épaisseur variant de quelques millimètres à quelques centimètres. Ces faisceaux gréseux sont séparés par de très fines lamines silto-argileuses à débris végétaux de teinte noirâtre (photo 5-a).

Quand les conditions d'affleurement le permettent, on constate que l'épaisseur des faisceaux d'une stratification sigmoïde est croissante puis décroissante. La base des faisceaux gréseux est parfois tangentielle (photo 5-a), parfois plutôt angulaire (photo 4-d; p. 82), alors que leur sommet fait un angle de *toplap* de 25° à 30°. Quelquefois, des rides de courant migrent sur la partie inférieure d'un faisceau (photo 5-a) en sens opposé à la progradation de la dune sigmoïde.

Lorsqu'on peut observer le passage horizontal entre deux stratifications sigmoïdes successives, on remarque que les premiers faisceaux de la dernière stratification sigmoïde se déposent en faisant un angle de *downlap* soit sur le dernier faisceau de la première stratification sigmoïde (fig. 29: 49m, colonne "20"), soit sur une surface de réactivation. Enfin, en aval de certaines petites dunes sigmoïdes peuvent se développer des rides ascendantes qui comblent progressivement l'espace disponible et bloquent ainsi la progradation de la dune (fig. 29: 49,5 m, colonne "10").

⟵ photos 5.

a) - Membre inférieur de la formation Goyllarisquisga. Détail de la base d'une stratification sigmoïde (faciès *Ss*) montrant les faisceaux gréseux (jusant?) séparés par des lamines noires à débris végétaux, et quelques rides de courant progradant en sens opposé, liées au courant subordonné (flux?) ou de *back flow*. Chacapalpa [12]: 95 m (pl. I).

b) - Membre inférieur de la formation Goyllarisquisga. Faciès à *herringbones* (faciès *Sr-h*) à rides de vagues. La Oroya [7]: 50 m (pl. I et fig. 29).

c) - Membre inférieur de la formation Goyllarisquisga. Surface d'un banc de grès fin traversé par un filon clastique vertical. LLocllapampa [15]: 46 m (pl.I).

Par ailleurs, nous assimilons au faciès *Ss* des niveaux de grès fins comportant une alternance de faisceaux gréseux et de lamines argileuses que nous avons rencontrés à LLocllapampa (fig. 28: 68 m) associés à des stratifications sigmoïdes et qui présentent en coupe transversale une structure apparente en auge plate (fig. 23) de 10 à 20 centimètres de hauteur. Dans le détail, les faisceaux d'une auge présentent la particularité de s'interdigiter avec les faisceaux des auges voisines (fig. 23). Cette caractéristique souligne bien que la progradation d'une auge est pluriévènementielle, et non pas continue comme dans le cas des laminations en auge recontrées dans le faciès *Sx*.

Enfin, l'importance du faciès *Ss* à stratifications sigmoïdes est très variable selon les endroits: absent à Chaucha [23] et Azulcocha [20], présent à La Oroya [7] (fig. 29) et Chacapalpa [12][13], et fortement représenté à LLocllapampa ([15]; fig. 28).

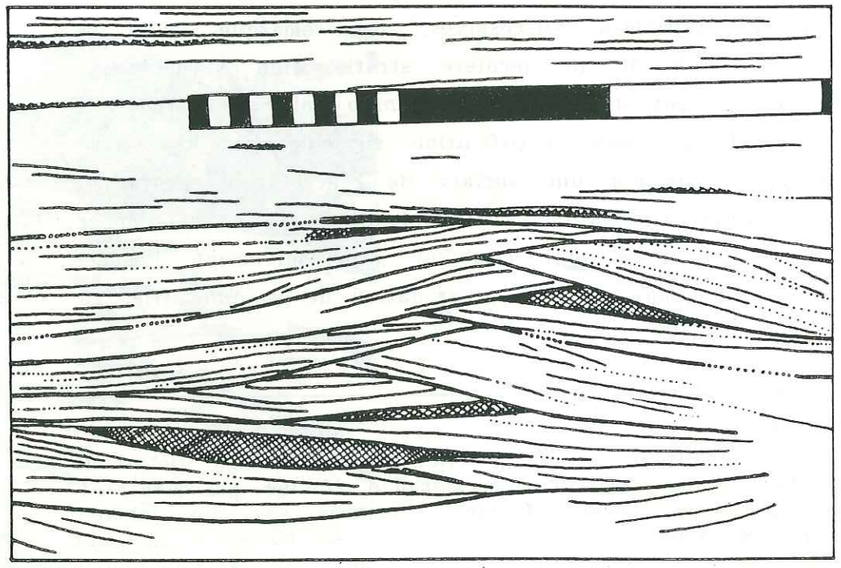


fig. 23.- Membre inférieur de la formation Goyllarisquisga. Coupe transversale (d'après photo) dans des auges plates constituées de faisceaux gréseux séparés par des lamines argileuses, dans le faciès *Ss* à stratifications sigmoïdes. Les faisceaux gréseux des auges voisines s'interdigitent. LLocllapampa [15]: 68 m (fig. 28).

goyllar inf.

9°) faciès de chenal de marée (*Cm*)

Le faciès de chenal de marée est un faciès dont l'observation est délicate car les sédiments fins de remplissage du chenal sont en général identiques aux sédiments dans lesquels le chenal est creusé. Le caractère tidal de ces chenaux est déterminé d'après les faciès des dépôts érodés et des dépôts de remplissage. Dans certains cas, ces chenaux sont remplis par des grès fins sans structure à galets mous argileux à la base, à l'interprétation délicate (Azulcocha [20]; 121 m).

Nous avons observé en détail à La Oroya [7] un chenal de marée d'environ 15 mètres de large et 2 mètres de profondeur (fig. 29). Les seules structures liées à son fonctionnement sont de grandes stratifications obliques parallèles à la bordure ouest du chenal, faisant un angle de *downlap* d'environ 20°. Quelques strates obliques contiennent de petites laminations obliques planes progradant sur le dos et vers la base d'une stratification oblique antérieure.

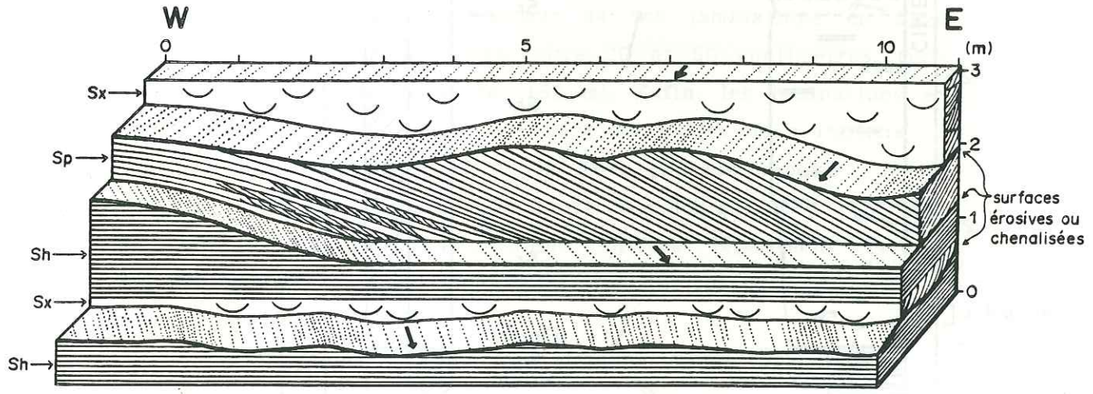


fig. 24.- Membre inférieur de la formation Goyllarisquisga. Bloc-diagramme d'affleurement montrant la géométrie des laminations obliques planes (faciès *Sp*) et leurs relations avec les faciès environnants. Les lignes pointillées et les flèches indiquent les directions et sens de courant (érosion + dépôt). Chaucha [23]: environ 100 mètres à l'est du 185 m de la fig. 26.

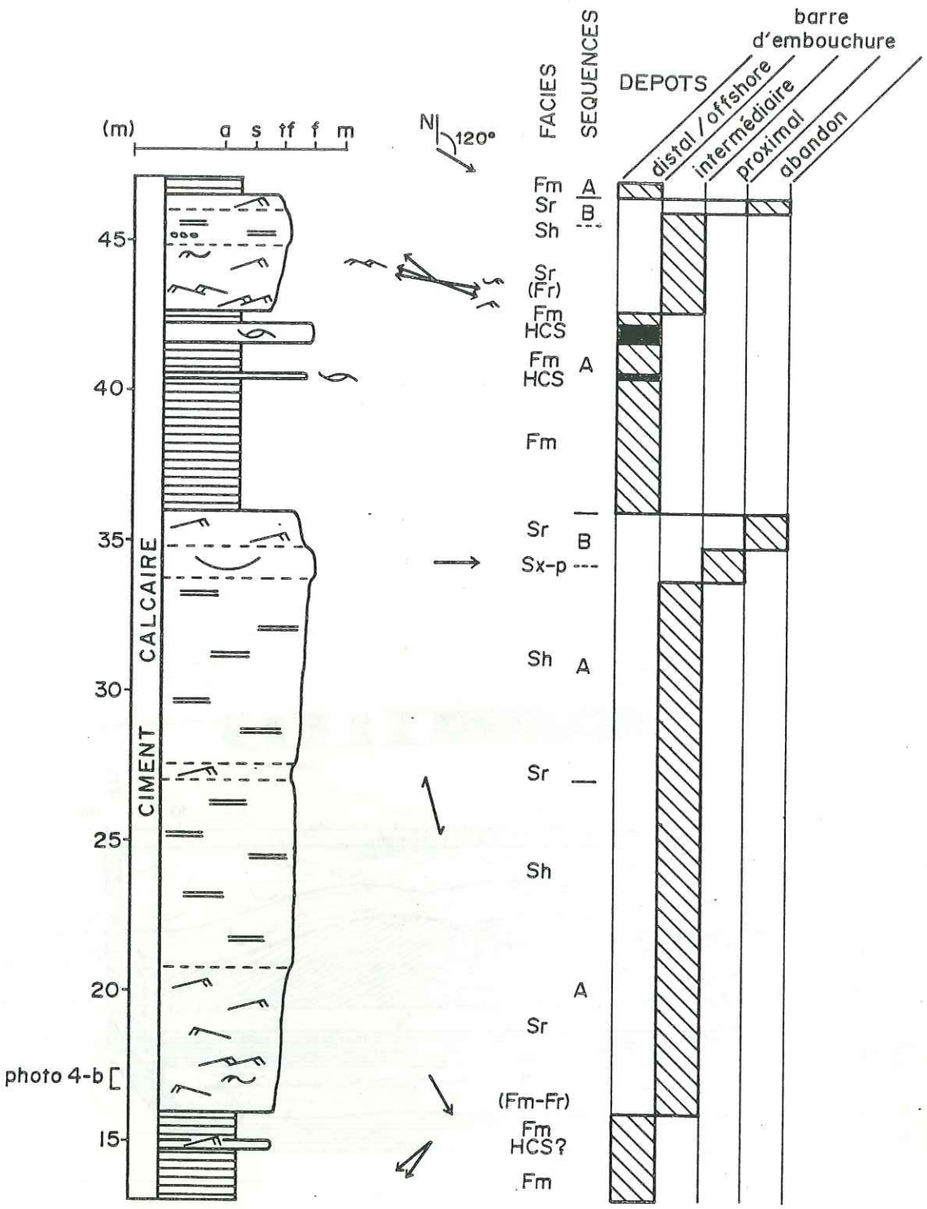


fig. 25.- Membre inférieur de la formation Goyllarisquisga. Faciès et séquences de faciès A grano-croissantes de dépôt de barre d'embouchure. 40 et 42 mètre: intercalations de dépôts de tempêtes de faciès *HCS* dans des dépôts argilo-pélitiques (faciès *Fm*) de partie distale de barre d'embouchure. San Cristóbal [9], 14-47 m.

10°) faciès à laminations en auge (*Sx*)

Le faciès *Sx* à laminations en auge du membre inférieur de la formation Goyllarisquisga est comparable au faciès *Sx* décrit avec la formation Cercapuquio (§. A-I-*e-2*), dont il se distingue par l'absence d'*overturn*. Les grès présentant ce faciès *Sx* sont fins à ciment siliceux et parfois à petits galets mous argileux (fig. 27: 31 m). Les laminations en auge à base tangentielle ont généralement de 10 à 50 centimètres de hauteur et forment un angle de *toplap* d'environ 25 à 30°.

En général, les bancs gréseux de faciès *Sx* remplissent une surface chenalisée ou érosive, laquelle souligne une brusque variation lithologique avec un accroissement de la granulométrie (fig. 27: 23,5 m) et parfois même la disparition de la cimentation calcaire (fig. 26: 175 m).

11°) faciès à laminations en auge plate (*Sx-p*)

Ce faciès à laminations en auge plate (noté *Sx-p*) a été entrevu avec le faciès *Sx* de la formation Cercapuquio. Les niveaux associés à ce faciès *Sx-p* sont des grès fins à ciment calcaire et petites taches d'oxydation montrant des laminations en forme d'auge très évasée faisant le plus souvent un angle d'environ 5 à 10° avec l'horizontale. La hauteur de ces laminations en auge plate est comprise généralement entre 20 et 50 centimètres, mais peut dépasser 1 mètre (fig. 26: 152 m). Enfin, les laminations en auge plate ne contiennent que rarement des galets mous argileux.

Les niveaux gréseux de faciès *Sx-p* peuvent reposer sur les niveaux inférieurs soit en continuité lithologique (fig. 26: 151 m), soit par l'intermédiaire d'une surface légèrement érosive (fig. 26: 173 m), rarement chenalisées (fig. 26: 161 m).

12°) faciès à laminations obliques planes (*Sp*)

Les grès présentant le faciès *Sp* sont fins et à ciment siliceux. Les laminations obliques planes qui composent ce faciès ont entre 0,5 et 2 mètres de hauteur et montrent une progradation sur une dizaine de mètres ou plus (fig. 24). Les grès de faciès *Sp* peuvent reposer en continuité sur des grès à laminations en auge (*Sx*) ou remplir une surface d'érosion comme sur la figure 24.

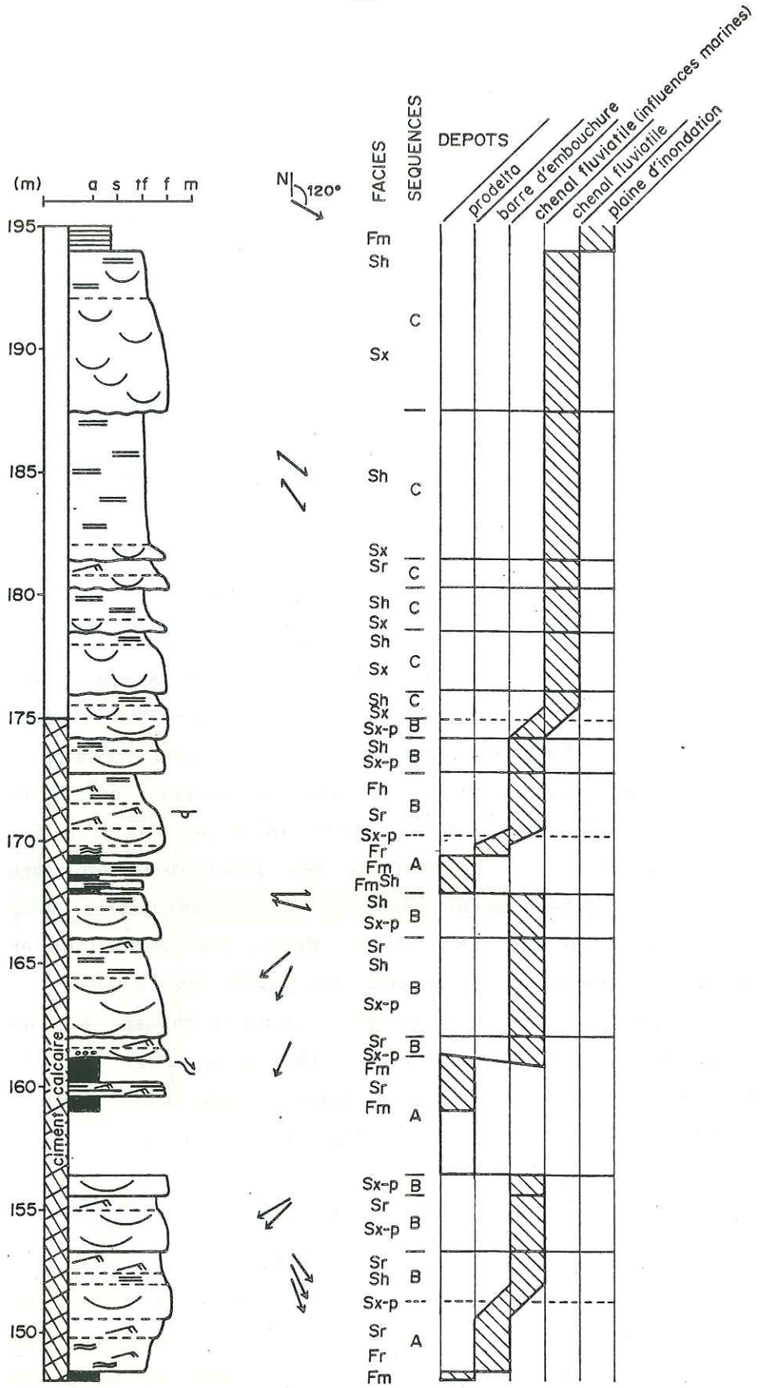


fig. 26.- Membre inférieur de la formation Goyllarisquisga. Faciès et séquences de faciès A, B et C dans des dépôts marins de barre d'embouchure et fluviatiles en tresse. Chaucha [23]: 149-195 m.

Le faciès *Sp* est peu fréquent et n'apparaît qu'au sommet du membre inférieur de la formation Goyllarisquisga.

13°) faciès de tempête (*HCS*)

Les seuls faciès de tempête que nous ayons observés sont intercalés dans des dépôts fins pélitiques marrons (faciès *Fm*) de la base de la série à San Cristóbal [9] (fig. 25; 40 m et 42 m). Ces niveaux de grès fins de faciès *HCS* se caractérisent par une structure interne à *Hummocky Cross Stratifications* typiques des dépôts de tempête (Harms, 1975).

d) Séquences de faciès

1°) séquences de faciès A

Un premier type de séquence de faciès (noté A) correspond à la superposition granocroissante de pélites et de faciès gréseux à ciment calcaire. Ces séquences A de 2 et 15 mètres d'épaisseur montrent la superposition des faciès *Fm*, *Fh*, *Fr*, *Sr*, *Sh* et *Sx-p* (fig. 25: 13-34 m, 36-46 m; fig. 26: 148-152 m).

A San Cristóbal, le faciès pélitique *Fm* à ciment calcaire de base de séquence A contient les rares faciès *HCS* que nous avons observés (fig. 25: 40-42 m).

Le faciès gréso-pélitique *Fh* à laminations horizontales de bas régime est en général confondu avec le faciès *Fm* sous-jacent dont il est lithologiquement peu différent. Ce faciès *Fh* marque la transition entre le faciès pélitique *Fm* et le faciès gréseux très fin *Fr* à laminations ondulées et quelques rides plates. Les faciès très fins plus ou moins pélitiques *FH* et *Fr* sont le plus souvent peu représentés, la transition entre les pélites (*Fm*) et les faciès gréseux étant progressive mais rapide.

Les niveaux gréseux à rides de courant (faciès *Sr*) présente parfois des rides de vagues pouvant être plus ou moins ascendantes (faciès *Sr-v*; photo 4-b; fig. 25: 44 m). Le faciès gréseux à laminations horizontales de haut régime (*Sh*) est d'importance très variable dans les séquences A (6 m à San Cristóbal, fig. 25: 21-27 m; absent à Chaucha, fig. 26: 151 m). Enfin, le dernier faciès à grès fin-moyen *Sx-p* couronnant la séquence de faciès A constitue le faciès de base des séquences de type B sus-jacentes.

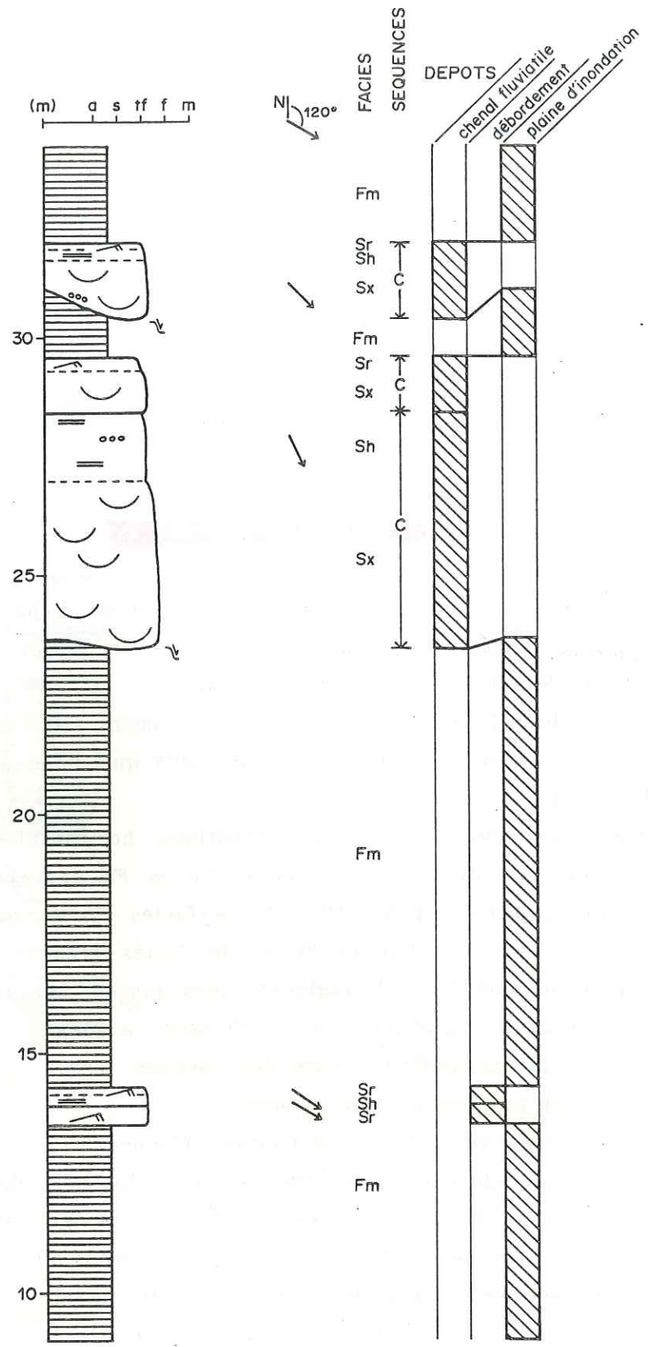


fig. 27.- Base du membre inférieur de la formation Goyllarisquisga. Faciès et séquences de faciès C dans les dépôts fluviatiles en tresse. Chaucha [23]: 9-34 m.

2°) séquences de faciès B

Les séquences de faciès de type B montrent la superposition des faciès à laminations en auge plate (*Sx-p*), à laminations horizontales de haut régime (*Sh*), à rides de courant (*Sr*) et dans une moindre mesure à laminations horizontales de bas régime (*Fh*). Les séquences de faciès B sont granodécroissantes et d'épaisseur comprise entre 1 et 5 mètres présente une légère cimentation calcaire (fig. 25: 34-36 m; fig. 26: 170-173 m).

Le faciès de base *Sx-p* à laminations en auge plate des séquences de faciès B correspond souvent à la transition progressive entre deux séquences de faciès A et B superposées (fig. 25: 34-35 m; fig. 26: 151-152 m). Lorsque ce faciès *Sx-p* est absent, cette transition peut s'articuler au niveau du faciès à laminations horizontales de haut régime *Sh* (fig. 25: 45-46 m).

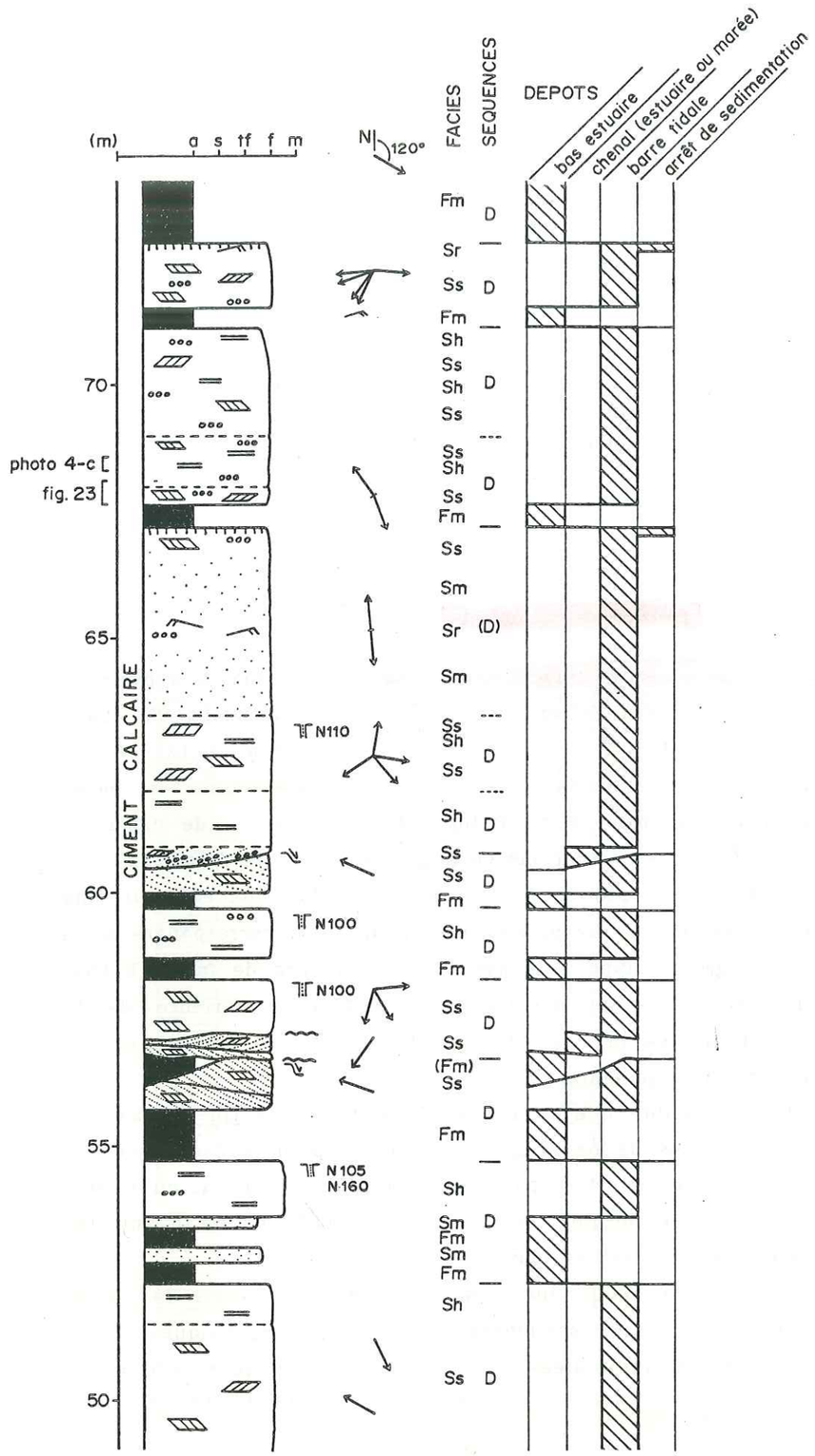
3°) séquences de faciès C

Les séquences de faciès de type C représentent la superposition des faciès *Sx*, *Sh* et *Sr*, et peut-être du faciès *Fh*. Leur épaisseur varie de 1 à 6 mètres (fig. 26: 180-181 m et 181-187 m; fig. 27: 23-28 m). Les séquences C sont granodécroissantes comme les séquences B, mais s'en distinguent par l'absence de cimentation calcaire et de laminations en auge plate dans le faciès *Sx*.

La base des séquences C repose le plus souvent sur une surface d'érosion ou chenalisée, mais peut aussi correspondre à un passage progressif avec le sommet d'une séquence de faciès B (fig. 26: 175 m). Dans ce dernier cas, la limite inférieure de la séquence C marque la disparition de la cimentation calcaire et des laminations en auge plates.

Il est possible que le faciès *Fh* à grès très fin et laminations horizontales de bas régime termine la plupart des séquences de faciès C recouvertes par les pélites (*Fm*), mais qu'il soit confondu avec ce dernier, ces deux faciès (*Fh* et *Fm*) ayant des lithologies peu différentes (fig. 27: 32 m).

Par ailleurs, nous incluons par commodité dans le faciès pélitique *Fm* les rares séquences le faciès gréso-pélitiques (*Sh* + *Sr* (+ *Fh*) + *Fm*) intercalées dans les dépôts pélitiques (*Fm*) de la



base de la série (fig. 27: 13-14 m) (ces séquences de faciès avaient été distinguées avec la formation Cercapuquio; §. A-I-*f-3*).

Enfin, ces séquences de faciès C sont peu fréquentes, voire absentes du membre inférieur de la formation Goyllarisquisga (La Oroya [7]), sauf à Chaucha [23], à la base (fig. 27) et au sommet de la série (fig. 26).

4°) séquence de faciès D

Les séquences de faciès D correspondent à l'alternance de barres gréseuses de 1 à 3 mètres d'épaisseur de faciès *Ss*, *Sh* et *Sr* (*Sr-v* et *Sr-h*), avec des niveaux de pélites argileuses d'épaisseur inférieure à 2 mètres (faciès *Fm* de couleur verte, violette, marron...). Lorsque le terme argileux est absent, les niveaux gréseux se superposent pour former des barres d'épaisseur de 5 à 10 mètres d'épaisseur. Les grès fins à ciment calcaire contiennent très souvent de petits galets mous d'argile verte qui forment des lamines (photo 1-c; fig. 28: 68 m).

Les barres gréseuses présentent une tendance à la superposition des faciès *Ss* à stratifications sigmoïdes, *Sh* à laminations horizontales de haut régime, et dans une moindre mesure *Sr* dans lequel on reconnait parfois des rides de vagues (*Sr-v*) ou des *herringbones* (*Sr-h*) (fig. 28: 49-52,5 m; 72-73 m). Cependant, les faciès de ces barres gréseuses ne se superposent pas toujours selon cette succession régulière mais montrent plutôt un mélange des faciès, surtout pour les faciès à stratifications sigmoïdes (*Ss*) et à laminations horizontales de haut régime (*Sh*) (fig. 28: 67-71 m). Par ailleurs, certaines barres gréseuses peuvent présenter une base chenalisée ou érosive (fig. 28: 57 m et 60,5 m).

Le passage vertical des barres gréseuses aux niveaux

←

fig. 28.- Membre inférieur de la formation Goyllarisquisga. Faciès et séquences de faciès de type D dans des dépôts de barres tidales. Faciès: *Ss* à stratifications sigmoïdes, *Sh* à laminations horizontales de haut régime, *Sr-v* à rides de vagues et *Sr-h* à *herringbones*. Dans une chaque barre tidale, les structures soulignent généralement l'existence de deux courants de sens opposés liés aux marées. LLocllapampa [15]: 49-74 m. Direction des filons clastiques (p.ex. N.110).

argileux, ou l'inverse, ne paraît pas progressif, de telle sorte qu'il est difficile de déterminer quel est le niveau qui constitue la base la séquence. Néanmoins, les surfaces d'oxydation que nous avons observées (fig. 28: 67 m et 72 m) se situent au sommet des barres gréseuses, ce qui tendrait à montrer qu'une séquence de faciès D est formée par la superposition d'un niveau argileux et d'un niveau gréseux.

Nous avons rencontré les séquences de faciès D en grande proportion seulement à LLocllapampa [15]. Sur les autres sites, ces séquences D sont peu représentées ([7][8]), ou le plus souvent absentes ([9][20][22][23]).

e) milieux de dépôt

1°) dépôts de barres d'embouchure

Les séquences de faciès A sont granocroissantes et se caractérisent par une cimentation calcaire qui suggère une sédimentation marine. Bien que ces dépôts ne présentent que de très rares évidences d'activité biologique marine (p.ex. Chaucha [23], fig. 26: 171 m), le caractère marin de la sédimentation est confirmé par l'étude micropaléontologique réalisée par R. Rauscher (1988; comm. écrite) qui met en évidence une microflore caractéristique des milieux marins, littoraux ou estuariens. De plus nous avons rencontré à San Cristóbal des dépôts de tempêtes (faciès *HCS*) intercalés dans les pélites (*Fm*) de la base d'une séquence A. Ceci atteste d'une sédimentation marine localement assez profonde (*offshore-transition* ou d'*offshore*, fig. 43; Harms, 1975; Johnson *et al.*, 1986).

Le passage vertical progressif des séquences de faciès A aux séquences de faciès B et C (fig. 26) et le caractère fluviatile des dépôts des séquences B et C (voir §. *2* et §. *3*) nous amènent à penser que ces séquences A correspondent à des dépôts de barres d'embouchure. Cette hypothèse semble par ailleurs confirmée par la similitude des séquences A avec les séquences de faciès de dépôts de barres d'embouchure décrites par T. Elliott (1974, 1976).

Les séquences A sont donc interprétées comme des séquences de progradation de barres d'embouchure, lesquelles sont assez semblables aux dépôts de barres d'embouchure décrits pour la formation Cercapuquio.

Une séquence A complète peut alors être interprétée en termes de milieux de dépôts de barres d'embouchure (Wright & Coleman, 1974; Elliott, 1976; Wright, 1977; Miall, 1979), avec de la base vers le haut:

- des argiles silteuses de faciès *Fm* à rares intercalations gréseuses de dépôts de tempête (faciès *HCS*), de prodelta;
- des grès très fins silteux de faciès *Fh* et *Fr*, de barre distale;
- des grès très fins à fins de faciès *Sr* et *Sh*, de front de barre;
- des grès fins à moyens de faciès *Sh* et *Sx-p*, de crête de barre.

2°) dépôts de chenaux fluviatiles à influences marines

Les séquences de faciès B granodécroissantes présentent des faciès typiques de remplissage de chenaux fluviatiles. Cependant la présence d'une cimentation calcaire marine et leur superposition en continuité sur les séquences A de barres d'embouchure, semblent indiquer que ces séquences B correspondent à une sédimentation fluviatile sous influences marines. Ces séquences représenteraient alors la sédimentation intermédiaire entre les dépôts de barre d'embouchure et les dépôts fluviatiles proprement dits.

3°) dépôts fluviatiles

i) dépôts de chenaux fluviatiles

Les séquences de faciès C granodécroissantes, sans ciment calcaire, à base chenalisée ou érosive et à faciès *Sx*, *Sh* et *Sr* (+ *Fh*) rappellent tout à fait les séquences de faciès décrites dans les dépôts de rivières en tresse actuelles ou anciennes (Smith, 1970; Rust, 1972; Smith, 1974; Miall, 1977, 1978; Walker & Cant, 1979; Cant, 1982...).

Nous interprétons donc les séquences C comme des dépôts de chenaux fluviatiles en tresse caractérés par, de la base vers le

haut: une base chenalisée ou érosive, des grès moyen-fins à laminations en auge (*Sx*), des grès fins à laminations horizontales de haut régime (*Sh*) et des grès fins à très fins à rides de courant (*Sr*); le faciès silto-gréseux à laminations horizontales de bas régime (*Fh*) qui termine parfois ces séquences B est généralement confondu avec les pélites sus-jacentes. Enfin, ces séquences C de chenaux fluviatiles reposent soit sur des séquences B de chenal à influences marines, soit sur des pélites sans ciment calcaire de plaine d'inondation à rares dépôts de débordement.

Par ailleurs, l'apparition de rares grès moyen-fins à laminations obliques planes (faciès *Sp*) dans le sommet de la série à Chaucha [23], souligne probablement un léger changement de la dynamique du système fluviatile, avec une augmentation de la dimension et du débit des chenaux. En effet, dans les systèmes fluviatiles en tresse actuels, ce type de laminations obliques planes correspond à des barres sableuses lingoïdes ou transversales qui se développent dans des chenaux en tresse relativement profonds (plusieurs mètres) et larges, pendant les périodes de fort débit (Miall, 1977; Cant *et al.*, 1978; Bloodget *et al.*, 1980; Cant, 1982). Cependant, ce type de structure n'apparaissant qu'à Chaucha, d'autres observations complémentaires seraient nécessaires pour conclure à un changement de dynamique fluviatile.

Les dépôts de chenaux fluviatiles du membre inférieur de la formation Goyllarisquisga sont par ailleurs très semblables aux dépôts de chenaux fluviatiles décrits pour la formation Cercapuquio (voir §. A-I-*g-1*).

ii) dépôts de plaine d'inondation et de débordement

A Chaucha [23], les dépôts de débordement sont rares et limités à la base de la série (fig. 27, 14 m) où les dépôts pélitiques rouilles de plaine d'inondation sont pourtant bien développés. Ces niveaux présentent une granulométrie (grès fins à très fins), des faciès et une séquence de faciès identiques à ceux décrits avec la formation Cercapuquio, à savoir: faciès *Sh* à laminations horizontales de haut régime, faciès *Sr* à rides de courant, rides ascendantes et rides d'oscillations, faciès *Fh* à laminations horizontales de bas régime et faciès pélitique sans ciment calcaire (*Fm*).

Par ailleurs, nous avons rencontré à Azulcocha, à la base de la série (pl. I: 15 m), un niveau de 30 centimètres d'épaisseur de mudstone partiellement dolomitisé à grains de grès très fin, intercalé dans des pélites rouilles de faciès *Fm* sans ciment calcaire. Ce niveau ne présente aucune structure interne, mais pourrait correspondre à un dépôt lagunaire temporaire isolé dans des pélitiques (*Fm*) de plaine d'inondation.

4°) dépôts tidaux

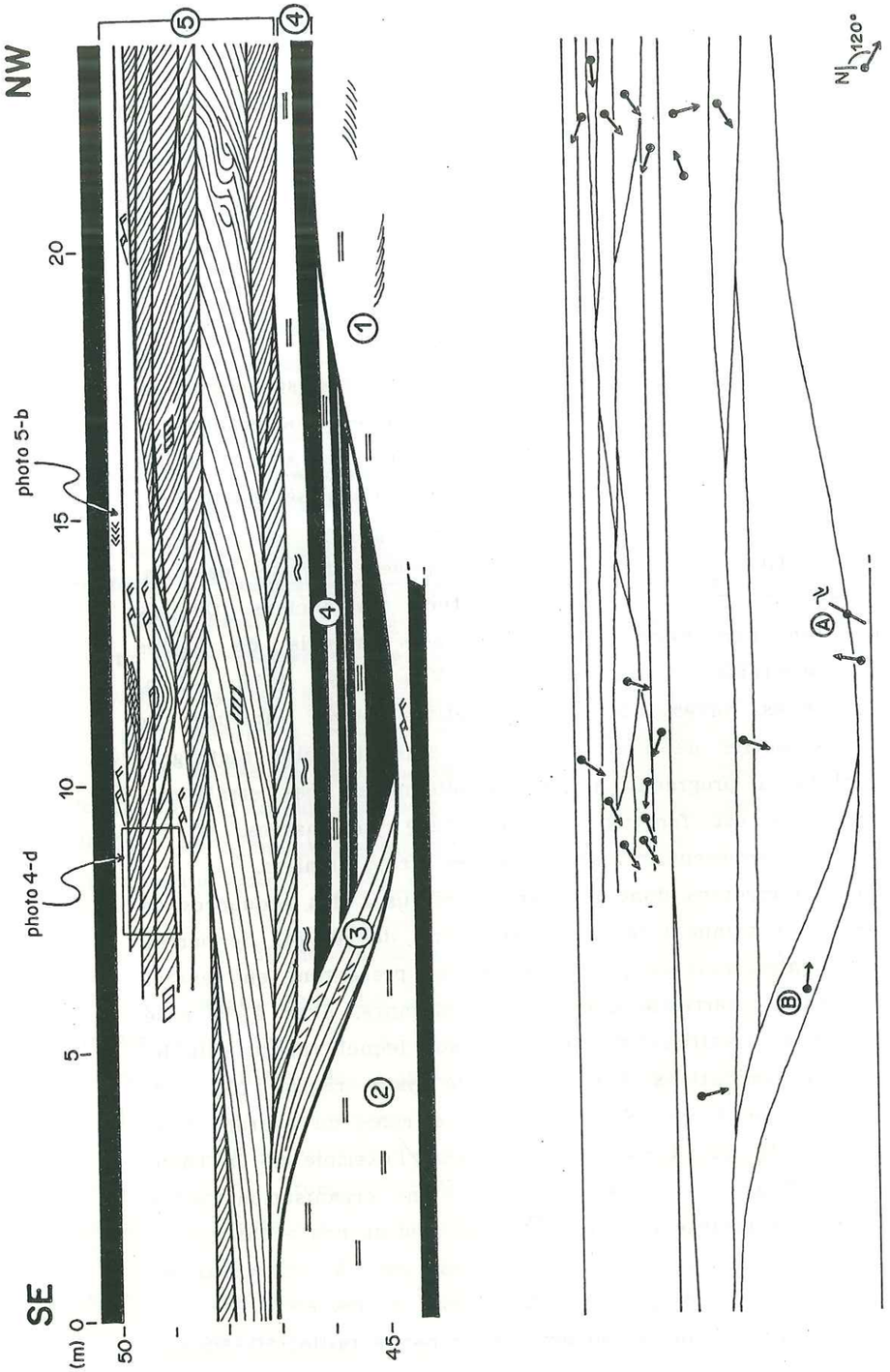
i) barres tidales

Les stratifications sigmoïdes (faciès *Ss*) des séquences de faciès D à grès fins à ciment calcaire, montrent l'alternance de faisceaux gréseux et de lamines silto-charbonneuses. A la base des faisceaux, des rides de courant migrent en sens opposé (photo 5-a) et indiquent une origine tidale.

Ces stratifications sigmoïdes sont largement décrites dans la littérature, dans les dépôts tidaux actuels ou anciens. On les rencontre en particulier dans les dépôts actuels de barres sableuses d'estuaire (Terwindt, 1971; Van Beek, 1972; Allen, 1983), où elles correspondent à de petites barres sableuses de quelques décimètres de hauteur, à crête plus ou moins rectiligne. L'ampleur de la progradation (bi-)quotidienne de ces stratifications sigmoïdes est fonction de l'amplitude des marées, et se trouve ainsi directement influencée par les cycles lunaires.

Nous interprétons donc les barres gréseuses des séquences de faciès D qui contiennent la faciès *Ss*, comme des dépôts de barres sableuses tidales dans lesquelles les faciès présentent en général une organisation verticale d'énergie décroissante, avec à la base le faciès *Ss* à stratifications sigmoïdes sur lequel repose soit le faciès *Sh* à laminations horizontales de haut régime (fig. 28: 49-52 m), soit le faciès *Sr* (*-v* et *-h*) à rides de courant (fig. 28: 72-73 m; fig. 29: 47-50 m). Cependant, l'exemple de la barre tidale de la figure 29 (47-49 m) illustre une organisation verticale d'énergie croissante puis décroissante avec de bas en haut:

- des dépôts argilo-silteux (faciès *Fm*) à intercalations d'épaisseur croissante de grès très fin silteux (faciès *Fh* et *Fr*),
- des stratifications sigmoïdes (*Ss*) de petite taille (30-50cm),



- des stratifications sigmoïdes (*Ss*) de grande amplitude (100-150 cm),

- des stratifications sigmoïdes (*Ss*) d'épaisseur décroissante (20-50 cm; photo 4-d) associées à des rides ascendantes en proportion croissante vers le haut,

- des *herringbones* (*Sr-h*),

- des dépôts gréseux très fins (*Fh*) et silto-argileux (*Fm*).

Les dépôts de barres tidales que nous venons de décrire sont comparables aux dépôts de barres sableuses décrits en milieu intertidal d'estran ou d'estuaire (Terwindt, 1971; Van Beek *et al.*, 1972; Allen, 1983; Allen *et al.*, 1985; Elliott, 1986). G.P. Allen (1983) décrit les séquences de faciès grano-croissantes comme typiques du milieu d'estuaire, alors que les séquences de faciès semblent être plutôt grano-décroissantes en milieu d'estran (van Beek et coll., 1972; Klein, 1985; Elliott, 1986). Dans notre cas, les barres gréseuse présentent une organisation légèrement grano-décroissante (en fait, la nette décroissance verticale de l'énergie de dépôt s'accompagne d'une diminution de la granulométrie presque négligeable). Cependant, les séquences de faciès D, apparemment constituées par la superposition d'un niveau silto-argileux et d'une barre gréseuse, semblent grano-croissantes et correspondraient de ce fait plutôt à des dépôts estuariens. Par ailleurs nous n'avons pas observé les faciès tidaux généralement associés aux *tidal flats* (stratifications *flaser*, *wavy* et lenticulaire). En l'absence d'indice déterminant, et en nous basant sur l'importance des dépôts fluviatiles ou de barres d'embouchure observés par ailleurs, nous interprétons ces barres tidales comme probablement déposées en milieu estuarien, dans lequel les dépôts de replat de marée seraient peu développés (Allen, 1983).

Nous avons rencontré les dépôts de barres tidales surtout

⟵ fig. 29.

Haut: schéma d'affleurement d'un chenal de marée (1) à stratifications obliques de *point-bar* (2) entaillant des dépôts tidaux de barre sableuse (3), postérieurement rempli par des dépôts horizontaux argilo-gréseux (4), puis recouvert par des dépôts de barre tidale (5).

Bas: (A) direction du chenal de marée; (B) direction de progradation du *point-bar*; flèches: directions de courant (stratifications sigmoïdes et rides). La Oroya [7]: 44-50 m (pl. I).

dans les affleurements situés le long de la vallée du Río Mantaro (La Oroya [7], Chacapalpa [12][13] et LLocllapampa [15]).

ii) chenaux de marée

Par ailleurs les séquences de faciès D sont parfois associées à des faciès de chenaux de marée (*Cm*) (fig. 28, 57 m et 61 m; fig. 29, p. 1Ø2). Les seules structures associées au fonctionnement de ces chenaux sont d'une part une base chenalisée, sur laquelle repose parfois un microconglomérat à galets mous de grès ou d'argile (fig. 28: 6Ø,5 m), et d'autre part de grandes stratifications obliques (fig. 29: [3]). Ces chenaux de marée sont remplis soit pas des dépôts argilo-silteux (fig. 28: 57 m; fig. 29), soit par les dépôts de barres tidales (fig. 28: 6Ø,5 m).

Nous avons observé en détail un chenal de marée à La Oroya (fig. 29), dans lequel les grandes stratifications obliques reflètent une progradation latérale N.Ø95 du *point-bar* de la bordure interne du chenal. Le chenal ayant une direction N.Ø3Ø, on peut donc supposer que les dépôts de *point-bar* correspondent à un courant de sens N.Ø3Ø dans le chenal de marée (flux probable). L'arrêt apparemment brutal du fonctionnement de ce chenal a été suivi d'une phase de comblement progressif de la dépression résiduelle par des dépôts argilo-gréseux de basse énergie, que recouvrent des niveaux de grès fin à moyen-fin à faciès de barre sableuse tidale.

La géométrie et les structures du chenal de marée de La Oroya [7] (fig. 29) rappellent tout à fait les dépôts de *point-bar* de chenaux de marées décrits par Reineck (1967), Campbell *et al.* (1973) et Bridges *et al.* (1976) dans les milieux intertidaux d'estran ou d'estuaire.

iii) milieu de dépôt

A partir de la description de l'estuaire actuel de la Gironde donnée par G.P. Allen (1983), on peut tenter de situer les diffé rents dépôts que nous observons dans un schéma théorique d'estuaire, avec:

- l'estuaire moyen où s'accumule l'essentiel des dépôts sableux de l'estuaire sous la forme de barres sableuses tidales,

avec quelques chenaux de marée intercalés entaillant les dépôts de barre sableuse.

- l'estuaire aval correspondant à la sédimentation argilo-silteuse dans laquelle s'intercalent les niveaux de barres sableuses.

f) paléogéographie

1°) directions de transport

Nous avons reporté sur la planche II l'ensemble des directions de courant (n = 19Ø) mesurées dans le membre inférieur de la formation Goyllarisquisga. La dispersion des mesures que l'on constate est liée aux fait que les faciès marins tidaux indiquent autant une direction (sens) de flux que de jusant. Pour les dépôts marins, la prise en compte des faciès permet le plus souvent de déterminer la direction générale et le sens du courant dirigé vers la mer.

Pour résumer l'ensemble de ces données et les rendre plus utilisables, nous avons déterminé pour chaque site l'éventail des directions et sens préférentiels des courants dirigés vers la mer. Ces éventails reflètent grossièrement ce qu'a pu être la direction générale de transport, mais permettent d'apprécier en carte (fig. 3Ø) les directions générales des courants dirigés vers la mer. Ainsi, on constate que pour presque toute la région étudiée la direction de transport "continent-océan" allait du nord-est vers le sud-ouest. Cependant, dans le quart nord-ouest de notre zone d'étude (sites [8] et [9]), on remarque une direction préférentielle vers le sud-est.

2°) variations d'épaisseur et tectonique

L'épaisseur du membre inférieur de la formation Goyllarisquisga (fig. 3Ø) est relativement constante puisque comprise entre 8Ø et 15Ø mètres. Certains sites présentent toutefois des épaisseurs anormales qui ne peuvent pas être attribuées à la variation de profondeur de l'érosion qui affecte les calcaires jurassiques sous-jacents.

Ainsi, à Chaucha la différence d'épaisseur entre les deux sites [22] et [23] distants de moins de 5 kilomètres atteint 18Ø

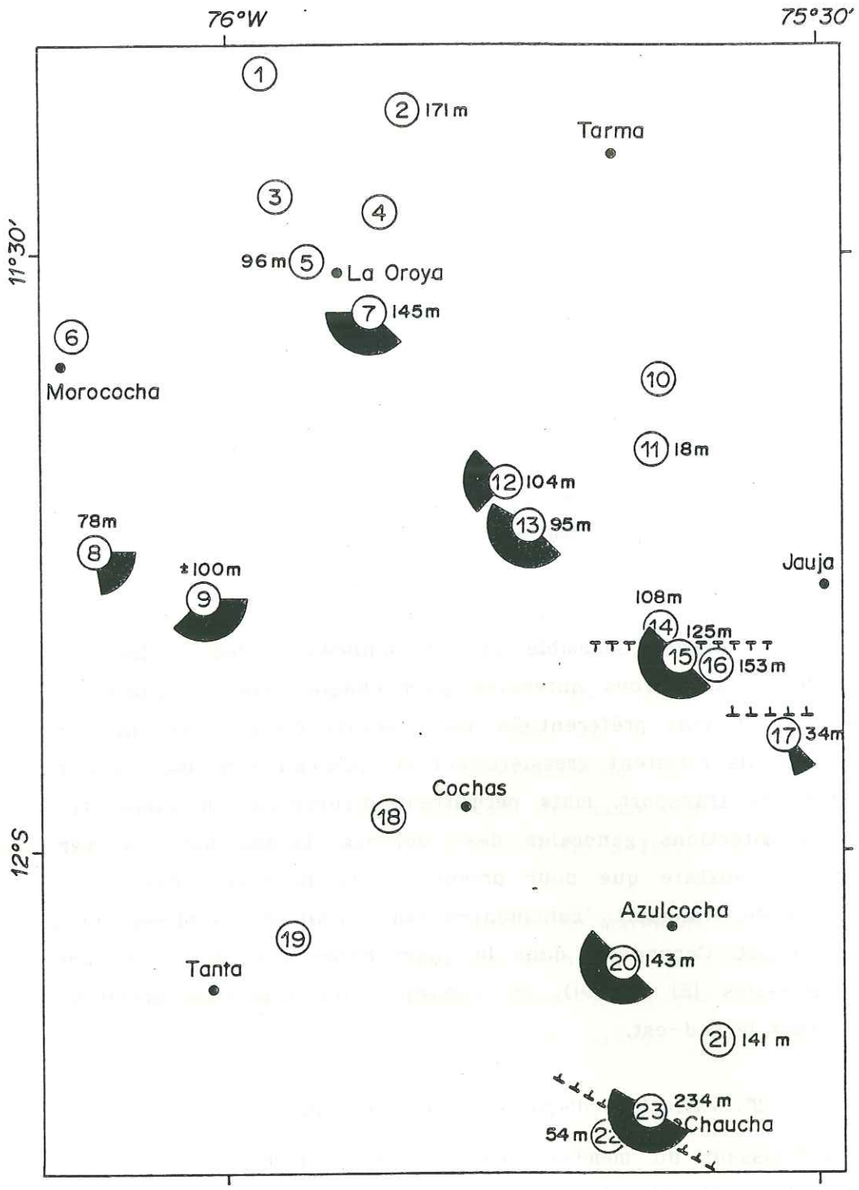


fig. 30.- Carte schématique résumant pour chaque site l'épaisseur du membre inférieur de la formation Goyllarisquisga, et les directions et sens préférentiels des courants dirigés vers la mer. Lignes discontinues: emplacements et directions possibles d'accidents tectoniques (failles normales probables) expliquant les rapides variations latérales d'épaisseur de la série.

mètres, alors que dans les deux cas le membre inférieur de la formation Goyllarisquisga repose sans érosion sur le dernier niveau dolomitique à laminations algaires et fentes de dessication de la formation Chaucha. Bien que nous n'ayons pas rencontré de structures liées à une tectonique synsédimentaire, il paraît tout de même probable qu'un accident tectonique (faille normale?) ait fonctionné au Tithonique-Berriasien entre les deux sites de Chaucha ([22] et [23]), qui serait à l'origine de la différence d'épaisseur de la série entre ces deux sites.

De même, les différences d'épaisseur de la série entre LLocllapampa [14][15][16] et Sacacharina [17] (pl. I) pourraient être liées au fonctionnement d'un accident tectonique. Cette hypothèse semble confirmée par la présence de très nombreux filons clastiques (photo 5-c) de direction moyenne WNW-ESE (fig. 31) que l'on observe à LLocllapampa et qui témoignent d'une liquéfaction des niveaux gréseux non cimentés, probablement sous l'effet d'une activité sismique (tectonique) synsédimentaire.

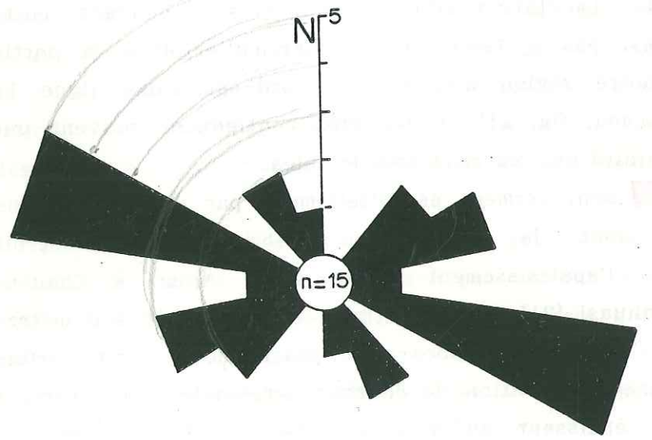


fig. 31.- Diagramme des directions des filons clastiques relevés à LLocllapampa [15] dans le membre inférieur de la formation Goyllarisquisga. Ces filons résultent vraissemblablement d'une activité tectonique synsédimentaire locale (faille normale?). La direction générale WNW-ESE des filons pourrait correspondre à une extension locale nord-sud.

II. LE MEMBRE SUPERIEUR DE LA FORMATION GOYLLARISQUISGA

a) description lithologique

Dans le paysage, le membre supérieur de la formation Goyllarisquisga est facilement identifiable (photo 6-a): alternance de combes herbeuses et de grosses barres gréseuses formant des arêtes saillantes et très continues. L'épaisseur des combes herbeuses est inférieure à 50 mètres alors que celle des barres gréseuses généralement comprise entre 20 et 50 mètres. Les barres gréseuses dont le nombre varie de 2 à La Oroya [7] ou Llocllapampa [15], à 6 à Chaucha [23], présentent la particularité d'être continues sur des dizaines de kilomètres.

Ces barres sont entièrement constituées de grès moyens à grossiers à passées conglomératiques et rares troncs ou branches d'arbres silicifiés. Les grès sont blancs et contiennent en général plus de 90% de quartz, quelques feldspaths et débris de roches ou de chert, et très peu de matrice. J.J. Wilson (1963) classe ces grès parmi les orthoquartzites et protoquartzites. L'usure importante des grains subarrondis à arrondis peut être masquée par la cimentation siliceuse des grès. Cependant, cette cimentation n'est pas systématique, en particulier dans la partie nord-est de notre région d'étude (au nord-est d'une ligne La Oroya-LLocllapampa; fig. 21) où les grès contiennent souvent une matrice de kaolinite qui les rend très friables.

Les combes sont formées essentiellement par des dépôts fins silto-argileux dont la teneur en débris végétaux croit parallèlement à l'épaississement de la série. Ainsi, à Chaucha [23] ou à Jatunhuasi [21] la série atteint entre 400 et 450 mètres d'épaisseur (pl. I) et les combes silto-charbonneuses ont parfois donné lieu à une exploitation de charbon artisanale. Par contre, à La Oroya [7] l'épaisseur du membre supérieur de la formation Goyllarisquisga est réduite à environ 100 mètres (pl. I) et la combe argilo-silteuse de couleur ocre ne contient pas de débris végétaux. Par ailleurs, les combes silto-charbonneuses contiennent parfois des niveaux gréseux isolés.

goyllar-

b) les discontinuités

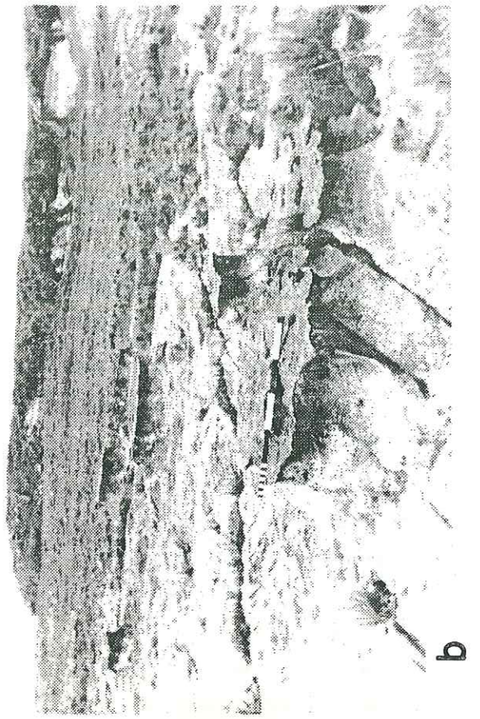
1°) la discontinuité de base

Le membre supérieur de la formation Goyllarisquisga repose sur une discordance érosionnelle dont il est difficile de savoir, en l'absence de datation, si elle correspond à une lacune importante de sédimentation. A Sacacharina [17], la base de la série est constituée par des grès moyens à fins reposant sans érosion apparente sur 50 centimètres de grès fins très oxydés du sommet du membre inférieur. Cette observation indique que la sédimentation du membre supérieur a débuté après une période d'altération et d'érosion relativement importante. L'absence de cette surface d'altération sur les autres sites étudiés pourrait être liée à son érosion par les premiers dépôts grossiers et conglomératiques du membre supérieur.

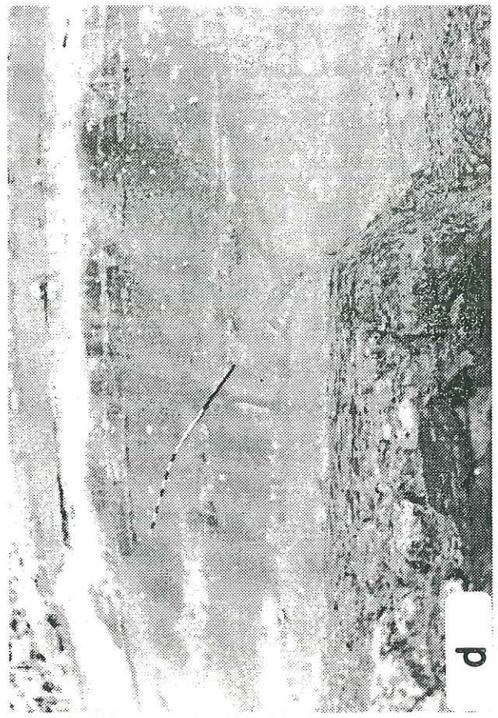
2°) le sommet des combes

Chaque fois que nous l'avons observé, le passage des dépôts silteux aux grès massifs est brutal. Ainsi, les niveaux silto-argileux ou silto-charbonneux des combes ne présentent ni surface d'altération, ni changement lithologique à l'approche du contact avec les grès moyens, parfois grossiers et conglomératiques, des barres.

A l'affleurement, le passage des combes aux barres gréseuses est généralement marqué par une surface peu ou pas érosive, non chenalisée. De même, à grande échelle, la géométrie des surfaces d'érosion est relativement plane, comme on peut le constater sur la planche III. Cette érosion semble liée à la dynamique des dépôts gréseux et ne correspond pas à une surface d'érosion antérieure au dépôt des grès, comme le montre l'absence d'altération des derniers dépôts fins. Bien que lithologiquement très marquée, cette limite apparait donc seulement comme une limite de faciès importante et non pas comme une discontinuité.

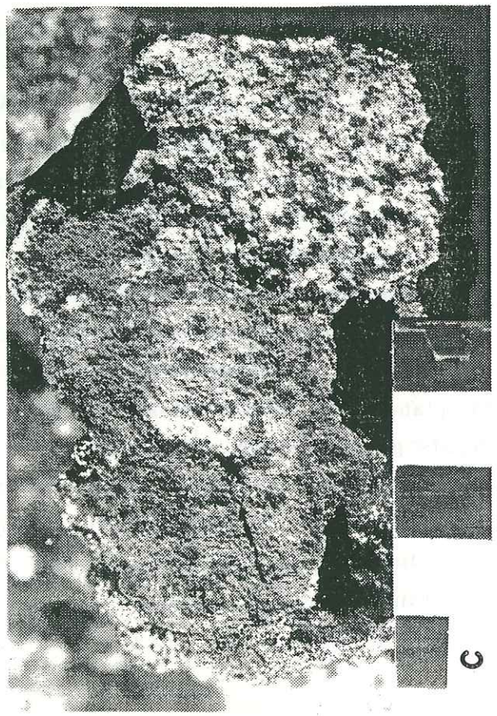


b



d

a



c

3°) le sommet des barres

Le sommet des barres gréseuses est systématiquement recouvert par une surface d'altération de couleur rouille très prononcée. Ces surfaces se présentent sous la forme de croûtes d'oxydation d'épaisseur centimétrique à demi-métrique, affectant le sommet des barres gréseuses. En général, ces croûtes d'oxydation sont fortement cimentées et contrastent avec les grès blancs sous-jacents facilement érodés (photo 6-b). Les seules structures associées à ces surface d'altération sont des polygones de dessication. Le sommet des barres gréseuses présentent aussi fréquemment un niveau conglomératique d'épaisseur décimétrique à métrique (pl. I; La Oroya [7]: 168 m; Chacapalpa-Nord [12]: 240 m; Chacapalpa- Sud [13]: 297 m; LLocllapampa-Sud [16]: 321 m; Sacacharina [17]: 66 m et 225 m; Azulcocha [20]: 494 m).

Dans le détail et vues en coupe (photo 6-c), ces croûtes montrent une oxydation croissante vers le haut. Sous la croûte, les grès blancs contiennent des taches d'oxydation de taille millimétrique à pluri-centimétrique, dont le nombre croit jusqu'à envahir l'ensemble du grès au niveau de la croûte. En lame mince, les grains de quartz (rares feldspaths) présentent une corrosion importante au niveau des taches d'oxydation, les espaces de

---

⟵ photos 6.

a) - Membre supérieur de la formation Goyllarisquisga. Alternance de barres gréseuses et de combes silteuses à l'ouest de Chaucha [23] (base à gauche). De gauche à droite: sommet de la barre de la séquence A1, combe et barre de la séquence A2, combe (50 m) et barre de la séquence B1, combe et barre de la séquence B2 (pl. I).

b) - Membre supérieur de la formation Goyllarisquisga. Surface d'altération (croûte oxydée) en sommet de barre gréseuse. LLocllapampa [15], sommet de la séquence B, 239 m (pl. I).

c) - Membre supérieur de la formation Goyllarisquisga. Vue de détail en coupe d'une surface d'oxydation. L'oxydation va croissant de droite à gauche (sommet). Droite: taches d'oxydation isolées. Gauche: oxydation envahissant l'ensemble du grès. Chaucha [23]: sommet de la barre de la séquence A1, 364 m (pl. I).

d) - Membre supérieur de la formation Goyllarisquisga. Faille normale synsédimentaire dans des dépôts gréseux et silto-charbonneux de la base de la combe C. LLocllapampa [15], environ 280 m (pl. I).

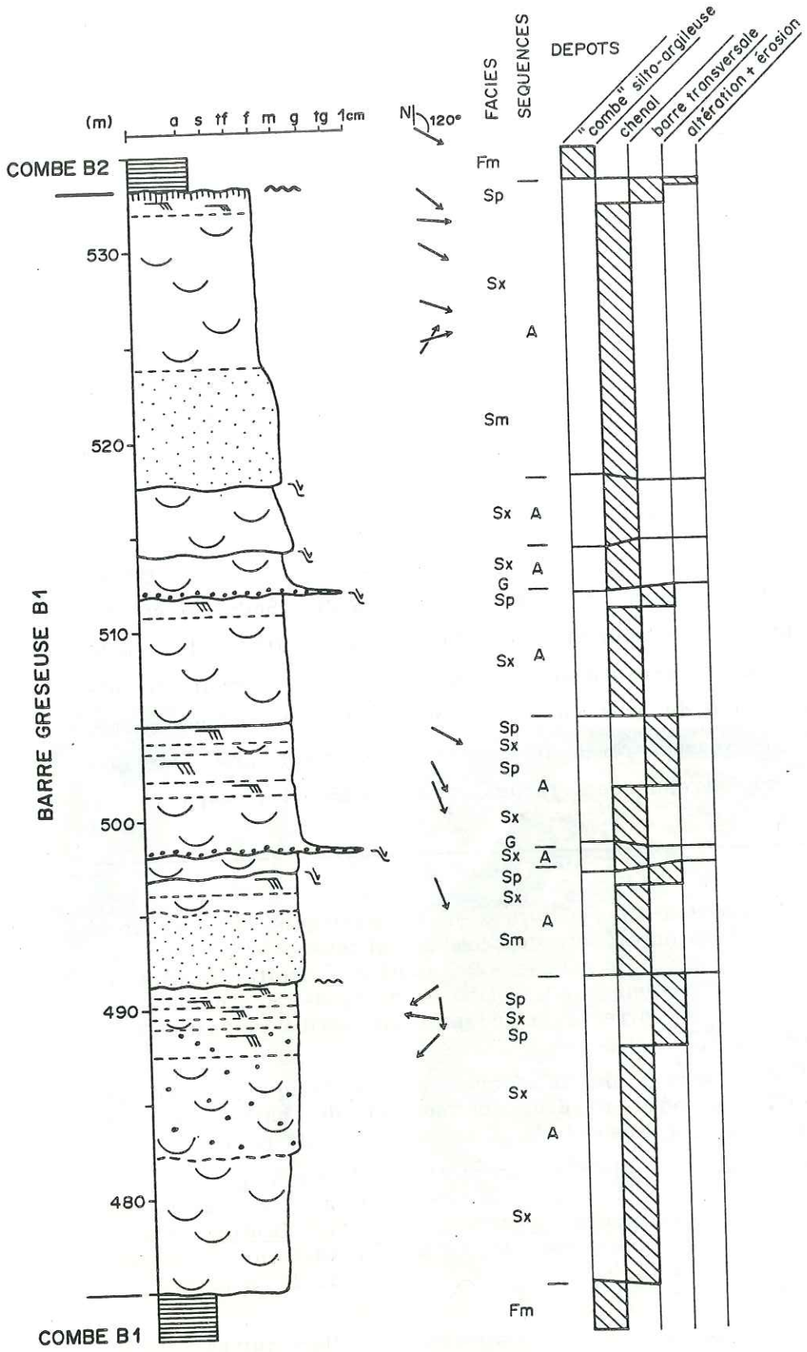


fig. 32.- Membre supérieur de la formation Goyllarisquisga. Faciès et séquences de faciès A dans les dépôts de barre gréseuse. Chaucha [23]: 473-535 m; sommet de la séquence B3 (pl. I).

corrosion sont comblés par des oxydes et l'espace intergranulaire est rempli par un ciment carbonaté de type sidérose.

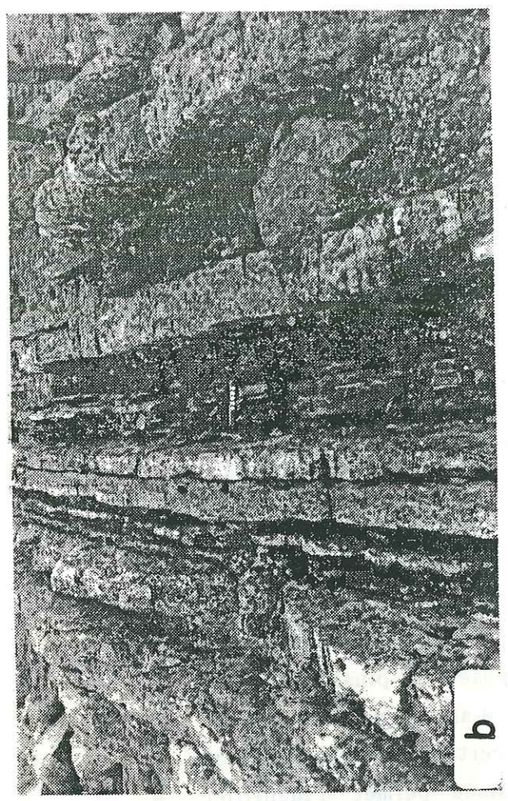
La corrosion du quartz et le ciment sidéritique permettent de situer la formation de ces croûtes ferrugineuses en milieu continental (J.P. Combes, comm. orale). Par ailleurs, l'aspect systématiquement moucheté des croûtes semble caractéristiser des paléosols à eau interstitielle réductrice et stagnante (Buurman, 1975).

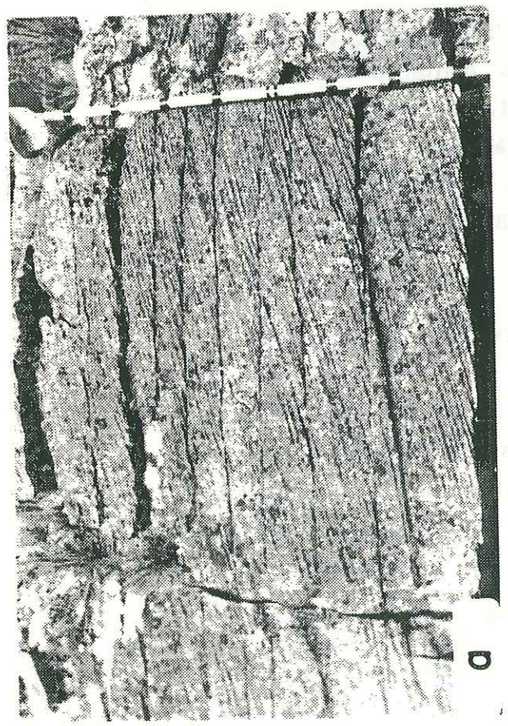
Les discontinuités sédimentaires importantes du membre supérieur de la formation Goyllarisquisga se situent donc au sommet des barres gréseuses, et correspondent à des lacunes de sédimentation plus ou moins importantes pouvant être accompagnées d'une érosion (§. *d-1*). Cependant, dans les régions où la série est peu épaisse (nord de la latitude de Cochas [18]), les barres gréseuses s'amalgament par disparition des combes silteuses. Ainsi à La Oroya [7] (pl. I) la barre gréseuse inférieure représente l'amalgamation des cinq premières barres gréseuses distinguées à Chaucha [23]. Dans une barre gréseuse composée de plusieurs barres amalgamées, on n'observe pas de surface d'altération au passage d'une barre à l'autre. Néanmoins, dans certains cas un niveau conglomératique tapissant une base chenalisée permet d'identifier l'amalgamation de deux barres gréseuses.

Par commodité, nous appelleront "séquences" les couples "combe-barre", limités par deux surfaces d'altération, que nous distinguerons par les symboles A1, A2, B1, B2, B3 et C définis à Chaucha [23] (pl. I). Latéralement, la séquence correspondant à l'amalgamation des séquences A1 et A2 est symbolisée par la lettre A..., et l'amalgamation des séquences A et B par le symbole AB.

4°) les discontinuités internes aux barres

Dans les barres gréseuses, nous n'avons pas rencontré de surface d'oxydation comparable à celles des sommets de barres. Les seules discontinuités internes sont des base érosives ou chenalisées. Généralement, ces surfaces d'érosion sont soulignées par une augmentation de la granulométrie: les grès sus-jacents étant souvent grossiers à conglomératiques (fig. 32).





Goyllar

c) les barres gréseuses

1°) les faciès

Dans toute la région étudiée, les barres gréseuses contiennent peu ou pas d'intercalation silto-argileuse. De plus, nous n'avons rencontré ni rides de courant (faciès *Sr*), ni laminations horizontales de bas régime (*Sh*). Les faciès présents dans les barres gréseuses sont:

i) faciès conglomératique (*G*)

Les surfaces érosives ou chenalisées, fréquentes à la base et au sein des barres gréseuses (fig. 32, p. 112), sont parfois tapissées d'un lit conglomératique à galets de quartz (rarement de silex ou de roche) de 1 à 5 centimètres de diamètre (faciès *G*). Des troncs ou des branches d'arbres silicifiés (L < 6 m) y sont souvent associés.

Par ailleurs, dans toute la zone étudiée, à la base du membre inférieur de la formation Goyllarisquisga, le faciès G contient des galets mous de kaolinite ou d'argiles gréseuses pouvant atteindre 25 centimètres de longueur (Azulcocha [20]: 352 m; pl. I).

⟵ photos 7.

a) - Membre supérieur de la formation Goyllarisquisga. Faciès *Sp* à laminations obliques planes d'épaisseur décroissante vers le haut, dans des dépôts fluviatiles en tresse (barre gréseuse). Le courant est dirigé de la droite vers la gauche. Azulcacha [20]: 395 m (pl. I).

b) - Membre supérieur de la formation Goyllarisquisga. Dépôts de débordement (faciès *Smr*, *Sh*, *Sr*, *Sr-o*) dans la plaine d'inondation, à géométrie plan-parallèle. Base à gauche. Niveaux compris entre 540 et 544 m sur la colonne "29 m" de la figure 36. Chaucha [23], combe de la séquence B2 (pl. I).

c) - Membre supérieur de la formation Goyllarisquisga. Faciès *Sr-v* à rides de vagues dans un grès fins à ciment calcaire de la combe B. La Oroya [7]: 187 m (pl. I).

d) - Membre supérieur de la formation Goyllarisquisga. Détail d'un niveau de débordement. De bas en haut: faciès *Sh* à laminations horizontales de haut régime, faciès *Sr* à rides de courant (courant vers la droite), faciès *Sr-o* à rides d'oscillation. Chaucha [23], combe de la séquence B2 (fig. 36: 542,3 m de la colonne "29 m").

ii) faciès à grès massif (*Sm*)

Le faciès *Sm* à grès massif correspond à des grès blancs moyens à très grossiers sans structure apparente. On rencontre ce faciès en général au-dessus de surfaces ravinantes (fig. 32: 492 m et 518 m).

iii) faciès à laminations en auge (*Sx*)

Le faciès *Sx* à laminations en auge est le faciès le plus fréquent du membre supérieur de la formation Goyllarisquisga. Les grès présentant ce faciès *Sx* sont moyens à grossiers, et se rencontrent au-dessus des surfaces érosives (fig. 32: 475 m, 514 m), du faciès conglomératique *G* (fig. 32: 498 m, 512 m) ou du faciès *Sm* à grès massif (fig. 32: 495 m, 524 m). Les laminations en auges de dimensions très variables ont une hauteur généralement comprise entre 15 et 50 centimètres, pouvant atteindre 1,50 mètre (Azulcocha [20], 253 m).

Le faciès *Sx* peut aussi présenter de petites laminations en auge, de hauteur comprise entre 10 et 20 centimètres, intercalées dans le faciès *Sp* à laminations obliques planes (fig. 32: 489 m et 504 m). La base légèrement érosive de ces laminations en auge peut souligner une surface de réactivation.

Enfin, les *overturns* sont relativement fréquents dans le faciès *Sx*. Ils dérivent de la déformation de laminations en auge par un courant exceptionnellement tractif (Allen & Banks, 1972).

iv) faciès à laminations obliques planes (*Sp*)

Le faciès *Sp* à laminations obliques planes est le plus commun après le faciès *Sx* à laminations en auge. Ce faciès est associé à des grès blancs moyens à rares dragées de quartz (0,5-1 cm).

Les laminations obliques planes ont un angle de progradation d'environ 25°, une hauteur de 5 et 200 centimètres, une base plane non-érosive. En général, des laminations obliques planes d'épaisseur décroissante se superposent pour former des bancs plan-parallèles de plusieurs mètres d'épaisseur (photo 7-a).

Dans le détail, les laminations obliques planes sont le plus souvent parallèles entre elles, mais il arrive qu'elles correspondent à la superposition de petites strates obliques planes à

lamination interne oblique plane.

v) faciès à laminations horizontales de haut régime

Le faciès *Sh* à laminations horizontales de haut régime est généralement absent des dépôts des barres gréseuses. Les rares laminations horizontales de haut régime que nous ayons observées sont associées à des grès fins blancs qui reposent sur des grès de faciès *Sx* (pl. I: Pomacocha [8]: 133 m; LLocllapampa [15]: 205 m; Sacacharina [17]: 110 m).

2°) séquence de faciès A

Les faciès reconnus dans les barres gréseuses s'organisent verticalement selon un seul type de séquence de faciès (noté A). Ces séquences A grano-décroissantes sont limitées par des bases érosives ou chenalisées et présentent de bas en haut les faciès suivants:

- une base érosive ou chenalisée,
- un lit conglomératique de faciès *G*,
- le faciès *Sm* à grès massifs,
- le faciès *Sx* à laminations en auge et *overturns*,
- le faciès *Sp* à laminations obliques planes à rares petites laminations en auge intercalées,
- le faciès *Sh* à laminations horizontales de haut régime.

En général, les séquences A ne contiennent que certains de ces faciès (le faciès *Sh* est presque toujours absent), mais ceux-ci se superposent dans l'ordre cité plus haut (fig. 32, p. 112).

3°) milieu de dépôt

Les dépôts des barres gréseuses du membre supérieur de la formation Goyllarisquisga (fig. 32) sont comparables aux dépôts décrits actuellement dans la Saskatchewan River (Canada) (Cant & Walker, 1978; fig. 9), ou dans les grès dévoniens de Battery Point que décrivent Cant & Walker (1976).

Ainsi, les séquences de faciès des dépôts de la Saskatchewan

River présentent de bas en haut: une base chenalisée conglomératique, le faciès *Sx* à laminations en auge, des niveaux stratodécroissants de faciès *Sp* à laminations obliques planes, et le faciès *Sh* à laminations horizontales de haut régime. Dans ce modèle, les faciès *G* et *Sx* correspondent aux dépôts de chenaux, et les barres à laminations obliques planes (faciès *Sp*) d'épaisseur décroissante coiffées par le faciès *Sh* représentent les dépôts de barres transversales.

Cependant, les dépôts de la Saskatchewan River présentent en sommet de séquence des rides de courant et des dépôts fins argileux d'abandon de chenal que nous ne rencontrons pas dans les séquences de faciès A des barres gréseuses. Cette absence pourrait être liée soit à un taux d'accrétion du système fluviatile des barres gréseuses plus faible que pour la Saskatchewan River, soit à l'absence de sédiments fins. Dans le premier cas, la migration latérale des chenaux entrainerait l'érosion systématique des dépôts fins scellant l'abandon des chenaux.

Pour Cant & Walker (1978), la présence de dépôts de barres sableuses caractérise la sédimentation fluviatile en tresse. De plus, la grande similitude des faciès et séquences de faciès décrits par Cant & Walker (1978) avec les séquences A des barres gréseuses nous amène à admettre que ces dernières résultent d'une sédimentation fluviatile en tresse. Enfin, le modèle sédimentaire actuel de la Saskatchewan River (Cant & Walker, 1978; Miall, 1978) semble être le plus proche du système fluviatile en tresse des barres gréseuses.

Le faciès *Sp* des dépôts de barres sableuses, présente fréquemment de petites laminations obliques intercalées entre les grandes laminations obliques planes, très semblables à celles décrites par Williams (1971). Ces petites laminations obliques planes correspondent à la migration de petites barres à crête rectiligne sur les flancs longitudinaux des barres transversales, pendant les périodes de basses eaux. La progradation apparente de ces petites laminations obliques planes vers l'aval ou l'amont des strates serait fonction de la direction de progradation de ces petites dunes. Ainsi, l'apparente rétrogradation de ces petites laminations obliques sur les grandes laminations obliques serait

Goyllar

liée à un plongement de la ligne de crête rectiligne vers l'aval (Williams, 1971).

4°) continuité latérale des barres gréseuses

Les barres gréseuses du membre supérieur de la formation Goyllarisquisga présentent la particularité d'être continues sur des dizaines de kilomètres. Ainsi, la dernière barre gréseuse est présente dans toute la région étudiée et mesure entre 15 et 30 mètres d'épaisseur. Des barres gréseuses de ce type (>90% de grès) ont été décrites par C.V. Campbell (1976) dans des grès fluviatiles jurassiques (Morisson Fm., U.S.A.). Cet auteur interprète ces *fluvial sheet sandstone* comme le résultat de l'aggradation et la coalescence (fusion) de plusieurs systèmes fluviatiles en tresse.

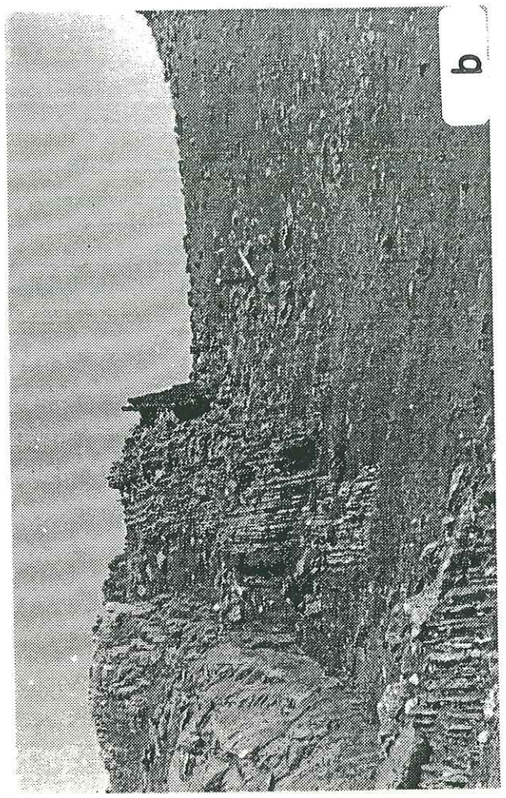
d) Remplissage de paléovallée (*valley-fill*)

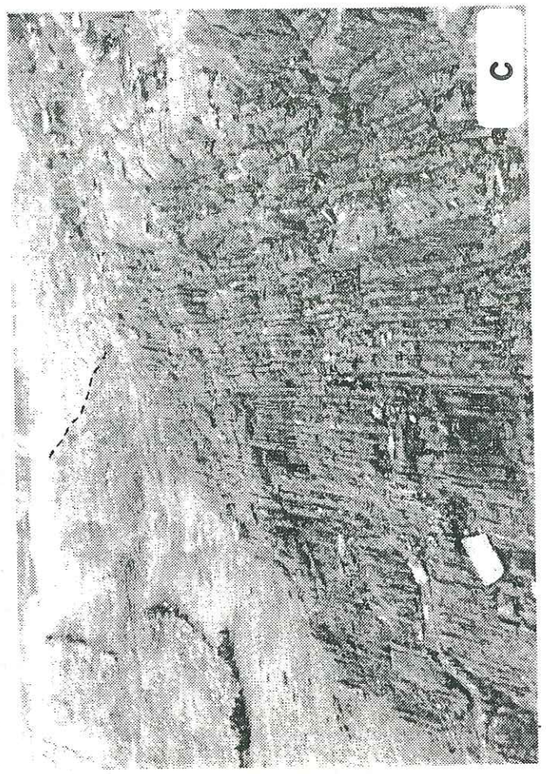
1°) les paléovallées

Dans le sud de la région étudiée où le membre supérieur de la formation Goyllarisquisga est épais (fig. 21, sites [20] [21] [22] et [23]), certains sommets de barres gréseuses sont entaillés par une surface d'érosion et d'oxydation.

Les dépressions résiduelles sont postérieurement comblées par des dépôts silto-gréseux de faciès radicalement différents des dépôts des barres gréseuses sous-jacents. Ces dépôts silto-gréseux disparaissent avec la fin du comblement des dépressions et sont interprétés comme des dépôts de remplissage de (paléo)vallée (*valley-fill*) (photos 8-a,b,c; p. 120).

Nous avons rencontré une importante surface d'érosion au sommet de la barre gréseuse de la séquence B3 à Chaucha [23] (pl. I). Cette surface est associée à un remplissage de vallée dans lequel nous avons relevé 27 colonnes banc par banc (pl. III). Des corrélations physiques, réalisées entre les différentes colonnes à partir de niveaux guides, permettent de déterminer la géométrie de la dépression et de son remplissage. Cette dépression qui atteint





25 mètres de profondeur pour 2 kilomètres de large, est la plus importante que nous ayons rencontrée.

2°) les faciès

Les dépôts gréseux de comblement de vallée ont été rencontrés seulement sur les sites [19] [20] [21] [22] et [23]. La pétrographie de ces dépôts est identique aux grès blancs des barres gréseuses. Cependant, ces grès ne présentent pas les mêmes faciès que les barres gréseuse, et en particulier ne montrent pas les faciès grossiers ou conglomératiques *Sm* et *G*. D'autre part, les très nombreux petits niveaux gréseux des comblements de vallée montrent en général une oxydation et probablement une bioturbation qui rendent très difficile la reconnaissance des structures internes.

i) faciès à laminations en auge (*Sx*)

Le faciès *Sx* à laminations en auge apparaît dans des niveaux

---

⟵ photos 8.

a) - Membre supérieur de la formation Goyllarisquisga. Terminaison ouest du remplissage de vallée (base à gauche) montrant le biseau des dépôts de levée (premier plan à gauche et au centre) contre la surface d'érosion de la paléovallée (second plan à gauche). A droite: niveau conglomératique métrique plan-parallèle dont le sommet est oxydé. Vue des coupes n°4 (premier plan) à n°1 repérées sur la planche IV. Chaucha [23], environ 635 m.

b) - Membre supérieur de la formation Goyllarisquisga. Vue vers l'ouest du remplissage de vallée correspondant aux coupes n°15 (premier plan) à 13 (crête) (pl. III et pl. IV). La base est à gauche. De gauche à droite: sommet de barre gréseuse et surface d'érosion et oxydation, dépôts silto-charbonneux de plaine d'inondation, dépôts de levée granocroissants et stratocroissants progradant vers l'ouest, niveau conglomératique métrique très oxydé, combe silto-charbonneuse Chaucha [23], environ 635 m.

c) - Membre supérieur de la formation Goyllarisquisga. Vue vers l'est du remplissage de vallée (base à droite) correspondant aux coupes n°13 (premier plan) à 19 (second plan). Au fond: crête de la coupe n°25. Au fond et vers la gauche: dernière combe silto-charbonneuse et dernière barre gréseuse (séquence C). Chaucha [23].

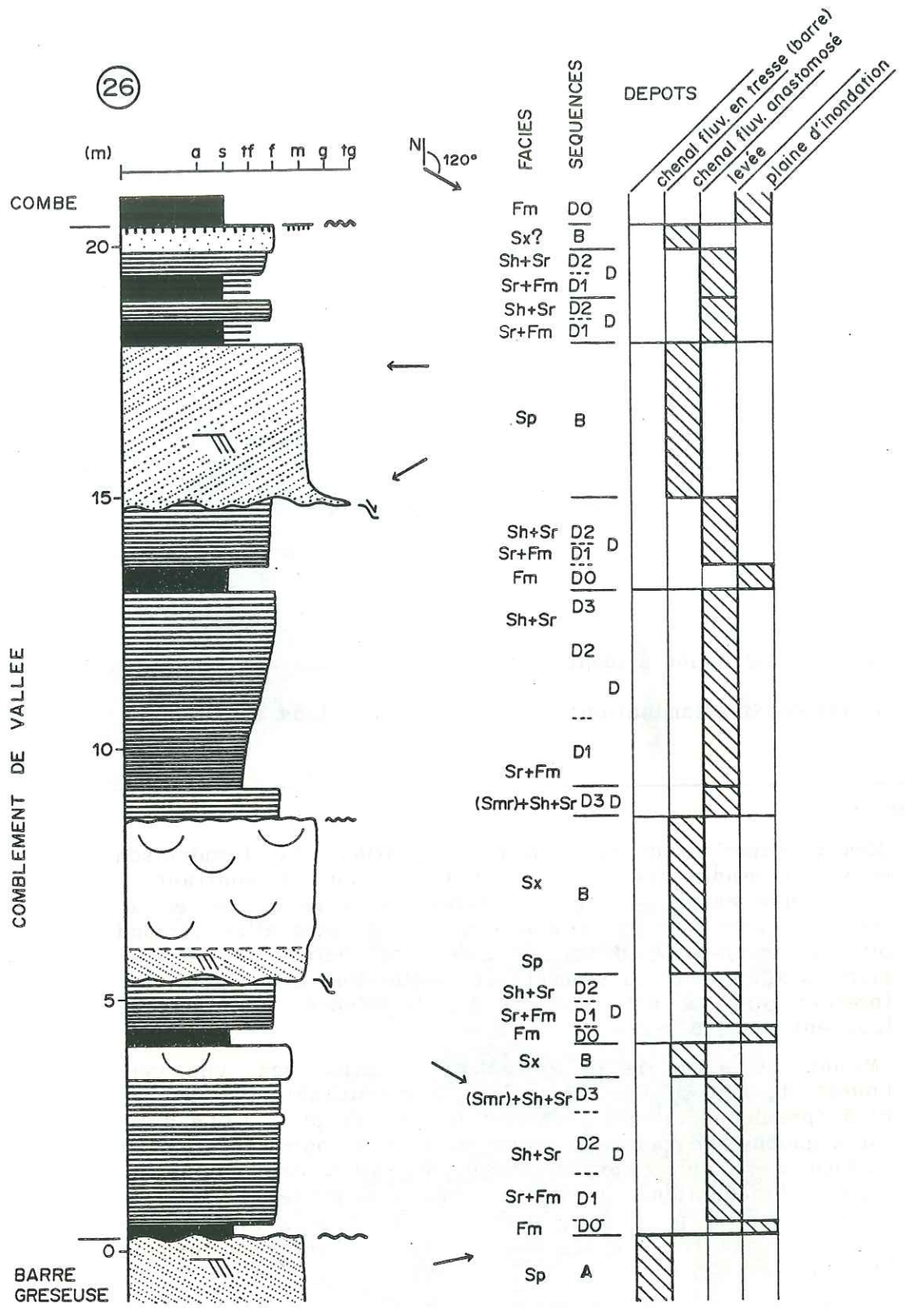


fig. 33.- Membre supérieur de la formation Goyllarisquisga. Coupe lithologique et texturale dans les dépôts silto-gréseux de comblement de vallée. Faciès, micro-séquences de faciès et séquences de faciès dans des dépôts de plaine d'inondation, de levées et de chenaux d'un système fluviatile anastomosé. Coupe n°26 de la planche III. Chaucha [23]: environ 610-630 m.

de grès moyen à très grossier d'épaisseur plurimétrique qui recouvrent une surface chenalisée. La hauteur des laminations en auge est généralement comprise entre 30 et 50 centimètres, parfois plus (fig. 33: 7 m).

ii) faciès à laminations obliques planes (*Sp*)

Le faciès *Sp* à laminations obliques planes est identique au faciès *Sp* défini avec les dépôts de barres gréseuses. Comme le faciès *Sx*, le faciès *Sp* apparaît dans des grès moyens à très grossiers qui peuvent recouvrir une surface chenalisée (fig. 33: 15 m). Cependant, contrairement au faciès *Sp* décrit dans les barres gréseuses, le faciès *Sp* des comblements de vallées ne présente pas (ou peu) de superposition de barres à laminations obliques planes stratodécroissantes.

iii) faciès à mégarides (*Smr*)

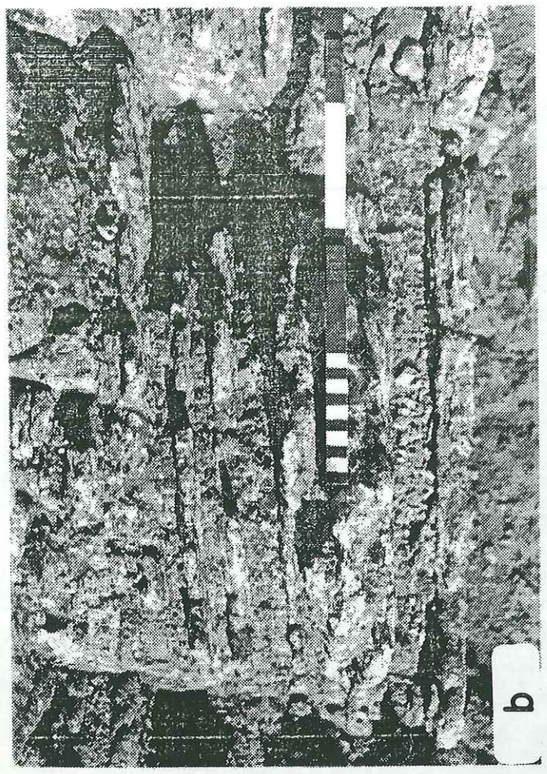
Chaque fois que nous l'avons rencontré, le faciès *Smr* apparaît à la base de niveaux de grès grès moyens à fins, d'épaisseur comprise entre 10 et 25 centimètres. Les mégarides composant ce faciès *Smr* ont entre 5 et 10 centimètres d'amplitude et montrent une géométrie interne comparable à celle des rides de courant, avec de petites laminations obliques tangentielles à la base.

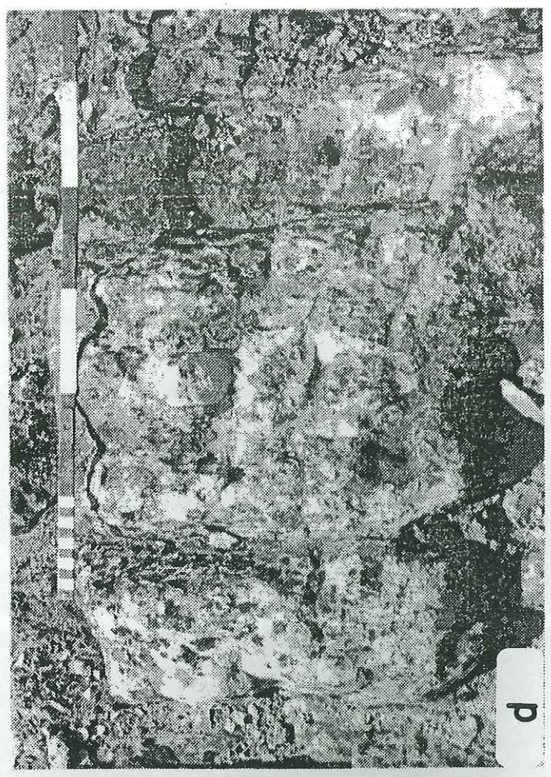
iv) faciès à laminations horizontales (*Sh*)

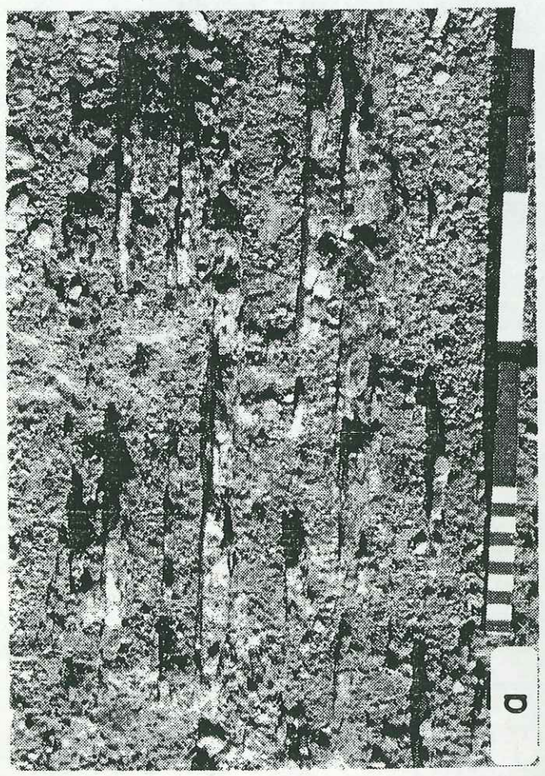
Le faciès *Sh* à laminations horizontales de haut régime se rencontre soit dans les niveaux d'épaisseur plurimétrique de grès moyen à grossier (pl. III: colonnes "19", "22" et "23"), soit intercalé entre les faciès *Smr* et *Sr* dans les petits niveaux gréseux d'épaisseur inférieure à 20 centimètres (fig. 34). Dans les niveaux épais, ce faciès peut être associé soit au faciès *Sx*, soit au faciès *Sr*.

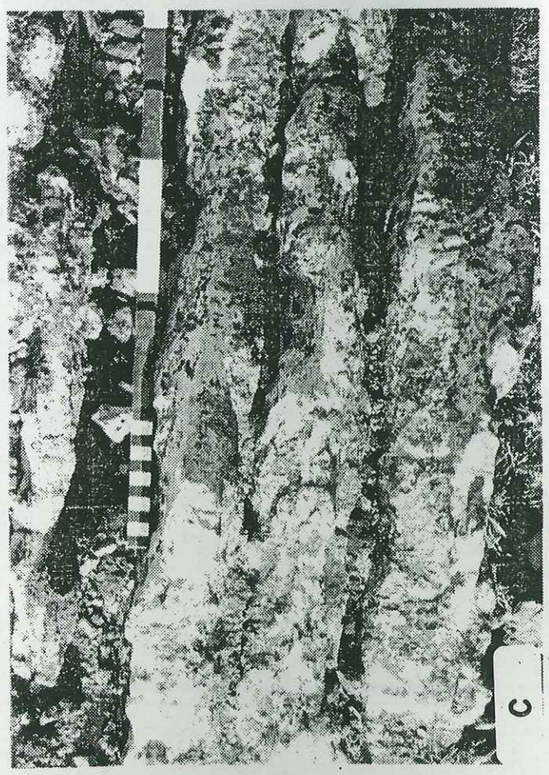
v) faciès à rides de courant (*Sr*)

Comme le faciès *Sh*, le faciès *Sr* à rides de courant est présent soit dans les épais niveaux de grès moyen, parfois associé aux faciès *Sh*, soit dans les petits niveaux gréseux dont il constitue le sommet. On rencontre aussi le faciès *Sr* intercalé









dans des dépôts très fins de faciès *Fm*, avec de petites rides de courant de 1 à 2 centimètres d'épaisseur qui constitue soit de petits niveaux continus, soit des "trains de rides isolés (fig. 34; photo 9-a).

vi) faciès pélitique (*Fm*)

Le faciès *Fm* des dépôts de comblement de vallée est constitué par des silts plus ou moins charbonneux de couleur noire, sans stratification visible.

3°) séquences de faciès

i) séquence de faciès B

Un premier type de séquence de faciès (noté B) correspond aux niveaux de grès moyen à très grossier, de plusieurs mètres d'épaisseur, qui présentent les faciès *Sx*, *Sp*, *Sh* et *Sr*.

A la base, les faciès à laminations en auge (*Sx*) ou à laminations obliques planes (*Sp*) reposent sur la surface d'érosion qui constitue la base des séquences de faciès B. Les faciès *Sx* et *Sp* semblent se superposer indifféremment et ne montrent apparemment pas d'organisation verticale préférentielle (fig. 33: 6 m). Les faciès *Sh* et *Sr* sont peu représentés et se situent au

---

⟵ photos 9.

Membre supérieur de la formation Goyllarisquisga. Détail des différentes séquences de faciès dans les dépôts de levée représentés sur la planche III et figure 35. Chaucha [25].

a) - Séquences de faciès D1 dans la partie distale des dépôts de levée: niveaux de débordement de 1-3 cm d'épaisseur séparés par des dépôts silto-charbonneux.

b) - Séquences de faciès D2 dans la partie inférieure des dépôts de levée: niveaux de débordement de 3 à 5 cm d'épaisseur à fines intercalations silteuses.

c) - Séquences de faciès D3 dans la partie médiane des dépôts de levée: niveaux de 5-10 cm d'épaisseur bien individualisés à intercalations silto-charbonneuses très réduites.

d) - Séquences de faciès D4 dans le partie supérieure des dépôts de levée: niveaux de débordement d'épaisseur décimétrique amalgamés.

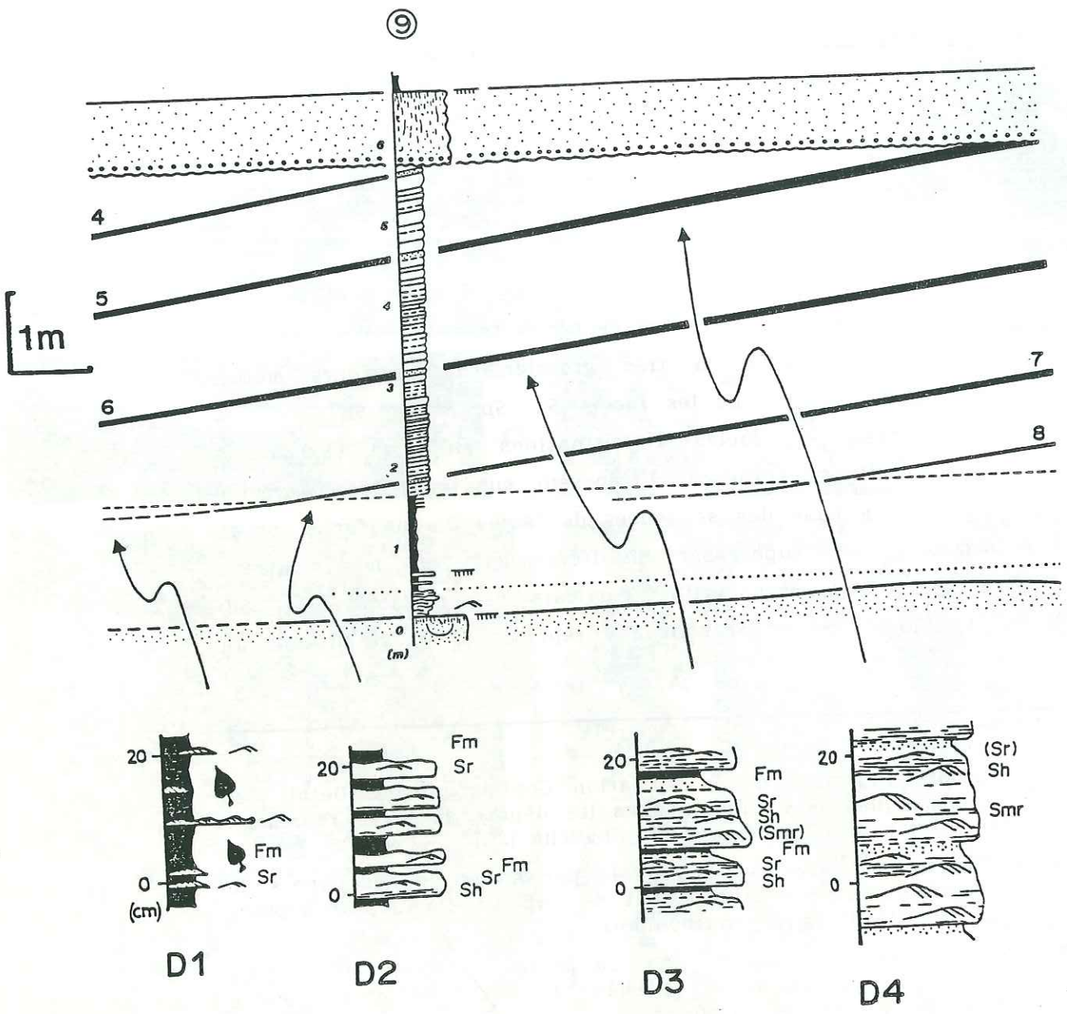


fig. 34.- Membre supérieur de la formation Goyllarisquisga. Faciès, micro-séquences de faciès (DØ, D1, D2, D3 et D4), séquence de faciès D et géométrie des dépôts de levée. La coupe n°9 respecte le nombre et l'épaisseur des niveaux de débordement. A4 à A8: niveaux repères. Détail de la planche IV. Chaucha [23], environ 63Ø m. (base de la séquence C).

sommet des séquences de faciès A, les faciès *Sx* et *Sp* constituant l'essentiel des dépôts.

ii) séquences de faciès C

Les séquences de faciès C représentent les niveaux de grès moyen d'épaisseur plurimétrique, à base non érosive et contenant les faciès *Sh* et *Sr*. En général, le faciès *Sr* repose sur le faciès *Sh*.

Ces deux faciès peuvent alterner, mais le faciès de base de banc reste le faciès *Sh* alors que le sommet est formé par le faciès *Sr*. Lorsque les faciès *Sh* et *Sr* alternent, on peut distinguer le début d'une stratification interne parallèle au banc qui limite des niveaux pluridécimétriques, avec à la base le faciès *Sh* et au sommet le faciès *Sr*.

De plus, l'un ou l'autre des faciès peut être absent, et on observe alors des bancs seulement constiués par des rides de courant (*Sr*) ou des laminations horizontales de haut régime.

Enfin, il arrive fréquemment que les dépôts comprenant des séquences de faciès C apparaissent mammelonnés.

iii) séquences de faciès D

Nous regroupons sous le terme de séquences de faciès D plusieurs types de micro-séquences liées entre elles.

Les accumulations silto-charbonneuses de faciès *Fm* à très rares passées de grès très fin représentent les micro-séquences DO.

Les micro-séquences de faciès D1 correspondent à l'intercalation de niveaux de grès très fin de faciès *Sr* dans des dépôts de faciès *Fm*. Ces derniers constituent l'essentiel des dépôts (photo 9-a).

Les micro-séquences de faciès D2 sont constituées par la superposition d'un niveau de grès fin à très fin et d'un niveau silto-charbonneux de faciès *Fm*. Dans ces micro-séquences D2, l'épaisseur du niveau silteux est inférieure ou égale à celle du niveau gréseux (3-6 cm) (photo 9-b). Le niveau de grès présente à la base quelques laminations horizontales de haut régime (*Sh*) et surtout des rides de courant de faciès *Sr*.

Les micro-séquences de faciès D3 présentent la superposition d'un niveau de grès de 5 à 10 centimètres d'épaisseur et d'un

(a) (b)

niveau de faciès *Fm* d'épaisseur millimétrique à centimétrique (photo 9-c). Le niveau gréseux contient parfois à la base le faciès *Smr*, que recouvrent les faciès *Sh* et *Sr* (sommet). Le sommet des micro-séquences D3 est souvent sans structure (bioturbation?).

Enfin, les micro-séquences de faciès D4 correspondent à des niveaux de grès fins à moyens de 10 à 20 centimètres d'épaisseur montrant les faciès *Smr*, *Sh* et *Sr*, ce dernier étant le plus souvent peu développé, voire absent. L'absence du faciès *Fm* implique parfois une amalgamation entre des séquences de faciès D4 successives (photo 9-d). Les derniers centimètres des micro-séquences D4 ne présentent en général pas de structure, probablement à cause de la bioturbation.

Les micro-séquences DO, D1, D2, D3 et D4 se superposent de manière continue en formant des séquences de faciès (notées D) grano-croissantes, de 1 à 6 mètres de hauteur (figs. 33 et 34).

4°) géométrie des séquences de faciès

i) séquence de faciès B

Les niveaux gréseux de séquence de faciès B remplissent une surface chenalisée qui leur donne une géométrie lenticulaire. Cependant, cette géométrie lenticulaire apparaît le plus souvent dissymétrique. Ainsi, la plupart des niveaux gréseux, d'épaisseur maximale de 3 à 4 mètres, disparaissent latéralement en quelques mètres d'un côté, alors qu'ils diminuent d'épaisseur très progressivement de l'autre côté (pl. III: niveaux gréseux à faciès *Sx* ou *Sp* des colonnes "18" et "19", et des colonnes "24" "25" et "26").

ii) séquences de faciès C

Les bancs gréseux montrant des séquences de faciès C (faciès

---

photo 10.- Membre supérieur de la formation Goyllarisquisga. Panneaux photographiques partiels de la séquence de faciès D de la planche IV. Dépôts de levée. Haut (a): de 72 à 87 m. Bas (b): de 27 à 42 m. Distance entre les repères blancs: 3 mètres. Chaucha [25], environ 635 m.

Sh et *Sr*) sont plan-parallèles, et relativement continus sur plusieurs dizaines de mètres.

iii) séquences de faciès D

Grace à de bonnes conditions d'affleurement (couches verticales), nous avons pu réaliser 14 coupes sériées sur une distance de 1OO mètres, dans des dépôts présentant une séquence de faciès D, situés sur la bordure ouest et au sommet du remplissage de vallée de Chaucha (pl. III; sommet de la barre gréseuse de la séquence B3). Les corrélations entre les différentes colonnes levées banc par banc, basées sur le suivi de 11 niveaux gréseux, permettent de déterminer la géométrie précise de ces dépôts de séquence de faciès D (pl. IV; photo 1O-a,b).

Les niveaux gréseux de micro-séquences D2, D3 ou D4 font un angle maximum d'environ 1O° avec l'horizontale (au moment du dépôt), de telle sorte que le sommet de la séquence montre un angle de *top-lap* du même ordre. Par contre, l'angle de dépôt des niveaux gréseux de micro-séquences D2 et D1 varie de 1O° à O°.

D'autre part, chaque niveau gréseux peut être suivi latéralement depuis le sommet de la séquence où il a de 1O à 2O centimètres d'épaisseur, jusque vers le bas de la séquence où son épaisseur se réduit rapidement, et enfin dans les dépôts de micro-séquences DO (faciès *Fm*) où il disparaît en quelques mètres. Ainsi, chaque niveau gréseux présente une morphologie en biseau, et passe en 25 à 4O mètres de distance d'une épaisseur de 1O à 2O centimètres à une épaisseur centimétrique.

Parallèlement à la diminution d'épaisseur, les niveaux gréseux montrent une nette diminution latérale de la granulométrie, avec des grès moyens dans la partie haute passant à des grès fins puis très fins à débris végétaux (feuilles) dans la partie basse. A la base de la séquence, la forte diminution de la granulométrie des niveaux gréseux aboutit à leur disparition rapide dans les dépôts silto-charbonneux (*Fm*) de la plaine d'inondation (photo 9-a).

La diminution d'épaisseur et de granulométrie du haut vers le bas des niveaux gréseux s'accompagne d'un changement progressif de faciès et de micro-séquences de faciès. Ainsi, dans la partie haute, un niveau gréseux présente une micro-séquence de type D4 (faciès *Smr*, S*h* et *Sr*) et a tendance à s'amalgamer avec les

niveaux inférieur et supérieur (fig. 34; photo 9-d). Dans la partie médiane, les faciès *Smr* à mégarides puis *Sh* à laminations horizontales de haut régime disparaissent progressivement de la base du niveau gréseux qui présente alors des micro-séquences D3 puis D2 (fig. 34; photo 9-c). Vers la base, le niveau gréseux ne contient plus que le faciès *Sr* à rides de courant de micro-séquences D2 puis D1 (fig. 34; photo 9-b). Enfin, la partie la plus basse du niveau gréseux est constituée par un train de rides de courant (*Sr*) isolé dans les dépôts silto-charbonneux de faciès *Fm* (micro-séquences D1 puis DO) (fig. 34; photo 9-a).

5°) relations géométriques entre les séquences de faciès

i) relation entre les séquences B et C

En général, on observe le passage latéral progressif depuis les séquences de faciès B (grès moyens à grossiers de faciès *Sx*, *Sp* et rares *Sh* ou *Sr*) aux séquences de faciès C (faciès *Sh* et *Sr*). Ce passage se fait parfois rapidement sur une dizaine de mètres. D'autre part, on note le plus souvent une diminution légère et régulière de l'épaisseur des séquences B vers les séquences C, qui se poursuit dans les dépôts de séquence C (pl. III: partie moyenne des colonnes n° 18, 19, 2O et 21).

Cependant, les dépôts chenalisés de séquence de faciès B peuvent aussi apparaître à côté de dépôts de séquence de faciès C, sans que ces dépôts ne soient liés entre eux (pl. III: partie moyenne des colonnes n° 17 et 18).

ii) relation entre les séquences C et D

Les séquences de faciès C passent latéralement en continu aux séquences de faciès et D, parfois sur de courtes distances (pl. III: partie médiane des colonnes n° 2O, 21 et 22). Comme dans le cas du passage des séquence B à C, le passage des séquences C à D s'accompagne d'une légère diminution de l'épaisseur des dépôts.

Nous avons rencontré un cas de passage latéral très rapide entre les séquences de faciès C et D, schématisé sur la planche V-a. Ces dépôts ont une géométrie de dépôts de séquence D, mais

présentent des faciès de séquence C dans leur partie supérieure. Il est possible que cette particularité soit liée à la faible épaisseur des dépôts (< 2 m) et/ou à leur mise en place trop rapide pour permettre le développement complet d'une séquence de faciès de type D.

iii) relation entre les séquences B et D

Le passage latéral entre les séquences de faciès B et D est soit discontinu, car lié à une surface chenalisée (base de séquence B), soit continu par l'intermédiaire de séquences de faciès C (pl. III: parties médiane et supérieure des colonnes n° 25 et 26).

Cependant, nous avons aussi rencontré à Chaucha (pl. V-d) un niveau gréseux d'épaisseur métrique de grès très grossier de à laminations en auge (*Sx*) très frustres (*Gm*?) (échantillon CH-101), passant latéralement et progressivement en quelques mètres à des grès fins à grains moyens "flottés" (CH-102), puis à des grès très fins silto-charbonneux de faciès *Fm* (CH-103). Nous n'avons pas observé de structure sédimentaire dans les dépôts fins. Enfin, le passage latéral du faciès *Sx* au faciès *Fm* est plus ou moins horizontal et se fait sans l'intermédiaire des séquences de faciès C et D.

6°) milieu de dépôt

i) dépôts de chenaux

Les séquences de faciès B sont plutôt granodécroissantes et présentent une surface de base chenalisée. Nous les interprétons comme des dépôts de chenaux fluviatiles. Par analogie avec les dépôts de chenaux rencontrés dans les barres gréseuses ou décrits par ailleurs (Miall, 1978;...), nous corrélons le faciès *Sp* à des dépôts de barres sableuses entre lesquelles se déposent les dépôts de chenaux de faciès *Sx*.

ii) dépôt de marge de chenal

Les séquences de faciès C à base plane non-érosive sont latéralement intercalés entre les dépôts de chenaux et les dépôts de levée (§. suivant). De plus, les faciès de ces séquences C (*Sh*

+ *Sr*) reflètent une énergie inférieure aux faciès des séquences B (dépôts de chenaux). Nous interprétons donc les dépôts de séquence C comme des dépôts de marge de chenal, en dehors du courant principal.

Par ailleurs, la géométrie des dépôts de chenal situés dans la partie médiane des colonnes n° 18 et 19 (pl. III) montre une bordure ouest érosive et une bordure est passant progressivement à des séquences de faciès C puis D. Nous interprétons la bordure érosive de ce chenal comme la rive convexe (érosive) du chenal, et la bordure est comme la rive concave, où s'accumulent les dépôts de séquences de faciès C.

iii) dépôts de levée

Les dépôts de séquences de faciès D que nous observons sont tout à fait semblables aux dépôts de levées décrits dans la littérature (Elliott, 1974; Woodyer *et al.*, 1979; Farrell, 1987). Les structures internes décrites dans les niveaux gréseux des dépôts de levées sont des mégarides (faciès *Smr*) (Singh, 1972) et des rides de courant (faciès *Sr*), et surtout des laminations horizontales de haut régime (faciès *Sh*) (Duff *et al.*, 1967; Singh, 1972; De Celles, 1986; Farrell, 1987). D'autre part, la morphologie en biseau des niveaux gréseux ainsi que la diminution de la granulométrie vers la base ont été décrits dans des dépôts de levées par P.G. De Celles (1986) et D.A. Hughes *et al.* (1982).

Nous interprétons donc les dépôts de séquences de faciès D comme des dépôts de levées de chenaux. La base silto-argileuse des séquences de faciès D (faciès *Fm* et micro-séquence DO) représente alors les dépôts distaux de levées, leur faible proportion semble indiquer le développement très limité de la plaine d'inondation.

Par ailleurs, l'absence quasi systématique de structure sédimentaire que nous notons nous aussi dans les dépôts de levée, est interprétée par la plupart des auteurs comme liée soit à la bioturbation ou à l'altération par la pédogénèse (Woodyer *et al.*, 1979; Stewart, 1981; Farrell, 1987), soit à la colonisation des levées par la végétation (Stewart, 1981; Hughes *et al.* 1982; Collinson, 1986; Farrell, 1987).

Nous avons aussi rencontré des dépôts gréseux de levées "mamelonnés", slumpés ou bréchiques. Il est possible qu'ils

correspondent à des dépôts de levées légèrement glissés (pente ≃ 10°), ou à des loupes d'arrachement dans des levées bordant la rive convexe et érosive des chenaux. Des structures de glissement comparables ainsi que de petites failles ont été décrites par Coleman (1969) dans les dépôts de levée du Brahmapoutre.

Enfin, nous n'avons pas observé de structure liée à la dessication ni d'encroûtement. Seuls les sommets de dépôt de levée présentent souvent une oxydation qui souligne l'altération aérienne de la surface de la levée après son abandon.

iv) dépôt de crevasse

Le seul niveau que nous ayons rencontré et qui présente le passage latéral horizontal de dépôt de grès très gros à des dépôts très fins (*Fm*) est interprété comme un dépôt de crevasse. Cette interprétation s'appuie sur la brutalité avec laquelle le sable très grossier passe latéralement aux dépôts silto-argileux, sur l'absence apparente de base chenalisée et sur l'absence de dépôts de levée.

Par contre, le niveau de grès moyen conglomératique (faciès *G*) d'environ 1,50 mètre d'épaisseur couvrant le dépôt de levée schématisé sur la planche IV (voir aussi fig. 34) n'est pas interprété comme un dépôt de crevasse. La base de ce niveau, légèrement érosive, contient de gros galets mous de silt noir et des galets atteignant 20 centimètres de long (quartz et silex; ce niveau est le plus grossier que nous ayons rencontré dans la formation Goyllarisquisga). Ce banc représente le dernier dépôt du remplissage de vallée (pl. III), et son sommet est affecté par une érosion (voir pl. III, colonne n° 18, 19, 25 et 26) et une oxydation très intense qui forme une croûte de plus de 10 centimètres d'épaisseur qui gommant toutes les structures internes. Il est possible que ce niveau conglomératique soit le témoin d'une période très courte de sédimentation fluviatile en tresse faisant suite au remplissage de vallée et précédant une nouvelle période d'érosion et altération (voir seconde partie de ce mémoire). Nous avons aussi observé des niveaux conglomératiques comparables au-dessus de l'avant-dernière barre gréseuse à La Oroya [6], à Chacapalpa [13] et Sacacharina [17].

7°) sédimentation fluviatile anastomosée

Les dépôts de levées ont été largement décrits dans la littérature, tant dans la sédimentation fluviatile méandriforme (Duff *et al.*, 1967; Singh, 1972; Stewart, 1981; Farrell, 1987) et anastomosée (Smith & Smith, 1980; Bridge, 1984), que dans la sédimentation deltaïque (Elliott, 1974; 1986). Cependant, les dépôts de levée ne sont jamais décrits dans les systèmes fluviatiles en tresse.

D'autre part, les dépôts de levées que nous observons ne peuvent pas non plus être liés à d'une sédimentation fluviatile à méandres. En effet, ils ne présentent aucune des structures caractéristiques des chenaux méandriformes (Jackson, 1976; Walker *et al.* Cant, 1979; Stewart, 1981): ni stratification *epsilon* de progradation de *point-bar*, ni laminations obliques planes de *scrool-bar* de sommet de *point-bar*.

Par contre les dépôts de remplissage de vallée observés à Chaucha sont très semblables aux dépôts décrits dans la sédimentation fluviatile anastomosée (Smith & Putman, 1980; Collinson, 1986). En effet, les corps gréseux de chenaux anastomosés sont caractérisés par une morphologie lenticulaire (en coupe) et sont associés à des dépôts de levées et de crevasses (Smith & Smith, 1980; Smith & Putman, 1980; Rust, 1981; Smith, 1983; Smith, 1986).

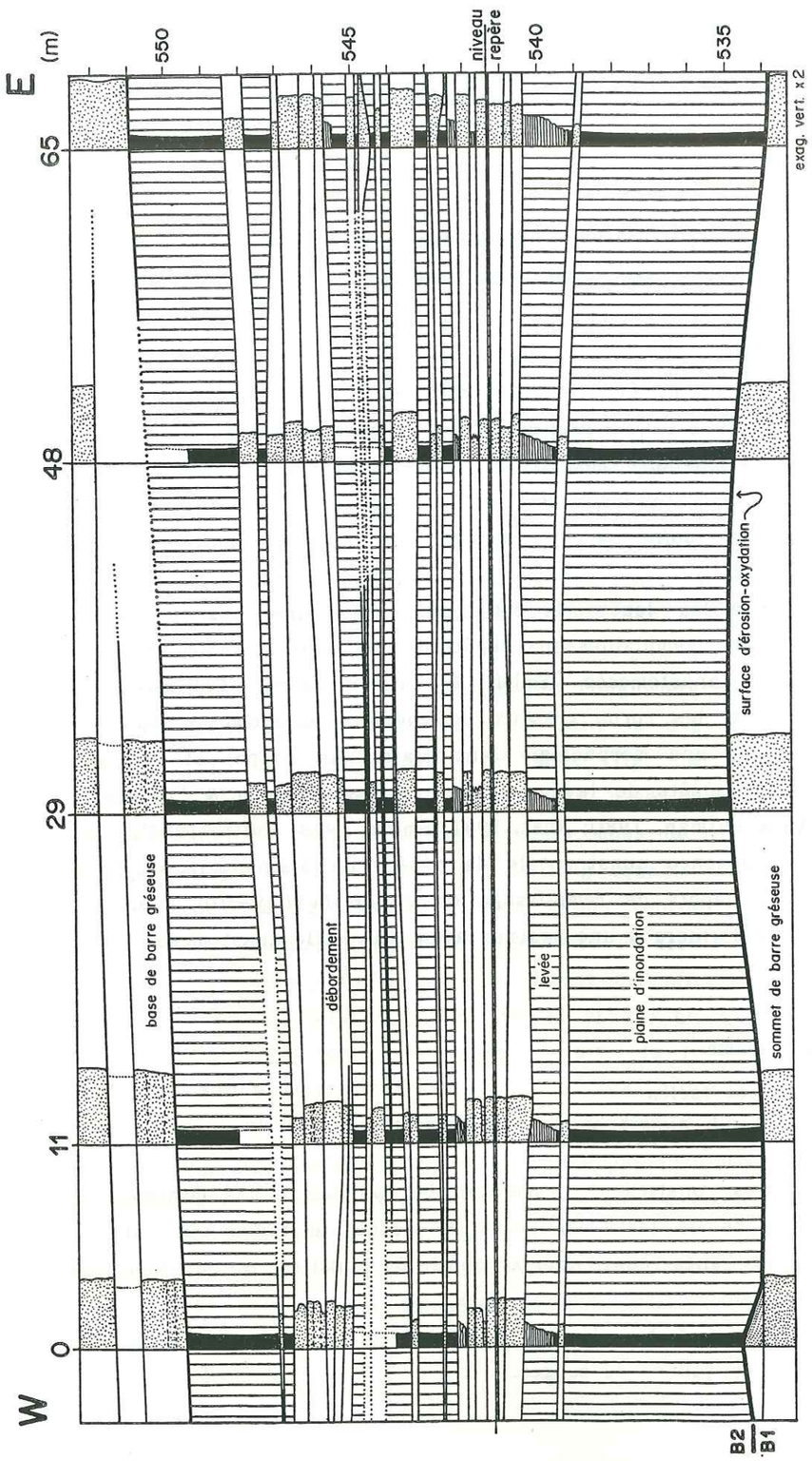
Malgré l'absence quasi totale de dépôts de plaine d'inondation dans les dépôts de remplissage de vallée (*valley-fill*), nous attribuons ces derniers à une sédimentation fluviatile anastomosée.

e) les combes

1°) les faciès

i) pélites (*Fm*)

Les pélites constituent l'essentiel des sédiments des combes. Dans les régions de forte épaisseur de dépôt, le faciès *Fm* est formé par des silts charbonneux noirs à lentilles de charbon parfois importantes. Par contre, dans les zones d'épaisseur de dépôt relativement faible, le faciès *Fm* correspond à des silts et des argiles ocres, jaunes ou rouges.



ii) faciès gréseux (*Sx*, *Sp*, *Smr*, *Sh*, *Sr*)

L'ensemble des faciès gréseux décrits pour les dépôts de comblements de vallée sont présents dans les dépôts des combes silto-charbonneuses (mêmes lithologies, textures et structures), et ne seront donc pas détaillés ici.

iii) faciès à rides d'oscillations (*Sr-o*)

Le faciès *Sr-o* est associé à des niveaux de grès fins à ciment siliceux montrant des rides d'oscillations (photo 7-d). Ces dernières présentent en plan des crêtes rectilignes ou peu sinueuses, espacées d'environ 3 centimètres, et en coupe des laminations d'amplitude pluri-millimétrique chevauchant sur la ride aval. Enfin, ces rides d'oscillations indiquent indifféremment des directions de courant de même sens ou de sens opposé aux structures qu'elles recouvrent.

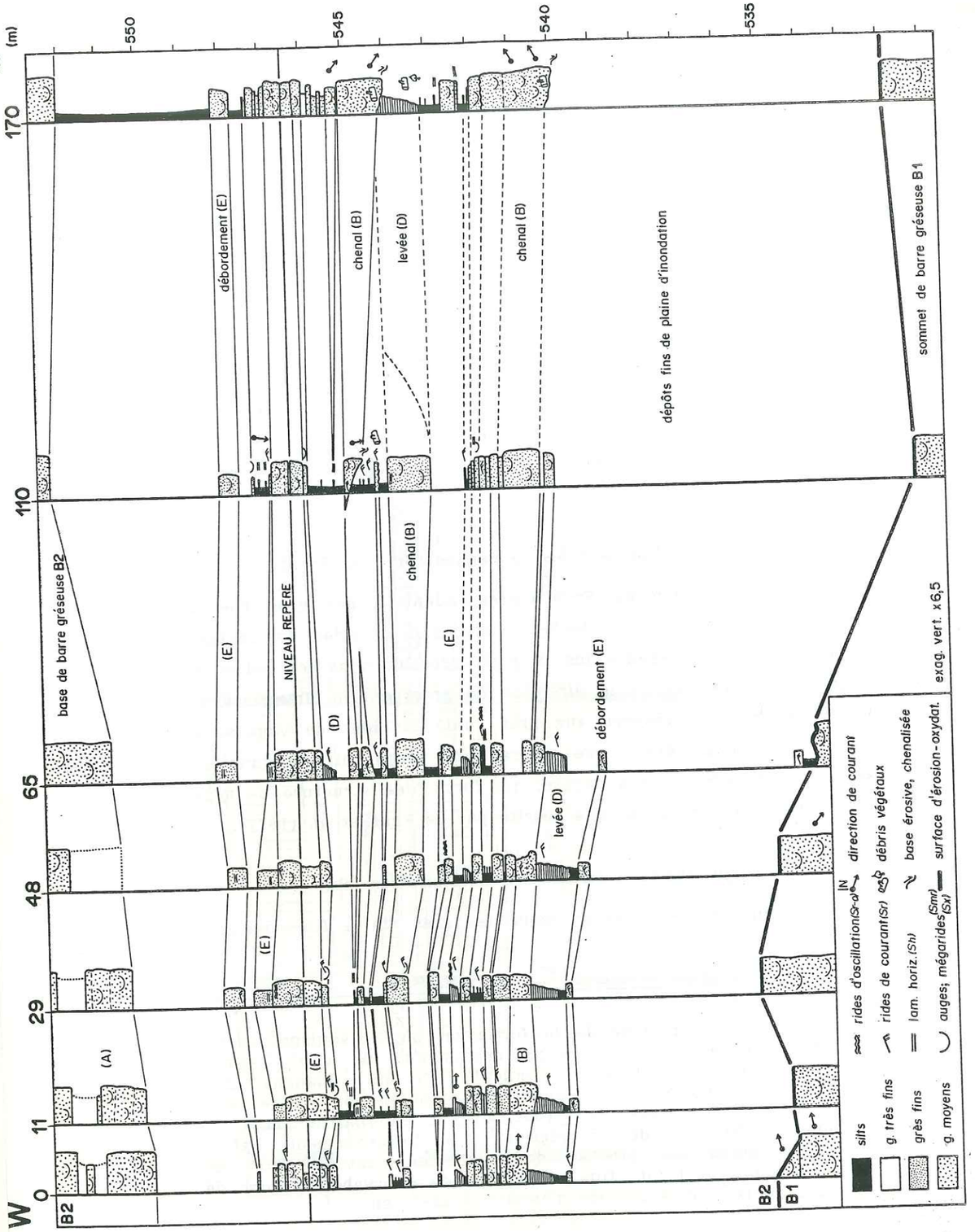
iv) faciès à rides de vagues (*Sr-v* et *Sr-h*)

Les faciès *Sr-v* et *Sr-h* correspondent à des grès fins à ciment calcaire et petites taches d'oxydation à rides de vagues. Le faciès *Sr-v* représente les niveaux gréseux dont les rides de vagues montrent une seule direction de progradation. Inversément, le faciès *Sr-h* est réservé aux grès dont les rides de vagues se superposent en indiquant une progradation tantôt dirigée dans un sens, tantôt dans le sens opposé, qui forme une structure de type *herringbone* comparable à celle décrite par De Raaf *et al.* (1977).

v) faciès à stratifications sigmoïdes (*Ss*)

Le faciès *Ss* est présent dans des grès fin à fin-moyens à

←
fig. 35.- Membre supérieur de la formation Goyllarisquisga. Faciès et séquences de faciès dans des dépôts de combe silto-charbonneuse. Exagération verticale par 6,5. Chaucha [23]: 535-550 m; Combe de la séquence B2. A noter que la base de la barre gréseuse supérieure (552 m) est en réalité plane, et que les niveaux de débordement sont infléchis sous l'effet d'une compaction précose dont l'ampleur est fonction de l'épaisseur de dépôts fins de la base de la combe, et donc de la géométrie de la surface d'érosion sous-jacente.



ciment calcaire montrant des stratifications sigmoïdes à très nombreux petits galets mous d'argile verte. Les niveaux à stratifications sigmoïdes ont une épaisseur comprise entre 15 et 100 centimètres. Les seuls dépôts de faciès *Ss* observés constituent avec les dépôts de faciès *Sh* (ci-dessous) l'ensemble de la "combe" de la séquence C à Pomacocha ([8]: 110-122 m; pl. I).

vi) faciès à laminations horizontales de haut régime

Le faciès *Sh-l* est présent dans des grès fins à ciment calcaire à laminations horizontales de haut régime, à intercalations de lits de galets mous argileux vert. Ce faciès a été rencontré seulement à Pomacocha [7].

vii) faciès à cargneule

Le faciès à cargneule correspond à des niveaux de calcaire dolomitique plus ou moins gréseux de couleur ocre à pseudomorphoses de gypse et à intercalations d'argiles silteuses violettes bioturbées. Ce faciès a été trouvé seulement à Tajana [11].

2°) séquences de faciès

i) séquences de faciès B, C et D

Les séquences de faciès B et D se rencontrent dans les combes apparemment identiques (fig. 35) à celles que nous avons définies pour les dépôts de comblement de vallée. Par contre, nous n'avons pas rencontré de séquences de faciès C.

D'autre part, il semble que l'épaisseur de ces séquences soient plus réduite dans les dépôts des combes. Ainsi, les séquences de faciès A (faciès *Sx* et *Sp*) ne semblent pas dépasser 2 à 3 mètres d'épaisseur, de la même manière que les rares séquences de faciès D (fig. 35).

←

fig. 36.- Membre supérieur de la formation Goyllarisquisga. Détail de la géométrie plan-parallèle des niveaux à séquences de faciès E. Dépôts de débordement dans la plaine d'inondation. Exagération verticale par 2. Chaucha [23]: 535-550 m; Combe de la séquence B2.

Cependant, la grande dispersion des rares dépôts gréseux des combes a limité considérablement le nombre de nos observations. Seule l'observation détaillée d'un plus grand nombre d'affleurements nous auraient permis de différencier plus finement les séquences de faciès B et D des dépôts gréseux des combes silto-charbonneuses, par rapport aux mêmes séquences des remplissages de paléovallée.

ii) séquences de faciès E

Les séquences de faciès E correspondent à la superposition des faciès *Smr* à mégarides, *Sh* à laminations horizontales de haut régime, *Sr* à rides de courant et *Sr-o* à rides d'oscillations que recouvre le faciès *Fm*. Ces séquences ne s'observent que dans les combes silto-charbonneuses (fig. 35).

Les niveaux présentant une séquence E sont plan-parallèles et ont entre 1 et 50 centimètres d'épaisseur (fig. 36). Les bancs les plus épais sont très légèrement granodécroissants: grès fins à la base, fins à très fins au sommet. Enfin, la surface de ces niveaux de séquence E est toujours très oxydée, ce qui empêche souvent la reconnaissance des structures des petits niveaux.

Enfin, selon leur épaisseur, les séquences E présentent seulement certains faciès. Ainsi, les séquences d'épaisseur pluri-décimétriques comportent surtout les faciès *Smr* et *Sh* (et *Sr*), alors que les petits niveaux de quelques centimètres d'épaisseur présentent les faciès *Sh*, *Sr* et *Sr-o* (photo 7-d).

iii) séquence de faciès F

Les séquences de faciès F sont formées par la superposition grano-décroissante de niveaux de grès fin-moyen et fin à ciment calcaire, de faciès *Ss* (stratifications sigmoïdes) et *Sh-l* (laminations horizontales de haut régime à lamines de galets mous). Cette séquence F correspond à l'ensemble des dépôts de la combe du site de Pomacocha [7] (pl. I: 111-122 m).

iv) autres séquences de faciès

Nous n'avons pas reconnu de séquences de faciès particulière associée aux dépôts gréseux à ciment calcaire de faciès *Sr-v* et

Sr-h (photo 7-c). Ces grès à rides de vagues, observés seulement à La Oroya [7], sont intercalés dans les dépôts pélitiques verts ou rouilles (faciès *Fm*) du sommet de la combe (pl. I: 168-190 m), et sont recouverts par un niveau de 20 centimètres de cargneule, puis par la dernière barre gréseuse.

3°) milieux de dépôts

i) dépôts de chenaux, de levées et de plaine

Les rares niveaux gréseux de séquences de faciès B ou D des combes silto-charbonneuses sont tout à fait comparables à ceux rencontrés dans les dépôts de remplissages de vallées. Malgré l'absence (apparente?) de séquences de faciès de type C (dépôts de bordure interne de chenal), nous interprétons les séquences de faciès B et D comme correspondant à des dépôts respectivement de chenaux et de levées d'un système fluviatile anastomosé.

En l'absence d'indice permettant d'expliquer l'absence de dépôts de séquence de faciès C nous supposons que celle-ci pourrait être due à la trop faible extension latérale des chenaux, et donc au trop faible développement ou à l'absence de dépôt de bordure concave (chenaux rectilignes?).

Par ailleurs, la sédimentation fluviatile anastomosée des combes se caractérise par la très forte proportion de dépôts fins silto-charbonneux de plaine d'inondation. Elle est alors très comparable à la sédimentation des systèmes anastomosés actuels dont les dépôts de levées et de plaine d'inondation représentent entre 80 et 97% des dépôts (Smith & Smith, 1980; Rust, 1981; Smith, 1986; Smith & Putman, 1980).

ii) dépôts de débordement dans la plaine d'inondation

Les niveaux gréseux plan-parallèles de séquence de faciès E sont légèrement grano-décroissants et montrent une énergie de dépôt rapidement décroissante. D'autre part, on constate que les niveaux épais (faciès *Smr* + *Sh* + *Sr*) diminuent d'épaisseur latéralement et passent très progressivement à des niveaux peu épais sans faciès *Smr* (fig. 35: 548 m). De plus ils se terminent parfois par le faciès *Sr-o* à rides d'oscillations témoin d'une inondation

temporaire. Enfin, les dépôts de séquence de faciès E dans la plaine d'inondation sont comparables aux dépôts de débordements dans la plaine d'inondation décrits avec les dépôts fluviatiles anastomosés ou méandriformes, actuels ou anciens (Smith & Smith, 1980; Rust, 1982; Collinson, 1986). Nous interprétons donc les niveaux gréseux de séquence de faciès E comme des dépôts de débordement de la sédimentation fluviatile anastomosée.

Par ailleurs, le sommet ces dépôts de débordement présente, comme les dépôts de chenaux et de levées, une surface oxydée, peut-être bioturbée (animaux + végétaux?).

iii) dépôts marins

Les grès à ciment calcaire de la séquence de faciès F (Pomacocha [7]: 111-122 m) montrent une granodécroissance ainsi qu'une diminution de l'énergie de dépôt, avec à la base le faciès *Ss* à stratifications sigmoïdes recouvert par le faciès *Sh-l* à laminations horizontales de haut régime à lamines de galets mous argileux. Ces indices permettent de définir une origine marine et tidale pour ces dépôts. Pour être assez semblables aux séquences de faciès rencontrées dans le membre inférieur de la formation Goyllarisquisga (§. II-*e-2*), il est possible que ces niveaux correspondent à des dépôts de barres sableuses d'estuaire.

Nous ne possédons pas suffisamment d'arguments pour discuter des milieux de dépôt des niveaux de faciès à rides de vagues (*Sr-v* et *Sr-h*) ou de cargneule. Il est cependant probable que le faciès à cargneule corresponde au dépôt dans un milieu confiné à tendance émersive, de type lagunaire.

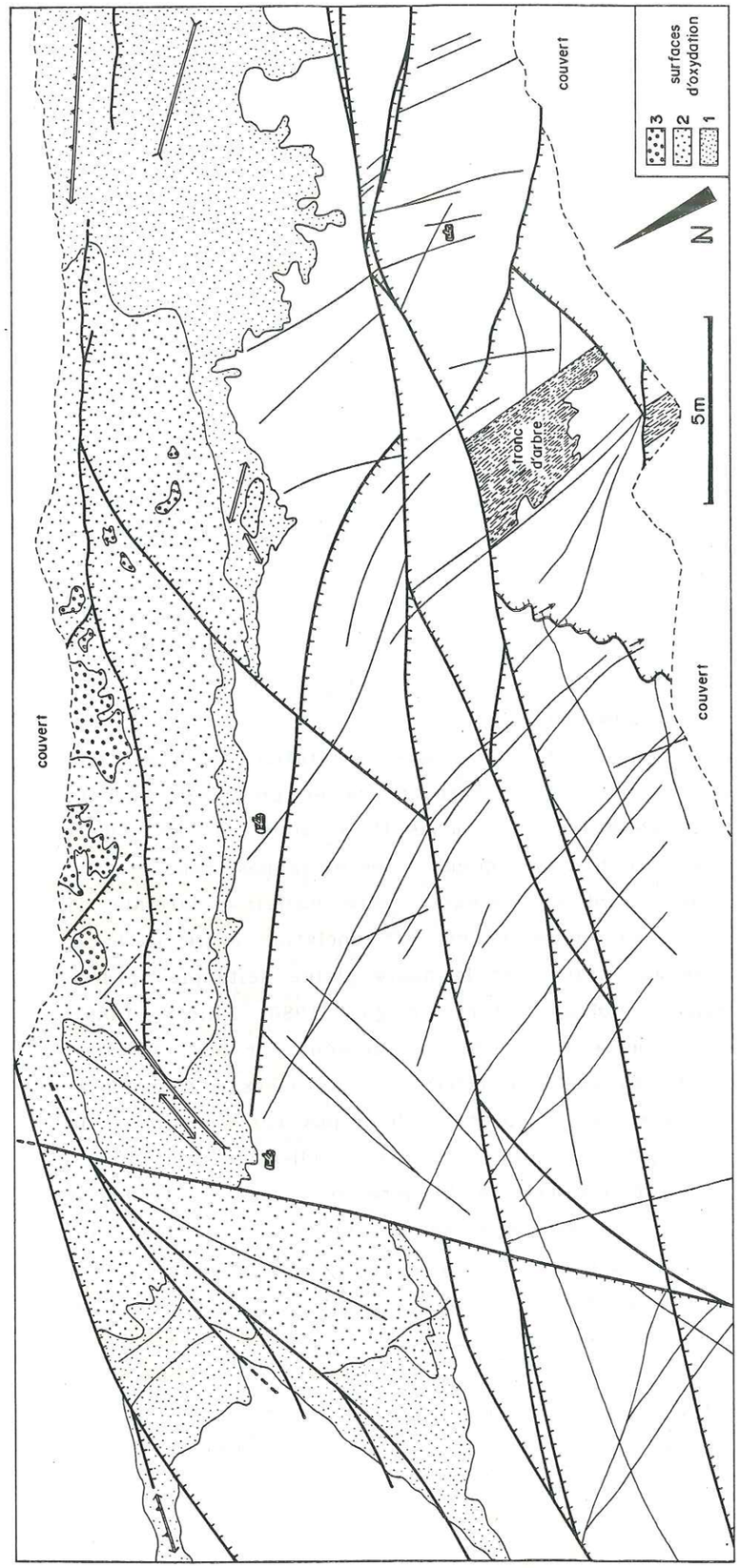
A LLocllapampa [15], nous avons rencontré un banc calcaire de 40 centimètres d'épaisseur contenant des grains de quartz très arrondis inférieurs à 3 mm de diamètre et quelques galets de quartz atteignant 4 cm de long, intercalé dans des pélites jaunes à ocres faiblement calcaires pl. I: 252 m). Ce niveau présente quelques laminations horizontales très frustres à la base et de rares rides de courant au sommet (*Sr-v* ?). Enfin, le sommet du banc montre des traces de racines et des fentes de dessication. Il est possible que ce niveau de calcaire gréseux à galets "flottés" corresponde à un dépôt de tempête déposé en arrière de la côte, en milieu lagunaire.

4°) origine de la sédimentation fluviatile anastomosée

La sédimentation anastomosée des combes silto-charbonneuses semble s'être développée sous un climat humide, les importants dépôts de matières végétales s'étant probablement déposés dans des marais, marécages ou tourbières (Coleman, 1969; Smith & Putman, 1980). Cette accumulation peut se produire soit en plaine deltaïque (Elliott, 1974; Wright, 1985; Elliott, 1986), soit dans une vallée fluviatile barrée ou très subsidente (Smith & Smith, 1980; Collinson, 1986; Smith, 1986).

Comme le font remarquer D.G. Smith *et al.* (1980) pour les séries anciennes, la seule étude des faciès ne permet pas de déterminer l'origine fluviatile ou deltaïque du système anastomosé. Cependant, la continuité des combes à l'échelle régionale (>100 km) et l'existence d'intercalations marines dans les combes de La Oroya ([7], 168-190 m), Pomacocha ([8], 111-122 m) ou LLoc-llapampa ([15], 252 m) semblent plutôt indiquer un environnement de dépôt de plaine deltaïque.

Par ailleurs, on constate que la sédimentation de la dernière combe est anastomosée (silto-charbonneuse et gréseuse) dans la zone de série épaisse (sud de Cochas [18]), alors que les dépôts de la même combe sont silto-argileux ocres ou jaunes, dans la zone de série réduite (nord de Cochas). Cette variation latérale de faciès pourrait correspondre à une différenciation entre la basse plaine deltaïque mal drainée et la haute plaine deltaïque oxydée car bien drainée (Coleman, 1966; Wright, 1985; Elliott, 1986). Toutefois cette hypothèse ne peut être retenue car les intercalations marines (La Oroya, Pomacocha) sont associées à des dépôts silto-argileux ocres, qui ne peuvent donc pas correspondre à un milieu de haute plaine deltaïque. L'autre explication des variations latérales de faciès dans la dernière combe est de considérer que la sédimentation anastomosée se développe dans les zones de forte subsidence de la plaine deltaïque. Dans ce cas et comme nous l'observons, la sédimentation anastomosée est indépendante de la sédimentation marine, et se limite à la région où la série est épaisse. En conséquence, il apparaît que pendant la sédimentation des combes, les régions les plus subsidentes ne correspondaient pas aux parties les plus externes de la plaine deltaïque.



f) tectonique synsédimentaire

Les indices de tectonique synsédimentaire sont nombreux dans le membre supérieur de la formation Goyllarisquisga. Comme pour le membre inférieur ou la formation Chaucha, une déformation importante à été notée à LLocllapampa [14][15]. Cependant, une forte tectonique synsédimentaire a aussi été constatée à Chacapalpa [12][13].

Les indices de tectonique synsédimentaire sont de trois types: filons clastiques, déformation souple d'un niveau induré, et failles normales à stries molles.

1°) filons clastiques

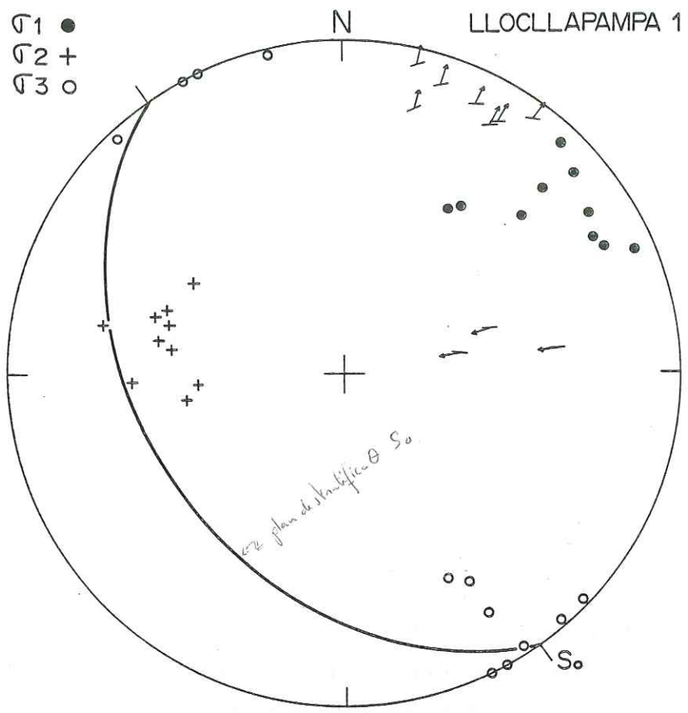
Les seuls filons clastiques que nous ayons rencontrés se situent à la base de la dernière barre gréseuse. Les filons sont comparables aux filons décrits dans le membre inférieur à LLocllapampa ([15]; § II-*f*; photo 5-c). Ils affectent des grès fins sans structure à ciment calcaire couronnés par des dépôts de barre d'embouchure. La formation des filons clastiques est liée à la liquéfaction du niveau gréseux saturé en eau, peut-être en liaison avec une activité sismique.

2°) déformation souple

Les trois niveaux indurés déformés que nous avons observés à Chacapalpa [12] (fig. 37) sont des niveaux décimétriques de grès formant des croutes oxydées au sommet de l'avant-dernière barre gréseuse (153 m). Les petits plis se situent à la verticale de petites failles normales dont le rejet vertical réduit n'était

←

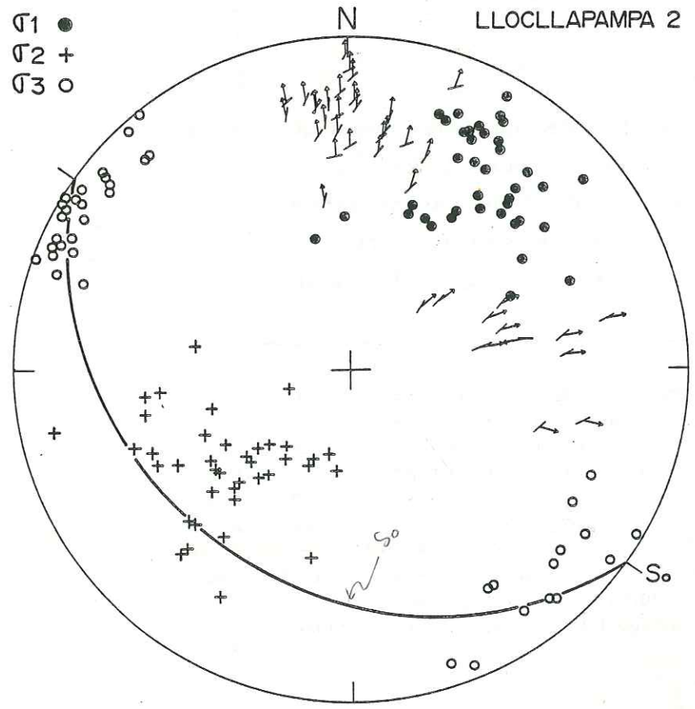
fig. 37.- Membre supérieur de la formation Goyllarisquisga. Schéma d'une surface structurale montrant une déformation "syn"-sédimentaire prouvée par la déformation souple des croûtes d'oxydation et les stries de faille sans cristallisation. Traits fins: diaclases; traits épais: failles normales; doubles traits: déformation souple (anticlinaux et synclinaux) des croûtes oxydées. Le rejet vertical total entre le haut et le bas de la figure est d'environ 2 à 3 mètres. La déformation est liée à une contrainte horizontale distensive de direction ENE-WSW. Chacapalpa-Nord [12], 153 m; sommet de la séquence B.



STRATIFICATION: N 145 40 W

FAILLES:

nº	plan	pitch	nature
1	N 028 44 W	13 N	D
2	N 018 37 W	07 N	D
3	N 028 56 W	23 N	D
4	N 042 46 W	08 N	D
5	N 044 48 W	20 N	D
6	N 044 45 W	18 N	D
7	N 038 42 W	16 N	D
8	N 083 82 N	54 E	I
9	N 084 88 N	37 E	I
10	N 094 82 N	63 E	I



STRATIFICATION: N 126 34 S

FAILLES:

nº	plan	pitch	nature
1	N 009 70 W	31 N	ND
2	N 004 64 W	23 N	ND
3	N 172 76 W	22 N	D
4	N 178 84 W	21 N	D
5	N 041 52 N	40 E	N
6	N 003 80 W	48 N	ND
7	N 021 71 W	36 N	ND
8	N 044 87 E	63 N	N
9	N 032 84 E	68 N	N
10	N 000 73 W	22 N	D
11	N 009 63 W	33 N	D
12	N 028 52 W	12 N	D
13	N 177 73 W	18 N	D
14	N 024 64 W	34 N	D
15	N 033 74 W	44 N	ND
16	N 025 81 W	33 N	ND
17	N 012 62 W	24 N	D
18	N 010 56 W	21 N	D
19	N 009 57 W	14 N	D
20	N 001 75 W	05 N	D
21	N 049 76 E	52 N	NS
22	N 082 88 N	49 E	I
23	N 053 80 E	56 N	N
24	N 073 86 E	59 N	N
25	N 011 85 W	24 N	D
26	N 177 85 W	25 N	D
27	N 010 70 W	23 N	D
28	N 006 46 W	26 N	D
29	N 019 72 W	30 N	D
30	N 055 76 E	55 N	N
31	N 073 73 E	39 N	NS
32	N 073 78 E	25 N	S
33	N 064 70 E	40 N	N
34	N 086 64 E	35 E	S
35	N 030 52 W	43 N	D
36	N 023 46 W	35 N	D
37	N 064 37 W	74 N	N
38	N 013 40 W	16 N	D
39	N 065 53 E	57 E	S

probablement pas suffisant pour fracturer les surfaces indurées. Le déversement apparent de ces plis est lié la déformation des surfaces oxydées qui moulent l'escarpement des failles.

3°) failles normales

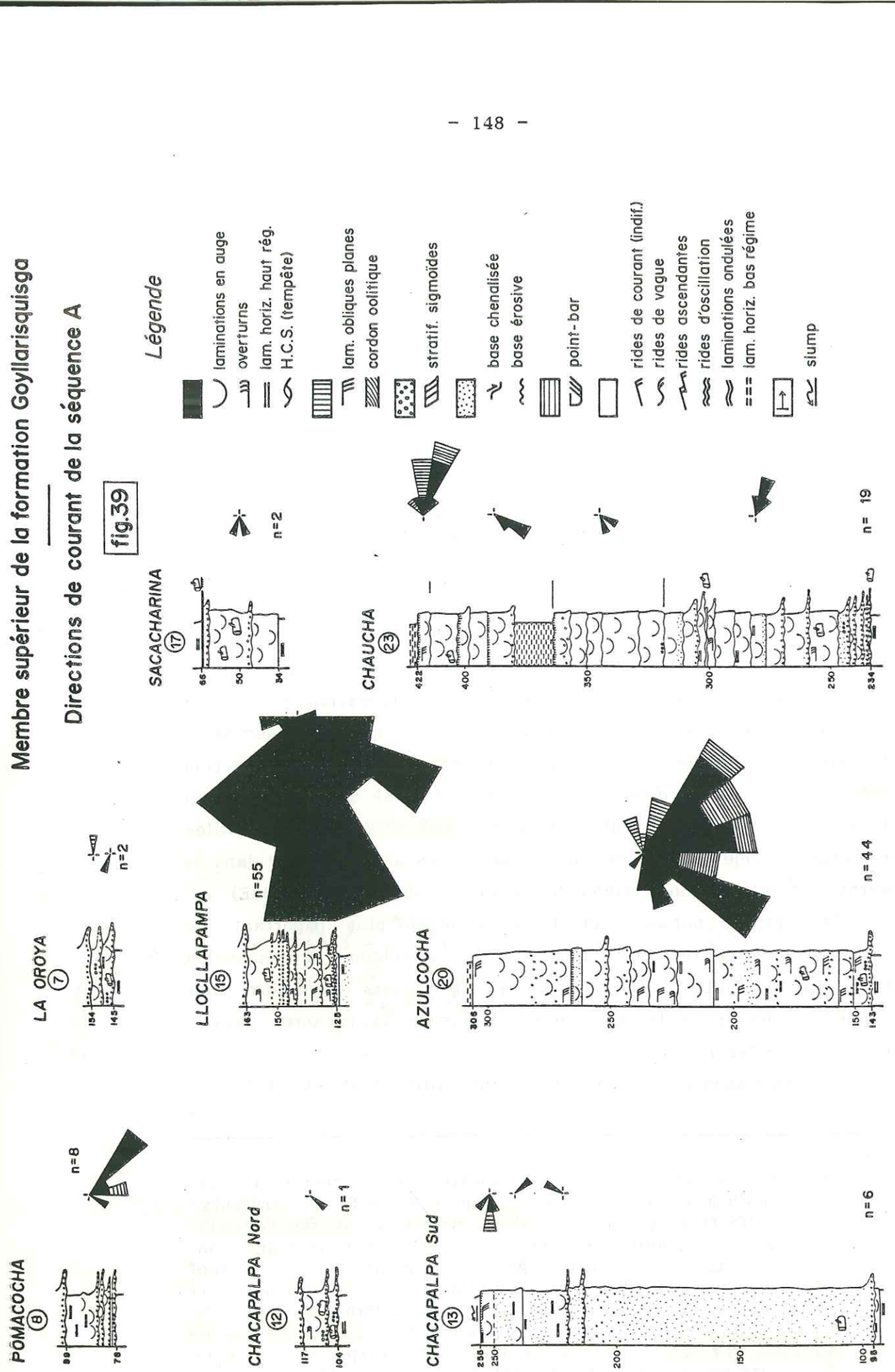
Nous avons observé des failles normales de rejet pluridécimétrique à LLocllapampa [15] (photo 6-d) et à Chacapalpa [12] (fig. 37, p. 144). Comme à Chacapalpa, de nombreuses petites failles normales observées à LLocllapampa affectent la surface oxydée de l'avant-dernière barre gréseuse (en réalité l'escarpement de faille est situé environ 5 mètres au-dessus du banc sur lequel les mesures ont été faites; photo 6-d). Les plans de faille avec leurs stries sans cristallisation sont souvent parfaitement conservés, et ont pu faire l'objet de mesures microtectoniques sur deux sites différents. Le report de ces données sur canevas de Schmidt (fig. 38) montre dans les deux cas des directions de contrainte σ2 et σ3 pratiquement confondues avec le plan de stratification So et une contrainte maximale σ1 subverticale. La déformation observée à LLocllapampa est liée à une contrainte distensive σ3 de direction NW-SE, alors que la direction d'extension relevée à Chacapalpa sur la même surface structurale est plutôt ENE-WSW. D'autres failles normales de rejet métriques ont été observées à Chacapalpa dans la dernière barre gréseuse (plans: N160-45E; N145-35E; N120-25E).

Des failles normales de rejet beaucoup plus important, de l'ordre de 150 mètres, peuvent être mises en évidence à Chacapalpa [12][13] et à LLocllapampa [14][15]. Les rejets verticaux sont calculés à partir de la différence d'épaisseur de la série mesurée entre deux sites proches.

A LLocllapampa (pl. I), les deux sites [14] et [15] sont

←

fig. 38.- Membre supérieur de la formation Goyllarisquisga. Stations microtectoniques réalisées sur des surfaces structurales affectées par des failles normales synsédimentaires (canevas de Schmidt, hémisphère inférieur). On remarque dans les deux cas que les directions de contrainte σ2 et σ3 sont pratiquement confondues avec le plan de stratification So, la contrainte maximale σ1 étant subverticale. Dans les deux cas la déformation est liée à une contrainte extensive σ3 de direction NW-SE. LLocllapampa [15]: 280 m (pl. I). La photo 6-d a été prise sur l'affleurement de la station n°1.



Goyllar

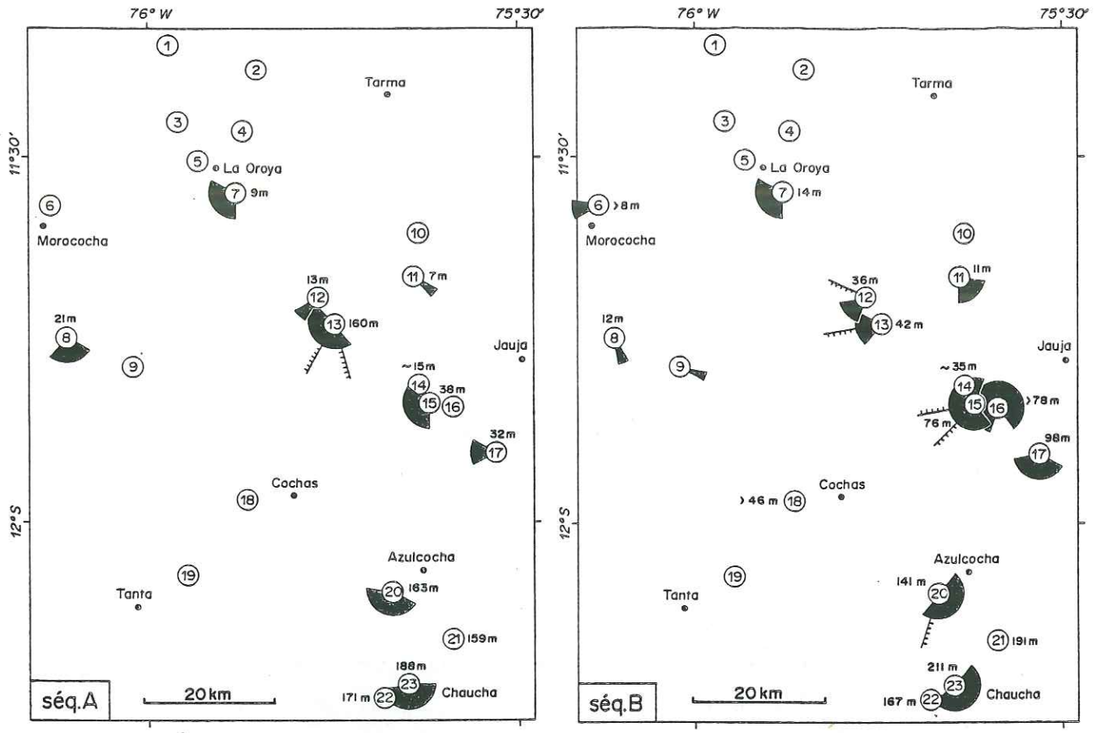
situés de part et d'autre de la vallée de LLocllapampa et sont distants d'environ 2 kilomètres. La faille responsable des 150 mètres de différence d'épaisseur entre les deux sites passe dans la vallée mais n'est pas observable actuellement. Sa direction peut être comprise entre NE-SW et N-S. Cependant, son existence est prouvée par ailleurs par les très nombreux indices de tectonique synsédimentaire présents dans les dépôts des membres inférieur et supérieur de la formation Goyllarisquisga (et de la formation Chaucha bajocienne). Cette faille semble s'arrêter de fonctionner à l'Aptien supérieur, avec la sédimentation de la formation Pariahuanca.

Un plan de faille important a aussi été observé à Chacapalpa [13] (plan: N35-45W). L'escarpement de faille n'est pas visible mais le mouvement normal est prouvé par des plis d'entrainement dans le compartiment supérieur. Néanmoins, nous ne savons pas si cette faille normale est la seule responsable de la différence d'épaisseur de série de 150 mètres qui apparaît entre les deux sites distants de 5 kilomètres, étudiés à Chacapalpa [12][13]. Comme le montrent les épaisseurs notées sur la figure 40, cette faille normale à regard sud semble s'arrêter de fonctionner après le dépôt de la séquence A.

Il ressort donc que la tectonique distensive synsédimentaire du membre supérieur de la formation Goyllarisquisga est importante (Valanginien à Aptien moyen). Les quelques données recueillies (fig. 40) semblent refléter une distension plutôt WNW-ESE pour la période de sédimentation de la séquence A, passant à NNW-SSE pour la séquence B puis à SW-NE pour la séquence C. Il est néanmoins certain que la ponctualité de ces données ne rend pas compte des différentes directions d'extension régionales ayant régné du Valanginien à l'Aptien.

g) paléogéographie

Les directions d'apport sédimentaire (détaillée sur la figure 39 et la planche VI) sont schématisées sur la figure 40. Elles permettent de distinguer deux zones au sein de notre région d'étude.



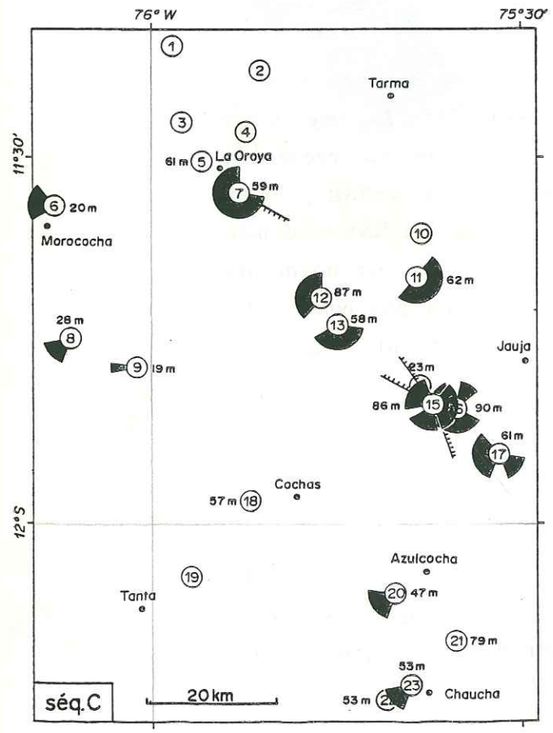


fig. 40.- Membre supérieur de la formation Goyllarisquisga. Schémas cartographiques de la région étudiée regroupant pour chaque séquence les épaisseurs, les directions principales d'apport sédimentaire et les directions de la déformation synsédimentaire (failles normales).

Une première zone (zone nord-est) est située au nord-est d'une ligne passant à l'ouest de Morococha [6] et de Sacacharina [17]. Les directions de transport dans cette région reflètent une source d'apport détritique globalement située au nord-est. Dans le détail, cette direction de transport régionale paraît perturbée localement par l'activité de failles normales, comme à Chacapalpa [12][13] ou LLocllapampa [14][15]) où les directions de transport sont assez variables.

L'autre zone (zone sud-ouest) est située au sud-ouest de la ligne Morococha-Sacacharina. Les directions de transport dans cette région sont d'abord vers le sud (fig. 40: séquence A). Elles passent ensuite au sud-est (séquence B), puis au sud-ouest (séquence C).

Les divergences de directions de transport apparaissant entre ces deux zones semblent être liées à l'existence d'une région de forte subsidence au sud (sites [20] à [23]) (fig. 40: séquence A et B). D'ailleurs, avec la disparition de cette subsidence différentielle au sud (fig. 40: séquence C) les directions de transport deviennent homogènes entre les deux zones nord-est et sud-ouest.

Cette déviation des directions de transport apparait aussi dans les combes, avec les variations latérales de faciès.

Dans un premier temps (séquences A et B) les dépôts de plaine deltaïque (combes) sont limités à la partie subsidente du sud de la zone sud-ouest (sites [20] à [23]). Ces dépôts correspondent aux directions de transport dirigées vers le sud ou le sud-est.

Dans un deuxième temps (séquence C) la partie sud cesse d'être fortement subsidente. Les dépôts de plaine deltaïque envahissent alors toute la région et les directions de transport sont uniformément dirigées vers le sud-ouest.

C. LA SEDIMENTATION MARINE DE L'APTIEN A L'ALBIEN MOYEN

Dans la région des Hauts Plateaux, un changement radical d'environnement de dépôt se produit vers l'Aptien supérieur. La sédimentation fluviatile de la formation Goyllarisquisga fait place à une sédimentation marine gréso-carbonatée (fm. Pariahuanca), puis carbonatée (formations Chulec, Pariatambo et Jumasha). Cette sédimentation marine se termine vers le Santonien avec les dépôts continentaux des premières "Couches Rouges".

Latéralement, ces formations marines calcaires passent vers la côte à des dépôts marins calcaires à la base (fm. Atocongo) et essentiellement volcano-détritiques au sommet (gr. Casma). Vers le nord-est, les dépôts contemporains sont deltaïques à fluviatiles (formations Raya, Agua Caliente, Chonta et Vivian).

Comme la formation Goyllarisquisga, ces formations marines n'affleurent pas en Cordillère Orientale, mais leur absence semble liée à leur érosion à partir du Crétacé terminal, plutôt qu'à un non-dépôt.

I. LA FORMATION PARIAHUANCA

a) définition et âge de la formation Pariahuanca

La formation Pariahuanca a été définie et datée de l'Albien inférieur par V. Benavides (1956) en Cordillère Occidentale, environ 350 kilomètres au nord-ouest de La Oroya. Cette formation a ensuite été reconnue par J.J. Wilson (1963) dans la partie nord-ouest des Andes Centrales. Sur les Hauts Plateaux (notre région d'étude), J.J. Wilson ne différencie pas cette formation qu'il inclue dans le sommet de la formation Goyllarisquisga. Enfin, A. Von Hillebrandt (1970) a réexaminé la faune de la formation Pariahuanca dans la Cordillère Occidentale des Andes Centrales, et la corrèle avec la partie inférieure de l'Albien inférieur.

Cependant, les coupes que nous avons levées dans la région des Hauts Plateaux révèlent l'existence de niveaux de position stratigraphique et de lithologie identiques aux dépôts de la formation Pariahuanca décrits par J.J. Wilson (1963) plus au nord-ouest. D'autre part, l'étude micropaléontologique réalisée par R. Rauscher (comm. écrite) sur les niveaux que nous supposions correspondre à la formation Pariahuanca (La Oroya [7] et LLoclla-pampa [15]), donne un âge Aptien supérieur-Albien inférieur. Cette datation, ajoutée à l'identité de lithologie et de position stratigraphique, semble donc confirmer l'existence de la formation Pariahuanca dans la région des Hauts Plateaux (malgré des épaisseurs de série inférieures à celles des régions situées plus au nord-ouest).

Cependant, les datations micropaléontologiques (Rauscher, comm. écrite) tendraient à montrer que la sédimentation de la formation Pariahuanca débute dès l'Aptien supérieur.

b) description lithologique

En général, la formation Pariahuanca forme dans le paysage une combe intercalée entre les arêtes de quartzite du sommet de la formation Goyllarisquisga et de calcaire massif de la base de la formation Chulec. L'épaisseur de la formation est comprise entre 68 mètres à Sacacharina [17] et 224 mètres à Chaucha [23].

Lithologiquement, la formation Pariahuanca est constituée par une alternance de niveaux de grès calcaires, de calcaires et de marnes jaunes, ocres ou grises (pl. VII). Les niveaux calcaires sont souvent assez fossilifères. Enfin, la quantité de matériel détritique décroit vers le haut de la série, les seuls dépôts gréseux du sommet de la formation étant des petits niveaux gréseux isolés dans les marnes ou les calcaires.

c) les discontinuités

1°) les discontinuités de base et du sommet

Les premiers dépôts de la formation Pariahuanca reposent sur la surface d'oxydation affectant la dernière barre gréseuse du membre supérieur de la formation Goyllarisquisga.

Nous définissons le sommet de la formation au niveau de la discontinuité du sommet de la dernière barre calcaire, généralement dolomitique, qui précède l'épaisse barre calcaire de la base de la formation Chulec.

2°) les discontinuités internes

Les discontinuités internes se situent le plus souvent au sommet des bancs gréseux ou calcaires recouverts par des marnes ou des silts argileux. Ces discontinuités sont des limites lithologiques et de faciès, souvent oxydées et bioturbées.

Dans la plupart des cas ces discontinuités séparent des faciès reflétant des profondeurs de dépôt très différentes qui soulignent une importante augmentation de la tranche d'eau au niveau des discontinuités. Ces dernières sont interprétées comme des *hard-grounds*. En lame mince, on constate que les calcaires ou les grès calcaires affectés par ces *hard-grounds* étaient déjà indurés au moment du creusement des terriers. Ces derniers sont généralement remplis par de la dolosparite en petits cristaux (wackestone à packstone dolomitisé) contenant des éléments parfois recristallisés (oolites, bioclastes, lithoclastes..., souvent hétérométriques).

Cependant, certaines surfaces oxydées sont associées à des niveaux ayant subit clairement une émersion. C'est le cas par exemple de la limite supérieure de la formation Pariahuanca où la surface oxydée repose sur un niveau dolomitique à brèche de dissolution karstique. Ces surfaces correspondent à des périodes d'émersion et de non-dépôt équivalentes aux discordances de type I ou II définies en stratigraphie séquentielle (Posamentier et coll., 1987; Baum et coll., 1987) (voir 2° partie de ce mémoire).

d) les dépôts détritiques

1°) les faciès

i) faciès argileux (*M*)

Les niveaux massifs argilo-calcaires de couleur grise, très légèrement silteux et bioturbés constituent le faciès *M*. Ce faciès est très répandu dans la série, surtout dans la partie supérieure.

ii) faciès pélitique (*Fm*)

Le faciès *Fm* correspond aux niveaux tendres silto-argileux de couleur grise à verdâtre, légèrement calcaire, parfois gréseux et

bioturbé. Il se distingue donc du faciès *M* par sa plus forte granulométrie.

iii) faciès à litage lenticulaire (*Fr-l*)

Le faciès *Fr-l* à litage lenticulaire (*lenticular-bedding*), représente les niveaux silto-argileux de faciès *Fm* à intercalations de grès très fins à ciment calcaire. Ces petits niveaux de grès, d'épaisseur pluri-millimétrique, présentent une structure lenticulaire aplatie dans laquelle on reconnait parfois l'ébauche de rides de courant. Ce faciès *Fr-l* à litage lenticulaire est souvent légèrement bioturbé, mais peut parfois présenter de gros terriers à l'interface avec le faciès *Fm* sous-jacent (photo 13-a).

iv) faciès à litage ondulée (*Fr-w*)

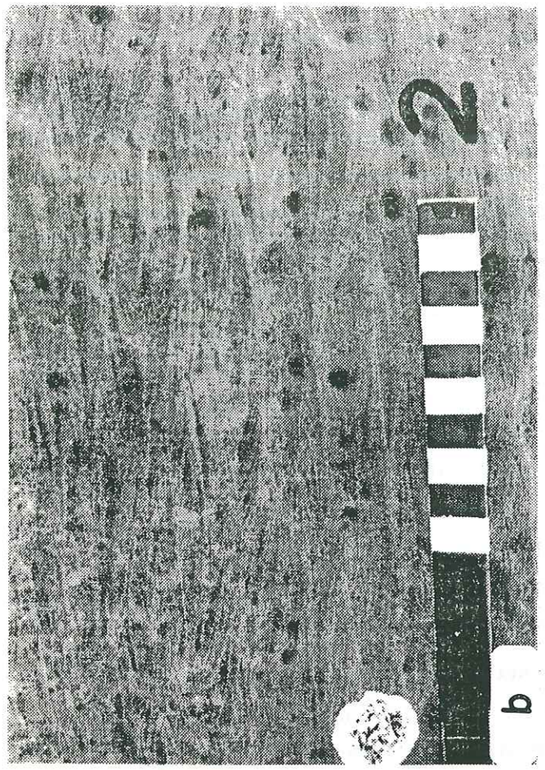
Le faciès *Fr-w* à litage ondulée (*wavy-bedding*) désigne de petits niveaux de grès très fin à intercalations de lamines silto-argileuses (faciès *Fm*). Les niveaux gréseux de quelques millimètres d'épaisseur et relativement continus, ont une morphologie ondulée, plus ou moins mamelonnée. Leur structure interne montre des rides de courant aplaties, parfois bidirectionnelles (photo 11-a). Selon J.F.M. De Raaf *et al.* (1977) qui décrivent un faciès similaire ("lithotype M2"), ce faciès serait du à l'action des vagues.

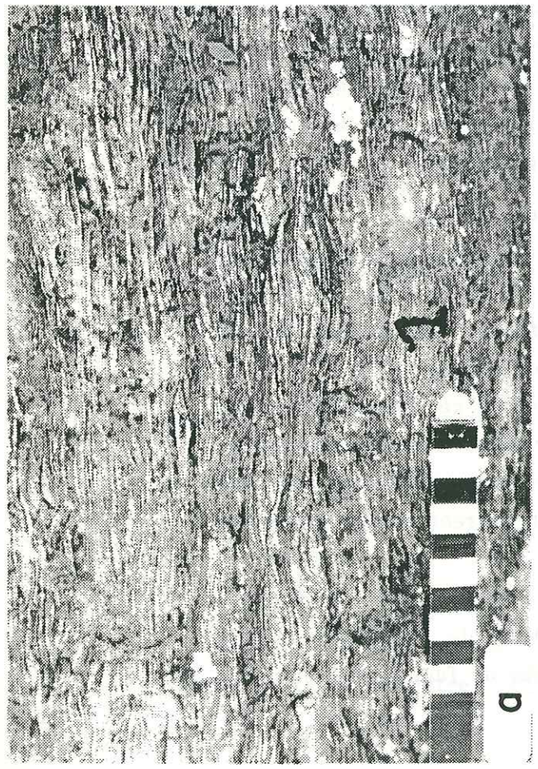
v) faciès à rides de vagues (*Sr-v*)

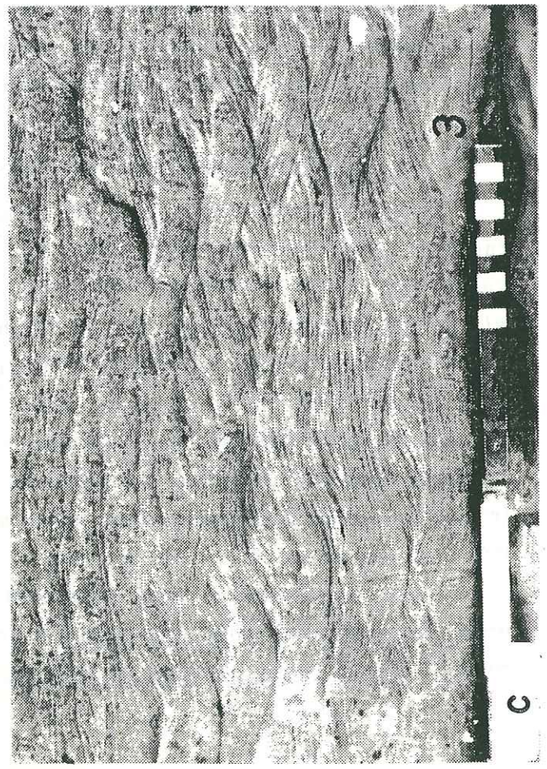
Le faciès *Sr-v* représente les niveaux de grès fin à ciment calcaire, sans intercalation silteuse, contenant des rides de vagues de 1 à 2 centimètres d'amplitude (Newton, 1968; De Raaf *et al.*, 1977). Celles-ci présentent de nombreuses troncatures et des directions de progradation bi-directionnelles (photo 11-b).

D'autre part, nous incluons aussi dans ce faciès *Sr-v* des niveaux de grès fin dont les rides de vagues, bidirectionnelles et de plus grande amplitude (2-5 cm), ne présentent pas de troncature. Ces dernières n'ont été rencontrées qu'à Azulcocha [20] (fig. 44: 517-519 m) (photo 11-c).

Enfin, les quelques grès fins dont les rides de courant ne présentent pas les caractéristiques de rides de vagues (rides de courant tractif) sont regroupés sous le terme de faciès *Sr*.







Pariahuanca

vi) faciès à *herringbones* (*Sr–h*)

Le faciès *Sr–h* correspond aux niveaux de grès fin à ciment calcaire dont les rides de vagues de 1 à 3 centimètres de hauteur sont relativement planes, progradent sur une dizaine de centimètres sans varier d'épaisseur et se superposent en montrant des directions de progradation alternativement opposées, formant ainsi une structure de type *herringbone*.

vii) faciès à laminations horizontales (*Sh*)

Le faciès *Sh* apparaît dans des grès fins à laminations horizontales de haut régime et ciment calcaire (photo 11–d). Ce faciès parfois bioclastique a été observé seulement à Azulcocha.

viii) faciès à *Hummocky Cross Stratifications* (*HCS*)

Le faciès à *Hummocky Cross Stratifications* (*HCS*) est très fréquent dans la formation Pariahuanca. Ce faciès *HCS* correspond en général à des niveaux de grès fin à très fin, parfois très bioclastiques, mais apparaît aussi dans des calcaires bioclastiques. Les niveaux de faciès *HCS* présentent une coloration ocre à orangée systématique qui les distingue des dépôts gris, blancs ou jaune clair dans lesquels ils s'intercalent. Les structures internes de ces dépôts de tempête vont des classiques *Hummocky Cross Stratifications* (photos 12–a,b) (ou H.C.S.; Harms et coll., 1975) aux rides de vagues (faciès *Sr–v*). On rencontre les H.C.S. de longueur

---

←
photo 11. (Formation Pariahuanca; Azulcocha [20]; fig. 44).

a) – Faciès *Fr–l* à litage lenticulaire (*lenticular–bedding*) et faciès *Fr–w* à litage ondulée (*wavy–bedding*): fines lamines ondulées et petites rides de grès très fins isolées alternant avec des lamines silteuses; bioturbation légère ou absente (514 m).

b) – Faciès *Sr–v* à petites rides de vagues dans un grès très fins à fins sans intercalation silteuse (516 m).

c) – Faciès *Sr–v* à grandes rides de vagues dans un grès fins à rides de vagues de 2–5 centimètres d'amplitude, fortement agradantes et peu ou pas tronquées (517 m).

d) – Faciès *Sr–v* à rides de vagues (bas) et faciès *Sh* à laminations horizontales (haut) dans un grès fins à moyens (519 m).

d'onde pluridécimétrique (photo 12-a) dans des bancs de 20 centimètres à 4 mètres d'épaisseur (Chaucha [23]: 774-779 m). Les bancs les plus épais semblent correspondre à l'amalgamation de plusieurs dépôts de tempête et contiennent en général des galets mous silto-argileux. La bioturbation des niveaux de faciès *HCS* peut être intense et gommer toute structure, mais les niveaux restent facilement reconnaissables grace à leur coloration orangée.

Les *Hummocky Cross Stratifications* de ce faciès *HCS* sont classiquement interprétées comme des structures de dépôt de tempêtes (Harms *et al.*, 1975; Bourgeois, 1980; Hunter *et al.*, 1982; Dott *et al.*, 1982; Walker *et al.*, 1983; Brenchley, 1985). Par extension, nous interprétons les niveaux ocres de faciès *HCS* (avec H.C.S., ou bioturbés) comme des dépôts liés aux tempêtes.

ix) faciès à stratifications sigmoïdes (*Ss*)

Nous avons rencontré le faciès *Ss* dans des grès fins à très fins à ciment calcaire à Pomacocha ([8]: 165 m; fig. 45), et dans un sable calcaire bioclastique à Chaucha-Ouest ([22]: 626 m; pl. VII).

Le niveau de grès fin de faciès *Ss* présente une alternance de faisceaux de grès fin à très fin, de 2 à 3 centimètres d'épaisseur à base tangentielle, et de lamines silto-argileuses d'épaisseur

---

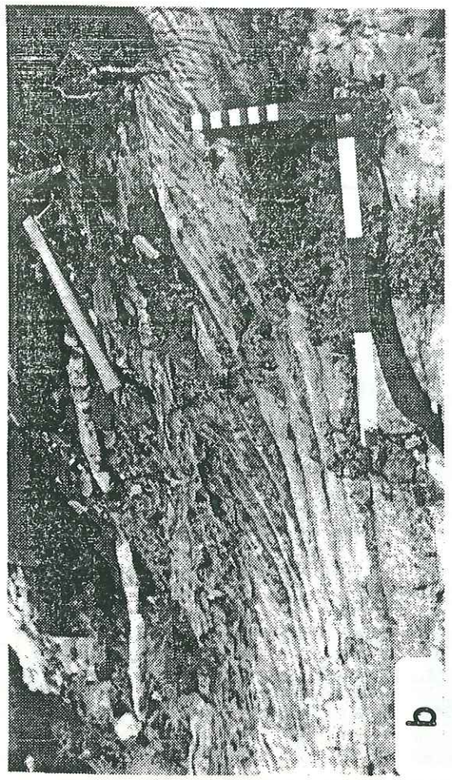
⟵ photo 12.

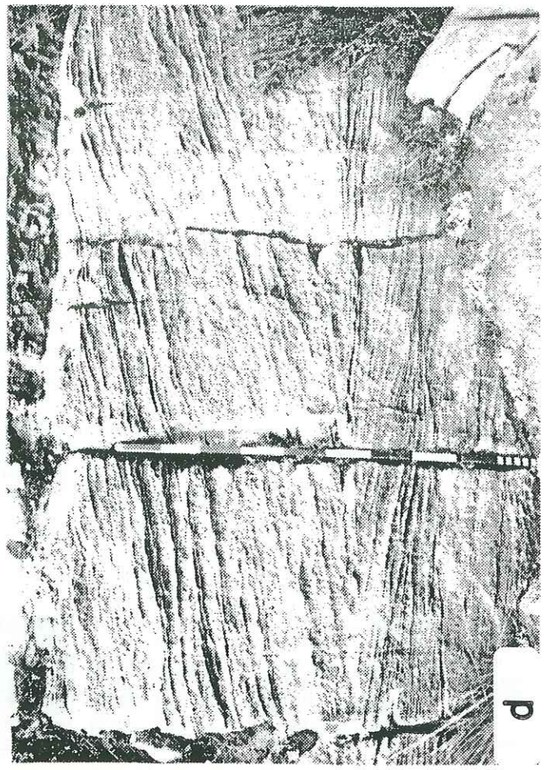
a) - Formation Pariahuanca. Faciès *HCS* à *Hummocky Cross Stratifications* (H.C.S.) de longueur d'onde pluridécimétrique dans des dépôts de tempêtes. Ce niveau de grès fin à ciment calcaire résulte probablement de l'amalgamation de 4 ou 5 dépôts de tempête (milieu d'*offshore transition*). Chaucha [22]: 503 m (pl. VII).

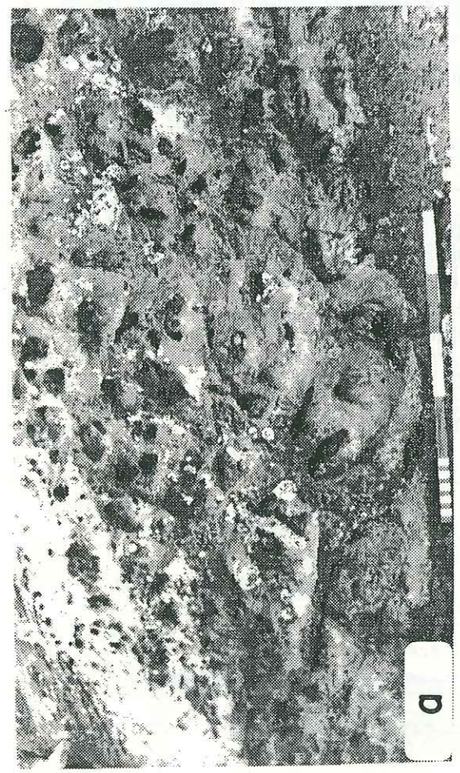
b) - Formation Pariahuanca. Faciès *HCS* à *Hummocky Cross Stratifications* (H.C.S.) à lamines fortement anguleuses (*shoreface*). Chaucha [23]: 778 m (pl. VII).

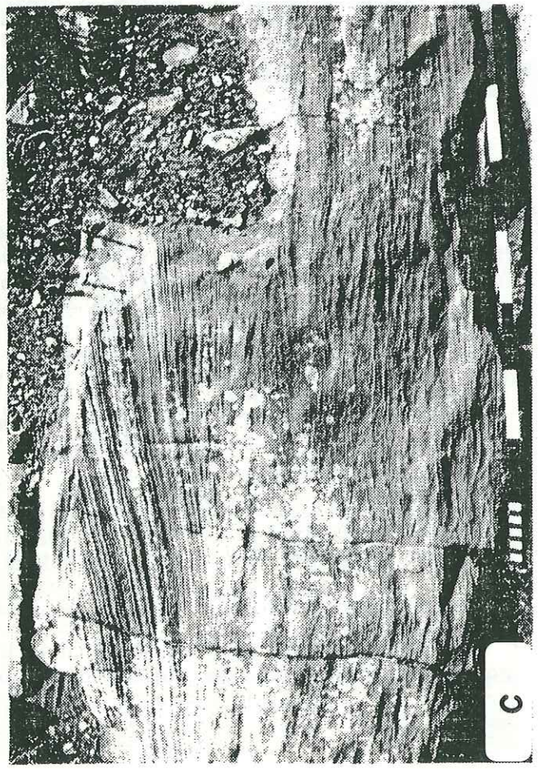
c) - Formation Pariahuanca. Sommet d'un niveau de grès moyen ocre (é = 1 m) à très nombreux galets mous de grès très fin flottants dans un grès moyen calcaire, interprété comme un dépôt de tempête (*offshore-transition* à *shoreface* inférieur?). San Cristóbal [9]: 154 m (pl. VII).

d) - Formation Pariahuanca. Déformation interne à laminations convolutes dans un grès fin de dépôt de tempête (*offshore-transition*?). Chulec [5]: environ 180 m.









infra-millimétrique (photo 13-b). Les faisceaux gréseux montrent une augmentation puis une diminution régulière de leur épaisseur. Enfin, la partie aval des faisceaux gréseux est formée par des rides de courant qui rappellent les rides de courant associées aux "*mega cross-stratifications*" de type 4 de Boersma (1967). Les structures des niveaux de faciès *Ss* sont semblables aux stratifications sigmoïdes décrites dans les dépôts tidaux par Terwindt (1971), De Raaf & Boersma (1971), Visser (1980), Mutti *et al.* (1984), etc..

Les structures du niveau calcaire bioclastique de faciès *Ss* sont moins claires à cause de la taille des bioclastes, mais on distingue toutefois nettement l'alternance de faisceaux de 2 à 5 centimètres d'épaisseur à gros bioclastes, et de lamines de quelques millimètres d'épaiseur à bioclastes très petits (en relief sur la photo 13-d). De plus, l'épaisseur des faisceaux bioclastiques successifs semble croître puis décroître régulièrement, reflétant ainsi une variation cyclique de l'énergie des courants de dépôt probablement en rapport avec la variation cyclique de l'amplitude des marées (cycle lunaire). Enfin, la superposition de stratifications sigmoïdes de directions opposées confirme l'origine tidale du faciès *Ss*.

⟵ photo 13.

a) - Formation Pariahuanca. Gros terriers au contact entre des silts argileux (*Fm*) et la base d'un niveau de grès très fin (faciès *Fr-l* probable). Azulcocha [20]: 507 m (fig. 44).

b) - Formation Pariahuanca. Faciès *Ss* à stratification sigmoïde montrant la superposition de faisceaux de grès fin à très fin séparés par des lamines silto-argileuses. La base tangentielle des faisceaux est formée par des rides de courant. Progradation vers la gauche (N.95). Pomacocha [8]: 165 m (fig. 45).

c) - Formation Pariahuanca. Grès fin à moyen de faciès *Sr-v* à rides de vagues (N.165 et N.330) recouvert par le faciès *Sx* à laminations en auge progradant vers la gauche (N. 315). Sommet: faciès *Sr-v* à rides de vagues bidirectionnelles (photo NW-SE). Azulcocha [20]: 533-534 m (fig. 44).

d) - Formation Pariahuanca. Faciès *Ss* à stratifications sigmoïdes de taille variable (20-70 cm) dans un sable calcaire bioclastique montrant une progradation vers le sud-ouest (droite; jusant?), puis vers le nord-est (gauche; flot?). Chaucha [22]: 626 m (pl. VII).

x) faciès à laminations en auge (*Sx*)

Le faciès *Sx* à laminations en auge correspond à des grès fins à moyens noirâtres à léger ciment calcaire. Les laminations en auge de ce faciès ont une hauteur généralement comprise entre 15 et 50 centimètres. Nous avons rencontré ce faciès *Sx* à Morococha [6] (pl. VII et fig. 41: 372-380 m), La Oroya [7] (pl. VII: 234-247 m) et Azulcocha [20] (photo 13-c).

xi) faciès de barre sableuse (*BS*)

Le faciès *BS* de barre sableuse, observé à Pomacocha ([8]: 160 m; fig. 45), correspond à un niveau de 3 mètres d'épaisseur de grès fin à moyen à ciment calcaire présentant des stratifications obliques. Ces dernières font un angle de progradation et de *toplap* d'environ 20°, sont tangentielles à la base, ont une épaisseur comprise entre 10 à 30 centimètres d'épaisseur, et sont séparées par des joints silto-argileux. Nous n'avons pas remarqué de rythmicité particulière de l'épaisseur des stratifications obliques. Enfin, quelques rides de courant migrent sur la base des stratifications obliques soit en sens opposé, soit dans le sens de la progradation de la barre sableuse. Les structures internes de ces stratifications obliques sont des laminations parallèles aux strates parfois légèrement ondulées. Cependant, la qualité moyenne de l'affleurement ne permettait pas de distinguer la présence éventuelle d'autres structures. La structure de cette barre sableuse rappelle néanmoins la structure générale des *offshore tidal sand waves* décrites par J.R.L. Allen (1980: classe III; 1982: type C), ou par P.A. Allen & P. Homewood (1984), avec des stratifications obliques d'épaisseur décimétrique séparées par des joints argileux, sur lesquelles migrent des rides de courant en sens opposé.

2°) séquences de faciès

i) séquence de faciès A

Un premier type de séquence de faciès (noté A) d'environ 15 mètres de hauteur, correspond à la superposition:

- du faciès *Fm* à pélites massives,

- des faciès gréseux fins *Fr-l* à rides de courant lenticulaires intercalées dans des pélites et *Fr-w* à laminations ondulées et petites rides de courant (vagues),
- de grès moyens de faciès *Sx* à laminations en auge.

Les dépôts de faciès *Sx* sont légèrement grano-croissants à la base, puis grano-décroissants vers le sommet. Parallèlement, la dimension des laminations en auge croit légèrement à la base puis décroit régulièrement vers le sommet (fig. 41: 370-380 m).

Cette séquence grano-croissante de faciès A, présente quelques intercalations de faciès *HCS* dans les dépôts fins, ou à la base des dépôts de faciès *Sx*, et se termine par une surface oxydée que recouvrent des pélites et des grès très fins de faciès *Fr-l*. D'autre part, le passage des faciès fins (*Fr*) au faciès à grès moyen (*Sx*) se fait par l'intermédiaire d'une surface chenalisée, et, latéralement, nous n'avons pas pu observé s'il existe ou non un passage continu entre ces faciès.

Enfin, nous avons seulement observé cette séquence de faciès A à Morococha ([6], fig. 41).

ii) séquence de faciès B

Les séquences de type B, de 5 à 10 mètres de hauteur, présentent la superposition continue des faciès:

- *Fm* à pélites massives,
- *Fr-l* à grès très fin à fin à rides de courant aplaties et lenticulaires intercalées dans le faciès *Fm* (photo 11-a),
- *Fr-w* à grès très fin à fin à laminations ondulées et petites rides de courant de faible amplitude (photo 11-a),
- *Sr-v* à grès fin à rides de vagues bidirectionnelles, le plus souvent tronquées (photo 11-b), parfois à rides de vagues de plus forte amplitude peu ou pas tronquées (3-5 cm),
- *Sh* à grès fin à laminations horizontales de haut régime parfois légèrement bioclastique,

Ce type B de séquence granocroissante est le plus répendu des dépôts détritiques de la formation.

iii) séquence de faciès C

La séquence de faciès C, de quelques mètres d'épaisseur, est

peu fréquente et montre la superposition grano-décroissante des faciès *Sr-h*, *Fr-w* et *Fr-l*.

iv) séquence de faciès D

La séquence de faciès D, rencontrée uniquement à Pomacocha (fig. 45), montre à la base des faciès fins *Fr-l* et *Fr-w* que recouvrent un niveau de grès fin-moyen de 3 mètres d'épaisseur de faciès *BS* (barre sableuse), puis un niveau de 1,5 mètre de grès fin de faciès *Ss* à stratification sigmoïde, et enfin le faciès *Fr-w*. Des niveaux de faciès *HCS* s'intercalent entre les niveaux de faciès *BS* et *Ss*, puis *Ss* et *Fr-w*.

v) séquence de faciès E

Ce dernier type de séquence de faciès, rencontré à Azulcocha (fig. 44), présente la superposition du faciès fin *Fm* et des faciès gréseux *Sx*, *Sr* et *Sh*, avec une surface chenalisée à la base du niveau gréseux entaillant un niveau de faciès *HCS*. La partie gréseuse de cette séquence E est légèrement grano-décroissante, les grès étant moyen-fins (faciès *Sx*) à fins (faciès). D'autre part, les faciès *Sx* et *Sr* sont étroitement liés, les laminations obliques tangentielles du faciès *Sx* passant à leur base à des rides des courant de faciès *Sr* (photo 13-c). De plus de nombreuses rides de courant montrent une direction de progradation opposée à celle des laminations en auge.

3°) milieux de dépôts

i) dépôt de "barre d'embouchure"

La base de la séquence de faciès A (fig. 41) est constituée par des dépôts très fins (faciès *Fm*) de très faible énergie de dépôt. Ces derniers sont recouverts par des dépôts fins dont la proportion en grès fin augmente progressivement (faciès *Fr-l* puis *Fr-w*) jusqu'au niveau de la surface chenalisée. Dans ces dépôts très fins s'intercalent deux petits niveaux ocres bioturbés de faciès *HCS*. Une telle séquence d'énergie croissante à dépôts de tempête peut être interprétée comme liée à une sédimentation de

Pariahuanca

plate-forme dont la profondeur de dépôt décroît progressivement vers le haut (Harms, 1975; Elliott, 1986a).

D'autre part, les dépôts gréseux de faciès *Sx* remplissant une surface chenalisée reflètent une énergie de dépôt importante, mais décroissante. De plus, les directions de progradation mesurées dans les laminations en auge sont relativement constantes et unidirectionnelles (N.230 à N.260). Il semble qu'on puisse interpréter cette barre gréseuse comme le dépôt de remplissge d'un chenal d'origine fluviatile. Cependant, les grès de cette barre sont à ciment calcaire, et la base du chenal montre une énergie de dépôt légèrement croissante ainsi qu'un niveau de faciès *HCS* de direction opposée (N.85) à nombreux galets mous. Il apparaît donc que pendant la sédimentation, ce chenal était en partie sous influences marines. En conséquence, nous interprétons cette barre gréseuse comme un dépôt dans la partie terminale d'un chenal fluviatile, proche de l'embouchure (distributaire).

La position des dépôts gréseux fluviatiles sur les dépôts de plate-forme permet de supposer que ces derniers correspondent aux dépôts distaux d'une barre d'embouchure. La séquence de faciès A que nous observons correspondrait donc dans un premier temps à une sédimentation fine en liaison avec la progradation d'une barre d'embouchure (dépôts de barre distale et de front de barre; Wright & Coleman, 1974), et dans un second temps à l'installation brutale d'un distributaire indépendant de la barre d'embouchure à l'origine des dépôts fins sous-jacents.

Par ailleurs, les directions de progradation des rides de courant des faciès fins (*Fr-l* et *Fr-w*) sont relativement constantes et de direction nord-ouest - sud-est (N.105 à N.145, ou N.290). Au contraire, les directions de transport données par les laminations en auge des dépôts gréseux du distributaire sont dirigées vers le sud-est (N.225 à N.265). Il semble donc que les petites rides de courant des faciès *Fr-l* et *Fr-w* soient indépendantes des courants fluviatiles, et par conséquent plutôt liées aux vagues ou marées. L'existence de rides de courant bidirectionnelles permet d'écarter l'hypothèse d'une liaison avec un courant littoral unidirectionnel. Par contre, les directions de courant mesurées dans les dépôts de tempêtes des dépôts de barre distale ont une direction opposée au courant fluviatile qui souligne donc

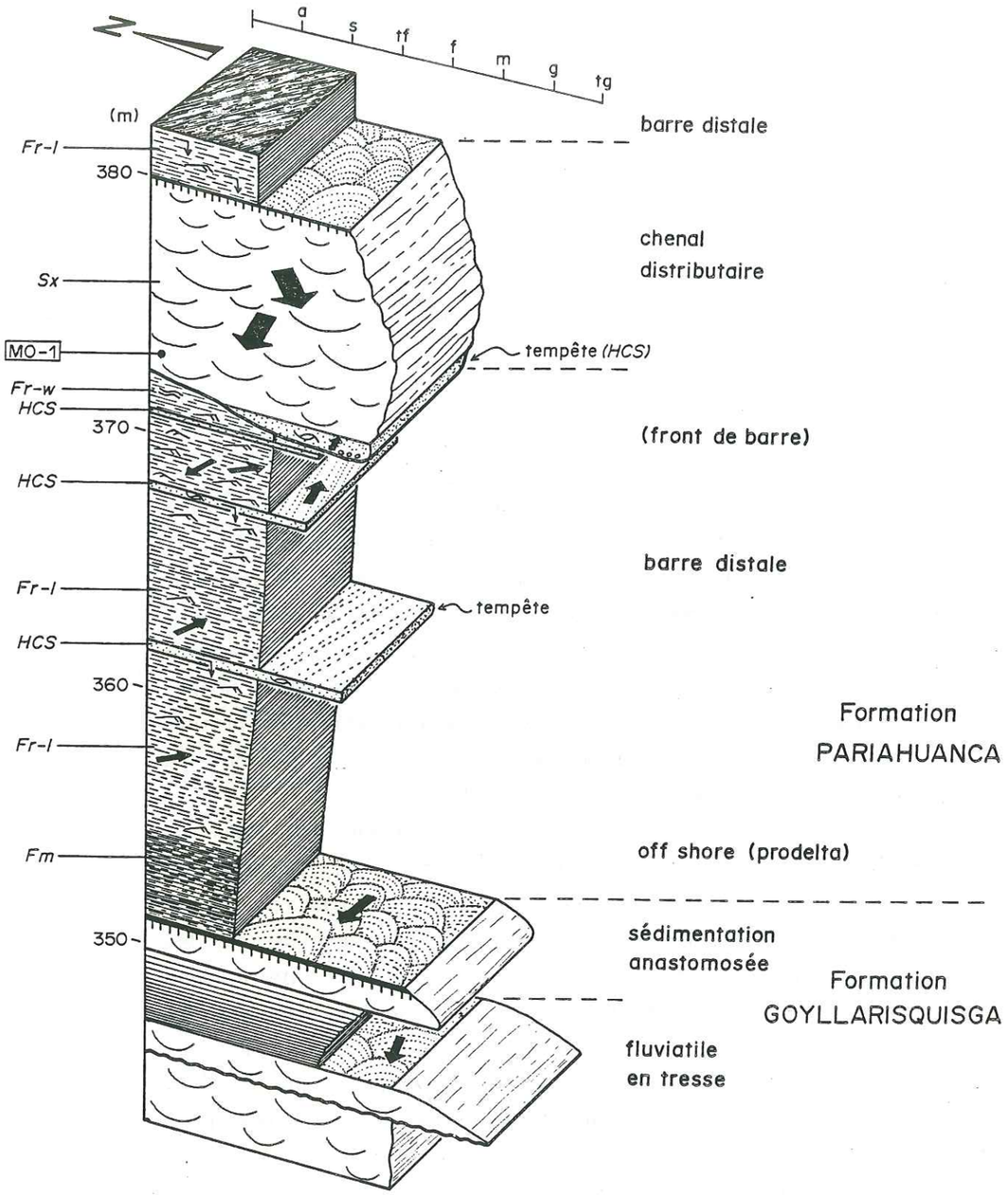


fig. 41.- Base de la formation Pariahuanca. Faciès et séquence de faciès A dans des dépôts de barre d'embouchure (distale et front)et de distributaire. Morococha [6]: 35Ø-38Ø m (pl. VII)

des courants de tempêtes transversaux à la côte. Les relations entre les différents courants (fluviatile, marées ou vagues, tempêtes) ayant contribué à la construction de la séquence de faciès A (fig. 41) sont résumés sur le schéma paléogéographique de la figure 42.

ii) dépôts littoraux

Les séquences de faciès B granocroissantes présentent des faciès d'énergie croissante dominés par les vagues. Ces séquences de faciès B sont tout à fait comparables aux séquences actuelles de progradation de côte sans barrière décrites par R.E. Hunter *et al.* (1979) ou par H.E. Reineck *et al.* (1980), ainsi qu'aux faciès et séquences liés à l'action des vagues décrites par G. Ghibaudo *et al.* (1974) (Crétacé, Espagne), J.F.M. De Raaf *et al.* (1977) (Carbonifère, Irlande) ou par T.B. Roep *et al.* (1979) (Miocène,

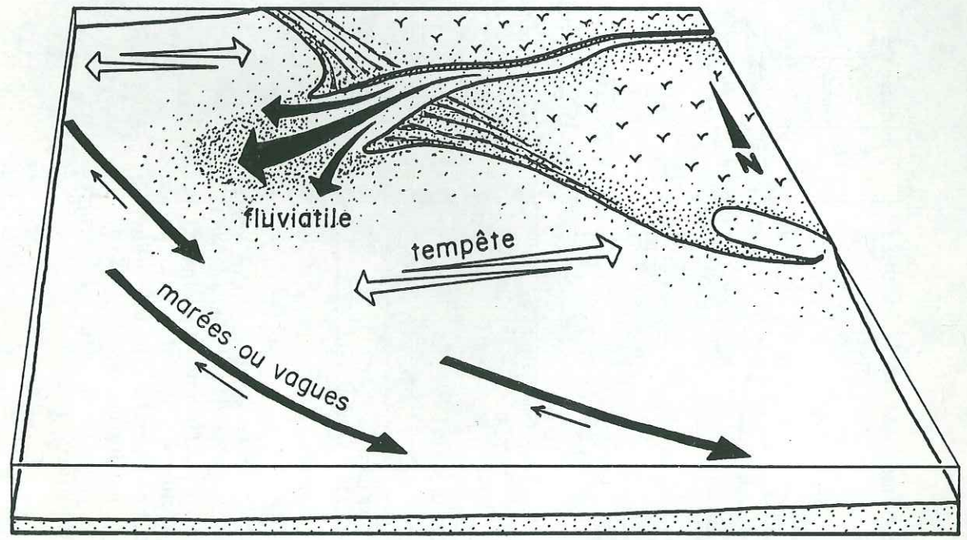
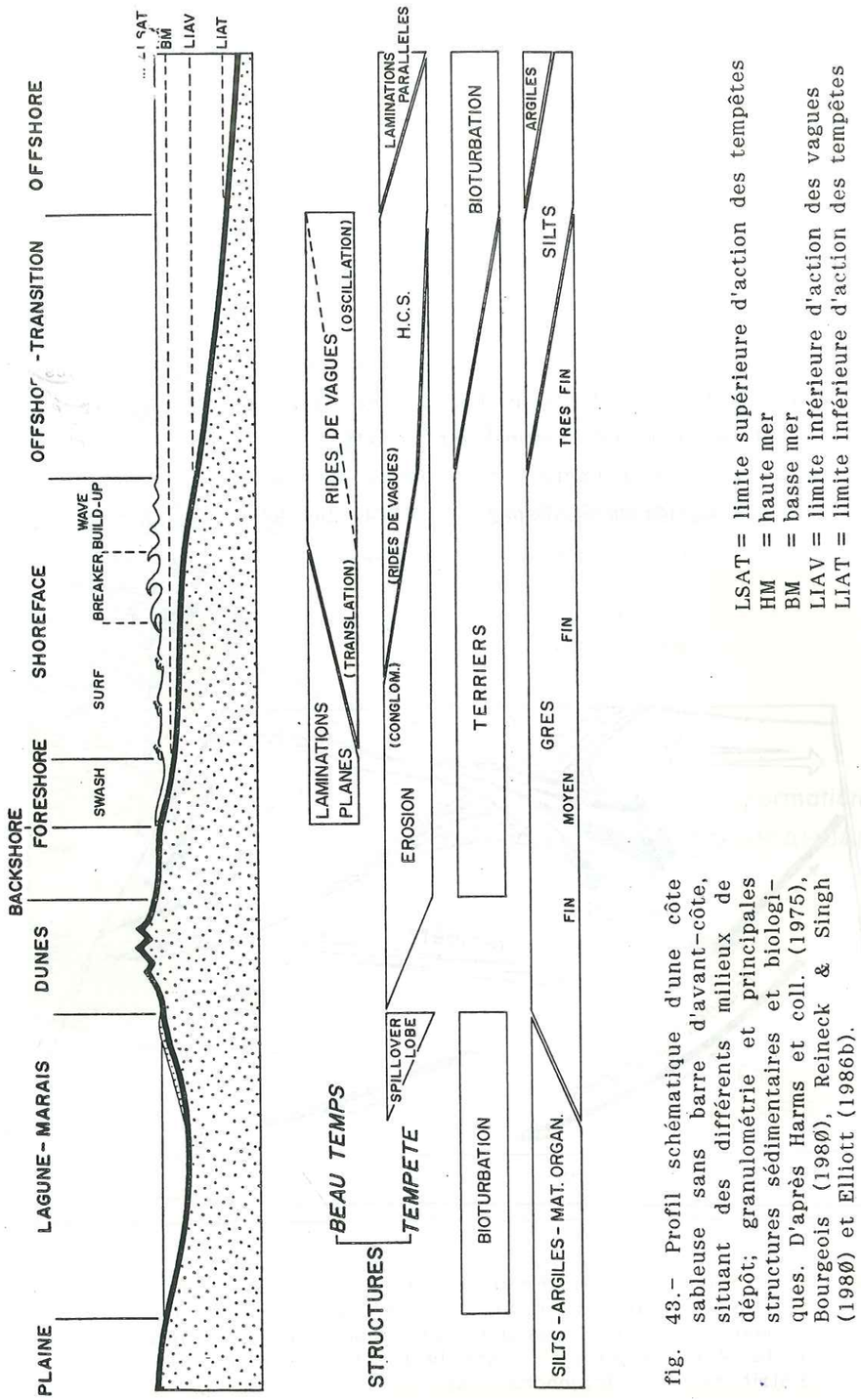


fig. 42.- Formation Pariahuanca. Schéma paléogéographique sans échelle montrant la relation entre les courants fluviatiles, de marées (ou de vagues) et de tempête dans la construction de la séquence de faciès Ade la fig 41 (barre d'embouchure et distributaire). Morococha [6].



LSAT = limite supérieure d'action des tempêtes
HM = haute mer
BM = basse mer
LIAV = limite inférieure d'action des vagues
LIAT = limite inférieure d'action des tempêtes

fig. 43.- Profil schématique d'une côte sableuse sans barre d'avant-côte, situant des différents milieux de dépôt; granulométrie et principales structures sédimentaires et biologiques. D'après Harms et coll. (1975), Bourgeois (1980), Reineck & Singh (1980) et Elliott (1986b).

Pariahuanca

Italie). Nous interprétons donc les séquences de faciès B comme correspondant à des dépôts littoraux de profondeur décroissante (progradation et/ou baisse du niveau marin). Ces dépôts littoraux constituent la presque totalité des dépôts détritiques marins de la formation Pariahuanca.

D'autre part, les séquences de faciès C qui reposent en continuité sur les séquences de faciès B, montrent une grano-décroissance et une diminution d'énergie vers le haut, alors que leurs faciès reflètent une énergie de dépôt encore dominée par les vagues. En nous basant sur les modèles de dépôts décrits par ailleurs, nous interprétons les faciès et la succession des séquences de faciès B et C de la figure 44 (509-528 m) comme suit :

- Les silts argileux bioturbés de faciès *Fm* correspondent à des dépôts d'*offshore* (voir fig. 43 pour la terminologie) (Hunter *et al.*, 1979; Roap *et al.*, 1979; Reineck *et al.*, 1980) dans lesquels les rares dépôts gréseux sont liés aux tempêtes (Harms *et al.*, 1975; faciès M1 de De Raaf *et al.*, 1977).

- Les grès très fins à fins lenticulaires (faciès *Fr-l*) ou en fines lamines ondulées et à petites rides de courant aplaties (faciès *Fr-w*) alternant avec des lamines silteuses, sont légèrement bioturbés et contiennent de rares niveaux de tempête (faciès *HCS*) bioclastiques et bioturbés (fig. 44: 515 m). Cette alternance gréso-silteuse correspond à une sédimentation littorale distale de transition entre les milieux d'*offshore* et de *shoreface* (*offshore-transition*) située entre la "limite inférieure d'action des vagues" et la "limite inférieure d'action des tempêtes" (Hunter *et al.*, 1979; Roap *et al.*, 1979; faciès M2 de De Raaf *et al.*, 1977; Elliott, 1986b).

- Les grès très fins à fins sans intercalation silteuse, à rides de vagues de 1 à 2 centimètres de hauteur (faciès *Sr-v*) soulignent l'action continue des vagues sur le fond marin et se sont vraissemblablement déposés au-dessus de la "limite d'action des vagues", dans la partie externe du *shoreface* (Roap *et al.*, 1979; faciès S1-a de De Raaf *et al.*, 1977; Elliott, 1986b).

- Les grès fins à rides de vagues de 2 à 5 centimètres d'amplitude, souvent fortement agradantes (Harms *et al.*, 1982) (*Sr-v*), bidirectionnelles et peu ou pas tronquées, reflètent une

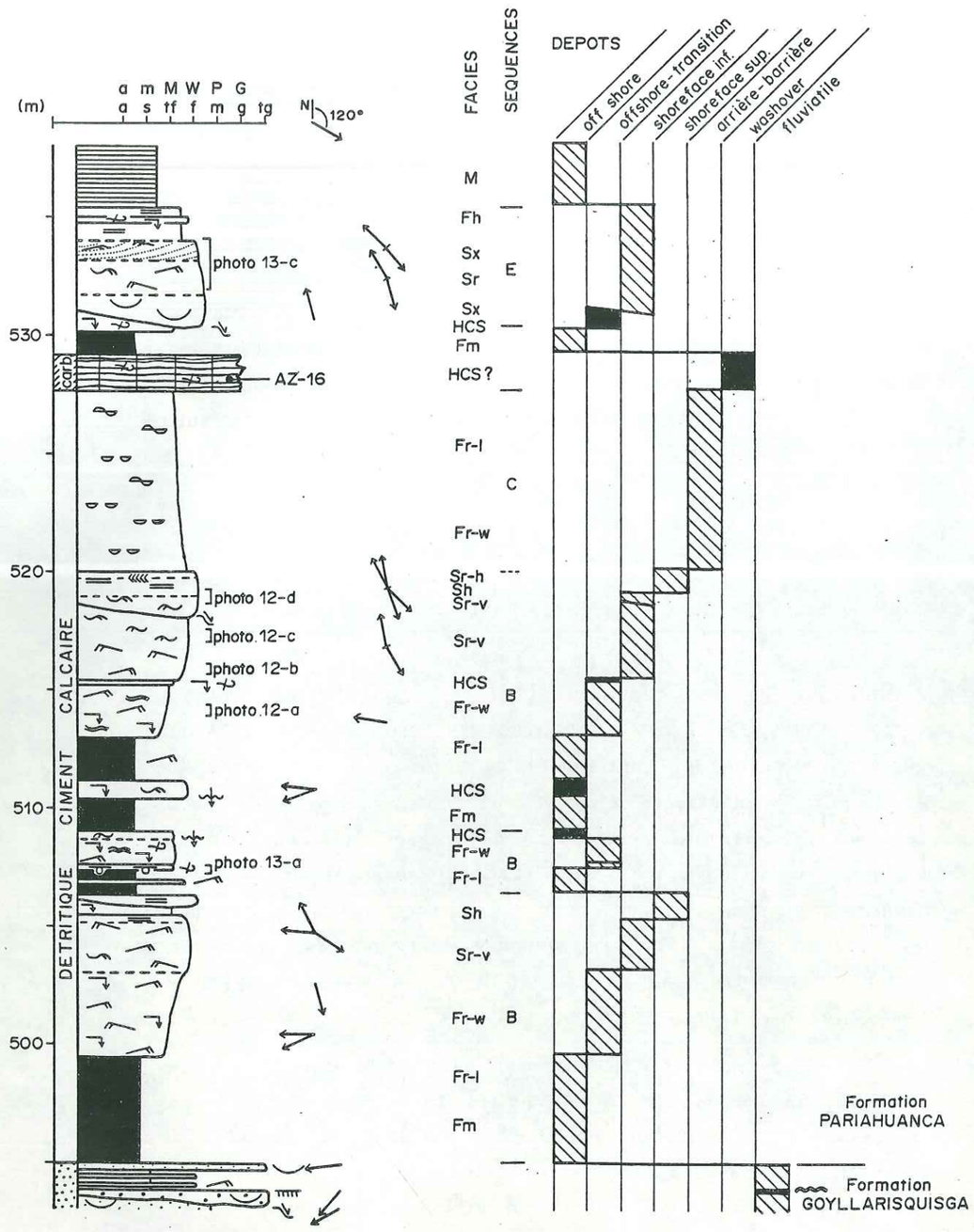


fig. 44.- Base de la formation Pariahuanca. Colonne lithologique montrant les faciès et séquences de faciès B, C et E dans des dépôts dominés par l'énergie des vagues (séq. B et C) et peut-être par les marées (séq. E). Ces dépôts sont à peu près contemporains des dépôts des figures 41 et 45. Azulcocha [2Ø]: 495-538 m.

forte énergie des vagues et se sont déposés probablement en milieu de *shoreface* inférieur (Howard *et al.*, 1972; Clifton, 1976; faciès S1-a de De Raaf *et al.*, 1977; Roap *et al.*, 1979).

- Les grès fins à moyens qui recouvrent une surface d'érosion, et présentent des rides de vagues généralement tronquées de faible amplitude (1-2 cm) (faciès *Sr-v*) et formées par des courants principalement tractifs, correspondent à une sédimentation dans la partie supérieure du *shoreface* inférieur (faciès S1-a de De Raaf *et al.*, 1977; Roap *et al.*, 1979). La surface d'érosion représenterait la cicatrice laissée par un ou plusieurs courants érosifs de tempêtes, cette érosion par les tempêtes étant typique des milieux de *shoreface* et de *foreshore* (Hobday *et al.*, 1972; Harms *et al.*, 1975; Davis, 1985; Niedorola *et al.*, 1985; Elliott, 1986b).

- Les grès moyens à fins à laminations planes de haute énergie (faciès *Sh*) semblent liés au déferlement des vagues (*breaker* et *surf zones*) et sont comparables à l'"*outer planar faciès*" décrit par H.E. Clifton *et al.* (1971) dans la partie supérieure du *shoreface* (faciès S1-b de De Raaf *et al.*, 1977).

- Les dépôts d'avant-plage sont recouverts par des grès fins à rides de vagues bidirectionnelles qui passent en continuité à des grès fins à très fins silto-argileux de faciès *Fr-w* puis *Fr-l* (séquence de faciès C). Bien que cette séquence de faciès C rappelle les dépôts tidaux de replat de marée (Reineck & Wunderlich, 1968), nous les interprétons, comme J.F.M. De Raaf *et al.* (1977), comme les dépôts succédant à la construction rapide puis l'abandon d'un haut fond (séquence granocroissante B). Dans ce cas les dépôts de *shoreface* supérieur sont directement recouverts par des dépôts calmes d'arrière-barrière (lagune, marais...), dont la teneur en sable décroit à mesure qu'un haut-fond puis une barrière sableuse se mettent en place plus au large.

- Enfin, les derniers dépôts fins d'arrière-barrière sont recouverts par un niveau d'épaisseur métrique de calcaire grainstone gréseux et bioclastique qui présente une lamination horizontale (?) frustre (fig. 44; AZ-16: lithoclastes, quartz, bioclastes de Gastéropodes, Lamellibranches, Crinoïdes, Echinides, Foraminifères...). Ce niveau d'énergie très élevée rappelle

l'"*inner planar faciès*" décrit par H.E. Clifton *et al.* (1971) qui correspond à un dépôt grossier de plage (*swash-zone* de *foreshore*) (voir aussi: Campbell, 1971; Harms *et al.*, 1975; Hunter *et al.*, 1979; Purser, 1980). Cependant, cette interprétation paraît peu vraissemblable puisque ce niveau repose sur une séquence de faciès C d'énergie décroissante. Ce niveau semble donc plutôt représenter un dépôt de tempête reposant sur des dépôts d'arrière-barrière, et correspondrait dans ce cas à un dépôt de type *washover* (Elliott, 1986b) ou *spillover* (Aigner, 1985; Sellwood, 1986).

iii) barre tidale (*offshore tidal sand wave*)

La séquence de faciès D observée à Pomacocha [6] (fig. 45) montre la superposition granodécroissante des faciès de barre sableuse (*BS*) et à stratifications sigmoïdes (*Ss*). Ces dépôts gréseux sont intercalés dans des dépôts gréso-pélitiques de faciès *Fr-l* et *Fr-w* à rares dépôts de tempête (*HCS*), qui situent la sédimentation en milieu d'*offshore-transition*. Ces niveaux gréseux pourraient donc correspondre aux dépôts tidaux d'*offshore tidal sand wave* de J.R.L. Allen (1980, 1982).

Par ailleurs, la direction de progradation (N.175) de cette barre tidale (*tidal sand wave*) est perpendiculaire aux directions de progradation des stratifications sigmoïdes (N.90-105) ou des dépôts de tempête (N.80-90 et N.245-265) (fig. 45). Les directions d'apports fluviatiles contemporaines du dépôt de cette barre tidale étant orientées vers le sud-ouest à Morococha ([6], 20 km au nord; voir §. i) et vers le sud à La Oroya (pl. VIII: 234-247 m), il ressort que la migration de cette barre tidale se faisait plutôt vers la partie externe de la plate-forme, alors que les courants de marées correspondant aux stratifications sigmoïdes semblaient plutôt parallèles à la côte. Il apparaît alors que le courant de marée à l'origine de la barre tidale (jusant?) est différent de celui des stratifications sigmoïdes. Le premier dirigé vers la partie externe de la plate-forme (barre tidale) correspondrait au courant de jusant, le second au courant de flot.

iv) chenal de marée (?)

A Azulcocha [20], la séquence de faciès E présente un niveau de grès moyen à fin de 4 mètres d'épaisseur et à base chenalisée (fig. 44: 530-534 m). Ce niveau granoclassé, intercalé dans des dépôts fins de faciès *Fm*, montre une décroissance de l'énergie de dépôt vers le haut (faciès *Sx*, *Sr* et *Fh*). Il semble donc que ce niveau gréseux corresponde à un dépôt de chenal. Cependant, les laminations en auge montrent des directions de transport vers le nord-ouest (N.315 à N.340) alors que les rides de courant avec lesquelles elles sont associées, sont dirigées vers le nord-ouest ou le sud-est (N.140-165 et N.330). Ces dernières pouvent donc refléter des courants de marées. Ce niveau gréseux pourrait donc correspondre à un dépôt de chenal de marée intercalé dans des dépôts fin à rares dépôts de tempête de milieu *offshore*.

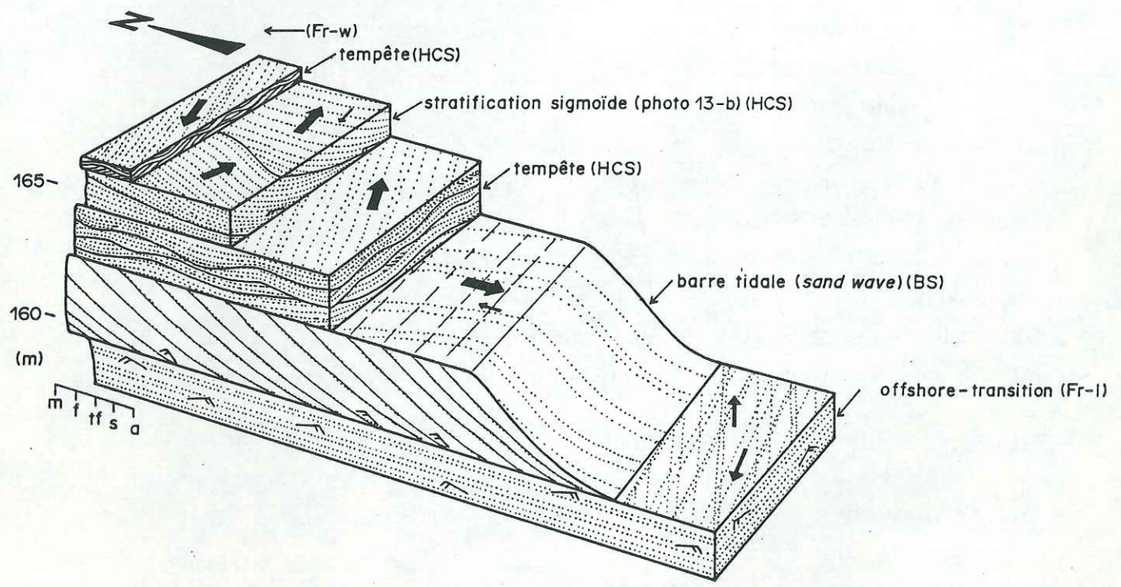


fig. 45.- Base de la formation Pariahuanca. Bloc diagramme montrant les faciès, séquence de faciès (D) et directions de transport dans des dépôts de barre tidale (*tidal sand wave*) de plate-forme (*offshore-transition*), avec l'intercalation de dépôts de tempêtes (faciès *HCS*). La côte était vraissemblablement située au nord ou au nord-est. Pomacocha [8]: 158-167 m (pl. VII).

v) dépôts de tempêtes

Bien que nous n'ayons pas étudié très en détail les variations latérales de faciès des dépôts de tempête, les principaux faciès que nous distinguons en fonction du milieu de dépôt sont en accord avec les modèles de faciès et séquences de faciès proposés par J. Bourgeois (1980), R.D. Kreisa (1981), R.E. Hunter & H.E. Clifton (1982), R.H. Dott & Bourgeois (1982), R.G. Walker *et al.* (1983), R.H. Dott & J. Bourgeois (1983), Th. Aigner (1985) ou P.J. Brenchley (1985).

Cependant, nous avons rencontré à la base de la formation, à San Cristóbal ([9]; pl. VII: 154 m) un niveau ocre de grès fin d'épaisseur métrique à laminations horizontales frustres de grès moyen, contenant de très nombreux galets mous de grès très fin flottant dans la matrice gréseuse (photo 12-c), en quantité croissante vers le sommet du banc. De par sa granulométrie, sa coloration et l'importante énergie de dépôt qu'il reflète, nous interprétons ce niveau comme de un niveau de tempête. De plus, ce niveau non bioturbé est intercalé dans des dépôts silto-argileux d'*offshore-transition* (*Fr-l* et *Fr-w*) à dépôts de tempêtes à H.C.S. Il semble donc correspondre à un dépôt de tempête déposé en milieu d'*offshore-transition*.

D'autre part, il faut signaler l'existence d'un niveau de tempête (faciès *HCS*) exceptionnel au sommet de la formation Pariahuanca. Ce niveau ocre est caractérisé par la présence de grains de quartz gros à très gros (≤ 2 mm) très arrondis flottant dans une matrice de grès très fin. La grande extension latérale (> 60 km) de ce niveau en fait un niveau repère. Nous l'avons rencontré à:

site:	épaisseur:	limite sup. de la fm. à:
La Oroya [7]	0,50 m	2 m
San Cristóbal [8]	1,10 m	8 m
LLocllapampa [15]	1,30 m	6 m
Azulcocha [20]	0,70 m	7,5 m

Ce même niveau de tempête se retrouve dans la même position, mais sans grain de quartz grossier, à Chulec [5], Pomacocha [8], Tajana [11], Cochas [18], Jatunhuasi [21] et Chaucha [23].

Par ailleurs, certains niveaux de tempête (à H.C.S. ou rides de vagues) présentent une déformation interne gravitaire à figures de charge (*loadcasts*) (fig. 44: 509 m) ou mêmes des laminations convolutes (photo 12-d; *convolute laminations*: Reineck & Singh, 1980; Collinson & Thompson, 1982). De telles déformations internes ont été décrites par Th. Aigner (1985) dans des dépôts de tempêtes distaux.

Enfin, on peut résumer schématiquement les caractéristiques des dépôts de tempête (faciès *HCS*) de la formation Pariahuanca en fonction du milieu de sédimentation de la façon suivante:

shoreface:
H.C.S. et rides de vagues parfois bioclastiques; épaisseur ≤ 0,5 m (probable érosion ou remobilisation du sommet du dépôt en période de beau temps); érosion et absence de dépôts de tempête dans la partie supérieure du *shoreface* (photo 12-b; fig. 41: 372 m; fig. 45: 166 m; fig. 46: 333 m).

offshore-transition:
H.C.S. bien développées à galets mous pouvant être très nombreux (photo 12-c), parfois très bioclastique; épaisseur ≤ 4 m (par amalgamation) (photo 12-a; fig. 45: 163 m).

offshore:
Rares H.C.S. ou rides de vagues; laminations parallèles ondulées; non bioclastique, bioturbé, épaiseur ≤ 0,5 m (fig. 41: 362 m; fig. 44: 511 m).

e) les dépôts marins carbonatés

1°) faciès, milieux de dépôt et séquences de faciès F

Les dépôts carbonatés de la formation Pariahuanca forment en général des séquences lithologiques négatives de 5 à 15 mètres d'épaisseur (fig. 46: 300-311, 311-325 m). Ils contiennent une faune marine relativement diversifiée (mais moins abondante que dans la formation Chulec sus-jacente) et de gros terriers qui soulignent les discontinuités.

Les faciès carbonatés les plus fréquents sont présents au sommet de la série à Pomacocha [8] (fig. 46). Ils s'organisent en séquences négatives (notées F), avec de bas en haut:

Faciès 1 (*M*): argiles calcaires de patine grise et cassure gris foncé, à restes de poissons et globigérines.

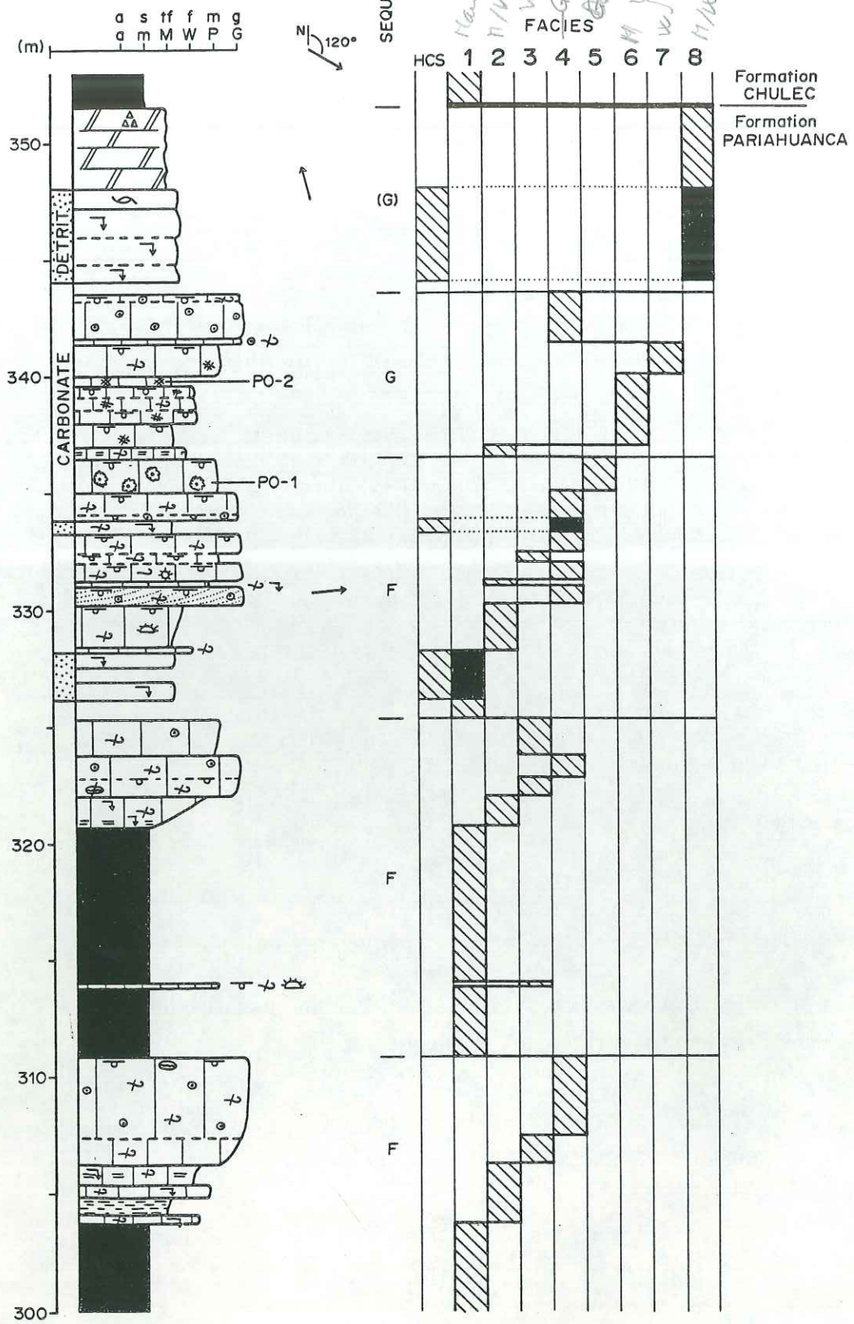


fig. 46.- Sommet de la formation Pariahuanca. Colonne lithologique et texturale montrant les faciès et séquences (F et G) dans des dépôts de plate-forme (séquences F) et de plate-forme confinée (séquences G). Détail des faciès dans le texte. Pomacocha [8]: 300-352 m (pl. VIII).

Ce faciès témoigne d'une sédimentation pélagique d'énergie faible à nulle, que l'on peut situer en plate-forme relativement profonde.

Faciès 2: niveaux de 1 à 3 mètres d'épaisseur de mudstones et wackestones bioturbés, parfois argileux, à restes de poissons et d'échinides, et à petits gastéropodes entiers.

Ce faciès 2, peu ou pas argileux, correspond à une sédimentation de faible énergie de plate-forme.

Faciès 3: bancs de 1 à 2 mètres d'épaisseur de wackestones à packstones bioclastique (échinides, rares poissons, gastéropodes) à pellets, quelques quartz détritiques et rares oolites (resédimentées).

Le faciès 3 fait la transition entre une sédimentation de barre sableuse (oolitique et bioclastique) et des dépôts plus profonds à foraminifères pélagiques.

Faciès 4: grainstones à oolites, bioclastes, agrégats, lithoclastes de mudstone, grains de quartz et rares fossiles (foraminifères benthiques), qui forment des bancs de 1 à 2 mètres d'épaisseur. La plupart des bioclastes présents dans ce faciès dérivent d'échinodermes (échinides et crinoïdes), de lamellibranches, de poissons et de gastéropodes.

Des stratifications obliques de dune hydraulique dont le sommet peut montrer des *keystone vugs*, sont souvent présentes dans ce faciès à grainstones (fig. 46: 331 m). En lame mince, les oolites de ces dunes hydrauliques sont parfois brisés ou montrer une légère stylolitisation de leur surface de contact qui reflètent une compaction précoce.

Le faciès 4 a un niveau d'énergie élevé. Parfois, des stratifications sigmoïdes (faciès *Ss*) à laminations obliques inclinées d'environ 15° (Chaucha [22], 626 m) sont formées de grainstone oolitique et bioclastique. Par ailleurs, la présence de *keystone-vugs* au sommet de certaines barres oolitiques semble indiquer que celles-ci émergent.

Faciès 5: ce faciès à oncolites à été observé à Pomacocha [8] (échantillon PO-1, fig. 46: 336 m) et à San Cristóbal [9], respec-

tivement à 15 et 20 mètres du sommet de la formation. Ce faciès est un packstone dolomitique à oncolites, bioclastes, lithoclastes de mudstone et quelques grains de quartz. En lame mince, la matrice est remplacée par de la dolosparite. De plus, la plupart des bioclastes de ce faciès sont dissouts et remplis par de la dolosparite, seuls les restes d'échinides sont encore reconnaissables.

Ce faciès bioclastique à oncolites indique un milieu de dépôt infratidal moyennement agité, situé à la base d'un replat de marée boueux ou dans un lagon (Collinson *et al.*, 1982; Purser, 1975 *in*: Sellwood, 1986).

Les séquences F d'énergie de dépôt croissante sont donc liées à une diminution de la tranche d'eau et correspondent à des séquences de comblement de plate-forme. Ces séquences régressives F constituent la presque totalité des dépôts de la formation Pariahuanca.

2°) faciès, milieux de dépôt et séquences de faciès G

D'autres faciès moins fréquents apparaissent seulement au sommet de la série. A Pomacocha ([8]; fig. 46: 336-352 m), ils s'organisent en séquences (notées G) avec de bas en haut:

Faciès 6 et 7: mudstones (6) et wackestones (7) bioclastiques montrant en lame mince de nombreuses pseudomorphoses d'anhydrite de forme carrée ou rectangulaire (PO-2; fig 46: 340 m)

Faciès 8: ce faciès a été rencontré uniquement à Pomacocha [8] (fig. 46: 348-352 m). Il s'agit de mudstones ou de wackestones gris clair entièrement dolomitisés à brèche de dissolution karstique au sommet. Cette dernière est constituée par des intraclastes anguleux de taille inférieure à 1 centimètre, engagés dans des fentes de plusieurs centimètres de large qui entaillent le sommet du banc. Cette brèche est cimentée par de la dolosparite blanche.

Les faciès 6 et 7 de la séquence G montrent une légère augmentation de l'énergie vers le haut. Néanmoins, les pseudomorphoses d'anhydrite indiquent une sursalure et donc un milieu de dépôt

Pariahuanca

restreint, de type marin peu profond et confiné.

D'autre part, le faciès 8 montre une énergie de dépôt comparable à celle des faciès 6 ou 7, dans lequel se déposent encore quelques niveaux de tempêtes (faciès *HCS*). Mais la présence d'une brèche dissolution karstique rencontrée au sommet de ce faciès est liée à une émersion. Cette dernière s'observe dans toute la région d'étude et correspond à la discontinuité supérieure de la formation Pariahuanca. Ainsi, le sommet de la série est formé à La Oroya [7] par une croûte oxydée et perforée de plus de 5 centimètres d'épaisseur, à Marjasha [10] par un niveau de dolomie à laminations stromatolitiques et fentes de dessication, à Tajana [11] et à LLocllapampa [15] par un banc de dolomie ocre à rougeâtre, et à Chaucha-Ouest [23] par des cargneules dolomitiques ocres (pl. VII).

Il faut par ailleurs signaler qu'à Cochas [18], la formation Pariahuanca est presque entièrement dolomitique (pl. VII) avec des pseudomorphoses de gypse, et parfois des laminations stromatolitiques et des fentes de dessication qui soulignent une sédimentation confinée à émersive.

f) la sédimentation en Cordillère Occidentale

Jusqu'à présent, certains auteurs ayant étudié le Crétacé inférieur dans la Cordillère Occidentale admettaient l'existence des formations Chimú, Santa, Carhuaz, Farrat et Pariahuanca (Von Hillebrandt, 1970) (voir fig. 22 pour la stratigraphie), alors que pour J.J. Wilson (1963), ces formations définies dans le nord du Pérou n'étaient plus différenciables en Cordillère Occidentale au sud de la lattitude 11°30'S. Ainsi, F. Mégard (1978) et C. Angeles (1987) supposent l'existence de ces différentes formations jusqu'à 12°30'S, à l'exception de la formation Farrat (passage direct entre fm. Carhuaz et fm. Pariahuanca).

Nous avons pu visiter rapidement deux affleurements de la Cordillère Occidentale décrits par C. Angeles (1987) et A. Von Hillebrandt (1970), pour observer les faciès de ces formations contemporaines de la formation Pariahuanca que nous venons de décrire.

Le premier affleurement visité (avec C. Angeles) est situé au bord de la Laguna Pamparca (20 km au SW de Chaucha, 3,5 km à l'est de Laraos). Il correspond aux colonnes lithologiques des formations Santa et Carhuaz levées par C. Angeles (1987).

On y observe la formation Chulec (Albien moy.; voir fig. 22 pour la stratigraphie) de lithologie et d'épaisseur identiques (Angeles, 1987) à ce que nous connaissons sur les Hauts Plateaux (voir § C.II).

Sous cette formation Chulec C. Angeles (1987) décrit de haut en bas les formations Carhuaz, Santa, Chimú et Oyón (fm. Oyón + fm. Chimú = fm. Yauyos de Mégard, 1987...). Il adopte donc une stratigraphie identique à celle de la Cordillère Occidentale du nord du Pérou (Benavides, 1956), bien qu'il ne distingue ni la formation Farrat ni la formation Pariahuanca.

Les formations Oyón et Chimú présentent des lithologies et des faciès identiques aux séries que nous décrivons comme membres inférieur et supérieur de la formation Goyllarisquisga à Chaucha ([22][23], 20 km au NE). De plus, les 600 mètres d'épaisseur de formation Chimú sont très comparables aux 452 mètres de dépôt du membre supérieur de la formation Goyllarisquisga que nous avons mesurés à Chaucha. Les 150 mètres de différence d'épaisseur s'expliquent par l'épaississement général de la série depuis les Hauts Plateaux vers le sud-ouest (pl. I). Nous admettons donc que les formations Oyón et Chimú de C. Angeles (1987) et de F. Mégard (1987) correspondent en réalité respectivement aux membres inférieur et supérieur de la formation Goyllarisquisga.

La formation "calcaire" Santa (110 m; Angeles, 1987) est formée par une alternance de bancs de calcaire gréseux dolomitisé et de niveaux silto-argileux et gréseux. La formation Carhuaz sus-jacente (234 m; Angeles, 1987) est constituée par des grès calcaires fins à très fins et des bancs calcaires. Le sommet de la série présente une coloration rouge que l'on retrouve à Tanta ([19], voir infra). Comme j'ai pu le constater sur le terrain, les formations Santa et Carhuaz ont une lithologie comparable, ce qui les rend très difficiles à distinguer (impossibles?). A. l'affleurement et en lame mince, ces deux formations présentent des faciès et des séquences de faciès similaires à ceux de la formation Pariahuanca à Chaucha (20 km au NE):

Pariahuanca

- faciès gréseux à H.C.S., rides de vagues... de séquences de faciès B,

- faciès argileux et faciès calcaires à mudstones..., grainstone à oolites, bioclastes (échinides, lamellibranches, gastéropodes...), lithoclastes et quartz, de séquences de faciès F.

Enfin, les 344 mètres d'épaisseur des formations Santa et Carhuaz mesurés par C. Angeles (1987) nous semblent comparables aux 231 et 224 mètres de la formation Pariahuanca mesurés à Chaucha ([22] et [23], pl. VII et fig. 47). En effet, sur les Hauts Plateaux, la formation Pariahuanca présente un épaississement croissant vers le sud-ouest (pl. VII et fig. 47) tout à fait compatible avec un épaississement de 150 mètres entre Chaucha et la Laguna Pamparca.

En résumé, nous constatons à la Laguna Pamparca d'une part l'absence des formations Farrat et Pariahuanca, et d'autre part l'identité de lithologie, de faciès, de séquences de faciès et d'épaisseur des séries avec les séries des Hauts Plateaux. Comme J.J. Wilson (1963), nous admettons donc que les formations du Crétacé inférieur définies dans le nord du Pérou n'apparaissent pas dans la Cordillère Occidentale du Pérou Central, et que les formations définies sur les Hauts Plateaux se poursuivent jusqu'en Cordillère Occidentale, sans changement notable de faciès.

Le second site visité en Cordillère Occidentale est celui de Tanta ([19], fig. 21; lieu-dit "Baños"), qu'a étudié A Von Hillebrandt (1970).

Comme à la Laguna Pamaparca, la formation Chimú présente des faciès identiques à ceux du membre supérieur de la formation Goyllarisquisga définie sur les Hauts Plateaux, à laquelle nous l'identifions (barre quartzitique de dépôt fluviatile en tresse, et dépôts de chenaux et de levées anastomosés).

La série comprise entre la formation Chimú (mb. sup. fm. Goyllarisquisga) et la formation Chulec est comparable à celle de la Laguna Pamaparca. Pour A. Von Hillebrandt (1970) cet intervalle comprend les formations Santa, Carhuaz, Carhuaz, Farrat et Pariahuanca (les deux dernières étant confondues). L'épaisseur totale de ces formations mesurée par A. Von Hillebrandt (1970) est d'environ 700 mètres, mais semble en réalité ne pas dépasser les

400 mètres. Cette épaisseur est donc comparable à celle mesurée à la Laguna Pamparca (344 m). D'autre part, les faciès sont tout à fait semblables à ceux rencontrés à la Laguna Pamparca ou sur les Hauts Plateaux, mais présentent une dolomitisation poussée qui rend difficile la reconnaissance des grains en lames mince:

- faciès (4) carbonaté de sommet de séquence F, à oolites, bioclastes, lithoclastes, quartz...,

- faciès gréso-carbonatés à rides de vagues ou dépôts de tempête (H.C.S.)... (séquences de faciès B).

Le sommet de la formation Pariahuanca est formé par des pélites rouges contenant quelques niveaux plans parallèles de grès fin calcaire à taches rouilles, sans structure et de 10 à 50 centimètres d'épaisseur. Malgré la ressemblance lithologique de ces niveaux avec des dépôts de plaine d'inondation, l'absence de structure dans ces grès ne permet pas de déterminer leur milieu de dépôt.

La formation Chulec sus-jacente présente une base calcaire massive, comme dans la région des Hauts Plateaux.

Enfin, comme pour l'affleurement de la Laguna Pamparca, nous sommes amenés à douter fortement des corrélations proposées par A. Von Hillebrandt (1970) entre le nord et le centre du Pérou.

En conclusion, et comme le supposait J.J. Wilson (1963), nous proposons de corréler les séries du Crétacé inférieur affleurant en Cordillère Occidentale (de la zone étudiée) avec les séries définies sur les Hauts Plateaux, de la manière suivante:

CHAUCHA [23] (cette étude)		TANTA [19] (Von Hillebrandt, 1980)	Lag. PAMPARCA (Angeles, 1987)
fm. Chulec		fm. Chulec	fm. Chulec
		fm. Pariahuanca	?
fm. Pariahuanca		fm. Farrat	?
		fm. Carhuaz	fm. Carhuaz
		fm. Santa	fm. Santa
fm. Goylla-risquisga	mb. sup.	fm. Chimú	fm. Chimú
	mb. inf.	?	fm. Oyón

Pariahuanca

g) paléogéographie

1°) tectonique

Les variations d'épaisseur de la formation Pariahuanca sont relativement importantes puisque comprises entre 57 et 231 mètres (fig. 47: sites [11] et [22]). Les épaisseurs de la série varient peu selon la direction nord-ouest- sud-est: entre 100 et 142 mètres entre La Oroya [7] et LLocllapampa [15][16], et entre 187 et 245 mètres entre Morococha [6] et Chaucha [22][23]. L'épaississement de la série se fait donc selon une direction nord-est-sud-ouest d'une manière assez irrégulière, avec une augmentation relativement brutale au niveau d'une première ligne passant au NE de LLocllapampa [16] et au SW de Sacacharina [17], d'une seconde ligne passant au NE de Morococha [6] et d'Azulcocha [20], puis d'une troisième ligne passant au SW de Pomacocha [8] et de Chaucha [22] (fig. 47).

Ces axes de forte augmentation d'épaisseur pourraient correspondre à des directions structurales extensives majeures, limitant des régions de subsidence assez homogène. Ces "failles normales" (zones de distension majeures) sont parallèles aux directions structurales andines et auraient rejoué en chevauchement vers le nord-est à l'Eocène (voir 3° partie de ce mémoire)

Les rares indices de tectonique syn-sédimentaire (faille normale de 30 cm de rejet à La Oroya [6]; important glissement à Pomacocha [8]; filons clastiques à Cochas [18]) reflètent des directions d'extension NE-SW qui confirment l'existence d'une tectonique distensive de même direction.

2°) directions de courants

L'ensemble des directions de courants relevées (vagues, marées, tempêtes) sont reportées sur la planche VIII. Nous avons schématisé sur la figure 47 les principales directions de courant relevées pour chaque site, à partir desquelles nous avons construit les grandes directions des courants de vagues (entre N-S et SW-NE) et de marées (entre NW-SE et SW-NE). Cependant, la réalité de cette interprétation reste limitée au nombre de mesures

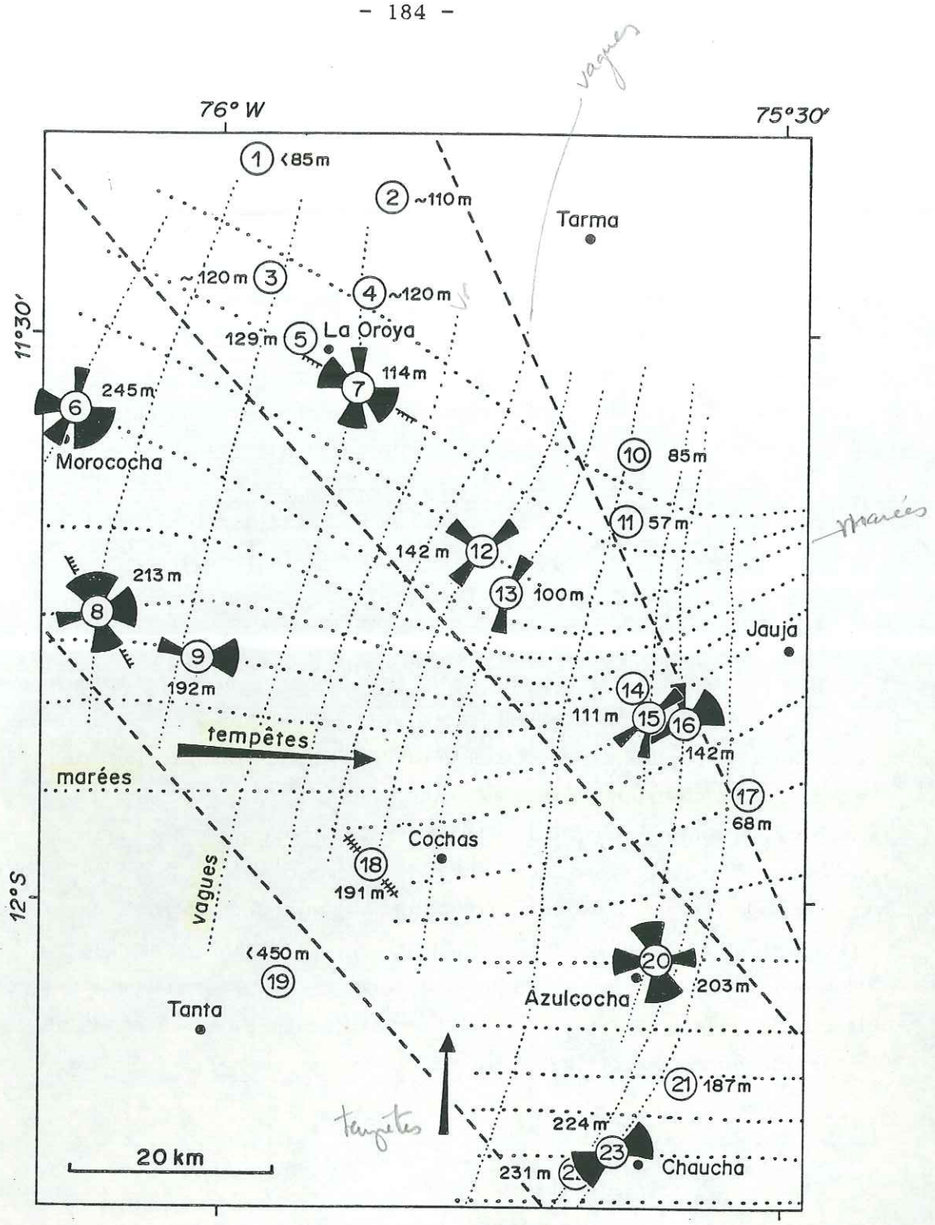
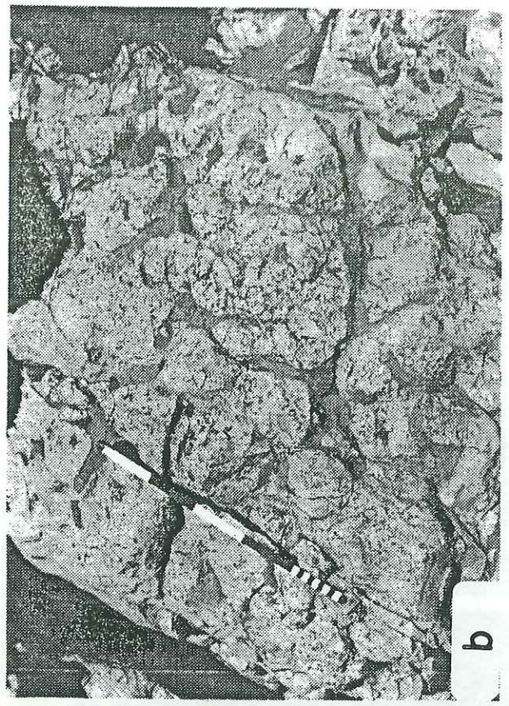


fig. 47.- Epaisseurs et directions de courant de la formation Pariahuanca; les lignes discontinues situent schématiquement les zones de fortes variations d'épaisseur. Schéma interprétatif des principales directions de courant: vagues (pointillé fin), marées (pointillé gros) et tempête (flêches); il n'a pas été tenu compte des barres sableuses.

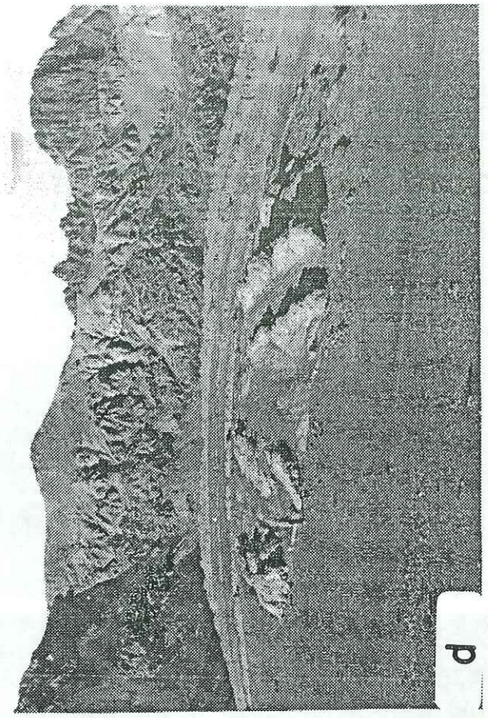
relevées (212). Des mesures complémentaires systématiques auraient sans doute abouti à un schéma légèrement différent.

D'autre part, les directions de transport relevées dans les dépôts de tempêtes (fig. 47) sont dirigées selon une direction est-ouest (*water set-up*: "flot" vers la côte, à l'est), mais aussi parfois nord-sud ("flot" vers le nord).

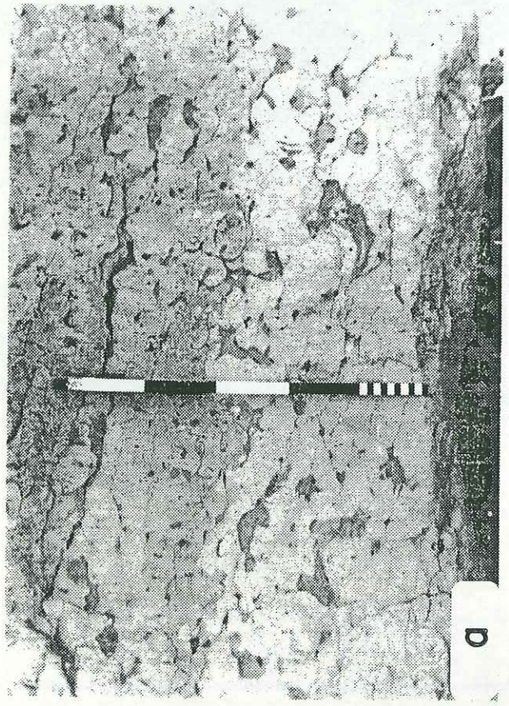
Comme le montre la figure 47, les directions structurales ne semblent pas avoir d'influence directe sur l'orientation des courants, puisque ces derniers sont obliques aux isopaques. Néanmoins, il est possible que la déviation des courants de marées constatée à LLocllapampa [15][16] soit liée au jeu d'un accident (hypothétique) de direction NE-SW.



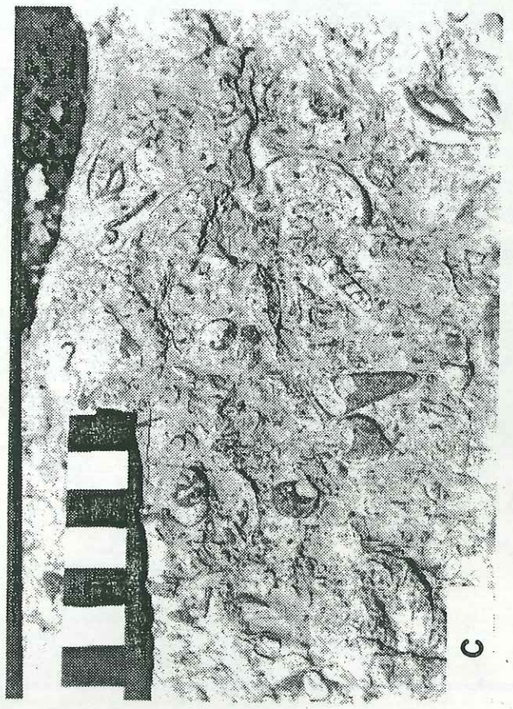
b



d



a



c

Chulec

II. LA FORMATION CHULEC

a) âge de la formation Chulec

Dans les Andes Centrales, D.H. Mc. Laughlin (1924) a défini le "membre Chulec" comme le membre inférieur de la formation Machay (Aptien-Vraconien). La section type de cette série est située 2 kilomètres au sud-est du site n°5 (fig. 50). PLus tard, dans le nord du Pérou, V. Benavides (1956) élève ce membre au rang de formation et lui attribue un âge Albien moyen (partie inférieure). Enfin, après révision de la faune, A. Von Hillebrandt (1970) attribue un âge Albien inférieur (partie supérieure) à la formation Chulec (fig. 22).

b) description lithologique

Dans notre région d'étude, la formation Chulec consiste en

---

(1) Voir G. Steinmann (1929), V. Benavides (1956), J.J. Wilson (1963) ou A. Von Hillebrandt (1970) pour plus de détails sur l'abondante faune des formations Pariahuanca, Chulec et Pariatambo.

⟵ photos 14.

a) - Formation Chulec. Vue en coupe d'une discontinuité séparant deux séquences de faciès (*hard-ground*). Cette discontinuité correspond à un arrêt de sédimentation que soulignent les nombreux terriers ocres (gris foncé), les lithoclastes (remaniement sur place) et l'accumulation de gros gastéropodes et lamellibranches (Ø > 5 cm). La Oroya [7]: 485 m (fig. 48).

b) - Formation Chulec. Vue en plan d'une discontinuité montrant les terriers ocres (gris foncé) affectant le sommet légèrement oxydé d'un banc calcaire (*hard-ground*). La Oroya [7]: 513 m (fig. 48).

c) - Formation Chulec. Détail d'une surface de discontinuité comparable à celle de la photo 14-b, montrant l'accumulation de fossiles et de bioclastes peu brisés. Ceux-ci présentent une dissolution et une recristalisation accompagnée d'une oxydation leur donnant une teinte orangée. La Oroya [7]: 537 m (fig. 48).

d) - Important glissement synsédimentaire dans la formation Chulec correspondant à un seul évènement (épaisseur = 15 m; le sommet de la série est dirigé vers le bas de la photo orientée NW-SE). Ce glissement pourrait être le témoin d'une activité tectonique (Albien moyen) au niveau de la bordure occidentale des Hauts Plateaux. San Cristóbal [8]: 413-430 m (pl. IX).

150 à 250 mètres d'argiles calcaires et de calcaires à patine blanche à ocre (pl. IX) très fossilifères[1]. En général la base de la série est à dominante calcaire alors que la partie supérieure consiste en une alternance d'argiles calcaires et de bancs métriques de calcaire, avec parfois une vire plus calcaire dans la partie médiane (pl. IX). Le sommet de la série est formé par 10 à 20 mètres de calcaires parfois massifs, ou de dolomies (San Cristóbal [9]).

c) sédimentologie

1°) les discontinuités

i) discontinuité de base

Nous avons décrit la discontinuité de base de la formation Chulec avec la formation Pariahuanca. Elle correspond à une surface de dolomitisation et de dissolution karstique affectant le sommet de la dernière séquence carbonatée à passées gréseuses de la formation Pariahuanca.

ii) discontinuité supérieure

A l'affleurement, la limite supérieure de la formation Chulec apparaît avant tout comme une limite lithologique et de faciès, puisqu'elle est située au sommet du dernier banc calcaire massif non bitumineux. Cette limite lithologique correspond cependant à une discontinuité mineure (léger arrêt de sédimentation) soulignée par quelques terriers (fig. 48: 540 m). Au-dessus, les premiers niveaux d'argiles calcaires et de dolomies très bitumineuses de la formation Pariatambo contiennent une faune essentiellement pélagique.

iii) discontinuités internes

Les discontinuités internes sont en général confondues avec les limites lithologiques du sommet des niveaux calcaires.

La plupart des discontinuités présentent une légère oxydation et dissolution, ainsi que de gros terriers ocres remplis de dolomie ferrifère plus ou moins bioclastique (photos 14-a et 14-b). En

Chulec

général, les discontinuités sont soulignées par des accumulations de fossiles entiers parfois oxydés et de teinte orange (photo 14-c). En lame mince, les terriers affectent un sédiment déjà induré, comme en témoigne la présence d'intraclastes. Ces discontinuités qui reflètent des arrêts de sédimentation relativement importants associés à une cimentation sous-marine précoce, correspondent à des *hard-grounds*

Cependant, à la base de la formation, de rares discontinuités affectant des grainstones oolitiques montrent des terriers remplis de sparite, qui soulignent le non-remplissage des terriers après leur abandon, probablement en liaison avec l'absence de sédiment boueux.

2°) faciès et milieux de dépôt

L'ensemble des dépôts de la formation Chulec que nous avons observés sont carbonatés et d'origine marine.

Nous avons distingué six principaux faciès et un septième occasionnel[1]:

Faciès 1: argiles calcaires gris foncé à patine gris clair et à rares intercalations de calcaire argileux. A l'affleurement, la faune, rare ou absente, est constituée par des restes d'animaux pélagiques (ammonites), des écailles et vertèbres de poissons.

Ce faciès argileux présente une énergie de dépôt très faible à nulle que l'on peut situer sous le niveau inférieur d'action des tempêtes, en milieu profond de plate-forme.

Faciès 2: calcaire argileux gris bioturbé (mudstone) à rares ammonites et restes de poissons.

En lame mince (fig. 48; échantillon LO-61), ce faciès est un mudstone-wackestone à fins débris d'échinides, quelques foraminifères pélagiques, quartz authigènes et matière organique.

Bien qu'en plus faible quantité que dans le faciès argileux

---

(1) La numérotation utilisée pour la description des faciès correspond à celle des figures 48 et 49.

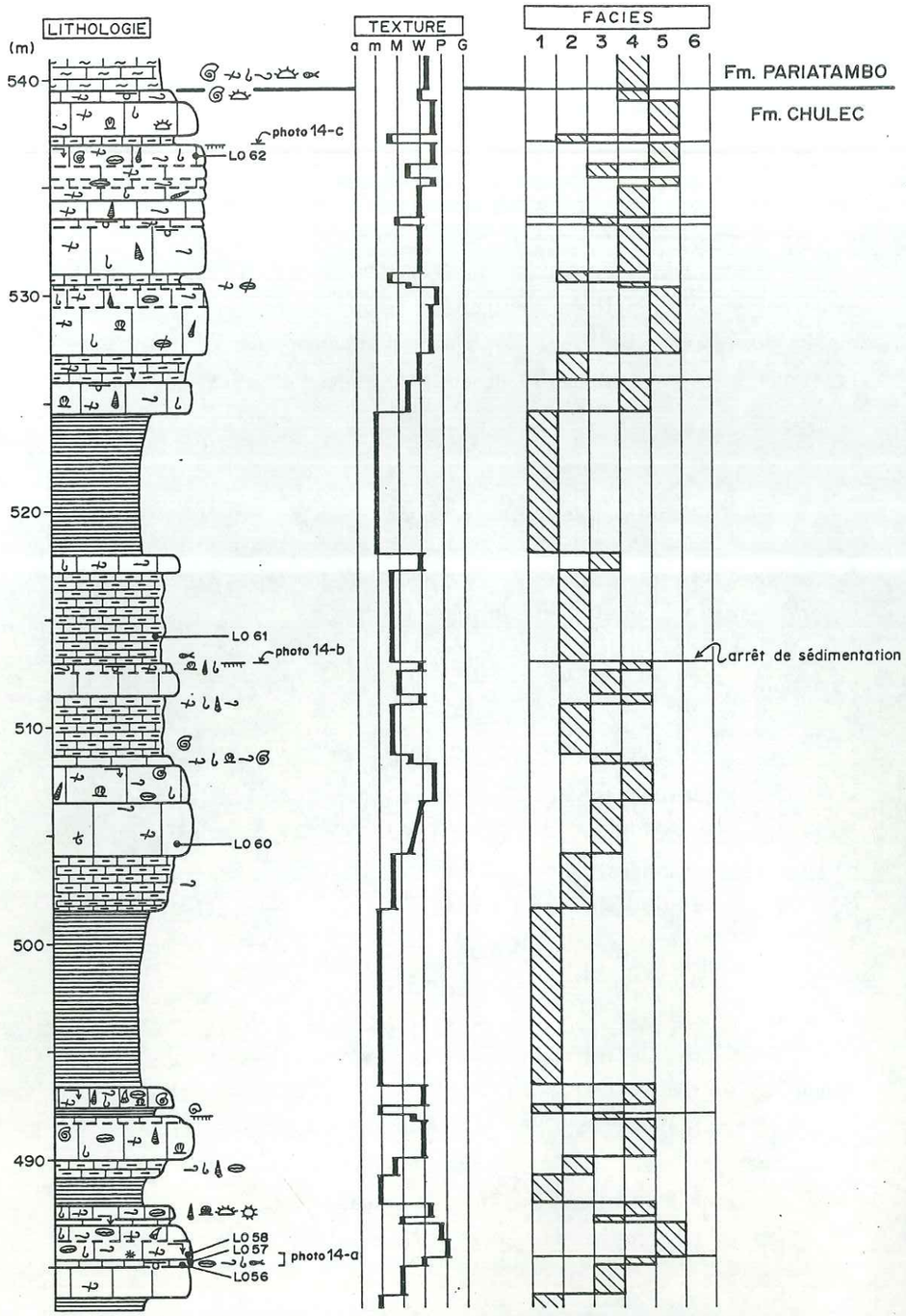


fig. 48.- Colonne lithologique du sommet de la formation Chulec montrant les faciès et séquences de faciès dans des dépôts d'énergie très faible à faible de plate-forme. La Oroya [7]: 483-541 m.

1, la présence d'argile souligne une énergie de dépôt faible. De plus, la faune essentiellement nectonique et pélagique (ammonites et poissons) traduit une profondeur de dépôt relativement importante. Le dépôt de ce faciès se situe encore en milieu de plate-forme assez profonde.

Faciès 3: mudstone (à wackestone) bioturbé contenant des fossiles peu diversifiés, entiers ou peu brisés, de milieux pélagique et benthique: ammonites, et surtout de gros lamellibranches et gastéropodes à test lisse, et parfois de grosses huîtres.

En lame mince (fig. 48; échantillon LO-60), ce faciès correspond à un wackestone à fins bioclastes (échinides, gastéropodes, lamellibranches et poissons), pellets et petits quartz authigènes.

L'énergie de dépôt de ce faciès 3 est supérieure à celle des faciès inférieurs (1 et 2), puisque suffisante pour empêcher la sédimentation des argiles. De plus, la présence d'une faune mixte, nectonique et benthique, indique une profondeur de dépôt moyenne, inférieure aux dépôts précédents. Cependant, la constitution boueuse et la bonne conservation des fossiles indiquent une énergie de dépôt faible à modérée.

La sédimentation de ce faciès peut donc être située au-dessus de la limite inférieure d'action des tempêtes, mais reste bien au-dessous de la limite inférieure d'action des vagues. Ce faciès correspond donc à un dépôt en milieu moyennement profond de plate-forme.

Faciès 4: wackestone bioclastique (spicules d'oursins, poissons...) bioturbé à fossiles benthiques entiers, nombreux et diversifiés (échinides irréguliers ou réguliers à test lisse ou rugueux, turritelles, pectens, grosses huîtres, gros lamellibranches et gros gastéropodes à coquilles lisses, etc.).

En lame mince (fig. 48; échantillons LO-56 et LO-57), ce faciès est constitué par un wackestone à fins bioclastes (gastéropodes, lamellibranches, échinides, poissons), petits gastéropodes entiers, pellets et petits quartz authigènes.

Ce faciès 4 présente des caractéristiques comparables au mudstone de faciès 3, dont il se distingue par une faune un peu plus importante, plus diversifiée et essentiellement benthique.

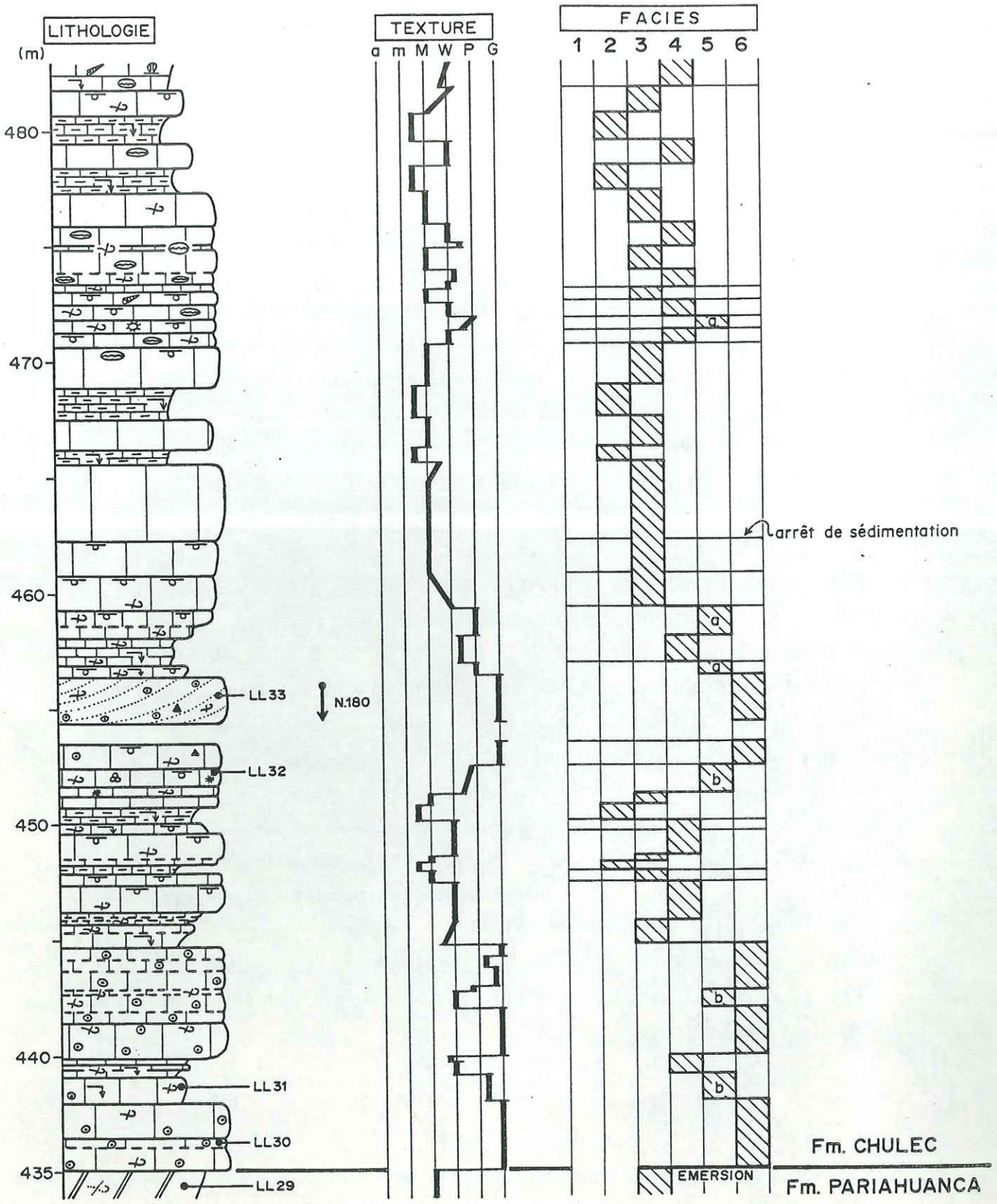


fig. 49.- Formation Chulec. Colonne lithologique de la base de la formation Chulec montrant les faciès et séquences de faciès dans des dépôts d'énergie faible à élevée de plate-forme. LLocllapampa [15]: 434-482 m.

L'importance de la fraction boueuse et la grande proportion de fossiles entiers traduisent une énergie de dépôt modérée, et permettent de situer la sédimentation de ce faciès en milieu de plate-forme, près de la limite inférieure d'action des vagues.

Faciès 5: packstone bioclastique et à quelques fossiles entiers ou peu brisés (turritelles, pectens, échinides réguliers à test lisse, grosses huitres...). Ce faciès (noté 5a) est très comparable au faciès précédent (4) dont il diffère seulement par la plus faible teneur en boue (fig. 48; échantillons LO-58, LO-62). On rencontre aussi un faciès à packstone (noté 5b) dont les éléments (bioclastes et oolites) rappellent tout à fait les éléments contenus dans les grainstones de faciès 6 (fig. 49; LL-31 et LL-32).

En lame mince, ce faciès 5a apparaît comme un packstone bioturbé à bioclastes hétérométriques très diversifiés, quelques pellets et rares petits grains de quartz. Le faciès 5b se distingue du faciès 5a par la présence d'oolites hétérométriques généralement oxydées, de quelques lithoclastes et de rares débris de polypiers.

La structure de sable boueux du faciès 5 tranche avec les faciès précédents et suppose une énergie de dépôt constante et suffisante pour transporter, accumuler les grains et empêcher le dépôt de la boue sur le fond. Cette énergie permet toutefois le piégeage de la boue entre les particules.

Le dépôt de ce faciès semble donc se situer au-dessus de la limite inférieure d'action des vagues, mais reste au-dessous de la zone d'énergie élevée de rupture et de déferlement des vagues (*breaker* et *surf zones*), où la boue ne pourrait pas être piégée. On peut donc situer le dépôt en milieu de *shoreface* inférieur (*wave build-up zone*).

La formation des faciès 5a et 5b (oolitique) semble reposer sur la proximité (b), ou non (a), d'une barre oolitique (plage, cordon, barre...), le faciès 5b correspondant aux dépôts distaux d'une telle barre.

Faciès 6: grainstone oolitique plus ou moins bioclastique à quelques lithoclastes anguleux. Ce faciès apparaît fréquemment

dans des bancs de 1 mètre (fig. 49: 455 m) à 4 mètres d'épaisseur (8 km au NW de Chacapalpa [13]), présentant de grandes stratifications obliques (25-30°).

En lame mince (fig. 49; échantillons LL-30 et LL-33), ce faciès est formé d'un grainstone à petites oolites homométriques, quelques petits bioclastes arrondis (lamellibranches et échinides) et de rares grains de quartz.

L'énergie de dépôt de ce faciès grainstone 6 est constante et élevée, comme l'attestent l'absence de boue, la présence d'oolites homométriques et de bioclastes bien triés, ainsi que l'accumulation sous forme de barre oolitique à lamination oblique de fort pendage.

Ces barres oolitiques sont assez comparables aux barres rencontrées dans la formation Pariahuanca sous-jacente avec la superposition de strates obliques d'épaisseur pluridécimétrique, séparées par des joints plus ou moins argileux. Ces barres pourraient donc correspondre à des barres tidales. Cependant, en l'absence de critères tidaux clairs, il est aussi possible que ces barres oolitiques soient des barres d'avant-côte progradant sous l'action des vagues (*breaker* et *surf zones*) ou des courants côtiers.

Faciès 7: observé seulement à La Oroya ([7]: environ 380-400 m; pl. IX), il est constitué par un grainstone à nombreux *keystone-vugs*.

En lame mince, les éléments très variés qui composent ce faciès sont pour l'essentiel des bothroïdes (agrégats), des oolites ou des péloïdes, des lithoclastes et des bioclastes assez usés, grossiers et bien triés, ainsi que de rares grains de quartz, foraminifères benthiques et ostracodes. La surface des bothroïdes est parfois affectée par des micro-fentes de dessication (La Oroya [7]: 385 m; éch. LO-10). Enfin, les grains présentent parfois une cimentation précoce de type "pont micritique".

Dans ce faciès, l'importance des oolites, des bioclastes et des lithoclastes assez bien triés et grossiers, témoigne d'une énergie de dépôt élevée. Les très nombreux *keystone-vugs* sont liés au piégeage de bulles d'air dans le sédiment sous l'action des

Chulec

vagues en zone intertidale. Enfin, la cimentation de type "pont micritique" entre les grains et la présence parfois importante de bothroïdes, indiquent une sédimentation précoce de type *beach-rock*, en milieu intertidal légèrement abrité.

Ce faciès 7 montre donc une sédimentation intertidale de haute à moyenne énergie. Dans un profil de côte dominée par l'énergie des vagues (fig. 45), il correspond à la *swash zone* (battement des vagues) et se situe donc en milieu de *foreshore* (bas de plage).

Les sept faciès que nous distinguons sont relativement constants d'un site à l'autre, et permettent de décrire l'ensemble des dépôts de la formation Chulec de la région étudiée (sauf Morococha [6]; voir §. *d-2*). D'autre part, les faciès ne montrent pas d'évolution de leurs caractéristiques entre la base et le sommet de la série.

En résumé, les dépôts de la formation Chulec correspondent à une sédimentation de plate-forme dominée par l'énergie des vagues (barre oolitique d'avant-côte et dépôts de plage). Nous n'avons toutefois pas reconnu de dépôt de tempête; leur mise en évidence nécessiterait sans doute une étude des microfaciès plus systématique que celle que nous avons réalisée (p. ex. fig. 48: 493 m?).

3°) séquences de faciès

Les faciès s'organisent verticalement dans l'ordre où nous les avons décrits (faciès 1 argileux... à faciès 7 de plage), et forment des séquences négatives d'épaisseur métrique à plurimétrique. Ces séquences sont le plus souvent composées de deux à quatre faciès différents, entre lesquels le passage est assez progressif et continu.

La limite supérieure des séquences est constituée par une surface d'arrêt de sédimentation (fig. 48: 513 m), et/ou par un changement brutal de faciès (p. ex. du faciès 6 [grain.] au faciès 3 [mud.-wacke.]; fig. 49: 449 m). Dans ce cas, la limite supérieure des séquences de faciès correspond à une discontinuité. Cependant, on rencontre aussi des passages relativement progressifs entre séquences successives, par inversion de l'ordre de superpo-

sition des faciès (fig. 48: 518 m; fig. 49: 476-479 m).

Ainsi, les dépôts calcaires de la base de la série montrent des séquences négatives formées des faciès 2 [mud. arg.], 3 [mud.], 4 [wacke.] et 5 [pack.] (fig. 49: 467-472 m), ou 4 et 5 (fig. 49: 456-459 m), ou 5 et 6 [grain.] (fig. 49: 442-445 m), ou 6 et 7 [*beach-rock*] (La Oroya [7]), etc..

De même, les alternances argilo-calcaires du sommet de la formation présentent des séquences négatives, avec de bas en haut les faciès 1 [arg. calc.], 2 [mud. arg.], 3 [mud.], et 4 [wacke.] (fig. 48: 493-508 m), ou 2 et 3 (fig. 48: 513-518 m), ou 3 et 4 (fig. 48: 487-488 m), etc..

Cependant, on observe fréquemment des séquences de faciès incomplètes dans lesquelles un ou deux faciès sont absents. On observe par exemple la superposition des faciès 1 [arg. calc.] et 4 [wacke.] (fig. 48: 518-526 m) ou des faciès 2 [mud. arg.], 3 [mud.], 5 [pack.] et 6 [grain.] (fig. 49: 450-454 m). Dans ces cas, malgré l'absence d'un ou deux faciès, la superposition des faciès est continue et traduit seulement un changement rapide des conditions de dépôts.

Par ailleurs, certaines séquences présentent à leur sommet (env. derniers 50 cm) une inversion de l'ordre de superposition des faciès qui se traduit par l'amorce d'une séquence positive (fig. 49: 454-457 m ou 468-473 m). En conséquence, certaines séquences présentant une évolution positive à leur sommet peuvent apparaître comme des cycles (fig. 49: 445-451 m).

Enfin, certaines séquences peuvent montrer à la fois une organisation verticale négative dans laquelle manquent un ou deux faciès, et présenter au sommet une inversion de tendance et le début d'une séquence positive (fig. 48: 488-492 m, ou 526-530 m).

Dans toute la région étudiée, la formation Chulec présente une évolution verticale comparable.

Ainsi, les séquences du tiers inférieur de la série sont à dominante calcaire (barre calcaire dans le paysage), avec des faciès peu profonds (fig. 49; pl. IX) qui montrent une évolution régressive puis légèrement transgressive. Les séquences surmontant cette barre calcaire sont dominées par les faciès argileux 1 [arg. calc.] et 2 [mud. arg.] qui soulignent un approfondissement

progressif du milieu.

Vers le deuxième tiers, les séquences montrent une légère évolution régressive puis transgressive qui se traduit par l'augmentation puis la diminution de la proportion des faciès calcaires (faciès 3 [mud.], 4 [wacke.] et rares faciès 5 [pack.]). Cette évolution apparaît dans le paysage comme une légère vire calcaire.

Cependant, à San Cristóbal, la seconde vire calcaire pourrait ne pas exister car les épais niveaux glissés reposant sur la première (pl. IX: env. 410-430 m) sont très semblables aux niveaux calcaires du sommet de celle-ci, dont ils pourraient être issus par le jeu d'une loupe d'arrachement. De même, à Pomacocha, l'absence de cette seconde vire calcaire est peut-être la conséquence d'une érosion par une (ou des) loupe d'arrachement synsédimentaire.

Enfin, au sommet de la formation les séquences successives indiquent une évolution régressive rapide, avec le passage de faciès profonds (faciès 1 [arg. calc.]) à des faciès peu profonds (faciès 4 [wacke.] et 5 [pack.]) (fig. 48: 520-530 m).

Par ailleurs, les séquences de faciès que nous observons montrent le passage vertical continu, en quelques mètres, entre des faciès témoignant de profondeur de dépôt très différentes (par exemple, plusieurs dizaines de mètres de profondeur entre les faciès 1 [arg. calc] et 4 [wacke.]).

Dans les séquences, les variations verticales de faciès et donc les fortes variations de profondeur de dépôt reflètent d'importantes variations relatives du niveau marin. Mais, ces variations ne peuvent être liées ni au comblement, ni à des à-coups de subsidence, puisque dans ces cas-là la hauteur des séquences de faciès (en tenant compte de la compaction) correspondrait à peu près à la variation de profondeur de dépôt entre les faciès de la base et du sommet de la séquence.

En conséquence, nous admettons que les variations relatives du niveau marin, corrélées aux variations verticales de faciès, ont une origine eustatique (*higher-frequency eustatic sea-level events* de Baum & coll., 1987).

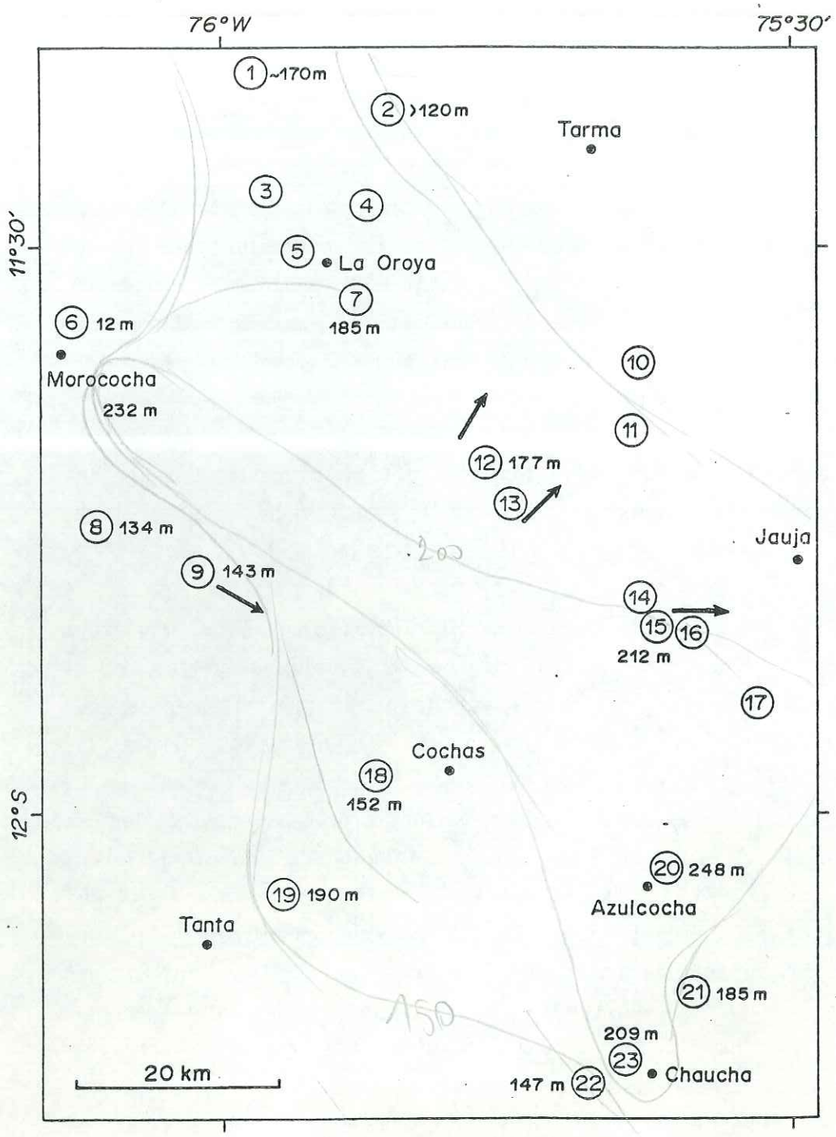


fig. 5Ø.- Epaisseur de la formation Chulec et directions de progradation des barres oolitiques d'avant-côte de la base de la formation.

Chulec

d) paléogéographie

Il est difficile de proposer une paléogéographie de la formation Chulec pour notre zone d'étude, puisque celle-ci ne représente qu'une petite portion de la plate-forme carbonatée qui couvrait à l'Albien une grande partie de la bordure Pacifique du continent sud-américain.

Nous venons de voir que les variations verticales de faciès (séquences de faciès) semblent en grande partie liées aux variations eustatiques, et non pas à la progradation latérale des faciès de haute énergie sur les faciès inférieurs. D'ailleurs, la faible variation de profondeur de dépôt entre les différents points de la portion de plate-forme étudiée est soulignée par l'identité des faciès que l'on observe entre les sites. Ainsi, les calcaires oolitiques (faciès 6 [grain.] et 7 [*beach-rock*]) sont présents uniquement à la base de la série et dans tous les sites étudiés (pl. IX). Néanmoins, pour la base de la formation Chulec, on constate un léger approfondissement des faciès entre La Oroya [7] où les faciès d'énergie moyenne à elevée dominent (4 [wacke.], 5 [pack.], 6 [grain.] et 7 [*beach-rock*]), et Chaucha [23] où les faciès de haute énergie sont remplacés par des dépôts plus profonds (faciès 1 [arg. calc.], 2 [mud. arg.], 3 [mud.] et 4 [wacke.]) (pl. IX).

Les seules indications sur les paléocourants sont données par les directions de progradation des barres oolitiques, qui sont en gros dirigées vers l'est (fig. 5O). Pour les dépôts de la formation Pariahuanca, la direction est-ouest correspondait plutôt aux courants de marées (fig. 47). Il est possible qu'il en soit de même pour les dépôts de la formation Chulec, ce qui impliquerait une origine tidale pour ces barres oolitiques.

Par ailleurs, les faibles variations d'épaisseur entre les différents sites traduisent une sudsidence relativement homogène à l'échelle de la portion de plate-forme étudiée. On note cependant un épaississement progressif de la série vers le sud-est (pl. IX; fig. 5O). De plus, il semble que la série se réduise légèrement vers le sud-ouest, à la limite occidentale des Hauts Plateaux (sites [8] [9] [19] et [22]).

e) tectonique

Le site de Morococha [6] n'a pas été pris en compte dans la description des faciès de la formation Chulec, car nous n'y avons rencontré que 12 mètres de dépôt[1] de faciès comparables aux autres sites étudiés (faciès 2 [mud. arg.], 3 [mud.] et 4 [wacke.]). Ces dépôts sont recouverts par 48 mètres de dolomies dont la teneur en matière organique augmente jusqu'à la formation Jumasha. L'épaisseur et les faciès de ces dolomies bitumineuses rappellent tout à fait les dépôts de la formation Pariatambo.

Les quelques dépôts de la formation Chulec que l'on y observe sont semblables aux dépôts de la base de la formation des sites voisins, et la formation Pariatambo sus-jacente est apparemment normale. On peut alors supposer que 150 à 200 mètres de série ont été soit érodés, soit non déposés.

L'hypothèse d'un important arrêt de sédimentation ne semble cependant pas pouvoir être retenue, puisque nous n'avons rencontré aucun témoin de surface de non-dépôt (la série affleure en continu).

De plus, la série dans laquelle nous avons levé la coupe est monoclinale, et n'est traversée par aucune faille. Seuls de nombreux sills volcaniques traversent la série sans la perturber. Bien que nous n'ayons pas observé d'évidence de tectonique ou de déformation synsédimentaire à Morococha, il est possible que l'absence de 100 à 150 mètres de série soit liée à une érosion régressive par des loupes d'arrachement successives. L'existence de telles structures est suggérée à San Cristóbal ([8]; 30 km au SSE) où nous avons rencontré dans la formation Chulec (pl. IX) un paquet de 15 mètres d'épaisseur de calcaires glissés (photo 14-d).

Cependant, une telle érosion sous-marine reste hypothétique, car elle suppose la formation et l'entretien d'un relief en relation avec le fonctionnement d'une faille (normale?) assez importante, alors que le seul indice d'une telle tectonique synsédimentaire a été observé à San Cristóbal [8].

---

(1) Wilson (1963) a mesuré 232 mètres de formation Chulec au Sud de Morococha. La comparaison de nos mesures d'épaisseur avec celles de Wilson font apparaître une différence atteignant 30% sur d'autres sites. Il est alors possible que l'épaisseur réelle de la série soit de 150 à 200 mètres.

Pariatambo

III. LA FORMATION PARIATAMBO

a) définition et âge de la formation Pariatambo

Comme la formation Chulec, la formation Pariatambo a tout d'abord été définie comme "membre Pariatambo" (mb. sup. de la fm. Machay) par D.H. Mc. Laughlin (1924) près de La Oroya. Plus tard, dans son étude du Crétacé du nord du Pérou, V. Benavides (1956) élève cette série au rang de formation. Dans les Andes Centrales, la dénomination de formation Pariatambo, reprise par J.J. Wilson (1963), a depuis été conservée (Mégard, 1968; Von Hillebrandt, 1970; Mégard, 1978).

La faune abondante (ammonites, lamellibranches, gastéropodes, poissons) a permis à V. Benavides (1956) de dater précisément la formation du milieu de l'Albien moyen. Plus tard, la révision stratigraphique de cette faune par A. Von Hillebrandt (1970) a amené celui-ci a corréler la formation Pariatambo avec la partie inférieure de l'Albien moyen (fig. 22).

b) description lithologique

Généralement, la formation Pariatambo consiste en 60 à 80 mètres de dolomies, d'argiles dolomitiques et bitumineuses de couleur noire à grise, et de calcaires à patine grise et à cassure noire (pl. X). En de rares endroits, l'épaisseur de la formation peut être réduite à 50 mètres (Morococha [6]: 48 m), ou atteindre 90 mètres (LLocllapampa [15]: 92 m) et même 130 mètres (San Cristóbal [9]: 129 m).

Dans le paysage, la formation Pariatambo forme des combes soit herbeuses, soit de coloration sombre à noire, comprises entre les calcaires massifs du sommet de la formation Chulec et les dolomies massives de la base de la formation Jumasha.

Les niveaux carbonatés et argileux ont une épaisseur de 20 à 50 centimètres, sont fortement bitumineux et présentent en cassure une forte odeur fétide, caractéristique de cette formation. Par ailleurs, le sommet de la formation contient une forte proportion de silex (pl. X; sauf La Oroya [7] et Morococha [6]) qui forment souvent des rubanements ou des bancs de silexite, dans lesquels les carbonates sont pratiquement absents.

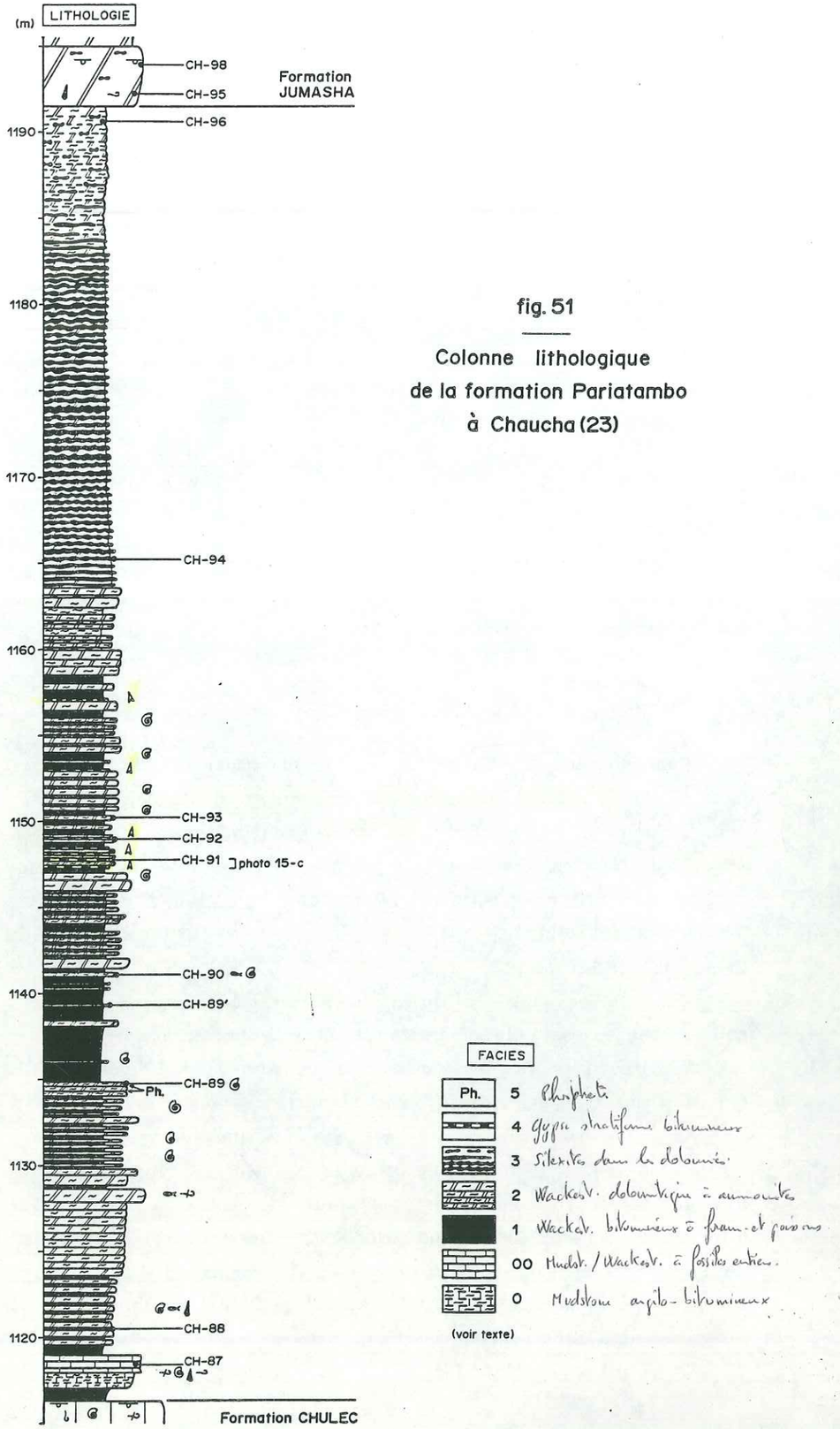


fig. 51

Colonne lithologique
de la formation Pariatambo
à Chaucha (23)

Pariatambo

c) sédimentologie

1°) les discontinuités

Les limites inférieure et supérieure de la formation Pariatambo correspondent à des limites lithologiques très marquées.

La limite inférieure se place sur les derniers calcaires massifs de la formation Chulec, et à la base des premiers niveaux tendres bitumineux (argileux et dolomitiques) (fig. 51).

La limite supérieure se situe au passage brutal des dolomies et argiles bitumineuses à nombreux silex (fm. Pariatambo), aux dolomies massives de couleur claire, à quelques silex et sans matière organique, de la formation Jumasha (fig. 51).

Cependant, seule la limite inférieure correspond à une véritable discontinuité sédimentaire, puisqu'elle reflète un arrêt de sédimentation que soulignent des terriers. A La Oroya [7], ces derniers sont remplis de pyrite massive, et sont associés à de petites géodes. Cette discontinuité inférieure marque aussi la quasi disparition de la faune benthique, la faune de la formation Pariatambo étant essentiellement composée d'ammonites et de restes de poissons.

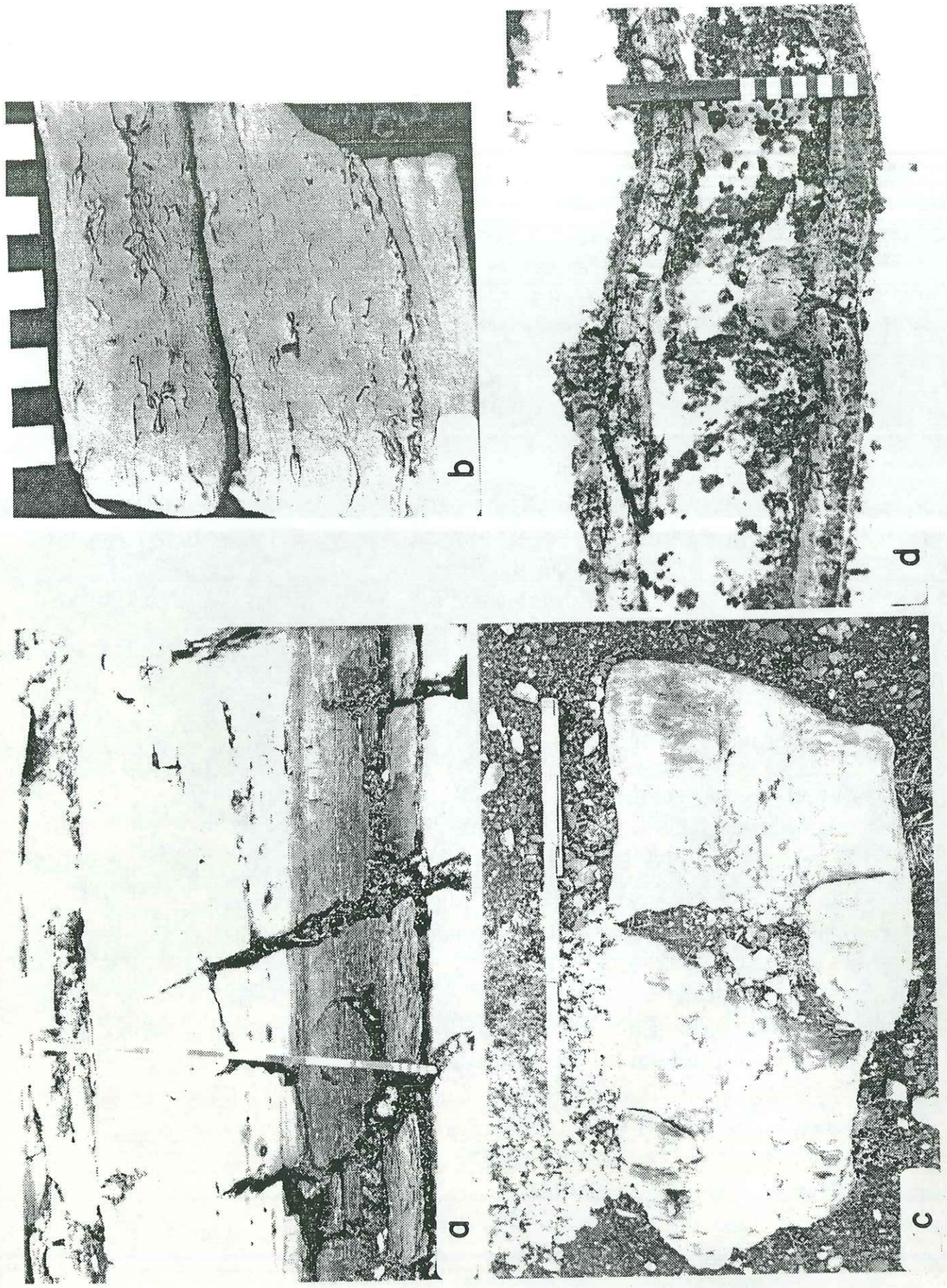
2°) faciès et milieux de dépôt

Les faciès de la formation Pariatambo sont peu variés, et sont constants dans toute la région étudiée.

A Chaucha [23], on retrouve dans les premiers niveaux (fig. 51: 1117-1119 m) trois des faciès déjà définis dans la formation Chulec (§. C.II.*c.2*) sous-jacente, et que nous ne décrirons pas ici. Sur la figure 51, le faciès noté O (mudstone argilo-bitumineux) est équivalent au faciès "2" [mud. arg.] de la formation Chulec, et le faciès noté OO (mudstone-wackestone à fossiles entiers) correspond aux faciès "3" [mud.] et "4" [wacke.].

Outre ces faciès déjà rencontrés, nous avons distingué cinq faciès particuliers à la formation Pariatambo, qui sont:

Faciès 1: il correspond aux niveaux argilo-bitumineux calcaires ou bitumineux de couleur noire (photo 15-c) contenant de très nombreux restes de poissons et quelques ammonites entières.



En lame mince, ce faciès apparaît comme un wackestone très bitumineux à restes de poissons (vertèbres, arêtes et écailles souvent phosphatées), foraminifères pélagiques (probablement plusieurs espèces de globigérinidés) et quelques quartz authigènes (fig. 51: CH-92, CH-93 et CH-94).

Faciès 2: à l'affleurement, ce faciès correspond aux bancs clairs dolomitiques légèrement à moyennement bitumineux (photo 15-a), dont la faune est composée presqu'exclusivement d'ammonites entières ou peu brisées (photo 15-b). La texture de ce faciès est fonction de la quantité (très variable) d'ammonites qu'il contient. Il peut donc se présenter comme un mudstone (fig. 51: échantillon CH-90), un wackestone, ou même un packstone à ammonites (fig. 51: CH-89).

En lame mince, ce faciès se présente comme une dolomie à rares bioclastes (ammonites), quartz authigènes et foraminifères pélagiques (globigérinidés), et matière organique.

La présence de matière organique dans l'ensemble des dépôts de faciès 1 [arg. calc. bit.] et 2 [dolo. bit.] indique un environnement de dépôt anoxique. Ces conditions réductrices sont confirmées par l'absence systématique d'animaux benthiques et de bioturbations, excepté dans les niveaux peu ou pas bitumineux (faciès 2; fig. 51: CH-88, 1122 m). Le développement de la faune pélagique et nectonique (ammonites, poissons et globigérinidés)

⟵ photos 15.

a) - Formation Pariatambo. Détail de l'alternance de niveaux dolomitiques blancs (faciès 2) et argilo-bitumineux noirs (faciès 1). Nodules pyriteux (terriers) à la base du niveau dolomitique. Jatunhuasi [21]: env. 980 m (pl. X).

b) - Formation Pariatambo. Détail du faciès 2 (dolomie légèrement bitumineuse), montrant de nombreuses ammonites entières fortement compactées et des bioclastes d'ammonites. La Oroya [7]: 551 m (pl. X).

c) - Formation Pariatambo. Niveau dolomitique clair (faciès 2) encadré par deux niveaux tabulaires de gypse d'épaisseur décimétrique (faciès 4). Chaucha [23]: 1613 m (fig. 51).

d) - Formation Pariatambo. Faciès 3: rubanements de silex limitant des niveaux de dolomie (haut et bas) et de dolomie argileuse (centre). Les taches noires sont des lichens. LLocllapampa [15]: env. 785 m (pl. X).

témoigne néanmoins de l'existence d'une tranche d'eau supérieure d'oxygénation normale. D'autre part, la composition dolomitique des faciès 1 [arg. calc. bit.] et 2 [dolo. bit.] reflète une sédimentation en milieu légèrement sursalé.

Par ailleurs, les dépôts de la formation Pariatambo ne présentent aucun témoin de milieu de dépôt peu profond, de haute énergie ou abrité, ni de milieu évaporitique intertidal ou supratidal. Ces dépôts ne sont donc pas liés à une sédimentation confinée de milieu lagunaire. Par contre, les fossiles présents dans les faciès 1 [arg. calc. bit.] ou 2 [dolo. bit.] sont toujours entiers ou peu brisés et indiquent une énergie de dépôt faible ou nulle, ce qui permet de situer leur sédimentation sous le niveau inférieur d'action des tempêtes. Cependant, la plus forte teneur en carbonate du faciès 2 [dolo. bit.] suggère une profondeur de dépôt inférieure à celle du faciès 1 [arg. calc. bit.].

Faciès 3: il est constitué par des silex de formes diverses inclus dans des niveaux dolomitiques (faciès 2). Les formes isolées (Morococha [6], La Oroya [7]) ou rubanées (LLocllapampa [15]; photo 15-c) sont peu courantes. Avec l'augmentation progressive de la proportion de silex, la forme rubanée passe rapidement à des silexites dans lesquelles la stratification tend à disparaître au profil d'un aspect ruiniforme (fig. 51: 1165-1183). Ces silexites d'aspect ruiniforme sont la forme la plus commune du faciès 3 (pl. X: sites [8] [9] [15] [16] [20] [21] [22] et [23]).

En lame mince, les silex sont constitués de silice amorphe dans laquelle nous n'avons reconnu aucun élément.

Le faciès 3 est associé indifféremment aux faciès 1 [arg. calc. bit.] et 2 [dolo. bit.], mais se situe en général à l'interface de ces deux faciès (photo 15-d). La forte proportion de silex que l'on observe vers le haut de la formation pourrait être liée à d'importantes accumulations de radiolaires (Jenkyns, 1986). Mais les lames minces réalisées dans ce faciès à silex ne nous ont pas permis d'observer de radiolaire, soit parce que ce faciès ne correspond pas à une radiolarite, soit parce que la silice des tests de radiolaires a été recristallisée (actuellement

Pariatambo

sous forme de silice amorphe).

Dans le cas où l'existence du faciès 3 serait liée à une accumulation de type radiolarite, ce faciès serait indicateur d'une profondeur de dépôt relativement importante (Jenkyns, 1986).

Faciès 4: ce faciès particulier correspond à des strates de gypse d'épaisseur décimétrique (photo 15-c) intercalées entre les faciès 1 [arg. calc. bit.] et 2 [dolo. bit.]. Ces niveaux de gypse sont le plus souvent situés au sommet du faciès 2 (fig. 51: 1153 m et 1157 m). En coupe, les cristaux de gypse sont fibreux et à croissance perpendiculaire à la stratification. En général, ces niveaux sont fortement imprégnés de bitume.

La présence de niveaux de gypse stratiforme (faciès 4) confirme l'existence d'un environnement de dépôt sursalé. Ils peuvent correspondre à une augmentation passagère de la salinité.

Cependant, les niveaux de gypse sont rares et ne représentent qu'une infime partie du volume total des dépôts. Ils n'ont été observés qu'à Jatunhuasi ([21]: 989 m et 992 m) et Chaucha ([22]: 873 m et 878 m; [23]: 1148-1149 m, 1153 m et 1157 m, fig. 51).

Faciès 5: ce dernier faciès est constitué par des niveaux lenticulaires de phosphate de couleur bleu-noir, d'épaisseur millimétrique à centimétrique, dans lesquels nous n'avons reconnu aucune structure ni fossile. Ce faciès est volumétriquement négligeable, puisque nous ne l'avons rencontré qu'à Pomacocha ([8]; pl. X: 515 m) et Chaucha ([23]; fig. 51: 1134 m).

Chaque fois que nous l'avons rencontré (fig. 51: 1134 m), il était intercalé dans des niveaux très fossilifères à poissons et ammonites (packstone à écailles de poissons ou à ammonites des faciès 1 [arg. calc. bit.] ou 2 [dolo. bit.]). Ce faciès 5 [ph.] paraît donc correspondre à d'importantes accumulations de faune. L'absence de bioclastes carbonatés (ammonites) dans ces niveaux phosphatés semble toutefois indiquer qu'ils sont essentiellement constitués de débris de poissons.

L'apparition de ces niveaux phosphatés pourrait refléter une atténuation passagère des conditions réductrices (Jenkyns, 1986).

3°) séquences de faciès

Les faciès 1 [arg. calc. bit.] et 2 [dolo. bit] constituent l'essentiel des dépôts de la formation Pariatambo sous la forme d'alternance de dolomies plus ou moins bitumineuses et d'argiles dolomitiques bitumineuses. Nous n'avons pas rencontré entre les faciès 1 et 2 de discontinuité autre que lithologique. De plus, les alternances des faciès 1 [arg. calc. bit.] et 2 [dolo. bit] n'apparaissent pas comme la superposition de séquences de faciès 1-2 ou 2-1, mais plutôt comme une succession cyclique et continue des faciès 1 et 2, sans arrêt de sédimentation.

Cependant, cette superposition cylique des faciès 1 [arg. calc. bit.] et 2 [dolo. bit.] montre parfois une évolution négative, avec une stratocroissance du faciès 2 [arg. calc. bit.] et une stratodécroissance du faciès 1 [dolo. bit.] (p. ex.: fig. 51. 1133-1135). Ces séquences négatives peuvent être corrélées avec une diminution de la tranche d'eau.

L'évolution verticale des faciès et des séquences de la formation Pariatambo peut montrer des différences parfois importante d'un site à l'autre (fig. 51, pl. X).

Toutefois, les 10 à 15 mètres de la base de la série sont en général formés par une succession régressive de séquences régressives (fig. 51: 1117-1130) comprenant quelques faciès calcaires à faune benthique de plate-forme ouverte (O [arg. calc. ± bit.] et OO [mud.-wacke.]).

Au-dessus, les conditions anoxiques se généralisent et la succession des séquences régressives montre un approfondissement progressif du milieu, qui se traduit par une forte proportion du faciès 1 argilo-bitumineux vers le tiers inférieur de la série.

Les séquences qui constituent le deuxième tiers de la formation (fig. 51: 1142-1163 m) montrent une alternance de dolomie bitumineuse (faciès 2) et d'argile calcaire et bitumineuse (faciès 1).

Enfin, la partie supérieure de la série est formée par des dolomies bitumineuses (faciès 2) en bancs réguliers (env. 50 cm) qui contiennent des silex (faciès 3) en quantité variable. Ainsi, cette dernière partie peut être composée soit de dolomie (Morococha [6], La Oroya [7]; pl. X), soit essentiellement de silexite à rares interlits dolomitiques (Pomacocha [8], Jatunhuasi [21], Chaucha [22][23]; pl. X et fig. 51).

Pariatambo

d) paléogéographie

La sédimentation de la formation Pariatambo correspond à un environnement anoxique légèrement sursalé et de profondeur probablement moyenne à forte, de type plate-forme confinée assez profonde. La paléogéographie de la formation Pariatambo dans la portion de plate-forme étudiée est délicate à définir puisque nous n'avons rencontré ni faciès d'influence côtière, ni variation latérale de faciès importante, ni structure liée à un courant.

On note néanmoins de légères variations latérales dans la proportion des différents faciès distingués (fig. 52). Ainsi, le faciès argilo-bitumineux (faciès 1) est présent en plus grande proportion au sud d'Azulcocha ([21] [22] [23]), et à San Cristóbal où l'épaisseur de la série est la plus forte (fig. 52: ligne "1" pour la limite nord d'extension du faciès 1 [arg. calc. bit.]). D'autre part, le faciès 3 à silex apparaît surtout au sud-ouest d'une ligne passant au sud de Morococha [6] et au nord d'Azulcocha [20] (fig. 52: ligne "3"). De même, les niveaux stratiformes de gypse du faciès 4 n'ont été rencontrés qu'au sud d'Azulcocha ([21] [22] [23]; fig. 52: ligne "4" pour la limite nord d'extension du faciès 4 [gypse]). Enfin, les lentilles de phosphate du faciès 5 ont été observées à Pomacocha et à Chaucha [23], mais leur rareté et leur observation difficile ne permettent pas de connaître l'extension exacte de ce faciès vers l'est (fig. 52: faciès 5 noté "Ph"). Cette dernière remarque s'applique aussi au faciès 4 à gypse.

De ces constatations il ressort que les sites à forte proportion de faciès argilo-bitumineux (faciès 1) présentent aussi des niveaux de gypse (faciès 4), ce qui tendrait à montrer que l'accumulation du gypse se limitait au milieu le plus profond. De même, les fortes proportions de silex (faciès 3; radiolarites?) correspondent aux sites présentant le plus de faciès profonds (1 [arg. calc. bit.] et 4 [gypse]), et situés dans la partie sud de notre zone d'étude.

En conclusion, les légères variations de faciès qui apparaissent entre les différents sites semblent refléter une augmentation générale de la profondeur de dépôt vers le sud-sud-ouest.

En ce qui concerne l'origine de la sédimentation anoxique, deux principales causes peuvent être envisagées.

Une première possibilité est de relier cette sédimentation anoxique avec la montée eustatique albienne. L'augmentation de la tranche d'eau sur la plate-forme aurait alors permis, par *upwelling*, une remontée sur la plate-forme des eaux océaniques profondes pauvres en oxygène (Océan Pacifique) (Heckel, 1977; Demaison & Moore, 1980; Jenkyns, 1980). Dans ce cas, les dépôts organiques de la formation Pariatambo sont corrélés avec l'*oceanic anoxic event* de l'Albien (Demaison & Moore, 1980; Jenkyns, 1980; Flexer *et al.*, 1986; De Graciansky *et al.*, 1986).

Cette sédimentation anoxique peut aussi avoir pour origine l'isolement partiel de la plate-forme de l'Océan Pacifique par la formation d'un seuil qui restreint les échanges (bassin de type Mer Noire; Demaison & Moore, 1980). Dans cette hypothèse, le seuil nécessaire au confinement de la plate-forme pourrait être lié au développement de l'arc volcanique au niveau de la côte actuelle.

Cependant, pendant la sédimentation de la formation Pariatambo, la montée eustatique (albienne) aurait plutôt eu pour effet de contrarier la fermeture de la plate-forme par l'arc volcanique. Or, les faciès de la formation Pariatambo indiquent des milieux de dépôt plus profonds que ceux des formations Chulec et Jumasha qui l'encadrent, et soulignent donc la vitesse maximale de la montée eustatique albienne (vers -100 Ma, Haq *et al.*, 1987). Nous admettons donc que les dépôts organiques de la formation Pariatambo sont dus à l'arrivée (par *upwelling*) d'eaux océaniques réductrices sur la plate-forme, en liaison avec la montée eustatique albienne. Cette hypothèse (*upwelling*) est aussi retenue par P.A. Meyers & M.A. Arthur (1986) pour les dépôts organiques du Crétacé moyen de la bordure Pacifique du continent sud-américain.

Pariatambo

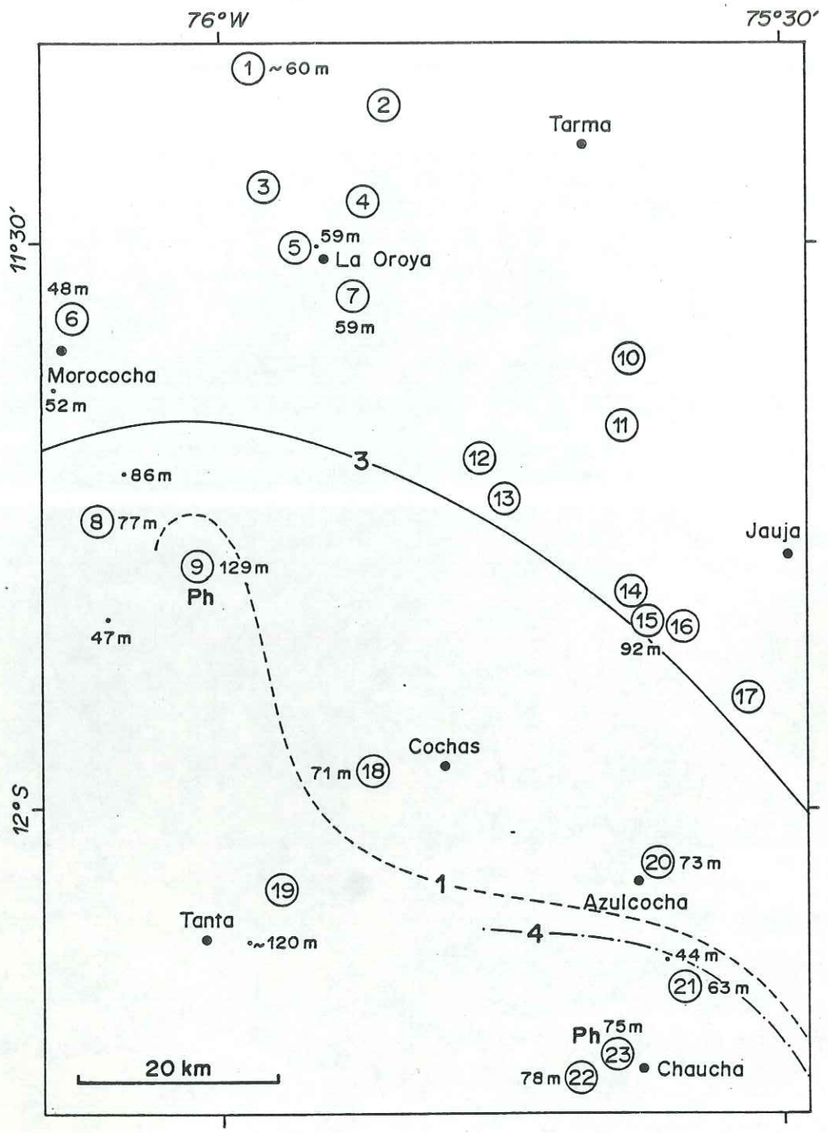


fig. 52.- Epaisseur de la formation Pariatambo: les valeurs notées en dehors des sites étudiés sont toutes de Wilson (1963), sauf Tanta [19] qui est tirée de Von Hillebrandt (1970). Ligne "1": limite nord et est d'extension du faciès 1 à argiles très bitumineuses. Lignes "3" et "4": limites orientales approximatives d'extension des faciès 3 (silex) et 4 (gypse); "Ph": faciès 5 observé (phosphate).

52

fig. 52.- Epaisseur de la formation Pariatambo: les valeurs notées en dehors des sites étudiés sont toutes de Wilson (1963), sauf Tanta [19] qui est tirée de Von Hillebrandt (1970). Ligne "1": limite nord et est d'extension du faciès 1 à argiles très bitumineuses. Lignes "3" et "4": limites orientales approximatives d'extension des faciès 3 (silex) et 4 (gypse); "Ph": faciès 5 observé (phosphate).

CONCLUSION

L'étude des faciès a permis dans un premier temps de déterminer les environnements de dépôt des formations du Dogger à l'Albien des Hauts Plateaux. De plus, les limites des formations ont été clairement définies comme des discontinuités sédimentaires et non plus comme des limites lithologiques de valeur locale; ce qui devrait permettre d'établir des corrélations plus précises avec les séries contemporaines des autres régions du Pérou. Ces corrélations basées sur les discontinuités importantes sont d'un intérêt primordial pour les séries azoïques, telle que la formation Goyllarisquisga.

Le propos de cette étude sédimentologique a été dans un premier temps d'apporter une solution au problème des formations Chaucha et Cercapuquio, dont les épaisseurs et la répartition géographique étaient jusqu'alors assez mal définies. Ainsi, nous avons montré que les dépôts fluviatiles et marins de la formation Cercapuquio (Aalénien) sont limités à une zone de subsidence importante, située dans la partie sud de notre région, et sont recouverts en continuité par les dépôts calcaires marins de la formation Chaucha (Bajocien). Dans la partie nord peu subsidente, la formation Chaucha repose sur le groupe Pucará (Trias-Toarcien) par l'intermédiaire d'une surface de non-dépôt ou d'une légère surface d'érosion, dont la mise en place est contemporaine de la formation Cercapuquio (Aalénien).

D'autre part, en l'absence d'importante variation latérale de faciès, cette étude sédimentologique a permis de caractériser chaque formation par des faciès spécifiques (à l'échelle de notre région), comme pour la formation Pariahuanca où nous avons décrit des dépôts de tempêtes et les séquences littorales dominées par l'énergie des vagues. Cette caractérisation nous a alors amenés à supposer que la sédimentation de plate-forme de la région des Hauts Plateaux se poursuit sans changement notable de faciès en Cordillère Occidentale, où les formations étaient jusqu'alors corrélées avec le nord du Pérou sur des bases lithologiques peu solides.

Pour les séries du Crétacé inférieur, les variations latérales de faciès sont modérées. Les directions de transport fluviatiles ou les variations de faciès vers les milieux marins

plus profonds se font pour la plupart vers le sud-ouest, mais peuvent être localement orientées vers le sud ou le sud-est. Les directions d'apports fluviatiles contredisent donc la présence de reliefs au niveau de la Cordillère Orientale actuelle, pendant la sédimentation de la formation Goyllarisquisga ("Géanticlinal du Marañon" de Benavides, 1956). De plus, bien que les formations soient d'épaisseur réduite dans la partie nord-est, celles-ci ne paraissent pas disparaître à l'approche de la Cordillère Orientale, cette région nord-est étant seulement moins subsidente (fig. 53).

Par ailleurs, pour les formations marines (Pariahuanca, Chulec et Pariatambo), les légères variations de faciès se superposent aux variations d'épaisseur des séries: les dépôts les plus profonds étant plus développés dans les régions de plus forte subsidence. Ainsi, la portion de plate-forme crétacée que nous avons étudiée peut être divisée en deux zones principales: une première au nord de la lattitude de Cochas [18], où la subsidence était relativement faible et constante (fig. 53), et une seconde au sud, où la subsidence était plus élevée dès l'Aalénien (peu être plus tôt). Ceci démontre donc que la plate-forme crétacée du Pérou Central n'était pas seulement structurée selon une axe nord-ouest sud-est, mais aussi selon une direction est-ouest.

En dehors de l'étude sédimentologique, nous avons pu montrer l'existence d'une déformation liée à une tectonique synsédimentaire distensive, qui reste cependant souvent locale. Ainsi, une période de distension apparaît dès l'Aalénien-Bajocien (peut-être plus tôt) avec les formations Cercapuquio et Chaucha, puis au Tithonique-Néocomien où elle affecte les dépôts de la formation Goyllarisquisga situés entre La Oroya [7] et LLocllapampa [15]. A l'Aptien-Albien (formations Pariahuanca, Chulec et Pariatambo) cette tectonique distensive semble migrer au sud-ouest pour se limiter à la bordure ouest des Hauts Plateaux. Néanmoins, les directions de contraintes correspondant à ces différentes périodes distensives restent inconnues ou incertaines, malgré les résultats précis obtenus localement: extension NNE-SSW à Chacapalpa [12] au sommet de la séquence B de la formation Goyllarisquisga (mb. sup.), et extension NW-SE à LLocllapampa [15] au sommet de la séquence C de la même formation. Néanmoins ces résultats ne sont peut-être pas représentatifs des contraintes régionales.

Enfin, dans un deuxième temps, l'analyse détaillée des faciès et des environnements de dépôt, et la reconnaissance des discontinuités limitant les différentes formations permettent d'interpréter les séries en terme de séquences de dépôt (Vail *et al.*, 1987). Ce type d'analyse a été réalisé sur la série détritique du membre supérieur de la formation Goyllarisquisga, et fait l'objet de la seconde partie de ce mémoire.

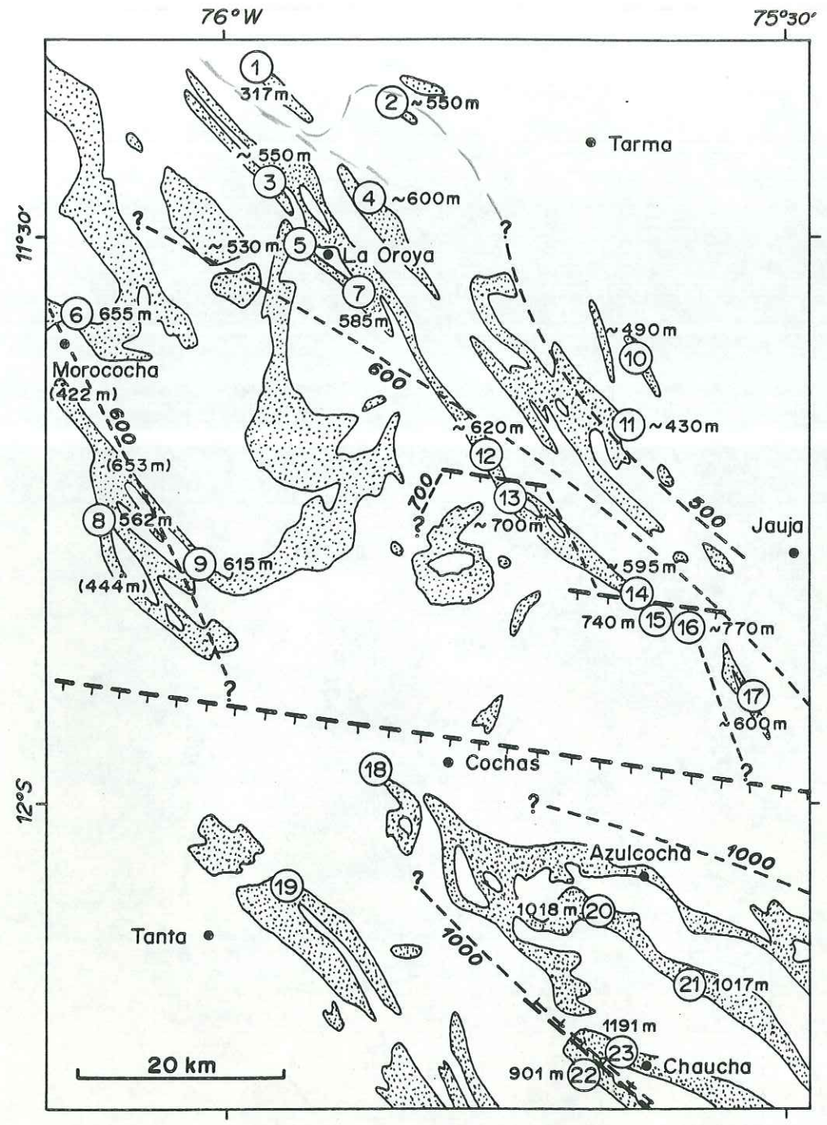


fig. 53.- Carte des affleurements et d'épaisseur du Crétacé inférieur (les épaisseurs notées entre parenthèses sont de Wilson, 1963). Traits discontinus fins: isopaques 500, 600, 700 et 1000 mètres. Traits discontinus épais: failles normales synsédimentaires (localisations et directions approximatives).

Deuxième partie:

Stratigraphie séquentielle de la formation Goyllarisquisga

Rôle des variations du niveau marin dans la sédimentation fluvio-deltaïque du Néocomien des Andes du Pérou Central (Formation Goyllarisquisga)

Nicolas MOULIN *, Michel SEGURET *

Soumis B.S.G.F.

Mots clés. - Fluviatile en tresse, Système anastomosé, Comblement de vallée, Erosion, Oxydation, Séquence de faciès, Séquence de dépôt, Eustatisme.

Résumé. - Le membre supérieur de la formation Goyllarisquisga (Néocomien) des Andes du Pérou Central présente des faciès fluviatiles dont l'épaisseur peut atteindre 1000 mètres. Là où la série est épaisse, des niveaux gréseux de faciès fluviatile en tresse alternent avec des niveaux silto-charbonneux à rares chenaux, de faciès anastomosé, et déposés dans un environnement de basse plaine deltaïque.

Ces faciès s'organisent toujours selon une séquence verticale: surface d'oxydation et parfois d'érosion, faciès anastomosé à dominante gréseuse de remplissage de vallées, faciès anastomosé essentiellement silto-charbonneux de plaine alluviale, et grès massifs fluviatiles de chenaux en tresse.

Ces séquences verticales de faciès sont interprétées à l'aide du modèle de séquence de dépôt de Posamentier et coll. [sous presse], dans lequel les sédimentations fluviatile et deltaïque sont contrôlées par les variations du niveau marin, et les mouvements latéraux de la ligne de baie qui en découlent. Les surfaces d'oxydation-érosion sont équivalentes à des discontinuités de type I ou II, et se développent pendant la baisse du niveau marin, lorsque la ligne de baie descend sous le bord de la plate-forme (*Lowstand System Tract*), ou qu'elle reprend sa migration vers le continent (*Shelf-margin System Tract*). La sédimentation anastomosée est corrélée avec la montée du niveau marin, et comble dans un premier temps les dépressions (*Shelf-margin System Tract* et début du *Transgressive System Tract*), puis s'étend à l'ensemble de la plate-forme (fin du *Transgressive System Tract* et début du *Highstand System Tract*). Enfin, la sédimentation fluviatile en tresse est corrélée avec la fin de la période de haut niveau marin (*Highstand System Tract*), et le retour de la ligne de baie vers la mer.

* Laboratoire de Tectonique, U.S.T.L., 34060 MONTPELLIER Cedex

Sea level variations and fluvio-deltaic Neocomian sedimentation in the Andes of Central Peru (Formation Goyllarisquisga)

Key words. - Braided fluvial system, Anastomosed system, Valley-fill, Erosion, Oxydation, Facies sequence, Sequence, Eustatism.

Abstract. - The upper member of the Goyllarisquisga Formation (Neocomian) of Central Andes of Peru presents fluvial facies deposits up to 1000 metres thick. Where the serie thickens, fluvial sandstone facies alternates with silty coal facies including scarse channels, that were deposited in a low deltaic plain environment.

These facies are always organized in a vertical sequence: 1) oxidized or eroded surface, 2) anastomosed sandstone facies filling up the incised valleys, 3) anastomosed silty coal facies of alluvial plain, and 4) massive sandstones of braided channels.

These vertical facies sequences are interpreted in the light of the model proposed by Posamentier *et al.* [in press]. It assumes that eustatic variations control the fluvial and deltaic sedimentations, through the lateral migrations of the bayline. The oxidized and eroded surfaces, correspond to type I or type II unconformities, and occur during sea level fall, either when the bayline drops below the shelf edge (Lowstand System Tract), or when it starts shifting landward (Shelf-margin System Tract). The anastomosed deposits are correlated with sea level rise, and are first restricted to the incised valleys (Shelf-margin System Tract and early Transgressive System Tract), and they are latter widespread on the upper plate-forme (end of Transgressive System Tract and early Highstand System Tract). Finally, the braided

fluvial sedimentation is correlated with the end of the eustatic highstand period (Highstand System Tract), and the oceanward migration of the bayline.

I. - Introduction.

A) Objectif de l'étude.

Depuis l'introduction de la stratigraphie sismique [Vail *et al.*, 1977], les séries marines, de plate-forme ou de bassin, sont interprétées en fonction des variations (relatives ou absolues) du niveau marin. Posamentier et coll. [sous presse] proposent un modèle théorique d'interprétation des séries fluviatiles et deltaïques, en fonction des mouvements latéraux de la ligne de baie. Ces mouvements latéraux résultent des rapports entre les variations de vitesse de montée ou descente eustatique, et la vitesse de subsidence.

Jusqu'à présent, aucun travail publié ne montre l'application de ce modèle à un cas précis de série fluvio-deltaïque. Cette étude propose d'interpréter la série fluvio-deltaïque de la formation Goyllarisquisga, des Andes du Pérou Central, à l'aide des concepts de la stratigraphie séquentielle [Vail *et al.*, 1987; Haq *et al.*, 1987], et du modèle proposé par Posamentier et coll. [sous presse]. Ce modèle permet d'expliquer l'organisation verticale et latérale des faciès de la formation Goyllarisquisga, en la reliant aux variations eustatiques. Ainsi, les différents faciès sédimentaires observés peuvent être corrélés avec les cortèges sédimentaires [Brown et Fischer, 1977] qui composent une séquence de dépôt [Vail *et al.*, 1977; Vail *et al.*, 1987; Posamentier *et al.*, sous presse].

B) Méthode.

Dans un premier temps, le travail a consisté à lever des colonnes lithologiques du membre supérieur de la formation Goyllarisquisga (fig. 1; sites 1 à 23). Chaque colonne a ensuite

été analysée en terme de faciès. Nous avons déterminé quatre principaux faciès, ou associations de faciès: surface d'oxydation-érosion, barres gréseuses à chenaux fluviatiles en tresse, dépôts gréseux de chenaux et de levées anastomosés, et dépôts fins de plaine alluviale à rares chenaux et levées anastomosés. On constate que ces faciès s'organisent verticalement toujours dans cet ordre là, et cette succession verticale a donc été définie comme la séquence verticale de faciès typique de la formation Goyllarisquisga. Nous avons ainsi pu distinguer huit séquences de faciès. Enfin, en appliquant les concepts de la stratigraphie séquentielle [Vail *et al.*, 1987; Posamentier *et al.*, sous presse], les séquences de faciès ont été interprétées en terme de séquence de dépôt, et reliées aux variations eustatiques.

C) Situation.

La région étudiée est située à l'est de Lima, entre les Cordillères Occidentale et Orientale des Andes du Pérou Central (fig. 1), et couvre une surface d'environ 6000 km^2. Le membre supérieur de la formation Goyllarisquisga, qui sert de base à ce travail, s'étend sur une période allant approximativement du Valanginien au Barrémien. L'examen des variations latérales de faciès sur de grandes distances, est rendu possible par les bonnes conditions d'affleurement.

II. - Les facies sedimentaires.

A) Lithologie, géométrie et relations entre les dépôts.

Dans la partie sud-ouest de notre région, le membre supérieur de la formation Goyllarisquisga (approx. Valanginien à Barrémien) présente les épaisseurs les plus fortes que nous ayons rencontré (≤ 500 m; fig. 2). Il se caractérise par une alternance de barres gréseuses massives de 10 à 150 mètres d'épaisseur, et d'intervalles silteux de 10 à 50 mètres, qui forment dans le paysage des arêtes rocheuses saillantes et des combes herbeuses (photo I). Nous avons ainsi pu déterminer huit ensembles

(intervalle fin + barre gréseuse), notées A1, A2, B1, B2, B3, C1, C2 et D (fig. 2).Les barres quartzitiques sont continues latéralement sur des dizaines de kilomètres, et ont une épaisseur relativement constante (fig. 3: barres gréseuses des ensembles B1 et C). Par contre, dans le nord-est de notre région, la série est peu épaisse, et les barres gréseuses diminuent d'épaisseur et s'amalgament par disparition des intervalles fins (fig. 2).

On n'observe pas de passage latéral entre les dépôts fins et les barres gréseuses, et le passage vertical de l'un à l'autre est brutal, mais concordant. La légère érosion qui apparait parfois à la base des grès, est liée à la dynamique de ces dépôts gréseux.

Inversement, le sommet des barres gréseuses montre toujours une forte oxydation, à laquelle s'ajoute parfois une érosion. Cette érosion est généralement légère, mais peut aussi être importante (40 m au site n° 21), et former des vallées d'extension plurikilométrique, qui aboutissent parfois à l'érosion complète de la barre gréseuse (fig. 3: barres de la séquence B3 au site n° 22, et de la séquence B2 au site n° 21). L'oxydation est caractéristique de l'arrêt de la sédimentation gréseuse, car la base des barres gréseuses ne montre pas une telle oxydation.

L'étude des faciès permet de montrer que les barres gréseuses et les intervalles fins, correspondent aux dépôts de deux systèmes fluviatiles différents.

B) Les barres gréseuses (épandages fluviatiles en tresse).

Les barres massives sont entièrement contituées de grès quartzitiques à grains moyens à grossiers, et contiennent quelques niveaux conglomératiques à troncs ou branches d'arbres silicifiés. Il s'agit de corps relativement tabulaires et de grande continuité latérale, qui rappellent tout à fait les *fluvial sheets sandstone* décrits par Campbell [1976]. Les seuls faciès observables dans ces barres sont un faciès de chenal à laminations en auges et rares *overturns*, et un faciès de barre sableuse interchenal, de 0,5 à 2 mètres de hauteur, et à laminations obliques planes. Ces faciès sont typiques d'un système fluviatile en tresse [Smith, 1970;

1971; Cant et Walker, 1976; 1978; Miall, 1978; Blodgett et Stanley, 1980], et sont très proches de ceux décrits dans la Saskatchewan River, par Cant et Walker [1978].

C) Le comblement des dépressions (système anastomosé).

Les dépressions creusées par l'érosion dans les barres gréseuses sont généralement comblées par des dépôts gréseux. A Chaucha (site n°23), l'observation du comblement d'une paléovallée entaillant les grès en tresse, permet de déterminer la géométrie exacte de la paléovallée, et de caractériser les faciès et la géométrie des dépôts gréseux qui la comblent [Séguret et Moulin, 1987]. Les faciès représentés sont des dépôts de levées [Séguret et Moulin, 1987], qui alternent avec quelques niveaux silto-charbonneux noirs, et de rares dépôts de chenaux.

Les levées ont une extension latérale de plusieurs centaines de mètres, et une hauteur de 2 à 8 mètres. Dans une levée, les dépôts s'organisent en séquences typiques grano- et strato-croissantes, et sont disposés en faisceaux obliques, faisant un angle d'environ 15° par rapport à la paléohorizontale (*downlap*) [photo II]. Chaque couche a une épaisseur de 0 à 15 cm, et la distance entre ses parties proximale et distale peut atteindre 30 mètres. Elle présente un granoclassement vertical, et une transition latérale rapide, depuis les faciès grossiers en haut des *foresets*, jusqu'à des faciès de grès fins en bas des *foresets*, et des dépôts silto-charbonneux de plaine d'inondation. Les structures internes sont représentées par des laminations horizontales surmontées de rides de courant dans la partie proximale, et seulement par des rides dans sa partie distale.

Les chenaux associés à ces dépôts de levées, sont peu étendus latéralement (environ 5 à 20 m de largeur, et de 2 à 5-10 m de hauteur), et présentent une granulométrie moyenne à grossière, comparable à celle des barres gréseuses en tresse. Les seules structures observées sont des laminations en auges, et un ravinement à la base, souligné par un lit conglomératique et des

débris d'arbres.

Ces chenaux ne présentent aucune des structures caractéristiques des rivières méandriformes [Jackson, 1976; Walker et Cant, 1979], et leur association avec des dépôts de levées et de plaine d'inondation, écarte la possibilité d'un système fluviatile en tresse. Enfin, la grande similitude des faciès de chenaux et de levées que nous observons, avec ceux déjà décrits dans les systèmes anastomosés actuels [Smith et Smith, 1980; Smith, 1986] ou anciens [Smith et Putman, 1980], permet d'interpréter le comblement des vallées comme lié à une sédimentation anastomosée.

D) Les intervalles silto-charbonneux (système anastomosé).

Au-dessus du dernier niveau terminant le comblement de la paléovallée, on observe la disparition brutale de ces dépôts anastomosés gréseux. Ils laissent place à des dépôts presqu' exclusivement silto-charbonneux noirs, ou des pélites ocres ou verdâtres, qui constituent les intervalles fins compris entre les barres gréseuses. Dans ces dépôts fins, nous avons pu observer de rares chenaux gréseux associés à des dépôts de levées, en tous points semblables aux faciès de chenaux et de levées que nous venons de décrire avec les remplissages des vallées. Ces dépôts fins à rares corps gréseux (chenaux + levées) que nous observons, sont très comparables aux systèmes anastomosés, actuels ou anciens, connus,où les dépôts fins de plaine d'inondation constituent l'essentiel de la sédimentation, et représentent la presque totalité du volume des dépôts [Smith et Putman, 1980; Smith et Smith, 1980; Rust, 1981; Smith, 1986]. Nous interprétons donc les intervalles fins comme résultants d'une sédimentation anastomosée.

E) Comparaison des deux types de sédimentation anastomosée.

La comparaison des faciès sédimentaires de ces deux types de dépôt anastomosé (remplissages de vallées, et intervalles fins), nous amènent à la conclusion qu'ils procèdent d'un même système de dépôt anastomosé. Dans un premier temps, le système anastomosé est limité au comblement des vallées; les dépôts de plaine d'inondation ne peuvent se développer normalement, et l'importance relative des chenaux augmente. Avec la fin du comblement des vallées, le système anastomosé peut couvrir la totalité de la région; les dépôts de plaine d'inondation envahissent la presque totalité de la surface disponible, et les chenaux apparaissent alors comme relativement peu nombreux et noyés dans les dépôts fins de plaine.

F) Environnements de dépôt des systèmes en tresse et anastomosé.

Comme le montrent les travaux publiés sur les systèmes fluviatiles en tresse et anastomosé actuels, et les considérations théoriques formulées par Posamentier et coll. [sous presse], les environnements de dépôt de ces deux systèmes systèmes fluviatiles sont fondamentalement différents.

Le système fluviatile en tresse des barres gréseuses correspond à une sédimentation continentale vraie, c'est-à-dire en amont de la ligne de baie [Posamentier *et al.*, sous presse]. Comme tous les systèmes de dépôt en tresse, il est lié à un gradient de pente important, et l'agradation résulte principalement de l'accrétion latérale des chenaux [Cant et Walker, 1978; Blodgett et Stanley, 1980].

Contrairement au système fluviatile en tresse, la sédimentation anastomosée de comblement de vallées et des intervalles fins, correspondraient plutôt à un environnement de plaine deltaïque [Wright, 1985; Elliott, 1986], situé entre les lignes de baie et de côte [Posamentier *et al.*, sous presse]. En effet, la plaine deltaïque est un environnement très propice au développement d'un système anastomosé, dont la formation est liée à un gradient de pente très faible, et une agradation rapide [Woodyer *et al.*, 1979; Smith et Putman, 1980; Smith et Smith, 1980; Hughes et Lewin, 1982; Smith, 1983; Smith, 1986]. Dans les intervalles fins de la formation Goyllarisquisga, la présence

locale (sites n°7 et n°14) de dépôts de grès marins à faciès côtiers (rides de vagues, flaser...), montre que les dépôts silteux anastomosés étaient proches d'un environnement marin, et confirme l'interprétation d'environnement de basse plaine deltaïque. De plus, nous observons que la sédimentation anastomosée gréseuse (chenaux + levées) est toujours associée à des dépôts de plaine d'inondation silto- charbonneux; elle est ainsi tout à fait comparable à la sédimentation déjà décrite en environnement de basse plaine deltaïque [Wright, 1985; Elliott, 1986].

Les niveaux pélitiques ocres ou verdâtres que nous rencontrons aussi dans les intervalles fins, et en plus grandes proportions dans les régions les moins subsidentes, ne nous ont jamais permis d'observer des dépôts de chenaux ou de levées. Par contraste avec la sédimentation anastomosée de basse plaine deltaïque, nous les interprétons comme les dépôts de haute plaine deltaïque. Le meilleur drainage qui caractérise la haute plaine deltaïque [Wright, 1985; Elliott, 1986], en permettant l'oxydation, expliquerait la non-conservation de la matière végétale que nous constatons. Pour ces dépôts fins ocres, l'environnement de dépôt de haute plaine deltaïque semble être confirmé par l'absence de sédimentation gréseuse anastomosée, limitée aux zones plus subsidentes de la basse plaine deltaïque.

G) Séquences de faciès.

Le membre supérieur de la formation Goyllarisquisga apparait alors comme formé par la superposition de séquences verticales de faciès, dont la succession type comprend de bas en haut [photo III]:

1) une surface de discontinuité avec oxydation des dépôts en tresse sous-jacents, parfois accompagnée d'une érosion,

2) un intervalle silto-charbonneux à lentilles gréseuses de sédimentation anastomosée de plaine deltaïque, qui comble les vallées dans un premier temps, puis s'étend à l'ensemble de la plate-forme,

3) un ensemble gréseux massif de faciès fluviatile en tresse.

Dans les zones où les intervalles fins disparaissent avec l'amalgamation des barres gréseuses, les séquences présentent seulement les dépôts gréseux en tresse, dans lesquels s'intercalent les surfaces oxydées des discontinuités. Dans ces zones, la caractérisation de ces séquences est alors souvent délicate, car liée à la conservation des surfaces d'oxydation, facilement érodées par les premiers chenaux en tresse de la séquence supérieure.

III. - Sequence de depot.

Pour les séquences de faciès de la formation Goyllarisquisga, nous sommes conduit à rechercher la cause de l'alternance système anastomosé / système en tresse, dans l'effet des variations relatives du niveau marin (eustatisme, subsidence, compaction...) sur la sédimentation de la plate-forme. Une telle hypothèse a déjà été retenue par Smith et Smith [1980] et Smith et Putman [1980], qui admettent que le développement de la sédimentation anastomosée puisse être lié à une montée relative du niveau marin. Dans les paragraphes suivants, et comme l'ont proposé Posamentier et coll. [sous presse], nous considérons que les paramètres subsidence et compaction sont relativement invariants par rapport aux variations eustatiques, et que les variations de vitesse des mouvements eustatiques contrôlent la sédimentation sur la plate-forme.

Les séquences verticales de faciès observées peuvent être interprétées à l'aide du modèle de séquence de dépôt de Posamentier et coll. [sous presse], dans lequel les sédimentations fluviatile et deltaïque sont contrôlées par les variations du niveau marin, et les mouvements latéraux de la ligne de baie qui en découlent. Sur la figure 4, nous avons schématisé l'évolution d'une plate-forme présentant une subsidence différentielle, au cours d'un cycle eustatique complet (fig. 5, cycle 2). Cette reconstitution permet de distinguer les quatre principaux stades qui constituent une séquence de dépôt complète du membre supérieur de la formation Goyllarisquisga. Dans les paragraphes suivants, pour la clarté de la description, nous sommes contraints de nous référer à une courbe théorique des variations eustatiques, car

nous adoptons un modèle de plate-forme dont le taux de subsidence varie latéralement.

A) Les surfaces d'oxydation et d'érosion.

La sédimentation gréseuse fluviatile en tresse se met en place au début de la baisse du niveau marin (fin du *Highstand System Tract*; fig. 4 a, et fig. 5), et cesse lorsque le niveau relatif de la mer remonte (fig. 5, point d'inflection F2 du cycle 2), ou que la vitesse de chute eustatique dépasse la vitesse de subsidence, et force la ligne de baie à descendre sous le bord de la plate-forme (fig. 5, point F'1 du cycle 1). Dans les régions situées en amont de la ligne de baie, l'arrêt de la sédimentation aboutit, dans les deux cas, au développement d'une surface d'altération et d'érosion (fig. 4 b). Les surfaces d'oxydation et d'érosion que nous observons au sommet des dépôts gréseux, peuvent être considérées comme équivalentes à des discontinuités de type I ou II [Vail et Todd, 1981]. Dans le cas des discontinuités de type I, la ligne de baie descend sous le bord de la plate-forme (fig. 5, point F'1 du cycle 1), alors que dans le cas des discontinuités de type II, la ligne de baie cesse sa migration vers la mer, quand le niveau marin se stabilise sur la plate-forme (fig. 5, point d'inflexion F2 du cycle 2). Cependant, pour la formation Goyllarisquisga, il subsiste une ambiguïté dans la distinction entre les discontinuités de types I et II. En effet, une surface d'érosion entaillant les dépôts fluviatiles en tresse, correspond à la descente de la ligne de baie sous le front de delta, mais pas nécessairement au passage de celle-ci sous la bordure de la plate-forme continentale. Si les surfaces oxydées non-érodées sont bien corrélables avec des discontinuités de type II, il reste donc une indétermination sur le type (I ou II) des discontinuités représentant les surfaces d'érosion que nous observons. Ainsi, dans la figure 4, si l'on considère que le prisme sédimentaire prograde sur la plate-forme continentale, la discontinuité qui termine la séquence de dépôt sera de type II, quelle que soit l'importance de la surface d'érosion entaillant le haut de delta.

Pendant la baisse du niveau marin, et au début de la remontée eustatique (fig. 5, *Lowstand System Tract* du cycle 1, ou *Shelf-Margin System Tract* du cycle 2), l'altération aérienne et l'érosion affectent les zones émergées de la plate-forme jusqu'à leur remise en eau (fig. 4 b et c).

Lors de la remontée du niveau marin (fig. 5, *Transgressive System Tract*, et début du *High Stand System Tract*), l'oxydation et l'érosion se poursuivent sur la partie amont de la plate-forme, alors que la partie aval est déjà le siège d'une sédimentation (fig. 4 c et d).

B) Le système anastomosé.

Au début de la remontée du niveau marin (fig. 5, *Lowstand wedge System Tract* pour le cycle 1, ou *Shelf-Margin System Tract* pour le cycle 2, et début du *Transgressive System Tract*), la ligne de baie se déplace vers le continent, et empêche la sédimentation fluviatile de se développer en amont, et les premiers dépôts correspondent au remplissage des vallées (*valley-fill*) par les faciès gréseux de chenaux et de levées anastomosés (fig. 4 c).

Quand le niveau marin est en fin de remontée (fig. 5, fin du *Transgressive System Tract*, et début du *Highstand System Tract*), les dépôts détritiques se limitent à la sédimentation deltaïque, en *onlap* sur la plate-forme (fig. 4 d). La plaine deltaïque, située entre les lignes de baie et de côte, est alors caractérisée par une sédimentation anastomosée dominée par l'agradation.

A la vitesse maximum de remontée eustatique (fig. 5, points d'inflexion R1 et R2), correspond généralement un niveau condensé [Loutit *et al.*, sous presse] sur la plate-forme, facilement reconnaissable dans les séries actuelles ou anciennes. Cependant, dans la partie amont d'un prisme sédimentaire deltaïque, un tel niveau condensé n'existe pas, puisque la sédimentation y est active. En conséquence, et contrairement à ce qui se passe sur la plate-forme externe, la période de montée eustatique maximum correspond au taux maximum d'agradation de la plaine deltaïque, et sera donc enregistrée par la sédimentation anastomosée de la

formation Goyllarisquisga. Cependant, l'enregistrement de cette période d'aggradation maximum dans une séquence de dépôt, en un endroit donné de la plate-forme, est conditionné par la remise en eau préalable de ce site. Ainsi, pour une même séquence de dépôt, selon l'endroit de la plate-forme considéré, la vitesse maximum de remontée eustatique pourra, soit correspondre à la surface d'oxydation-érosion du sommet de la barre gréseuse, soit intervenir pendant la sédimentation de plaine deltaïque. Or, nous ne sommes pas en mesure de distinguer la présence éventuelle d'un niveau reflétant un maximum d'agradation, dans les dépôts silto-charbonneux ou pélitiques. Pour une séquence de dépôt donné, nous ne pouvons donc pas savoir si, à un endroit donné, la vitesse maximum de remontée eustatique a lieu pendant le non-dépôt relatif à la surface oxydée, ou pendant la sédimentation de plaine deltaïque. En conséquence, si cette sédimentation anastomosée peut être corrélée avec la remontée du niveau marin (fig. 5, *Lowstand wedge System Tract* pour le cycle 1, ou *Shelf-Margin System Tract* pour le cycle 2, et début du *Transgressive System Tract*), nous sommes cependant dans l'incapacité d'en situer avec précision le début sur la courbe eustatique théorique. De même, le passage du comblement des vallées à la sédimentation sur l'ancienne surface de dépôt fluviatile en tresse, ne correspond à aucun moment particulier dans un cycle eustatique, et peut seulement être fixé très approximativement pendant la montée eustatique (fig. 5, *Transgressive System Tract*, et début du *Highstand System Tract*).

C) Le système fluviatile en tresse.

La ligne de baie reprend sa migration vers la mer (fig. 4 e, et fig. 5, fin du *Highstand System Tract*), lorsqu'à cet endroit de la plate-forme, la vitesse de chute eustatique dépasse le taux de subsidence (fig. 5, points H'0, H'1 et H'2). Son déplacement crée, en amont, un espace accomodable [Posamentier *et al.*, sous presse] qui permet à la sédimentation fluviatile en tresse de se développer, et de prograder sur les dépôts de plaine deltaïque (fig. 4e). Cette progradation se termine, soit avec l'arrêt de la migration de la ligne de baie (fig. 5, point F2, et discontinuité

de type II), soit avec la descente de celle-ci sous le bord de la plate-forme (fig. 5, point F'1, et discontinuité de type I). Une période d'altération et d'érosion se met alors en place, et marque ainsi le début d'une nouvelle séquence de dépôt.

D) Relation entre les séquences de dépôt de la formation Goyllarisquisga et la courbe eustatique mondiale.

L'adoption du modèle de séquence de dépôt que nous proposons pour la formation Goyllarisquisga, permet d'interpréter le membre supérieur de la formation Goyllarisquisga comme une succession verticale de huit séquences de dépôt. Cette évolution verticale peut ensuite être traduite sous la forme d'une courbe eustatique théorique, telle que celle présentée sur la figure 6, pour le site de Chaucha (n°23). Il serait tentant de comparer cette courbe eustatique établie pour la formation Goyllarisquisga, à la courbe des variations eustatiques proposée par Haq, Hardenbol et Vail [1987]. Cependant, les datations du membre supérieur de la formation Goyllarisquisga ne sont pas encore suffisamment précises pour permettre une telle tentative de corrélation. En conséquence, même si on peut établir une relation entre le type de sédimentation observée et une courbe des variations eustatiques, celle dernière reste purement qualitative, tant sur l'ampleur des variations eustatiques, que dans le temps. On peut d'ailleurs envisager que certaines surfaces d'érosion reflètent d'importantes lacunes de sédimentation, qui pourraient inclure un ou plusieurs cycles eustatiques. L'oblitération possible d'un certain nombre de cycles eustatiques, rend donc encore plus hasardeuse la comparaison entre la courbe eustatique construite pour la formation Goyllarisquisga et celle établie par Haq, Hardenbol et Vail [1987].

IV. - Conclusion.

Les séquences de faciès que nous observons (surface d'oxydation-érosion, faciès anastomosé de plaine deltaïque et

épandages fluviatiles en tresse), peuvent être traduites en terme de séquences de dépôts, et interprétées avec le modèle proposé par Posamentier et coll. [sous presse]. Ces séquences de dépôt permettent d'effectuer des corrélations à l'échelle de la plate-forme, que l'absence de datations rend impossible. En retour, ce modèle aboutit à la compréhension de la logique et de la chronologie de l'alternance de ces dépôts, qui résulte de l'action des variations eustatiques sur la plate-forme. La succession verticale des différentes séquences de dépôt, permet d'établir une courbe des variations eustatiques qui leur ont donné naissance. Cependant, cette courbe reste théorique, et, en l'absence de données biostratigraphiques, n'est pas corrélable avec la courbe des variations eustatiques établie par Haq, Hardenbol et Vail [1987] pour le Néocomien.

Remerciements. - Cette étude à été réalisée dans le cadre de la convention entre l'ORSTOM et l'Universidad Nacional de Ingenieria (Lima). Le travail de terrain a été possible grâce au soutient logistique de la Mission ORSTOM de Lima, et à l'aide indispensable de la compagnie minière nationale Centromin-Peru.

Références

BLOODGETT R.H. & STANLEY K.O. (1980). - Stratification, bedforms, and discharge relationships of the Platte braided river system, Nebraska. - *J. Sed. Petrol.*, Tulsa, 50, pp. 139-148.

BROWN L.F. & FICHER W.L. (1977). - Seismic stratigraphy interpretation of depositional systems: examples from Brazilian rift and pull apart basins. *In*: CLAYTON C.E. Ed., Seismic stratigraphy-applications to hydrocarbon exploration. - *Am. Assoc. Pet. Geol. Mem.*, Tulsa, 26, pp. 213-248.

CAMPBELL C.V. (1976). - Reservoir geometry of a fluvial sheet sandstone. - *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, Tulsa, 60, pp. 1009-1020.

CANT D.J. & WALKER R.G. (1976). - Development of a sandy-fluvial model for the Devonian Battery Point sandstone, Quebec. - *Can. J. Earth Sci.*, Ottawa, 13, pp. 102-119.

CANT D.J. & WALKER R.G. (1978). - Fluvial processes and facies sequences in the sandy braided South Saskatchawan River, Canada. - *Sedimentology*, Oxford, 25, pp. 625-648.

ELLIOTT T. (1986). - Deltas. *In*: READING H.G. Ed., Sedimentary Environments and Facies. - Blackwell Sci. Publ., Oxford, pp. 113-154.

HAQ B.U., HARDENBOL J. & VAIL P.R. (1987). - Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. - *Science*, Chicago, 235, pp. 1156-1166.

HUGHES D.A. & LEWIN J. (1982). - A small-scale flood plain. - *Sedimentology*, Oxford, 29, pp. 891-895.

JACKSON R.G. (1976). - Depositional model of point bars in the Lower Wabash River. - *J. Sed. Petrol.*, Tulsa, 46, pp. 579-595

LOUTIT T.S., HARDENBOL J. & VAIL P.R.. - Condensed sections: the key to age dating and correlation of continental margin sequences. *In*: WILGUS C.K., HASTINGS B.S., KENDALL C.G., ROSS C.K. & VON WAGNER J.C. Eds., Sea level changes.- *Soc. Econ. Paleont. Mineral., sp. publ.*, Tulsa, 42. - (sous presse).

MIALL A.D. (1978). - lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. *In*: MIALL A.D. Ed., Fluvial sedimentology. - *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, Calgary, 5, pp. 597-604.

MOULIN N. & SEGURET M. (1988). - Sédimentation fluviatile et variations relatives du niveau marin dans la formation Goyllarisquisga (Néocomien des Andes du Pérou Central). *In*: Paléobathymétrie, eustatisme et séquences de dépôt, Colloque Assoc. Séd. Fr., Marseille, juin 1988. - Assoc. Séd. Fr., Paris, 5, pp. 89-91.

POSAMENTIER H.W., JERVEY M.T. & VAIL P.R.. - Eustatic controls on clastic deposition. *In*: WILGUS C.K., HASTINGS B.S., KENDALL C.G., ROSS C.K. & VON WAGNER J.C. Eds., Sea level changes.- *Soc. Econ. Paleont. Mineral., sp. publ.*, Tulsa, 42. - (sous presse).

RUST B.R. (1981). - Sedimentation in an arid-zone anastomosing fluvial system. - *J. Sed. Petrol.*, Tulsa, 51, pp. 745-755.

SEGURET M. & MOULIN N. (1987). - Géométrie et faciès de levées sur

des épandages fluviatiles en tresse de la formation Goyllarisquisga (Crétacé inférieur, Hauts Plateaux des Andes péruviennes). *In*: 1° Cong. Fr. Sédim., Paris, nov. 1987. - Assoc. Séd. Fr., Paris, 1, pp. 303-304.

SMITH D.G. (1983). - Anastomosing fluvial deposits: modern examples from western Canada. *In*: COLLINSON J.D. & LEWIN J. Eds., Modern and ancient fluvial systems. - *Sp. Publ. Int. Assoc. Sed.*, 6, Blackwell Sci. Publ., Oxford, pp. 155-168.

SMITH D.G. (1986). - Anastomosing river deposits, sedimentation rates and basin subsidence, Magdalena River, northwestern Colombia, South America. - *Sed. Geol.*, Chicago, 46, pp. 177-196.

SMITH D.G. & PUTMAN P.E. (1980). - Anastomosing river deposits: modern and ancient examples in Alberta, Canada. - *Can. J. Earth Sci.*, Ottawa, 17, pp. 1396-1406.

SMITH D.G. & SMITH N.D. (1980). - Sedimentation in anastomosed river systems: examples from alluvial valleys near Banff, Alberta. - *J. Sed. Petrol.*, Tulsa, 50, pp. 157-164.

SMITH N.D. (1970). - The braided stream depositional environment: comparison of the Platte River with some Silurian clastic rocks, north-central Appalachians. - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, Boulder, 81, pp. 2993-3014.

SMITH N.D. (1971). - Transverse bars and braiding in the Lower Platte River, Nebraska. - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, Boulder, 82, pp. 3407-3420.

VAIL P.R., COLIN J.P., DU CHENE R.J., KUCHLY J., MEDIAVILLA F. & TRIFILIEFF V. (1987). - La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du Bassin de Paris. - *Bull. Soc. géol. France*, Paris, (8), III, 7, pp. 1301-1321.

VAIL P.R., MITCHUM R.M., TODD R.G., WIDMIER J.M., THOMPSON S., SANGREE J.B., BUBB J.N. & HATELID W.G. (1977). - Seismic stratigraphy and global changes of sea level. *In*: CLAYTON C.E. Ed., Seismic stratigraphy-applications to hydrocarbon exploration. - *Am. Assoc. Pet. Geol. Mem.*, Tulsa, 26, pp. 49-212.

VAIL P.R. & TODD R.G. (1981). - Northern North Sea Jurassic unconformities, chronostratigraphy, and sea level changes from seismic stratigraphy. *In*: ILLING L.V. & HOBSON G.D. Eds., Petroleum geology of the continental shelf of NW Europe. - Heyden, London, pp. 216-236.

WALKER R.G. & CANT D.J. (1979). - Facies models 3: sandy fluvial systems. *In*: WALKER R.G. Ed., Facies models. - Geosciences, Toronto, pp. 23-31.

WOODYER K.D., TAYLOR G. & CROOK K.A.W. (1979). - Depositional processes along a very low gradient, suspended-load stream: the Barwon River, New South Wales. - *Sed. Geol.*, Chicago, 22, pp. 97-120.

WRIGHT L.D. (1985). - River deltas. *In*: DAVIS R.A. Ed., Coastal sedimentary environments. - Springer-Verlag, Berlin, 2° éd., pp. 1-76.

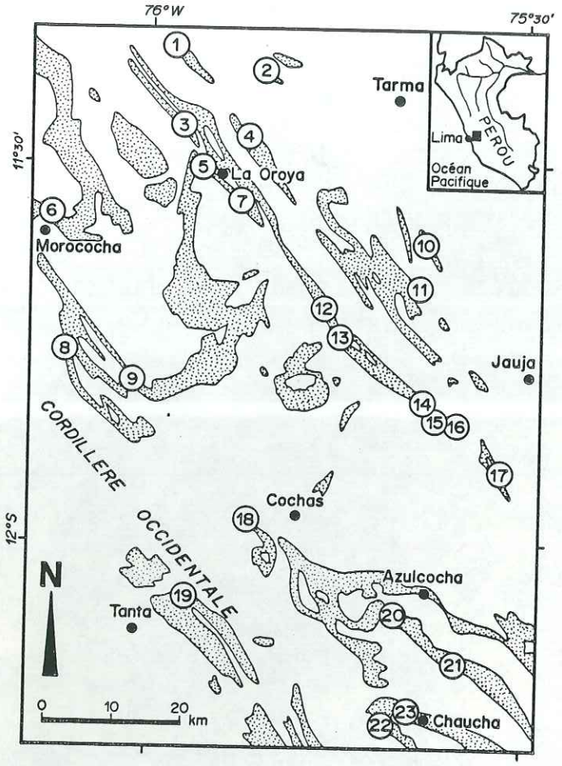


figure 1. - Zone d'étude et position des coupes (en pointillé: affleurements de Crétacé inférieur).

figure 1. - *Study area and location of sections (dotted surface: Lower Cretaceous outcrops).*

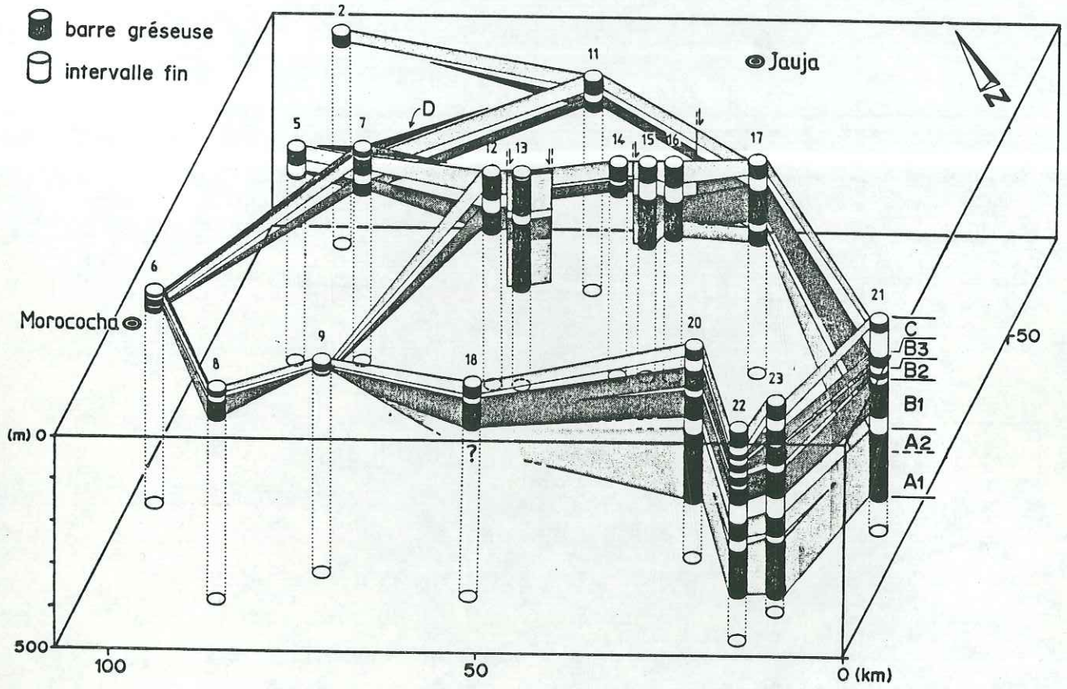


figure 2. - Corrélation des différents intervalles fins et barres gréseuses.

figure 2. - *Correlation of the* various *fine textured intervals and sandstone bars.*

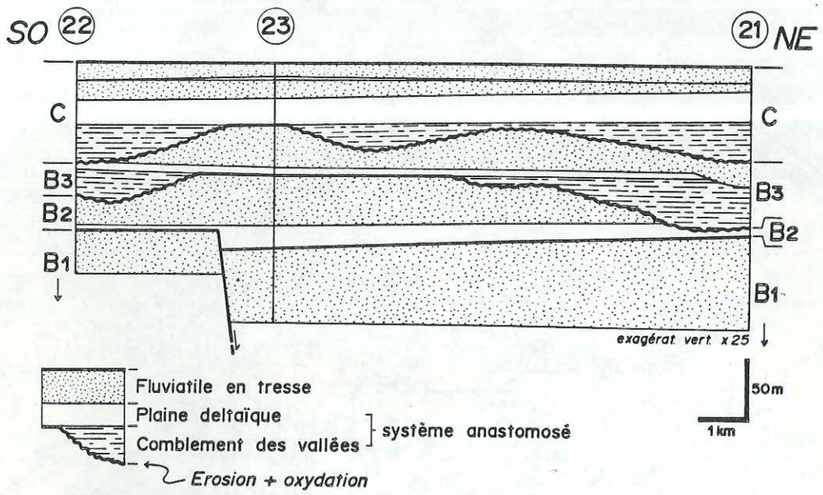


figure 3. - Géométries des surfaces d'érosions et répartition des différents faciès sédimentaires (région de Jatunhuasi [site 21] et Chaucha [sites 22 et 23]).

figure 3. - *Geometry of erosion surfaces and sedimentary facies distribution (area of Jatunhuasi [site 21] and Chaucha [sites 22 and 23]).*

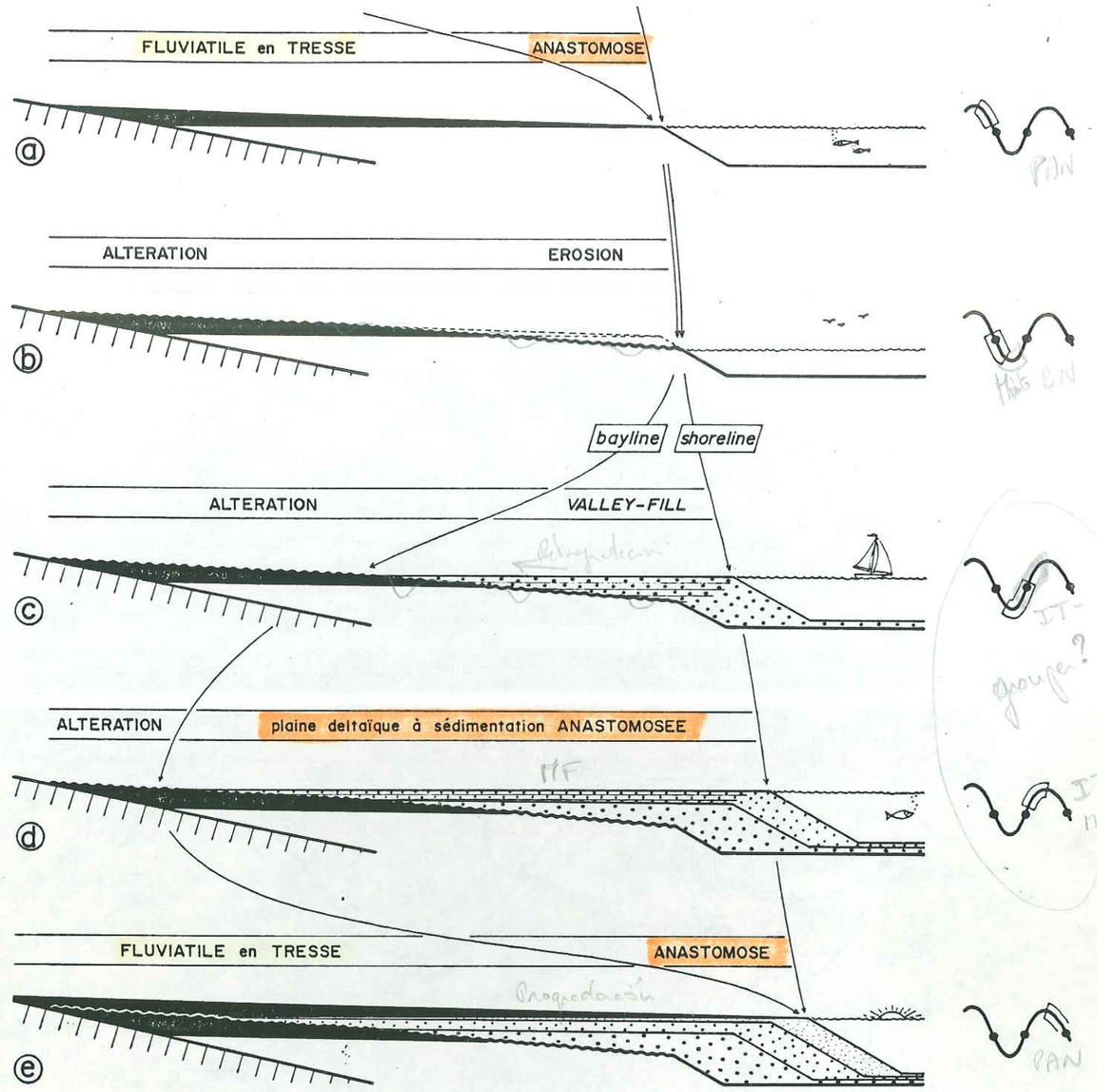


figure 4. - Schéma de construction d'une séquence de dépôt de la formation Goyllarisquisga, en fonction des variations eustatiques (la subsidence différentielle de la plate-forme est supposée constante au cours du temps).

figure 4. - *Sketch of the building of a Goyllarisquisga Formation sequence, according to eustatic variations (the differential subsidence of the platform is assumed to be constant).*

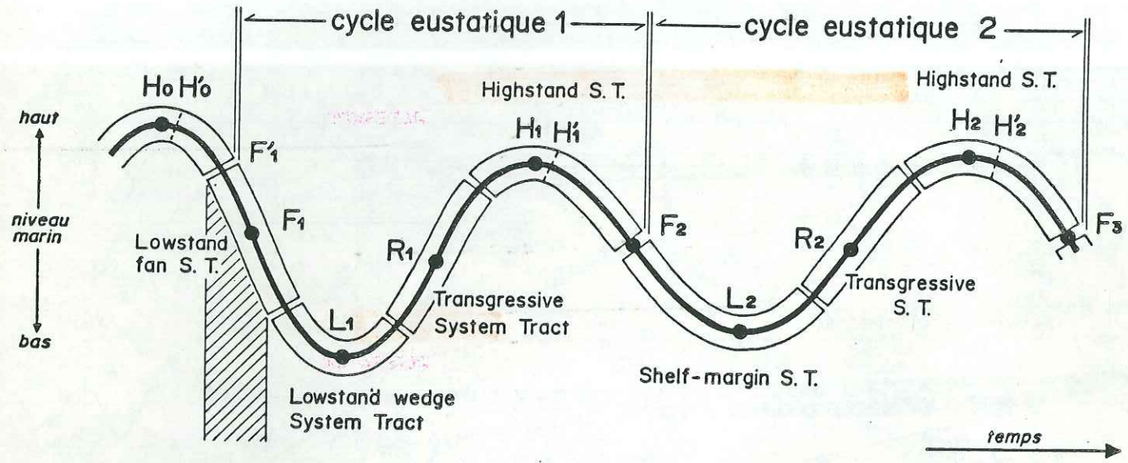


figure 5. - Position des différents cortèges sédimentaires (*system tracts*) sur une courbe eustatique théorique (hachures: vitesse de chute eustatique supérieure à la vitesse de subsidence en bordure de plate-forme).

figure 5. - *System tract position on a theoritical eustatic curve (hatching: eustatic fall rate is greater than the subsidence rate on the shelf edge).*

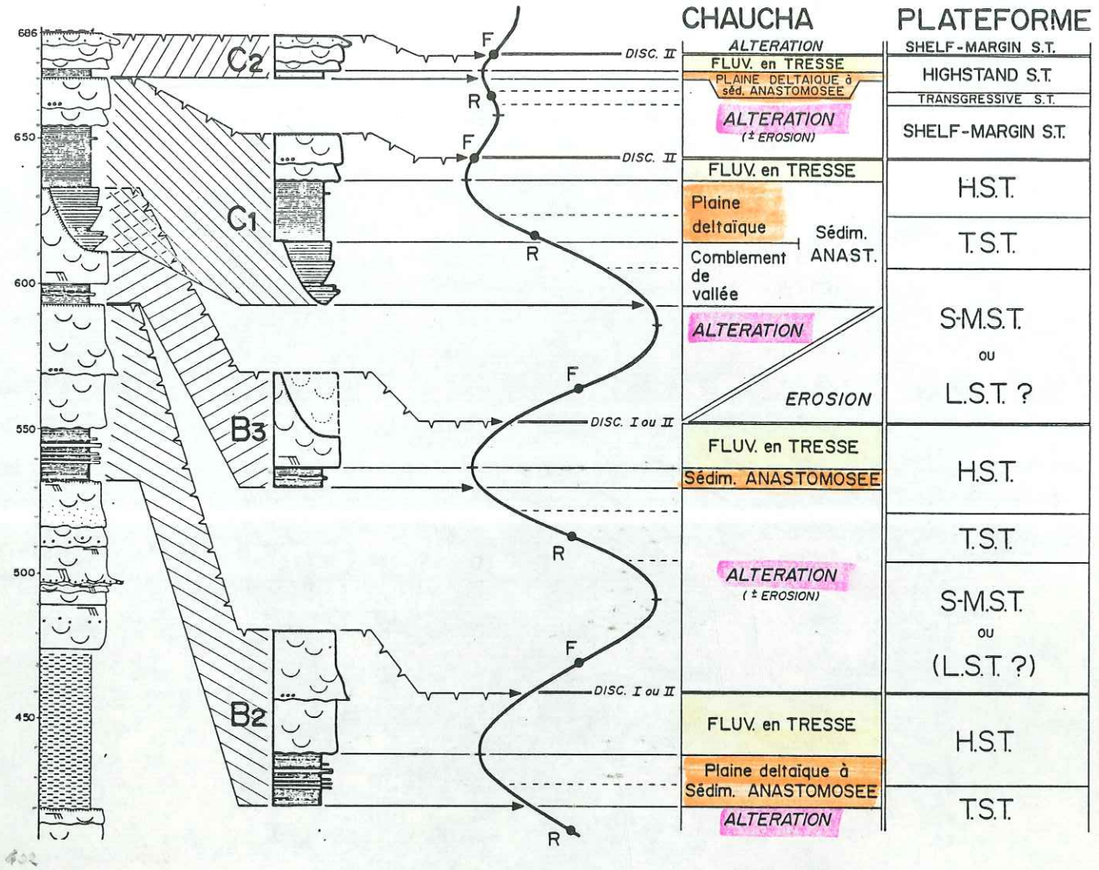


figure 6. - Exemple d'interprétation des séquences de faciès en terme de séquence de dépôt et de variations eustatiques.

figure 6. - *Example of facies sequence interpretation in term of sequence and eustatic variations.*

photo I. - *Panorama of south of Chaucha* [site 23] *showing: a) alternation of sandstone bars and silty intervals corresponding to A1, A2, B1, B2, B3 and C sequences, in the background, b) in the foreground, a paleovalley (lower B1 sequence) filled by sandstones of anastomosed deposits, located at the top of the sandstone bar of the A2 sequence on the right, and a silty interval on the left (base of the serie in the south).*

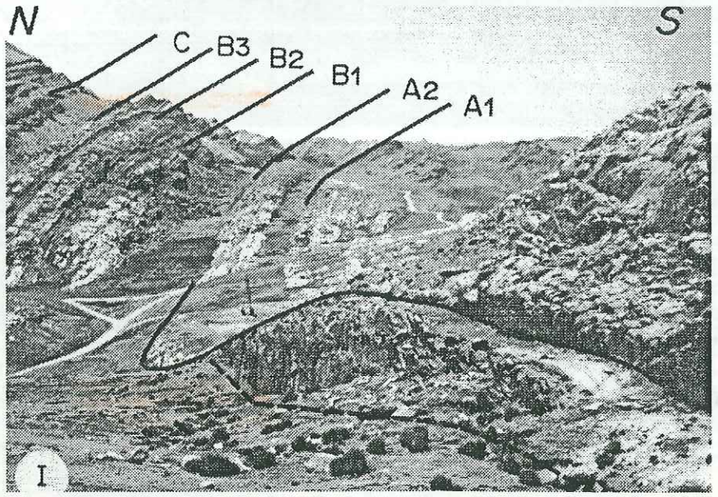


photo I. - Panorama au sud de Chaucha [site 23] montrant: a) en second plan, les alternances de barres gréseuses et de combes silteuses correspondant aux séquences A1, A2, B1, B2, B3 et C, b) en premier plan, à droite, une paléovallée (base de la séquence B1) au sommet de la barre gréseuse de la séquence A2, remplie par des dépôts gréseux anastomosés; à gauche, une combe silteuse (base de la série au sud).

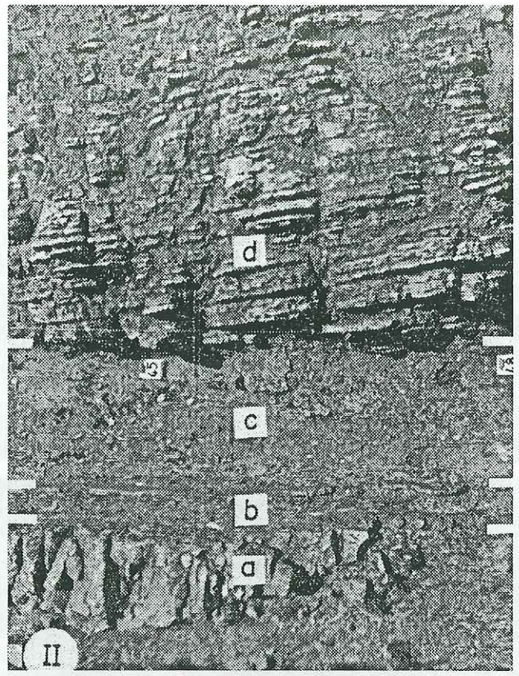


photo II. - Détail de la base de dépôts de levée de remplissage d'une paléovallée (2 km à l'ouest de Chaucha; situation sur photo III): a) petit chenal anastomosé; b) dépôts de déborbement d'un petit chenal anastomosé, situé 10 mètres à gauche de la photo; c) silts charbonneux de plaine d'inondation; d) dépôts gréso-silteux de levée à accrétion latérale vers la gauche (voir texte pour description). La distance entre les deux repères blancs est de 3 mètres.

photo II. - *Detail of the base of levee deposits that fill a paleovalley (2 km west of Chaucha; location on photo III): a) small anastomosed channel; b) overflow deposits of a small anastomosed channel located 10 metres left of the photograph; c) silty coal of the flood plain; d) silty sandstone levee deposits with lateral accretion toward the left (see text for further explanation). The distance beetwen white marks is* 3 *metres.*

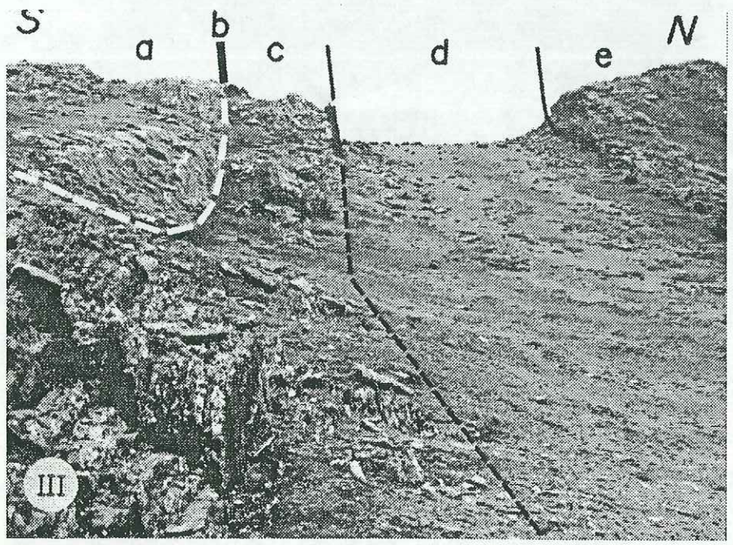


photo III. - Allure typique d'une séquence de faciès (sommet de la séquence B3 et base de la séquence C; 2 km à l'ouest de Chaucha): a) et e) barres gréseuses de faciès fluviatile en tresse; b) surface d'érosion et d'oxydation; c) faciès de remplissage de vallée (levées + chenaux anastomosés); d) combe silto-charbonneuse à faciès de plaine d'inondation (échelle: combe d = 20 mètres).

photo III. - *Typical view of facies sequence (top of B3 sequence and base of C sequence; 2 km west of Chaucha): a) and e) sandstone bars of braided fluvial facies; b) eroded and oxidized surface; c) valley-fill facies (levees + anastomosed channels); d) silty coal interval of flood plain facies (scale: interval d = 20 metres).*

Troisième partie:

Coupe structurale des Andes du Pérou Central

Coupe structurale des Andes du Pérou Central

I. INTRODUCTION

En marge de l'étude sédimentologique des formations du Dogger et du Crétacé inférieur, nous nous sommes intéressés à la géométrie de la déformation dans la région des Hauts Plateaux. La construction d'une coupe équilibrée entre La Oroya et San Ramón (fig. 54) nous a cependant conduit à envisager des hypothèses structurales sensiblement différentes de celles retenues jusqu'à présent. Dans une seconde étape, en nous aidant des données géophysiques (gravimétrie, sismologie), nous intégrons notre coupe La Oroya- San Ramón et les dernières données structurales proposées pour la Cordillère Occidentale (Angeles, 1987), dans une coupe synthétique des Andes du Pérou Central.

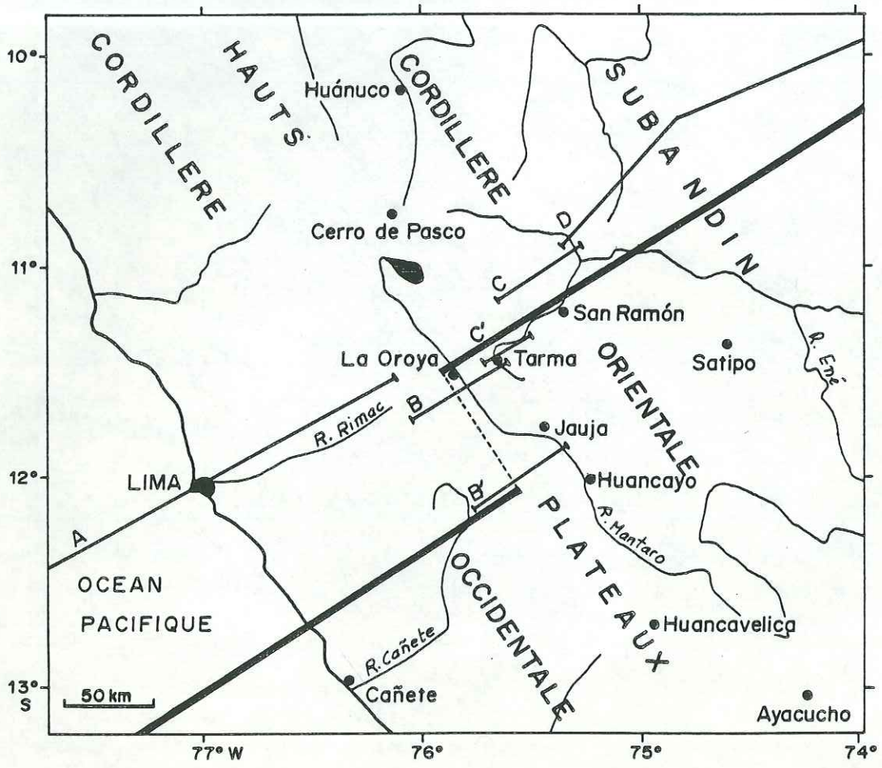
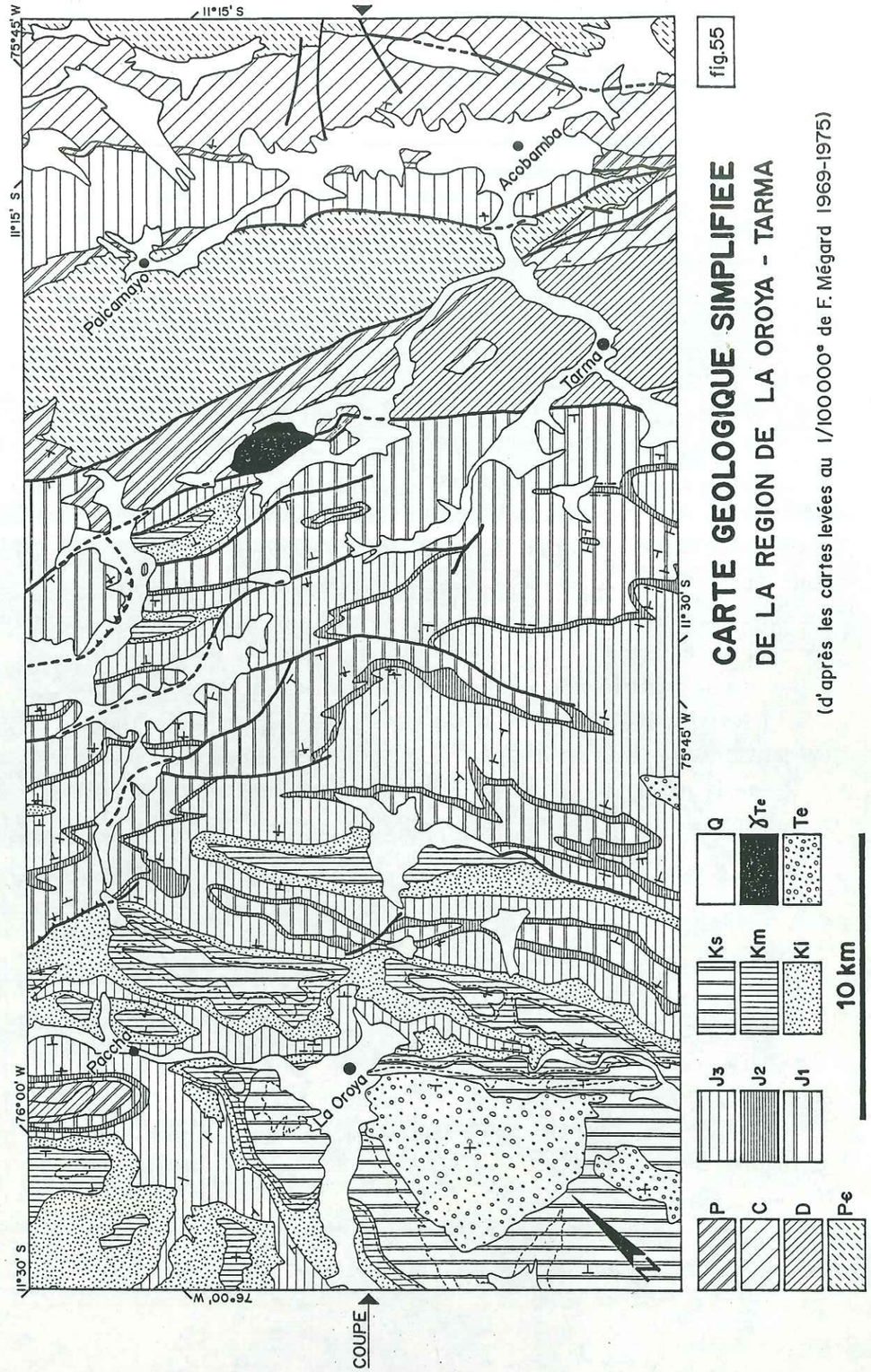


fig. 54.- Situation de la coupe La Oroya- San Ramón, de la coupe transversale des Andes du Pérou Central (trait épais) et des coupes de la fig. 56 (p. 252).



Les résultats et les hypothèses structurales que nous présentons ici mériteraient parfois d'être approfondis et plus longuement discutés, ce qui impliquerait un travail exclusivement consacré à ce thème de recherche. Cette étude structurale n'a donc pas la prétention d'être définitive, mais pourrait plutôt servir de base à une nouvelle réflexion sur la tectonique et la géodynamique andines.

II. CONSTRUCTION D'UNE COUPE EQUILIBREE LA OROYA - SAN RAMON

a) situation de la coupe

La coupe choisie est transversale aux structures d'axe sud-ouest- nord-est. Elle traverse la partie nord-est plissée des Hauts Plateaux, la Cordillère Orientale et se termine dans la région subandine (situation sur fig. 54). Son tracé a été choisi pour la facilité d'accès du terrain, qui se situe aux abords de l'ancienne route reliant La Oroya à Tarma, puis de la route de Tarma à San Ramón.

Pour la construction de cette coupe nous nous sommes servis des cartes géologiques au 1/100 000° de La Oroya, Tarma et Jauja (Mégard, inédits) et au 1/500 000° de F. Mégard (1978). Les grands traits de la carte géologique de la région de La Oroya- Tarma sont reproduits sur la figure 55, qui servira de base à la construction de la coupe équilibrée "La Oroya- Acobamba" décrite au paragraphe *c-2.*

b) travaux antérieurs

Dans son interprétation structurale de la région des Hauts Plateaux, F. Mégard (1978) distingue (fig. 56-B,B'):

- "un secteur sud-ouest où les structures sont particulièrement simples et ouvertes", au sud-ouest d'une ligne La Oroya- LLocllapampa;
- "un secteur nord-est... (où) les plis sont beaucoup plus sérrés et compliqués par des failles longitudinales nombreu-

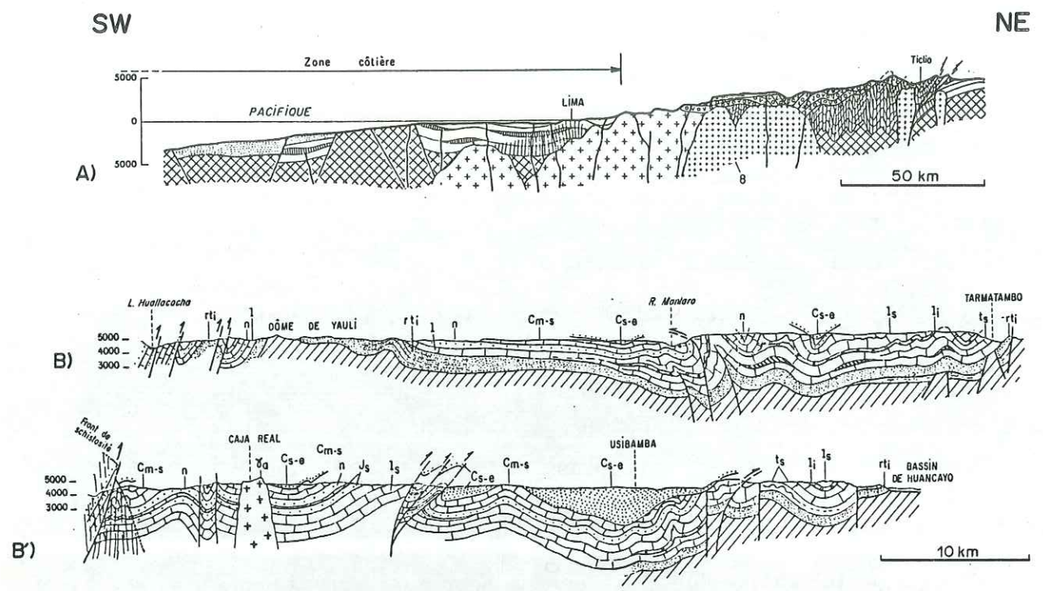


fig. 56.- Coupes structurales de F. Mégard (1978) à travers les Andes du Pérou Central. Situation des coupes sur la figure 54. A) région côtière et Cordillère Occidentale; B) et B') Hauts Plateaux; C) et C') Cordillère Orientale; D) région subandine et plaine amazonienne.

ses et par l'intervention de plusieurs niveaux de décollement".

Le taux de raccourcissement est estimé par F. Mégard à environ 10% dans le secteur sud-ouest et à 20% dans le secteur nord-est.

Dans la partie nord-est des Hauts Plateaux, les "plis kilométriques à plurikilométriques sont souvent compliqués par des plis parasites... Les plis sont cylindriques et... (sans) schistosité". De plus, "la présence de nombreux niveaux plastiques permet de nombreux niveaux de décollement".

Au nord-est des Hauts Plateaux (fig. 56-B,B'), le plissement affectant la couverture anté-Tertiaire définit "le vaste anticlinorium andin qu'est la Cordillère Orientale;... ces plis sont droits en moyenne et le déversement général de la Cordillère Orientale vers le nord-est est essentiellement le fait de jeu tardif, en failles inverses raides, des failles longitudinales" (Mégard, 1978).

Enfin, la tectonique de la zone subandine, "fort simple, comprend des plis cylindriques isopaques et des failles raides pour la plupart inverses ou déversées vers l'est" (fig. 56-C,C'), de direction SW-NE à NNW-SSE.

La coupe de La Oroya à San Ramón traverse donc du sud-ouest au nord-est la limite entre les deux secteurs des Hauts Plateaux, le secteur nord-est des Hauts Plateaux, la Cordillère Orientale, et se termine dans la bordure sud-ouest de la zone sudandine. La partie la plus plissée de cette transversale correspond au secteur nord-est des Hauts Plateaux.

c) interprétations des données de surface en profondeur

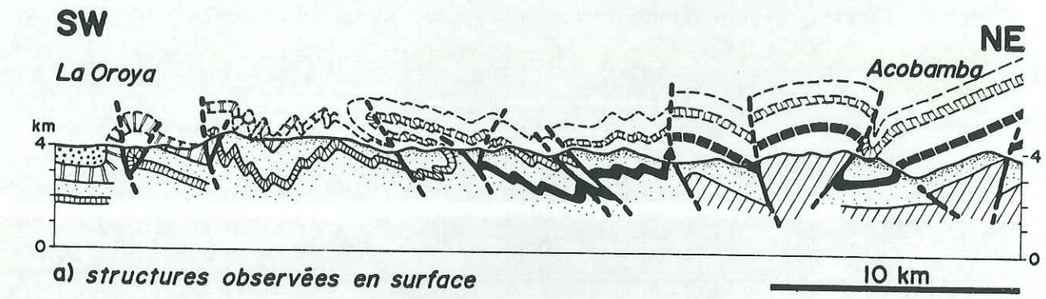
La figure 57-a montre la coupe de surface couvrant la partie Est des Hauts Plateaux (La Oroya) et l'Ouest de la Cordillère Orientale (Tarma), à partir de laquelle deux interprétations en profondeur peuvent être proposées.

1°) soit les accidents sont enracinés verticalement dans le socle, et la déformation passe à du *pure shear* en profondeur (fig. 57-b). C'est l'hypothèse retenue jusqu'à maintenant (Mégard, 1978).

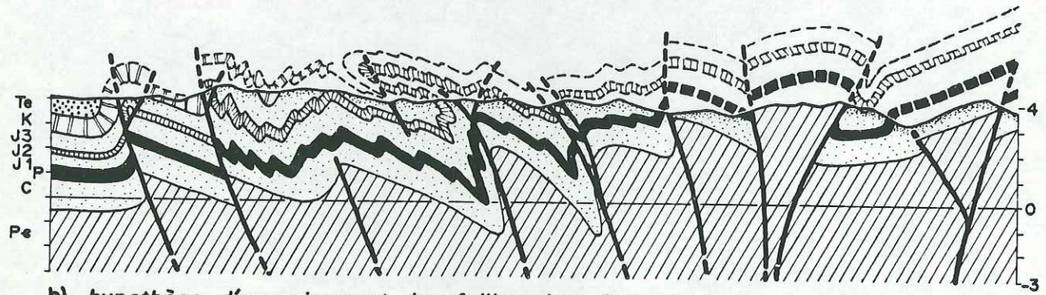
2°) soit les accidents et les grandes structures de surface rejoignent en profondeur un ou plusieurs niveaux de décollement (fig. 58) dont la géométrie et la quantité de déplacement conditionnent la géométrie des déformations observées (fig. 57-c).

Cependant, le déversement systématique du plissement vers le sud-ouest, allant jusqu'à former un flanc inverse plurikilométri-

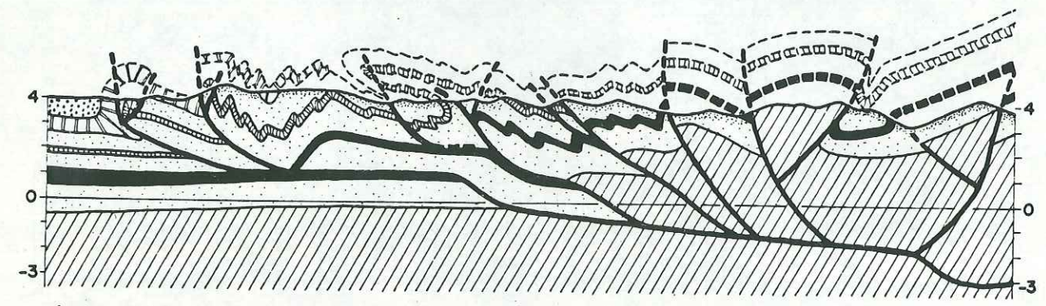
Fig.57 - Structures en surface et interprétations en profondeur



a) *structures observées en surface*



b) *hypothèse d'enracinement des failles dans le socle*



c) *hypothèse de raccordement des structures à un chevauchement plat*

que (nord et nord-est de Paccha; fig. 55), et la présence de grands cisaillements subhorizontaux, comme dans la vallée du Mantaro (entre La Oroya et Jauja; fig. 54), correspondent à une tectonique tangentielle qui nous paraît difficilement explicable par un enracinement vertical systématique des accidents dans le socle. En effet, dans ce dernier cas, on est contraint d'envisager une déformation souple du socle pré-andin (granitoïdes et gneiss) sous la couverture sédimentaire, passant rapidement à de l'aplatissement selon un plan vertical, alors que ce socle, lorsqu'il affleure, n'est pratiquement pas déformé. De plus, le report dans le socle sous forme de *pure shear* du taux de raccourcissement de 40% mesuré dans la couverture entre La Oroya et Tarma, nous semble peu réaliste.

Par ailleurs, l'hypothèse d'enracinement vertical des accidents ne permet pas d'expliquer que des niveaux de plus en plus anciens affleurent des Hauts Plateaux vers le nord-est (Tertiaire,

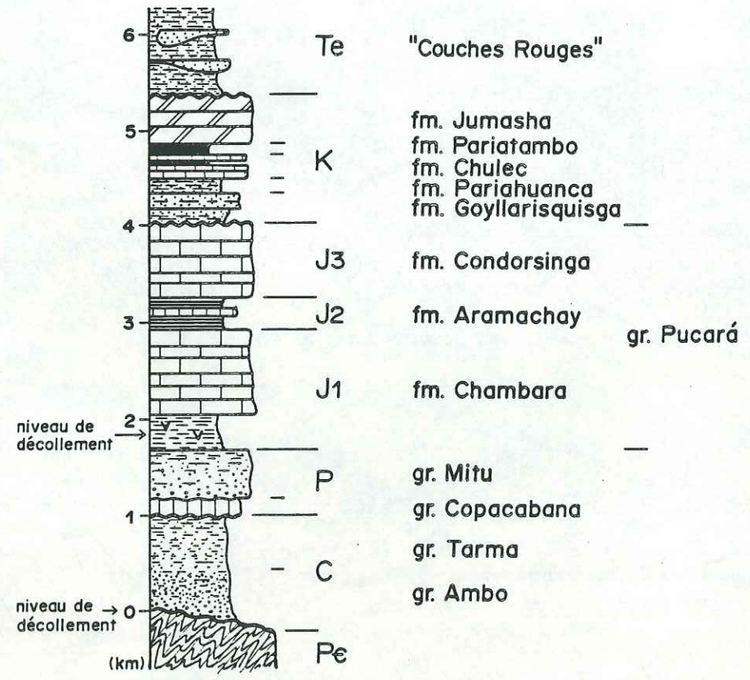


fig. 58.- Colonne lithologique schématique et stratigraphie de la région orientale des Hauts Plateaux.

Mésozoïque, Paléozoïque supérieur puis socle), alors que la déformation en surface est plutôt décroissante vers le nord-est.

Enfin, la prise en compte de l'existence d'un niveau de décollement reconnu à la limite Permien-Jurassique (Boit, 1962; Mégard, 1978), nous conduit à admettre que la tectonique tangentielle des Hauts Plateaux est raccordée en profondeur à des niveaux de décollement (limites Permien-Jurassique ou socle-couverture). Cette hypothèse nous servira de base dans la construction de la coupe La Oroya- San Ramón.

d) construction d'une coupe équilibrée La Oroya- San Ramón

1°) méthode de construction

Pour la construction de la coupe transversale des Hauts Plateaux à la zone subandine (La Oroya- San Ramón), nous supposons que la tectonique tangentielle de la couverture résulte de déplacements vers le sud-ouest sur des niveaux de décollements dans la couverture sédimentaire, à sa base ou dans le socle (réactivation d'accidents hercyniens ou discontinuités lithologiques?).

Pour construire la coupe transversale La Oroya- San Ramón, nous avons choisi d'utiliser la technique des coupes équilibrées, où les longueurs et les surfaces sont conservées, et où la construction simultannée d'une coupe restaurée permet de contraindre efficacement la coupe structurale.

Nous n'exposerons pas ici la théorie de la méthode des coupes équilibrées. On peut toutefois rappeler que la géométrie des structures observées en surface, la conservation des épaisseurs des séries (sauf dans le cas de variations d'épaisseur connues) et le report de la quantité de déplacement sur chaque accident permettent de construire pas à pas une coupe rétrotectonique (pl. XI-b). En retour, cette dernière précise la géométrie probable du décollement de base, au-dessus duquel se développe le plissement, et constitue alors une contrainte par le bas dans la construction de la coupe structurale (pl. XI-a).

2°) détail de la construction entre La Oroya et Acobamba

Dans ce paragraphe, nous présentons la construction du secteur ouest (La Oroya- Acobamba) de la coupe structurale de La Oroya à San Ramón (pl. XIa). Les données de surface correspondant à cette coupe partielle sont esquissées sur la coupe de la figure 57-a construite d'après la carte géologique au 1/100000° de Tarma (Mégard, *inédite*; fig. 55), les descriptions de terrain de F. Mégard (1978) et des observations personnelles.

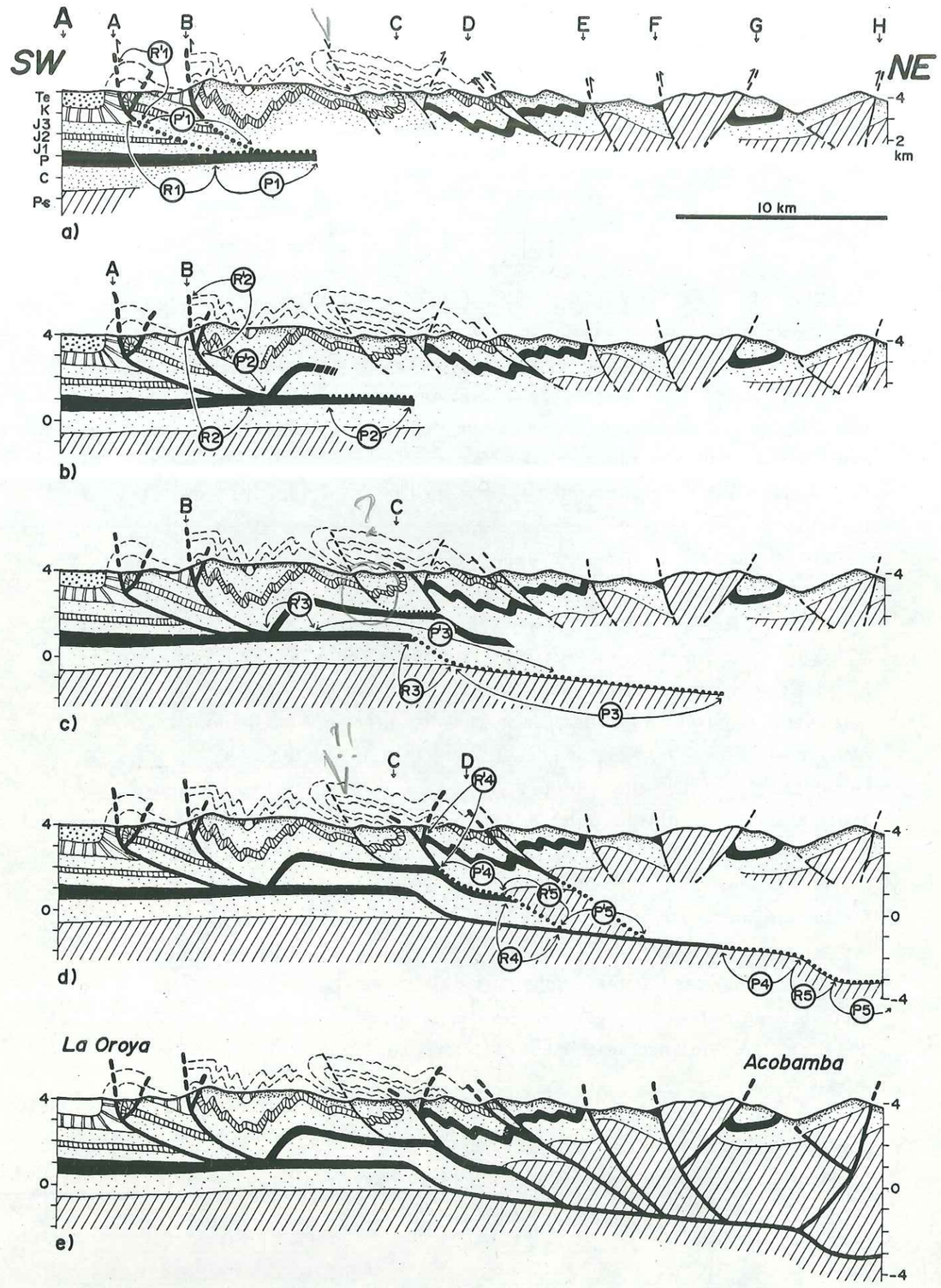
Les étapes successives de la construction de cette coupe, données sur la figure 59, sont à comparer avec la coupe rétrotectonique de la planche XI-b. La ligne notée A (fig. 59, pl. XI) est la verticale à partir de laquelle la coupe est équilibrée (*pin line*).

abréviations utilisées	P' = PLAT POUR LE COMPARTIMENT SUPERIEUR
	R' = RAMPE // //
	P = PLAT POUR LE COMPARTIMENT INFERIEUR
	R = RAMPE // //
K = CRETACE inférieur	fm GOYLLARISQUISGA, fm PARIAHUANCA / fm CHULEC, fm PARIATAMBO
J3 = J2 = J1 =	(TRIAS) JURASSIQUE inf et moyen — groupe PUCARA
P = PERMO-TRIAS	groupe MITU
C = CARBONIFERE	
P∈ = PRECAMBRIEN, PALEOZOIQUE inf	

1° stade: La quantité de raccourcissement mesurée pour le Crétacé inférieur (noté K) entre la verticale A et l'accident ϕB doit être conservée pour les niveaux inférieurs (DC, P, J1, J2, et J3), soit par plissement, soit par un mouvement le long de l'accident ϕA.

Entre les accidents ϕA et ϕB, les niveaux affleurants sont monoclinaux et constituent un premier plat du compartiment supérieur (P'1) qui repose sur une rampe du compartiment inférieur (R1). Le niveau de décollement à l'interface Mitu-Pucará (Trias), correspond aux niveaux argilo-évaporitiques de la base du Groupe Pucará (Mégard, 1978; observ. pers.). La géométrie de la rampe R1 (fig. 59-a) est déterminée par l'épaisseur des séries (ici le groupe Pucará J1-J2-J3), et contrainte par l'hypothèse d'un raccourcissement constant pour tous les niveaux, et de l'absence de

Fig.59 - Construction de la coupe équilibrée La Oroya - Acobamba



déformation dans le bloc inférieur (*foot-wall*), où les niveaux supposés non déformés conservent leur position horizontale initiale.

L'accident ϕB peut être poursuivi vers le bas par le niveau de décollement de la base du Pucará (J_1); la rampe R_1 se termine lorsqu'elle atteint le niveau de décollement horizontal de la base du J_1. De plus, pour conserver les longueurs initiales, on doit considérer que le plat inférieur P_1 est égal au plat supérieur P'_1.

2° stade: Sur la figure 59-b, on constate qu'il reste peu de liberté de choix dans l'interprétation de l'accident ϕB, qui doit être raccordé au niveau du décollement de la base du J_1.

A l'Est de l'accident ϕB, on distingue une rampe supérieure R'_2, et un plat supérieur P'_2. Ce dernier correspond à un décollement, toujours à la base du J_1, dont on doit retrouver l'équivalent inférieur P_2 dans le prolongement du plat P_1. Cette importante contrainte géométrique, ajoutée à la géométrie déduite du niveau de décollement, ne laisse guère de possibilité dans le choix d'une structure cohérente entre ϕC et ϕD.

3° stade: Dans la figure 59-c, on distingue à nouveau une rampe R'_3 dans le bloc supérieur, et le début d'un plat P'_3. Cette rampe doit être reportée dans le compartiment inférieur (R_3), où elle recoupe alors le niveau de décollement antérieur (base de J_1). L'épaisseur comprise entre le plat P_2 et le Permien (P) sus-jacent apporte une contrainte quant à la construction du plat inférieur P_3, qui correspond au décollement à l'interface socle-couverture, entre les terrains hercyniens et/ou précambriens ($P\in$) et les séries sédimentaires carbonifères (C). D'autre part, les longueurs des séries comprises entre les accidents ϕB et ϕC doivent être conservées. La mesure de la longueur du niveau J_2 entre ces deux accidents permet alors d'estimer les longueurs des niveaux C et P (P'_3) qui doivent nécessairement exister, ainsi que celle du plat inférieur P_3.

Une autre solution permettant de combler le "vide" entre le plat P_1-P_2 et la base du J_1 est d'admettre un duplex de Jurassique. Cependant, son existence n'est pas réaliste car elle

impliquerait des quantités de déplacement très supérieures à celles que nous observons, En effet, les déplacements des rampes supérieures R'_1 et R'_2 sont limités et scéllés latéralement dans des anticlinaux. D'autre part, cette hypothèse pose le problème insoluble de savoir où se situent les niveaux crétacés correspondants.

Par ailleurs, le choix du pendage du décollement de base (plat P_1-P_2-P_3-P_4) est conditionné par les quantités de raccourcissement déduites de la géologie de surface et de la construction simultanée de la coupe rétrotectonique (pl. XI-b). Ainsi, l'adoption d'un pendage important (p. ex. 30°) implique une remontée beaucoup trop importante du socle. Par contre, un décollement subhorizontal ne permet pas de faire apparaître suffisamment le socle à l'affleurement.

4° stade: Sur la coupe de la figure 59-d, on remarque que l'extrémité est du plat inférieur P_3 que nous venons de construire est surmontée par une rampe R'_4 et un plat P'_4. L'équivalent inférieur P_4 du plat supérieur P'_4 peut être construit dans la prolongement du décollement socle-couverture P_3 (fig. 59-c). De même, on peut construire une rampe inférieure R_4, correspondant à la rampe supérieure R'_4 à la terminaison est du plat supérieur P'_4, et qui permet l'enracinement de l'accident ϕC (et du plis couché correspondant) dans le décollement basal socle-couverture.

5° stade: La géométrie de la rampe inférieure R_4 étant déterminée (fig. 59-d), on constate alors qu'elle est surmontée par une rampe supérieure R'_5 qui peut soit affecter du socle ($P\in$), soit correspondre à un duplex de Paléozoïque (C et P). Cependant, l'existence d'un duplex ne peut pas être retenue car elle impliquerait un raccourcissement supplémentaire de 4 kilomètres que nous n'observons pas, et supposerait l'existence de niveaux mésozoïques dont il n'existe aucune trace. Nous adoptons donc l'hypothèse d'une rampe supérieure R'_5 dans du socle, ce qui implique alors la descente du décollement basal dans le socle (R_5). En ce qui concerne la nature de ce décollement dans le socle, et sa relation possible avec une structure hercynienne, on est contraint d'émettre des hypothèses non vérifiables puisqu'il n'affleure pas.

3°) la coupe de La Oroya à San Ramón

Pas à pas, nous avons ainsi poursuivi la construction de cette coupe jusque dans la partie subandine, aboutissant aux coupes structurale et restaurée de la planche XI-a,b.

Il faut noter que sous la Cordillère Orientale, les affleurements de socle (P∈) ne permettent pas de contraindre efficacement la construction de la coupe, qui est alors surtout basée sur des arguments cartographiques. De même, la géométrie du décollement de base reste assez interprétative, car seulement contrainte par la coupe restaurée. En l'absence d'argument contraire, nous avons opté pour une non déformation et une faible flexuration dans le compartiment inférieur (socle).

Jusqu'alors le massif de granodiorite situé à l'ouest et au nord de San Ramón était interprété comme un intrusif andin (Mégard, 1978). Récemment, P. Soler *et al.* (1987) ont montré que ce massif est en fait posthercynien (246 Ma), ce qui amène alors à considérer celui-ci comme constitutif du socle pré-andin. D'autre part, à l'affleurement et cartographiquement ce stock granodioritique chevauche (accident ϕK, pl. XI-a) les calcaires jurassiques (+ mésozoïques[1]) au niveau de la vallée de San Ramón. On est donc conduit à admettre que ce contact plat est important puisqu'il charrie du socle sur le sommet de la couverture sur environ 15 kilomètres.

A l'est et au nord de ce même massif le contact anormal passe dans le Trias (limite P-J_1) puis n'est plus cartographiable, mais nous admettons qu'il se poursuit dans la couverture, où il limite la couverture charriée avec un coin de socle au sud-ouest, et la

---

[1] Sur sa carte au 1:500000, F. Mégard (1978) a cartographié le groupe Pucará (Trias-Lias; $J_1-J_2-J_3$) au sens large car cette région de forêt vierge très escarpée ne permet que de très rares observations. De plus, nous avons pu constater (tunnel de Chanchamayo, à l'est de l'accident ϕJ) que la déformation affectant les calcaires marmoréens supposés Pucará est telle qu'elle interdit toute stratigraphie. Nous admettons donc que le "groupe Pucará" carté par F. Mégard (1978) peut tout à fait regrouper l'ensemble des séries sédimentaires mésozoïques.

couverture chevauchée et déformée au nord-est.

D'autre part, sous l'accident ϕK et à l'est de l'acident ϕJ (sortie est du tunnel de Chanchamayo, 15 km en amont de San Ramón), on peut observer des calcaires marmoréens, attribués aux Groupe Pucará ($J_1-J_2-J_3$), affectés par des plis isoclinaux, semblables et à plans axiaux subhorizontaux (flans longs horizontaux). Le déversement vers le nord-est de ces plis et la superposition d'un massif post-hercynien sur ce Jurassique très déformé nous conduisent à penser que ce chevauchement vers le nord-est ϕK est majeur. La flèche minimum de ce charriage peut être estimée à environ 20 kilomètres.

En conséquence, l'accident de fort pendage sud-ouest ϕJ qui coupe à l'ouest le chevauchement ϕK et limite à l'ouest les affleurements de la couverture sédimentaire, doit être interprété comme une faille normale importante, dont le rejet peut être estimé à plus de deux kilomètres (pl. XI-a).

Dans la construction de la coupe (pl. XI-a), le raccordement du décollement des Hauts Plateaux (ϕA) et du chevauchement subandin (ϕK) ne peut être interprété qu'en considérant l'un comme un rétrochevauchement raccordé à l'autre. L'épaississement maximal devant nécessairement se faire du côté du coin chevauchant, nous admettons donc que le chevauchement subandin ϕK vers le nord-est est majeur. Le chevauchement ϕA des Hauts Plateaux constitue alors un rétrochevauchement vers le sud-ouest subordonné au chevauchement subandin.

Sur les coupes de la planche XI, le point B correspond à l'extrémité nord-est du compartiment inférieur pour le rétrochevauchement des Hauts Plateaux (ϕA). En admettant que la déformation dans le compartiment inférieur est absente ou négligeable, ce point B est donc situé à une distance constante de la *pin line* A (bord SW des coupes) et permet de localiser précisément le point de raccordement du rétrochevauchement des Hauts Plateaux au chevauchement subandin sur la coupe rétrotectonique (pl. XI-b).

Le point B étant fixé, on constate sur la coupe restaurée (pl. XI-b) qu'il est situé au nord-est des accidents à pendage est (ϕA, ϕB,... ϕF), et au sud-ouest des accidents à pendage ouest (ϕH, ϕI, ϕJ...). Ce changement de pendage des failles de part et d'autre du point B semble correspondre au fonctionnement du

chevauchement auquel elles sont liées: pendage nord-est pour les failles liées au rétrochevauchement des Hauts Plateaux vers le sud-ouest, et pendage sud-ouest pour les failles liées au chevauchement subandin ϕK vers le nord-est.

Par ailleurs, sur la coupe tectonique de la planche XI-a on remarque la présence de deux failles normales d'inégale importance: une première à environ 3 kilomètres au sud-ouest de l'accident ϕC, la seconde à l'Ouest de San Ramón (au niveau du tunnel de Chanchamayo). Dans les deux cas, ces failles sont raides et clairement post-plissement. La première affecte en surface la couverture alors que la seconde (ϕJ) traverse la couverture et le socle précambrien. Les rejets verticaux ne sont donc pas comparables et peuvent être estimés à quelques centaines de mètres dans le premier cas, et à plus de deux kilomètres pour la faille normale de Chanchamayo (ϕJ).

En nous basant sur la géométrie des structures de la coupe (pl. XI-a), nous supposons que la première faille (3 km au SW de ϕC) s'enracine soit au niveau de l'interface Mitu-Pucará (P-J_1) pour se greffer sur l'accident ϕC (hypothèse retenue pl. XI-a), soit au niveau de la rampe R_3. De même, nous supposons que la faille normale ϕJ s'enracine au niveau de l'accident ϕL (limite P-J_1).

D'autre part, ces failles étant isolées, il ne nous parait pas raisonnable de les attribuer à une période tectonique extensive, car si tel était le cas, à la vue du rejet vertical (approximatif) de la faille de Chanchamayo, il devrait nécessairement exister d'autres structures distensives importantes.

Cependant, on remarque sur la coupe de la planche XI-a que dans chaque cas ces failles bordent des paléoreliefs dominants les régions voisines (le paléorelief est schématisé par la limite Jurassique-Crétacé). De plus, l'importance du rejet normal de ces failles est apparemment proportionnel à l'élévation du paléorelief, avec un paléorelief (théorique) vers 10 kilomètres d'altitude pour la faille subandine ϕJ.

En l'absence d'argument autre que la géométrie et la chronologie de la formation de ces failles, nous supposons que ces failles normales correspondent à un rééquilibrage topographique

gravitaire faisant directement suite à des périodes de formation rapide de reliefs. Ce mécanisme interviendrait après le relachement des contraintes compressives créatrices de reliefs, dans le cas d'un déséquilibre topographique important, du à la formation trop rapide de reliefs que l'érosion ne pourrait pas rabaisser assez rapidement.

Pour le chevauchement subandin ϕJ, le rééquilibrage topographique serait intervenu après son blocage, vers -7 Ma. Par contre, la formation de la faille normale au sud-ouest de l'accident ϕC est postérieure au plissement de la "phase Quechua I" (vers -19 Ma) et ne semble donc pas contemporaine de la faille normale subandine.

4°) conclusion

Etant donné la flèche minimum de 20 kilomètres du charriage subandin (ϕK), nous interprétons cet accident comme un chevauchement à l'échelle crustale, sur lequel se greffe en rétrochevauchement vers le sud-ouest le décollement des Hauts Plateaux (ϕA) responsable de la déformation de la couverture de la partie nord-est des Hauts Plateaux.

A partir des coupes de la planche XI, on peut proposer une chronologie relative du fonctionnement de ces chevauchements.

Dans un premier temps, le chevauchement majeur subandin ϕK se met en place. Le rétrochevauchement ϕA se forme alors, probablement sous la poussée de la rampe du compartiment inférieur de l'accident ϕK, le compartiment supérieur étant peu déformable (socle). Les compartiments supérieurs des accidents ϕA et ϕK constituent ainsi un énorme *pop-up* lié au fonctionnement en profondeur de l'accident ϕK.

On peut supposer que le mouvement en profondeur le long de l'accident ϕK est essentiellement transmis vers la surface au rétrochevauchement ϕA jusqu'au blocage de ce dernier (19 Ma?). Ce blocage (ϕA) pourrait intervenir lorsque les forces nécessaires au plissement de son compartiment supérieur sont égales puis supérieures aux forces nécessaires au chevauchement du compartiment

supérieur de l'accident ϕK sur la couverture "subandine".

Après le blocage du rétrochevauchement ϕA, le mouvement le long du chevauchement subandin ϕK est entièrement répercuté en surface (point A'), et la couverture "subandine" est alors sous-charriée sous la lame de socle et de couverture du compartiment supérieur. Toutefois, l'essentiel du mouvement entre le compartiment supérieur (point A') et le socle du compartiment inférieur se fait le long du chevauchement majeur ϕK. Mais une partie de ce mouvement semble aussi se faire au niveau du décollement ϕL à l'interface Mitu-Pucará (P-J1 ; Trias) du compartiment inférieur de l'accident ϕK. Dans notre coupe, nous admettons que le fonctionnement du chevauchement ϕK s'accompagne d'une légère flexuration du compartiment supérieur et donc du rétrochevauchement ϕA.

Enfin, avec l'arrêt du chevauchement subandin ϕK, une faille normale (ϕJ) se forme dans le coin chevauchant en réutilisant le décollement socle-couverture du compartiment inférieur (ϕL), et contribue ainsi au rééquilibrage topographique.

Cette nouvelle interprétation des structures andines des Hauts Plateaux et de la Cordillère Orientale est donc sensiblement différente des interprétations proposées par F. Mégard (1968, 1978, 1987a) et B. Dalmayrac *et al.* (1980), mais rend compte:

- de la tectonique tangentielle de la partie orientale des Hauts Plateaux,

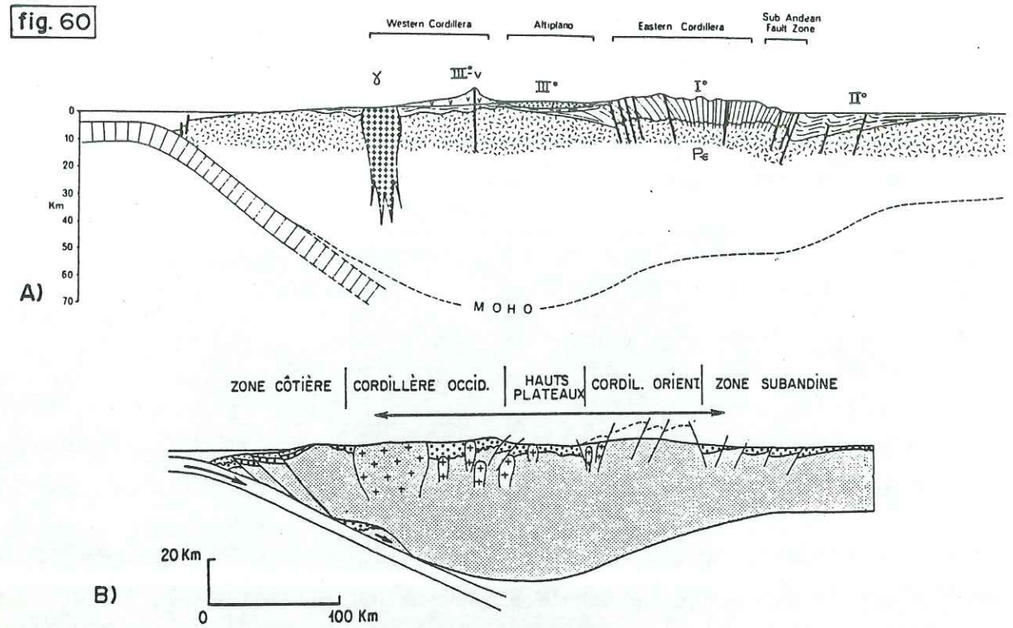
- de la présence de terrains chaque fois plus anciens vers le nord-est,

- de l'inversion du pendage des accidents, 10 kilomètres au nord-est de Tarma,

- et de l'existence de terrains intensément déformés à la limite entre la Cordillère Orientale et la région subandine.

Dans le chapitre suivant, nous intégrerons la coupe structurale de La Oroya à San Ramón, et donc le chevauchement d'échelle crustale ϕK, dans une coupe transversale des Andes du Pérou Central.

fig. 60



III. COUPE TRANVERSALE DES ANDES DU PEROU CENTRAL

a) situation de la coupe

La coupe des Andes du Pérou Central que nous nous proposons de construire est constituée de deux segments de direction sud-ouest- nord-est. Le premier s'étend de la fosse de subduction à Azulcocha (SE de Chaucha), dans la partie ouest des Hauts Plateaux. Le second va de La Oroya (partie est des Hauts Plateaux) jusqu'à 200 kilomètres au nord-est de San Ramón, dans la plaine amazonienne.

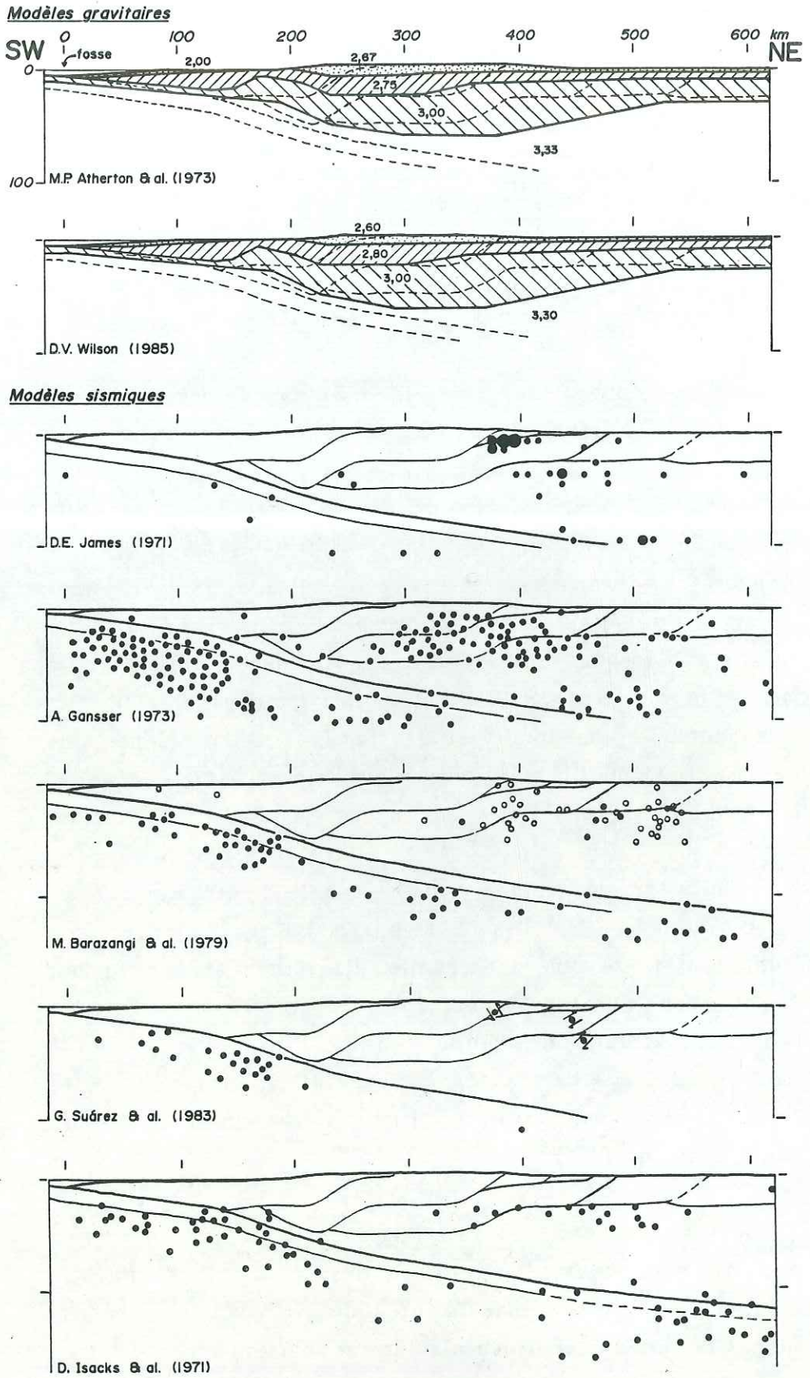
b) interprétations antérieures

Pour la structure des Andes du Pérou Central, l'hypothèse généralement retenue suppose que le plissement observé en surface est l'expression superficielle d'une déformation plus ou moins homogène (*pure-shear*) au niveau de l'écorce (James, 1971; Cobbing & Pitcher, 1972; Audebaud *et al.*, 1973; Mégard, 1978; Mégard, 1984; Mégard, 1987b) (fig. 60). Cependant, dans cette hypothèse, le raccourcissement mesuré sur une transversale des Andes, qui atteint 115 kilomètres (Mégard, 1984) ou 125 kilomètres (estimation personnelle), ne permet d'expliquer que 50% (Mégard, 1984) à 80% (notre coupe) de l'épaississement crustal des Andes. Toujours selon cette hypothèse, les 20 à 50% de "vide" restants sont expliqués soit par accumulation de matériel mantellique (magmatisme) (Angeles, 1987; Roeder, 1988), soit par sous-charriage et accrétion de matériel arraché à la bordure du continent sud-américain par le *slab* (Mégard, 1984; Angeles, 1987). En ce qui concerne le rôle des phénomènes magmatiques dans l'épaississement crustal, la détermination de leur importance reste limitée à la connaissance de l'origine exacte des magmas

---

← fig. 60.- Modèles proposés pour la structure des Andes péruviennes. A) E.J. Cobbing & W.S. Pitcher (1972) (Sud Pérou); B) F. Mégard (1978) (Pérou Central); C) D. Roeder (1988) (Sud Pérou); D) C. Angeles (1987) (Pérou Central); E) G. Suarez *et al.* (1983).

Fig.61 - Comparaison des modèles tectonique et géophysiques



(proportion croûte/manteau), du volume qu'ils représentent, et à l'existence d'accumulations magmatiques à la base de la croûte.

Par contre, d'autres interprétations proposées par J. Bourgois & D. Janjou (1981), G. Suarez *et al.* (1983), C. Angeles (1987) et D. Roeder (1988), expliquent l'épaississement des Andes non plus par *pure shear* à l'aplomb de la déformation observée en surface, mais par le jeu d'un ou plusieurs chevauchement crustaux, toujours à pendage sud-ouest (fig. 60).

c) les données géophysiques

Les données géophysiques sont de deux types: gravimétriques et sismiques (fig. 61).

D.E. James (1971) propose un modèle de croûte continentale à 3 couches, mais précise que le niveau inférieur est formé de roches anhydres de composition similaire à celles du niveau supérieur. Le niveau supérieur serait composé de roches sédimentaires et peut-être de roches volcaniques, et la couche intermédiaire serait formée de roches granitiques et métamorphiques. De plus, au niveau de notre transversale, D.E. James (1971) donne une profondeur maximale du Moho légèrement supérieure à 60 kilomètres, sous la Cordillère Occidentale et la partie ouest des Hauts Plateaux.

Les modèles gravimétriques donnés par M.P. Atherton *et al.* (1973) et D.V. Wilson (1985) sont très semblables (fig. 61), bien que présentés à douze ans d'intervalle. Ils situent la profondeur maximale du Moho entre 53 et 58 kilomètres, et soulignent l'existence d'une croûte inférieure dense à la verticale de la région côtière. M.P. Atherton *et al.* (1973) interprètent cette masse de matériel dense comme le témoin du bassin d'arrière-arc jurassique et crétacé.

Les modèles sismiques sont relativement nombreux (fig. 61) et mettent en évidence deux zones principales de sismicité, situées l'une au niveau du *slab* subducté et dans le plan de Benioff, l'autre dans la croûte continentale et la partie supérieure du

manteau de la région subandine et la Cordillère Orientale (fig. 61). D'autre part, ces résultats témoignent d'une activité sismique et donc d'une déformation fragile dans la partie inférieure de la croûte, qui paraît peu compatible avec l'hypothèse d'un cisaillement pur (*pure shear*) en profondeur.

Cependant, l'étude récente de C. Dorbath *et al.* (1986) réalisée sur les séismes crustaux compris entre la partie orientale des Hauts Plateaux et le Subandin (fig. 62), montre que l'activité sismique est circonscrite à la région subandine, dans une bande de 100 kilomètres de large située au nord-est de San Ramón. Cette sismicité crustale se concentre en deux groupes principaux, le premier à la verticale de San Ramón comprend des mécanismes au foyer alignés selon une droite inclinée vers le sud-ouest, allant de 10 à 5 kilomètres de profondeur, le second groupe comprenant les foyers répartis plus ou moins aléatoirement surtout entre 20 et 50 kilomètres au nord-est de San Ramón.

Par ailleurs, C. Dorbath *et al.* (1986) situent les séismes crustaux les plus profonds de la région subandine à -32 kilomètres, ce qui pourrait correspondre à la profondeur du Moho. Dans ce cas, l'épaisseur crustale relativement importante donnée par M.P. Atherton *et al.* (1971) et D.V. Wilson (1985) (fig. 61) serait exagérée. Ainsi, la remontée du Moho à l'est de la Cordillère Orientale serait assez rapide, passant de -50

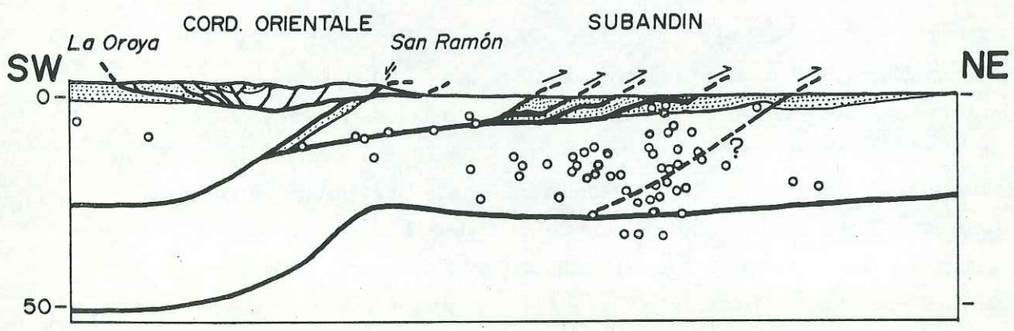


Fig. 62 - Projection des foyers crustaux (sauf Huaytapallana) décrits par C. Dorbath & al. (1986) pour la Cordillère Orientale et la région subandine (Andes Centrales du Pérou)

kilomètres environ sous la Cordillère Orientale à -32 kilomètres 50 kilomètres plus au nord-est.

d) les données structurales

Les données structurales disponibles pour les Andes Centrales sont principalement celles de B. Dalmayrac (1977), F. Mégard (1978) et de C. Angeles (1987), ainsi que de nombreuses études tectoniques locales.

Dans la construction de la transversale des Andes Centrales nous avons surtout utilisé les résultats de C. Angeles (1987) pour la région allant de la côte à la Cordillère Occidentale.

e) problèmes posés

Les principaux problèmes rencontrés dans les Andes Centrales et devant trouver une solution dans notre coupe transversale sont:

1°) le soulèvement beaucoup plus important en Cordillère Orientale où affleure le socle précambrien, qu'en Cordillère Orientale où affleurent les séries tertiaires. Dans l'hypothèse d'un aplatissement dans le plan vertical, ces soulèvements sont en contradiction avec la déformation observée, plus intense en Cordillère Occidentale qu'en Cordillère Orientale;

2°) l'épaisseur importante de la croûte andine pour une déformation de surface relativement faible. L'épaisseur crustale étant supposée atteindre localement 60 kilomètres (James, 1971), dans l'hypothèse schématique d'une croûte initiale de 30 kilomètres d'épaisseur, les raccourcissements devraient logiquement atteindre 50% sur une transversale des Andes (moins si l'on admet une accrétion crustale liée au magmatisme). Or, les maximums de raccourcissement mesurés sont de 60% en Cordillère Occidentale (Angeles, 1987), et de 28% dans la partie nord-est des Hauts Plateaux (pl. XI-a,b);

3°) l'altitude des Hauts Plateaux intercordillérains comprise entre 3500 et 4500 mètres, alors que le raccourcissement y est relativement peu important;

4°) la diachronie partielle entre la tectonique et la surrection des Andes. En effet, la période principale de plissement dans les Hauts Plateaux et la Cordillère Orientale correspond aux phases Quechua I, II et III (Mégard, 1978; Mc.Kee *et al.*, 1982; Mégard *et al.*, 1984). Cette déformation se met en place entre 20 et 5 Ma, mais a surtout été active aux environs de 18 Ma (Quechua I). Plus tardif, le fort soulèvement andin débute au Miocène supérieur et devient très important au Plio-Quaternaire (Dollfus, 1973; Benjamin *et al.*, 1987), alors que la déformation de la couverture des Hauts Plateaux ou de la Cordillère Orientale est pratiquement terminée (Mégard, 1984) et que la déformation se localise dans la région subandine;

5°) l'inversion du sens de déversement des accidents de part et d'autre de la Cordillère Orientale;

f) construction de la coupe

Nous avons vu que la tectonique tangentielle des Hauts Plateaux et de la Cordillère Orientale peut être expliquée par un chevauchement d'échelle crustale sur lequel se greffe un rétrochevauchement. Nous admettons donc que le chevauchement subandin (ϕK) est à l'origine des principales structures des Hauts Plateaux, de la Cordillère Orientale et de la partie occidentale de la région subandine (Subandean Thrust and Fold Belt; Mégard, 1984). En conséquence, nous supposons que la déformation et le raccourcissement par *pure-shear* est négligeable, et donc que l'épaississement crustal est lié directement au fonctionnement du chevauchement subandin qui doit alors être considéré comme un chevauchement crustal.

Une hypothèse comparable de chevauchement crustal est adopté par C. Angeles (1987) pour expliquer la déformation dans la Cordillère Occidentale, équivalente au Marañon Thrust and Fold Belt (M.T.F.B.; Mégard, 1974).

Nous avons donc basé la construction de la transversale des Andes du Pérou Central (pl. XI-c) sur l'existence de trois chevauchements crustaux principaux à pendage sud-ouest, avec du sud-ouest vers le nord-est:

- le chevauchement crustal correspondant à la fermeture du bassin d'arrière-arc crétacé (Bassin "Casma") aboutissant, après doublement d'une croûte amincie (environ 15 km d'épaisseur), à une épaisseur crustale "normale" (env. 30 km);

- le chevauchement crustal de la Cordillère Occidentale sur lequel s'enracine le Marañon Thrust and Fold Belt;

- le chevauchement crustal subandin sur lequel se greffe le Subandean Thrust and Fold Belt et son rétrochevauchement, ce dernier étant à l'origine de la déformation dans la partie orientale des Hauts Plateaux et dans la Cordillère Orientale.

D'autre part, dans cette coupe des Andes Centrales, nous admettons que la croûte andine est entièrement doublée, en nous basant sur les données de profondeur du Moho (fig. 61 et James, 1971), et nous attribuons ce doublement de la croûte à l'action des chevauchements crustaux successifs.

Pour construire la coupe tranversale nous avons utilisé:

- la carte géologique du Pérou au 1:1000000° (anonyme, 1977) pour la topographie, et pour la géologie de la région amazonienne,

- les données de M. Barazangi *et al.* (1979) pour le tracé du *slab* subducté,

- la coupe géologique de la côte à Chaucha de C. Angeles (1987). Dans notre coupe, en l'absence de donnée précise, nous estimons arbitrairement le raccourcissement minimal lié à la fermeture du bassin d'arrière-arc Casma à 25 kilomètres (pl. XI-c).

D'autre part, pour le chevauchement crustal responsable de la déformation en Cordillère Occidentale (pl. XI-c), deux solutions sont envisageables. Soit ce chevauchement réutilise le cisaillement lié à la fermeture du bassin d'arrière-arc crétacé (Angeles, 1987), soit il correspond à la formation d'un nouveau cisaillement crustal au nord-est du précédent (Crétacé supérieur). Nous avons opté pour la seconde solution en considérant que la présence de matériel dense montrée par les études géophysiques (Atherton *et al.* 1973; Wilson, 1985) à la verticale de la région côtière et

attribué aux roches magmatiques du bassin d'arrière-arc crétacé, ne serait plus dans cette position si le chevauchement crétacé avait rejoué, mais serait au moins en partie déporté au sud-ouest de la côte (fig. 61). De plus, dans ce cas l'épaisseur crustale de la région côtière devrait être plus importante que ne le supposent les modèles gravimétriques (fig. 61). C. Angeles (1987) a mesuré 24 kilomètres de raccourcissement dans le compartiment supérieur du chevauchement crustal de la Cordillère Occidentale (pl. XI-c).

Les structures de la partie occidentale des Hauts Plateaux (Chaucha-Azulcocha et ouest de La Oroya) de cette transversale ont été dessinées à partir des cartes au 1:100.000° de La Oroya et Yauyos (Mégard, *inédits*). Cette déformation se situe à l'est du front du chevauchement crustal de la Cordillère Occidentale. La géométrie des structures que nous obtenons (pl. XI-c) permet d'estimer le raccourcissement minimal à 21 kilomètres.

Pour la région est des Hauts Plateaux et la partie occidentale du Subandin, nous intégrons la coupe structurale de la planche XI-a. Le raccourcissement lié au fonctionnement du rétrochevauchement, mesuré d'après les coupes a) et b) de la planche XI, atteint 23 kilomètres.

Dans la région subandine (pl. XI-c), le cisaillement à l'échelle de la croûte sur lequel s'enracinent les chevauchements et le plissement subandins (S.T.F.B.), est interprété d'après le premier groupe de séismes alignés sous la région de San Ramón (fig. 62; Dorbath *et al.*, 1986). Le deuxième groupe de séismes situé à la verticale du plissement subandin pourrait correspondre à une déformation diffuse de la croûte continentale, en l'absence de grand cisaillement.

Les structures de la partie orientale du Subandin (S.T.F.B.) et de la plaine amazonienne sont interprétées d'après la la carte géologique du Pérou Central (Mégard, 1978; 1:500.000°) et la carte géologique du Pérou (anonyme, 1977; 1:1,000.000°). La géométrie des structures que nous obtenons permet d'estimer le raccourcissement à 32 kilomètres (pl. XI-c). Cette géométrie est assez comparable à celle proposée dans la zone subandine d'Argentine (Mingramm *et al.*, 1979), de Bolivie (Roeder, 1988), et du nord du Pérou (Pardo, 1982; Mégard, 1984). Ainsi, F. Mégard (1984) estime à 30 kilomètres le raccourcissement dans la couverture de la région

subandine du nord du Pérou. Ces travaux montrent l'importance de la tectonique de type *thin-skinned* dans la région subandine et dans une moindre mesure en Cordillère Orientale. Dans son hypothèse, D. Roeder (1988) enracine cette tectonique tangentielle sur un cisaillement crustal.

Les raccourcissements mesurés ou estimés sur l'ensemble de la transversale des Andes Centrales permettent d'évaluer le raccourcissement total à environ 125 kilomètres, dont 55 kilomètres pour la Cordillère Orientale et le Subandin. Or, d'après notre coupe (pl. XI-c) le raccourcissement nécessaire au doublement complet de la croûte par le fonctionnement du chevauchement crustal sudandin est de 110 kilomètres. En conséquence, nous devons admettre qu'environ 55 kilomètres de couverture sédimentaire (1) ont été sous-charriés dans le chevauchement crustal subandin (S.T.F.B.).

g) <u>conclusion</u>

Sans prétendre résoudre la totalité des problèmes posés dans les Andes du Pérou Central, la coupe transversale que nous proposons (pl. XI-c), basée sur le fonctionnement de deux principaux chevauchements crustaux, permet de trouver une solution à certains d'entr'eux.

1°) La surrection croissante de la chaine des Hauts Plateaux vers la Cordillère Orientale ne peut pas être expliquée par la seule géométrie du rétrochevauchement (pl. XI-a,b). Dans notre schéma, nous proposons de la lier à une flexuration du coin chevauchant dont l'importance croît à l'approche du cisaillement crustal subandin. On pourrait aussi envisager l'accrétion tectonique de la couverture sous ce coin chevauchant. D'autre part, il est possible que le coin de socle actuellement sous-charrié sous la région de San Ramón (pl. XI-c), puisse exercer une poussée sur la partie nord-est de la Cordillère Orientale et

(1) Peut-être moins si l'on considère que les quantités de raccourcissement mesurées sont minimales car ne prennent pas en compte la déformation à plus petite échelle.

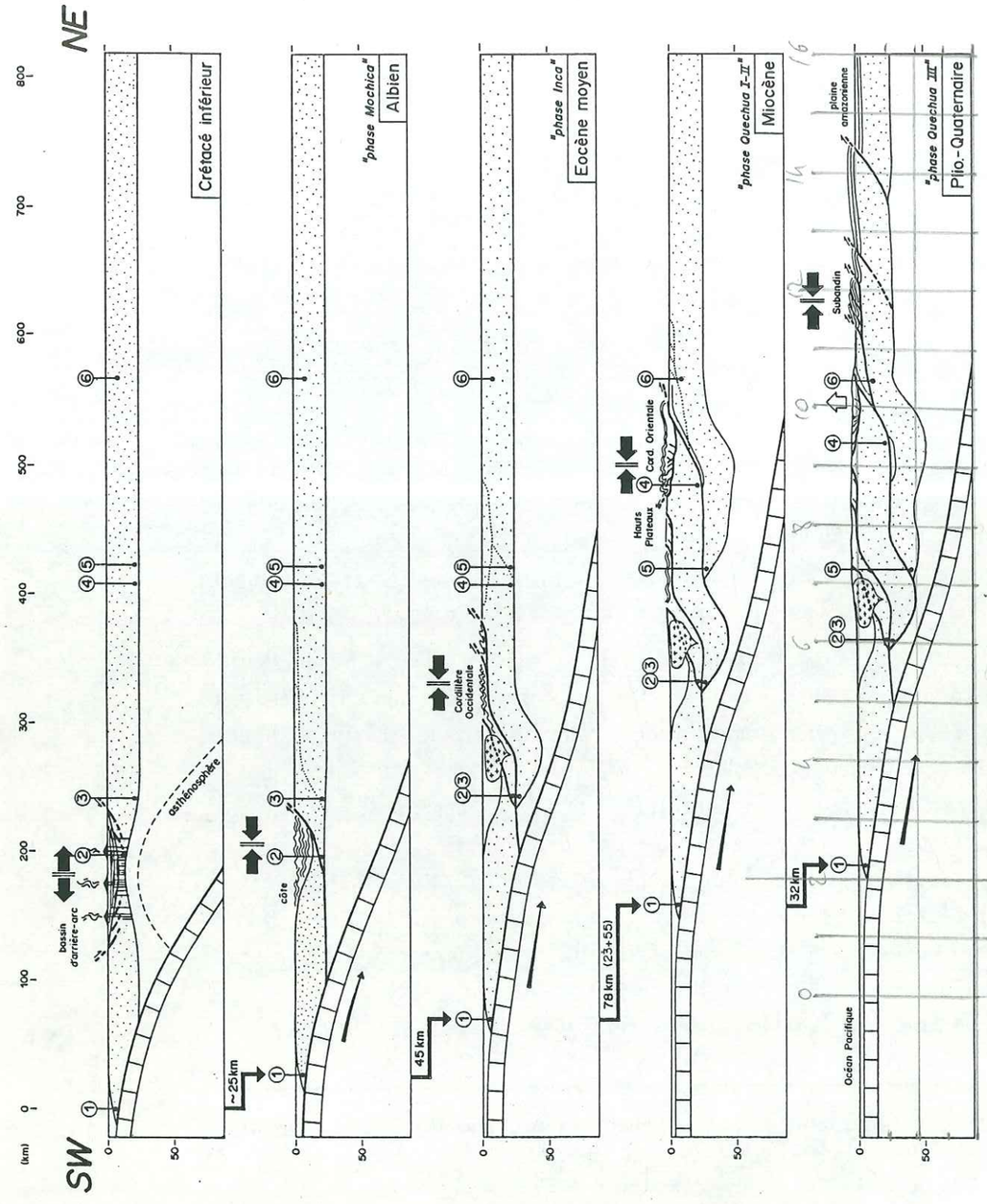


fig.63-Evolution des Andes du Pérou Central du Crétacé Inférieur à l'actuel.

provoquer ainsi la flexure et la surrection de cette dernière.

2°) Dans l'hypothèse de l'enracinement vertical des structures de surface, par déformation pure dans le plan vertical, dans le socle, le raccourcissement de la couverture devrait atteindre en moyenne 50%, ce qui n'est pas le cas sauf pour la Cordillère Occidentale. Dans notre coupe, une grande partie du raccourcissement de la couverture à l'est de la Cordillère Occidentale est soit masquée (55 km de couverture sous-charriés dans le chevauchement subandin), soit reportée dans le Subandin (32 km de raccourcissement) où l'épaississement crustal est négligeable. Ainsi, environ 55 kilomètres de raccourcissement sur les 110 kilomètres nécessaires au doublement crustal sous les Hauts Plateaux et la Cordillère Orientale n'apparaissent pas en surface dans ces régions.

3°) La montée des Hauts Plateaux, qui ne présentent pas de déformation majeure en dehors des bordures occidentale et orientale, s'explique par la simple remontée isostatique de la croûte épaissie sous l'action du chevauchement crustal subandin dont l'évolution conduit au doublement de la croûte.

4°) La diachronie entre déformation et surrection s'explique si l'on considère que le rétrochevauchement s'est mis en place en même temps que le chevauchement crustal subandin (phase Quechua I, Miocène inférieur[1]; fig. 63), et que la couverture était alors entrainée dans le rétrochevauchement. Le bloquage du rétrochevauchement et donc l'arrêt du plissement sur les Hauts Plateaux peut ainsi se produire après seulement 23 kilomètres de raccourcissement[2], alors que la racine crustale correspondante n'était pas suffisante pour permettre une surrection importante de la Cordillère Orientale.

Dans un deuxième temps, le sous-charriage de la couverture

---

(1) La terminologie et la chronologie des différentes "phases" tectoniques et basée sur les travaux de F. Mégard (1978, 1984 et 1987), E.H. Mc. Kee & D.C. Noble (1982) et F. Mégard *et al.* (1984)

(2) Le raccourcissement peut-être plus important si on considère que la couverture de la région subandine commence a être sous-charriée dans le chevauchement crustal subandin avant le blocage du rétrochevauchement.

avec le socle implique l'arrêt du plissement sur les Hauts Plateaux (phase Quechua II, Miocène moyen et supérieur; fig. 63), alors que le fonctionnement du chevauchement crustal conduit progressivement au doublement de la croûte jusque sous les Hauts Plateaux et à la généralisation de la surrection.

Dans un troisième temps (phase Quechua III, Miocène terminal-Actuel; fig. 63), le chevauchement crustal subandin, cesse de fonctionner au pied de la Cordillère Orientale et emprunte un nouveau tracé plus plat passant sous San Ramón et s'amortissant en surface dans les plissements et les décollements du Subandean Trust and Fold Belt. Le fonctionnement du chevauchement crustal subandin aboutit au doublement complet de la croûte lorsque la croûte sous-charriée atteint la racine crustale de la Cordillère Occidentale.

5°) Dans la Cordillère Orientale, l'inversion du sens de déversement des failles inverses, 10 kilomètres au nord-est de Tarma (pl. XI-a,c), s'explique à l'aide de la coupe rétrotectonique de la planche XI-b. En effet, on constate qu'au moment de la mise en place du cisaillement crustal subandin, les régions affectées par les failles inverses à pendage sud-ouest étaient situées dans le compartiment supérieur de ce chevauchement (*hanging-wall*) à déplacement apparent vers le nord-est. Au contraire, les régions affectées par des chevauchements à pendage nord-est se situaient dans le compartiment supérieur du rétrochevauchement de déplacement apparent vers le sud-ouest.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

AIGNER T. (1985). - Storm depositional systems. - Friedman G.M. *et al.* Eds., Lecture notes in earth sciences, 3. - Springer-Verlag, 174 p.

ALLEN G.P. (1983). - L'estuaire de la Gironde, un bassin sédimentaire actuel. - *Comp. Fr. Pét.*, 30 p.. - (inédit).

ALLEN J.R.L. (1980). - Sand waves: a model of origin and internal structures. - *Mar. Geol.*, 26, pp. 281-328.

ALLEN J.R.L. (1982). - Mud drapes in sand-wave deposits: a physical model with application to the Folkestone Beds (early Cretaceous, southeast England). - *Proc. R. Soc. Lond.*, ser. A, 306, pp. 291-345.

ALLEN J.R.L. & BANKS N.L. (1972). - An interpretation and analysis of recumbed folded deformed cross-bedding. - *Sedimentology*, 19, pp 257-283.

ALLEN P.A. & HOMEWOOD P. (1984). - Evolution and mechanics of a Miocene tidal sandwave. - *Sedimentology*, 31, pp. 63-81.

ANGELES C.(1987). - Les chevauchements de la Cordillère Occidentale par 12°15' (Andes du Pérou Central). - Thèse doctorat, U.S.T.L., Montpellier, 184 p.. - (inédit).

Anonyme (1977). - Mapa geológico del Perú (1:1000000°). - *INGEOMIN*

ATHERTON M.P., PITCHER W.S. & WARDEN V. (1983). - The Mesozoic marginal basin of central Peru. - *Nature*, 305, pp. 303-306.

AUDEBAUD E., CAPDEVILA R., DALMAYRAC B., DEBELMAS J., LAUBACHER G., LEFEVRE C., MAROCCO R., MARTINEZ C., MATTAUER M., MEGARD F., PAREDES J. & TOMASI P. (1973). - Les traits géologiques essentiels des Andes Centrales (Pérou-Bolivie). - *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, XV, 1-2, pp. 73-113.

BARAZANGI M. & ISACKS B.L. (1979). - Subduction of the Nazca plate beneath Peru: evidence from spacial distribution of earthquakes. - *Geophys.* - J. R. astr. Soc., 57, pp. 537-555.

BAUM G.R., LOUTIT T.S., VAIL P.R. & HARDENBOL J. (1987). - Sequence stratigraphic concepts applied to Peleogene outcrops, Gulf and Atlantic basins. *In*: Wilgus C.K. *et al.* Eds., Sea level changes. - *Soc. Econ. Paleont. Mineral. sp. publ.* - (sous presse).

BENAVIDES V. (1956). - Cretaceous system in northern Peru. *Bull. Am. Mus. Nat. Hist.*, 108/4, pp. 359-494.

BENJAMIN M.T., JOHNSON N.M. & NAESER C.W. (1987). - Recent rapid uplift in the Bolivian Andes: evidence from fission-track dating. - *Geology*, 15, pp 680-683.

BLODGET R.H.& STANLEY K.O. (1980).- Stratification, bedforms, and discharge relations of the Platte River system, Nebraska. - *J. Sed. Petrol.*, 50, pp. 139-148.

BOERSMA J.R. (1967). - Remarkable types of mega cross-stratification in the fluviatile sequence of a subsecent distributary of the Rhine. Amerongen; The Netherlands. - *Geol. Mijnbouw*, 46/6, pp. 217-235.

BOURGEOIS J. (1980). - A transgressive shelf sequence exhibiting hummocky stratification: the Cape Sebastian sandstone (Upper Cretaceous), southwestern Oregon. *J. Sed. Pet.*, 20/3, pp. 681-702.

BOURGOIS J. & JANJOU D. (1981). - Subduction océanique, subduction continenta- le et surrection andine: l'exemple du Pérou septentrional. - *C. R. Acad. Sc. Paris*, 293, Série II, pp. 859-864.

BRENCHLEY P.J. (1985). - Storm influenced sandstone beds. - *Modern Geol.*, 9, pp. 369-396.

BRIDGE J.S. (1984). - Large-scale facies sequences in alluvial overbank environments. - *J.Sedim.Petrol.*, 54, pp. 583-588.

BRIDGES P.H. & LEEDER M.R. (1976). - Sedimentary model for mudflat channels, with examples from the Solway Firth, Scotland. - *Sedimentology*, 23, pp. 533-552.

BUURMAN P. (1975). - Possibilites of paleopedology. - *Sedimentology*, 22, pp. 289-298.

CAMPBELL C.V. (1976). - Reservoir geometry of a fluvial sheet sandstone. - *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 60, pp. 1009-1020.

CAMPBELL C.V. & OAKS R.K. (1973). - Estuarine sandstone filling tidal scours, Lower Cretaceous Fall River Formation, Wyoming. - *J. Sed. Pet.*, 43/3, pp. 765-778.

CANT D.J. (1982). - Fluvial facies models and their application. *In*: Scholle P.A. & Spreading D. Eds., Sandstone depositional environments. - *Am. Assoc. Pet. Geol. mem.*, 31, pp. 115-137.

CANT D.J. & WALKER R.G. (1976). - Development of a sandy-fluvial model for the Devonian Battery Point Sandstone, Quebec. - *Can. J. Earth Sci.*, 13, pp. 102-119.

CANT D.J. & WALKER R.G. (1978). - Fluvial processes and facies sequences in the sandy braided South Saskatchawan River, Canada. *Sedimentology*, 25, pp. 625-648.

CLIFTON H.E. (1976). - Wave-formed sedimentary structures - a conceptual model. *In*: Davis R.A. & Ethington R.L. Eds., Beach and nearshore sedimentation. - *Soc. Econ. Paleont. Min. spec. publ.*, 24, pp. 126-148.

CLIFTON H.E., HUNTER R.E. & PHILLIPS R.L. (1971). - Depositional structures and processes in the non-barred high-energy nearshore. - *J. Sed. Pet.*, 41/3, pp. 651-670.

COBBING E.J. & PITCHER W.S. (1972). - Plate tectonics and the peruvian Andes. - *Nature Phys. Sci.*, 240, pp. 51-53.

COLEMAN J.M. (1969). - Brahmaputra River: channel processes and sedimentation. - *Sed. Geol.* 3, pp. 129-239.

COLLINSON J.D. (1986). - Alluvial sediments. *In*: Reading H.G. Ed., Sedimentary environments and facies. - Blackwell Sci.Publ., pp. 20-62.

COLLINSON J.D. & THOMPSON D.B.T. (1982). - Sedimentary structures. - Allen & Unwin, London, 194 p..

DALMAYRAC B. (1977). - Géologie de la Cordillère Orientale de la région de Huánuco. Sa place dans une transversale des Andes du Pérou Central (9°-10°30'S). - Thèse commune Dalmayrac B., Laubacher G. & Marocco R.. - U.S.T.L., Montpellier, 123 p.

DALMAYRAC B., LAUBACHER G. & MAROCCO R. (1980). - Caractères généraux de l'évolution géologique des Andes péruviennes. - *Trav. Doc. ORSTOM*, 122, 501 p.

DAVIS R.A. (Ed.) (1985). - Coastal sedimentary environments. - Springer-Verlag, 2nd. Rev. Exp. Ed., 716 p..

De CELLES P.G. (1986). - Sedimentation in tectonically partioned, nonmarine foreland basin: the Lower Cretaceous Kootenai Formation, southwestern Montana. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, 97, pp. 911-931.

De GRACIANSKY P.C., DEROO G., HERBIN J.P., JACQUIN T., MAGNIEZ F., MONTADERT L., MULLER C., PONSOT C., SCHAAF A. & SIGAL J. (1986). - Ocean-wide stagnation episodes in the late Cretaceous. - *Geol. Rundschau*, 75/1, pp. 17-41.

DEMAISON G.J. & MOORE G.T. (1980). - Anoxic environments and oil source bed genesis. - *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 64/8, pp. 1179-1209.

De RAAF J.F.M & BOERSMA J.R. (1971). - Tidal deposits and their sedimentary structures (seven exemples from Western Europe). - *Geol. Mijnbouw*, 50/3, pp. 479-504.

De Raaf J.F.M, BOERSMA J.R. & van GELDER A. (1977). - Wave-generated structures and sequences from a shallow marine succession, Lower Carboniferous, County Cork, Ireland. - *Sedimentology*, 24, pp. 451-483.

DOLLFUS O. (1973). - *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, 15, pp. 157-176

DORBATH C., DORBATH L., CISTERNAS A., DEVERCHERE J., DIAMENT M., OCOLA L. & MORALES M. (1986). - On crustal seismicity of the amazonian foothill of the Central peruvian Andes. - *Geophys. Res. Lett.*, 13/10, pp. 1023-1026.

DOTT R.H. & BOURGEOIS J. (1982). - Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, 93, pp. 663-680.

DOTT R.H. & BOURGEOIS J. (1983). - Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences: discussion and reply. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94, pp. 1249-1251.

DOUBINGER J. & MAROCCO R. (1976). - Découverte d'une microflore wealdienne (Néocomien) dans la région de Cuzco (sud du Pérou). Première datation des grès Huancané. *Sci. Géol. Bull.*, 29/1, pp. 78-89.

DUFF P.M.D., HALLAM A. & WALTON E.K. (Eds.) (1967). - Cyclic sedimentation. *Developments in sedimentology*, 10,

ELLIOTT T. (1974). - Interdistributary bay sequences and their genesis. - *Sedimentology*, 21, pp. 611-622.

ELLIOTT T. (1976). - Upper Carboniferous sedimentary cycles produced by river-dominated, elongate deltas. - *J. Geol. Soc. Lond.*, 132, pp. 199-208.

ELLIOTT T. (1986a).- Deltas. *In*: Reading H.G. Ed., Sedimentary environments and facies. - Blackwell Sci. Publ., pp. 113-154.

ELLIOTT T. (1986b). - Siliciclastic shorelines. *In*: Reading H.G. Ed., Sedimentary environments and facies. - Blackwell Sci. Publ., 2nd. ed., pp. 155-188.

FARRELL K.M. (1987). - Sedimentology and facies architecture of overbank deposits of the Mississipi River, False River region, Louisiana. - *J. Sed. Pet.*, , pp. 111-120.

FERNANDEZ-CONCHA J. (1958). - Geología del Morro Solar, Lima. - *Bol. Soc. Geol. Perú*, 33, pp. 3-50.

FLEXER A., ROSENFELD A., LIPSON-BENITAH S. & HONIGSTEIN A. (1986). - Relative sea level changes during the Cretaceous in Israel. - *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 70/11, pp. 1685-1699.

GHIBAUDO G., MUTTI E. & ROSELL J. (1974). - Le spiagge fossili delle Arenarie di Aren (Cretacico superiore) nella valle Noguera-Ribagorzana (Pininei centromeridionali, Province di Lerida e Huesca, Spagna). - *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 13, 497-537.

HAQ B.U., HARDENBOL J. & VAIL P.R. (1987). - Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. - *Science*, 235, pp. 1156-1167.

HARMS J. (1975). - Stratification and sequence in prograding shoreline deposits. *In*: Harms J., Southard J.B., Spreading D.R. & Walker R.G. Eds., Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. - *Lecture Notes: Soc. Econ. Paleont. Miner., Short Course* 2, Dallas, pp. 81-102.

HARMS J., SOUTHARD J.B., SPREADING D.R. & WALKER R.G. (Eds.) (1975). - Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. - *Lecture Notes: Soc. Econ. Paleont. Miner., Short Course* 2, Dallas, 161 p.

HARRINGTON H.J. (1962). - Paleogeographic development of South America. - *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 46/10, pp. 1773-1814.

HARRISON J.V. (1956). - Geología de la carretera Huancayo-Santa Beatriz en el Perú Central. - *Bol. Soc. Geol. Perú*, 28, 47 p.

HECKELL P.H. (1977). - Origin of phosphatic black shale faciès in Pennsylvanian cyclothems of Mid-continent North America. - *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 61/7, pp. 1045-1068.

HOBDAY D.K. & READING H.G. (1972). - Fair weather versus strom processes in shallow marine sand bar sequences in the late Pre-Cambrian of Finnmark, North Norway. - *J. Sed. Pet.*, 42/2, pp. 318-324.

HOMEWOOD P. (1981). - faciès et environnements de dépôt de la Molasse de Fribourg. - *Eclogae Geol. Helv.*, 74/1, pp. 29-36.

HOSMER H. (1959). - Geology and structural development of the Andean system of Peru. - Ph. D. thesis , Univ. of Michigan. - 291 p. - (inédit).

HOWARD J.D., FREY R.W. & REINECK H.E. (1972). - Introduction. - *Senckenberg. Mar.*, 4, pp. 3-14. - (*in*: Reading H.G., 1986).

HUGHES D.A. & LEWIN J. (1982). - A small-scale flood plain. - *Sedimentology*, 29, pp. 891-895.

HUNTER R.E., CLIFTON H.E. & PHILLIPS R.L. (1979). - Depositional processes, sedimentary structures, and predicted vertical sequences in barred nearshore systems, southern Oregon coast. - *J. Sed. Pet.*, 49/3, pp. 711-726.

HUNTER R.E. & CLIFTON H.E. (1982). - Cyclic deposits and hummocky cross-stratification of probable storm origin in Upper Cretaceous rosks of the Cape Sebastian area, southwestern Oregon. - *J. Sed. Pet.*, 52/1, pp. 127-143.

JACKSON R.G. (1976). - Depositional model of point bars in the Lower Wabash River. - *J. Sed. Pet.*, 46/3, pp. 579-595.

JAILLARD E. & JACAY J. (1989). - Les "Couches Chicama" du nord du Pérou: colmatage d'un bassin né d'une collision onlique au Tithonique. - *C. R. Acad. Sci. Paris.* - (à paraître).

JAMES D.E. (1971). - Plate tectonic model for the evolution of the Central Andes. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, 82, pp. 3325-3346.

JANJOU D. (1981) . - Données géologiques pour un modèle d'évolution des Andes nord-péruviennes entre 5°S et 7°S. Les écailles du Marañon, le district minier de Hualgayoc et la région de Jaen-Cutervo. Thèse 3° cycle, Univ. Paris VI, 170 p. - (inédit).

JENKS W.F. (1951). - Triassic to Tertiary stratigraphy near Cerro de Pasco, Peru. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, 62, pp. 203-220.

JENKYNS H.C. (1980). - Cretaceous anoxic events: from continents to oceans. - *J. Geol. Soc. London*, 137, pp. 171-188.

JENKYNS H.C. (1986). - Pelagic environments. *In*: Reading H.G. Ed. Sedimentary environments and facies. - Blackwell Sci. Publ., 2nd. ed., pp. 343-398.

JONHSON H.D. & BALDWIN C.T. (1986). - Shallow siliclastic seas. *In*: Reading H.G. Ed. Sedimentary environments and facies. - Blackwell Sci. Publ., 2nd. ed., pp. 229-282.Klein (1985)

KREISA R.D. (1981). - Storm-generated sedimentary structures in subtidal marine facies with examples from the Middle and Upper Ordovician of southwestern Virginia. - *J. Sed. Pet.*, 51/3, pp. 823-848.

KUMAR N. & SANDERS J.E. (1974). - Characteristics of shoreface storm deposits: modern and ancient examples. - *J. Sed. Pet.*, 46/1, pp. 145-162.

LOUGHMAN D.L. & HALLAM A. (1982). - A facies analysis of the Pucara Group (Norian to Toarcian carbonates, organic-rich shale and phosphate) of Central and Northern Peru. - *Sed. Pet.*, 32, pp. 161-194.

McKEE E.D., CROSBY E.J. & BERRYHILL H.L. (1967). - Flood deposits, Bijou Creek, Colorado, june 1965. - *J. Sed. Pet.*, 37, pp. 829-851.

McKEE E.H. & NOBLE D.C. (1982). - Miocene volcanism and deformation in the Western Cordillera and High Plateaus of south-central Peru. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, 93, pp 657-662.

McLAUGHLIN D.H. (1924). - Geology and physiography of the peruvian Cordillera, departments of Junin and Lima. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, 35, pp. 591-632.

MEGARD F. (1968). - Geología del cuadrángulo de Huancayo. - *Bol. Ser. Geol. Min.*, 18, (carte 1:100000°), Lima, 123 p.

MEGARD F. (1973). - Etude géologique d'une transversale des Andes au niveau du Pérou Central. - Thèse U.S.T.L., Montpellier, 263 p.

MEGARD F. (1978). - Etude géologique des Andes du Pérou Central. - *mém. ORSTOM*, 86, (carte 1:500000°), 310 p.

MEGARD F. (1984). - The andean orogenic period and its major structures in central and northern Peru. - *J. Geol. Soc. Lond.*, 141, pp. 893-900.

MEGARD F. (1987a). - Une coupe des Andes du Pérou Central... 20 ans après. - Géodynamique Andes Centrales, Séminaire ORSTOM, Janvier 1987, pp. 76-77.

MEGARD F. (1987b). - Cordilleran Andes and marginal Andes: a review of andean geology North of the Arica elbow (18°S). *In*: Monyer J.W.H. & Francheteau J. Eds., Circum Pacific orogenic belt and evolution of the Pacific Ocean basin. - A.G.U., Geodynamic series, 18, pp. 71-95.

MEGARD F., NOBLE D.C., Mc KEE E.H. & BELLON H. (1984). - Multiple pulses of Neogene compressive deformation in the Ayacucho intermontane basin, Andes of Central Peru. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, 95, pp 1108-1117.

MEYERS P.A. & ARTHUR M.A. (1986). - Black shales in ocean targeted for drilling. - *Geotimes*, 31/9, pp. 9-11.

MIALL A.D. (1977). - A review of the braided-river depositional environment. - *Earth Sci. Rev.*, 13, pp. 1-62.

MIALL A.D. (1978). - Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. *In:* Miall A.D. Ed., Fluvial sedimentology. - *Can. Soc. Pet. Geol. Mem.*, 5, pp. 597-604.

MIALL A.D. (1979). - (5) Deltas. *In*: Walker R.G. Ed., Facies models. - *Geoscience*, Canada, pp. 43-52.

MINGRAMM A., RUSSO A., POZZO A. & CAZAU L. (1979). - Sierras subandinas. *In*: Segundo Simp. Geol. Region, Argentina: Córdoba. - *Acad. Nac. Sci*, 1, pp. 95-138.

NOBLE D.C., Mc.KEE E.H. & MEGARD F. (1979). - Early Tertiary "Incaic" tectonism, uplift, and volcanism activity, Andes of central Peru. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, 90, pp. 903-907.

MUTTI E., ALLEN G.P. & ROSELL J. (1984). - Sigmoidal cross stratification and sigmoidal bars: depositional features diagnostic of tidal sandstones. - 5th. Eur. Reg. Meeting of Sed., Marseille, pp. 312-313.

NARVAEZ S. & GUEVARA C. (1968). - Mapa geológico a escala 1:100000 del cuadrángulo de Huancavelica. - *Serv. Geol. Min.*, Lima.

NEWTON R.S. (1968). - Internal structure of wave-formed ripple marks in the nearshore zone. - *Sedimentology*, 11, pp. 275-292.

NIEDOROLA A.W., SWIFT D.J.P. & HOPKINS T.S. (1985). - The shoreface. *In*: Davis R.A. Ed., Coastal sedimentary environments. - Springer-Verlag, 2nd. Rev. Exp. Ed., pp. 533-624.

PARDO A. (1982).- Características estructurales de la faja subandina del Norte del Perú. *In*: Simposio: Exploración petrolera en las cuencas subandinas de Venezuela, Colombia, Ecuador y Perú. - *Asoc. Colomb. Geól. Geofís. del Petróleo*, Bogotá. - (*in*: Angeles C., 1987; *in*: Mégard F., 1987b).

PARKASH B., AWASTHI A.K. & GOHAIN K. (1983). - Lithofacies of the Merkanda terminal fan, Hurukshetra district, Haryana, India. *In*: Collinson J.D. & Lewin J. Eds., Modern and ancient fluvial systems. - *Int. Assoc. Sed., spec. publ.*, 6, pp. 337-344.

POSAMENTIER H.W., JERVEY M.T. & VAIL P.R. (1987). - Eustatic controls on clastic deposition. *In*: Wilgus C.K. *et al* Eds., Sea level changes. - *Soc. Econ. Paleont. Mineral. sp. publ.* - (sous presse).

PURSER B.H. (1975). - Tidal sediments and their evolution in the Bathonian carbonates of the Burgundy, France. *In*: Ginsburg R.N. Ed., Tidal deposits: a casebook of recent examples and fossil counterparts. - Springer-Verlag, pp. 335-343. - (*in*: Sellwood, 1986).

PURSER B.H. (1980). - Sédimentation et diagénèse des carbonates néritiques récents. - Publ. Inst. Fr. Pét., Technip, tome 1, 366 p.

PURSER B.H. (1983). - Sédimentation et diagénèse des carbonates néritiques récents. - Publ. Inst. Fr. Pét., Technip, tome 2, 389 p.

RAY P.K. (1976). - Structure and sedimentological history of the overbank deposits of a Mississipi River point bar. - *J. Sed. Pet.*, 46/4, pp. 788-801.

READING H.G. (Ed.) (1986). - Sedimentary environments and facies. - Blackwell Sci. Publ., 2nd. ed., 615 p.

REINECK H.E. (1967). - Layered sediments of tidal flats, beaches and shelf bottoms of the North Sea. *In*: Lauff G.D. Ed., Estuaries. - *Am. Assoc. Adv. Sci.*, pp. 191-206.

REINECK H.E. & WUNDERLICH F. (1968). - Classification and origin of flaser and lenticular bedding. - *Sedimentology*, 11, pp. 99-104.

REINECK H.E. & SINGH I.B. (Eds.) (1980).- Depositional sedimentary environments. - Springer-Verlag, 2nd. ed., 551 p.

RIVERA R. (1951). - La fauna de los estratos Puente Inga. - *Bol. Soc. Geol. Perú*, 22, pp. 5-53.

RIVERA R., PETERSEN G. & RIVERA M. (1975). - Estratigrafía de la costa de Lima. - *Bol. Soc. Geol. Perú*, 45, pp. 159-186.

ROEP T.B., BEETS D.J., DRONKERT H. & PAGNIER H. (1980). - A prograding coastal sequence of wave-built structures of Messinian age, Sorbas, Almeria, Spain. - *Sed. Geol.*, 22, pp. 135-163.

ROEDER D. (1988). - Andean age structure of Eastern Cordillera (Province of La Paz, Bolivia). - *Tectonics*, 7/1, pp. 23-39.

RÜEGG W. (1947). - Estratigrafía comparada del Oriente peruano. - *Bol. Soc. Geol. Perú*, 20, pp. 57-100.- (*in*: Mégard F., 1978).

RÜEGG W. (1961). - Hallazgo y posición estratigráfico-tectonica del Titoniano en la costa sur del Perú. - *Bol. Soc. Geol. Perú*, 36, pp. 203-208. - (*in*: Mégard F., 1978).

RÜEGG W. (1962). - Rasgos morfológicos-geológicos intramarinos y sus contrapartes en en suelo continental peruano. - *Bol. Soc. Geol. Perú*, 38, pp. 97-142. - (*in*: Mégard F., 1978).

RUST B.R. (1972). - Structure and process in a braided river. - *Sedimentology*, 18, pp. 221-245.

RUST B.R. (1981). - Sedimentaton in an arid-zone anastomosing fluvial system. - *J. Sed. Pet.*, 51, pp. 745-755.

RUST B.R. (1982). - Fluvial facies models and their application. *In*: Scholle P.A. & Sprearing D. Eds., Sandstone depositional environments. - *Am. Assoc. Pet. Geol. mem.*, 31, pp. 115-137.

SALAZAR H. (1984). - Geología de los cuadrángulos de Matucana y Huarochiri. *Inst. Geol. Min. y Metal.*, Lima.

SINGH I.B. (1972). - On the bedding in the natural-levee and the point-bar deposits of the Gomti River, Uttar Pradesh, India. - *Sed. Geol.*, 7, pp. 309-317.

SMITH D.G. (1976). - Effect of vegetation on lateral migration of anastomosed channels of a glacial meltwater river. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, 87, pp. 857-860.

SMITH D.G. (1983). - Anastomosed fluvial deposits: modern examples from Western Canada. *In*: Collinson J.D. & Lewin J. Eds., Modern and ancient fluvial systems. - *Spec. Publ. Int. Assoc. Sed.*, 6, Blackwell Sci. Publ., pp. 155-168.

SMITH D.G. (1986). - Anastomosing river deposits, sedimentation rates and basin subsidence, Magdalena River, Northwestern Colombia, South America. - *Sed.Geol.*, 46, pp. 177-196.

SMITH D.G. & PUTMAN P.E. (1980). - Anastomosing river deposits: modern and ancient examples in Alberta, Canada. - *Can. J. Earth Sci.*, 17, pp. 1396-1406.

SMITH D.G. & SMITH N.D. (1980). - Sedimentation in anastomosed river systems: examples from alluvial valleys near Banff, Alberta. - *J. Sed. Petrol.*, 50, pp. 157-164.

SMITH N.D. (1970). - The braided stream depositional environment: comparison of the Platte River with some Silurian clastic rocks, North-Central Appalachians. - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 81, pp. 2993-3014.

SMITH N.D. (1974). - Sedimentology of bar formation in the upper Kicking Horse River, a braided outwash stream. - *J. Geol.*, 82, pp. 205-223.

SOLER P. (1987). - Chronologie et distribution spaciale du magmatisme dans le Pérou Central pendant le Crétacé supérieur et le Cénozoïque. Relations avec les modalités de la subduction de la plaque Nazca (Farallon) sous le continent Sud-américain. *In*:Séminaire ORSTOM, Géodynamique Andes Centrales. - ORSTOM, Bondy, janvier 1987, pp. 19-22.

SOLER P. & BONHOMME M. (1987). - Une nouvelle interprétation de la chronologie des déformations dans la Cordillère Orientale du Pérou Central. Implications sur la période initiale (Crétacé supérieur-Paléogène) de l'orogénèse andine dans ce secteur. *In*:Séminaire ORSTOM, Géodynamique Andes Centrales. - ORSTOM, Bondy, janvier 1987, pp. 79-82.

SOLER P., BONHOMME M. (1987). - Relations of magmatic activity to plates dynamics in Central Peru from Late Cretaceous to Present. - (à paraître).

SOTO F. (1979). - Facies y ambientes deposicionales cretacicos, area Centro-Sur de la Cuenca Marañon. - *Bol. Soc. Geol. Perú*, 60, pp. 223-250.

STEINMANN G. (1930). - Geología del Perú. - Heidelberg, pp. 91-116.

STEWART D.J. (1981). - A meander-belt sandstone of the Lower Cretaceous of Southern England. - *Sedimentology*, 28, pp. 1-20.

SUAREZ G., MOLNAR P. & BURCHFIEL C. (1983). - Seismicity, fault plane solutions, depth of faulting, and active tectonics of the Andes of Peru, Ecuador, and southern Colombia. - *J. Geoph. Res.*, 88, B12, pp. 10403-10428.

SUTTNER L.J., BASU A. & MACK G.H. (1981). - Climate and the origin of quartz arenites. - *J. Sed. Pet.*, 51/4, pp. 1235-1246.

SZEKELY T.S. & GROSE L.T. (1972). - Stratigraphy of the carbonate, black shale and phosphate of the Pucara Group (Upper Triassic-Lower Jurassic), Central Andes. - Geol. Soc. Am. Bull., 83/2, pp. 407-428.

TARAZONA A. (1985). - Palinología de la formación Cushabatay del Pongo de Tiraco, Oriente peruano. - Primer Symp. Nac. del Carbón, junio 1985, 35, 20 p.

TERWINDT J.H.J. (1971). - Litho-facies of inshore estuarine and tidal inlet deposits. - *Geol. Mijnbouw*, 50/3, pp. 515-526.

VAIL P.R., COLIN J.P., Du CHENE R.J., KUCHKY J., MEDIAVILLA F. & TRIFILIEFF V. (1987). - La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris. - *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (8), t.III, n° 7, pp. 1301-1321.

Van BEEK J. & KOSTER E.A. (1972). - Fluvial and estuarine sediments exposed along the Oude Mass (The Netherlands). - *Sedimentology*, 19, pp. 237-256.

VILLAVICENCIO E. (1987). - Paleoflora del Neocomiano de la zona de Chicche, Provincia de Huancayo. - *Soc. Geol. Perú*, Geonoticias, mayo-junio 1987.

VISSER M.J. (1980). - Neap-spring cycles reflected in Holocene subtidal large-scale bedform deposits: a preliminary note. - *Geology*, 8, pp. 543-546.

Von HILLEBRANDT A. (1970). - Die Kreide in der Zentralkordillere östlich von Lima (Peru, Südamerika). - *Geol. Rundschau*, 59/3, pp. 1180-1203.

WALKER R.G. & CANT D.J. (1979). - (3) Sandy fluvial systems. *In*: Walker R.G. Ed., Facies models. - *Geoscience*, Canada, pp. 23-31.

WALKER R.G., DUKE W.L. & LECKIE D.A. (1983). - Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences: discussion and reply. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94, pp. 1245-1249.

WIEDMANN J. (1980). - El límite Jurásico-Cretácico: problemas y soluciones. - Actas 1° Cong. Latinoam. Paleont., Buenos-Aires 1978, 5, pp. 103-119.

WILLIAMS G.E. (1971). - Flood deposits of the sand bed ephemeral steams of central Australia. - *Sedimentology*, 17, pp. 1-40.

WILSON J.J. (1963). - Cretaceous stratigraphy of Central Peru. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, 47/1, pp. 1-34.

WILSON J.J. & REYES L. (1964). - Geología del cuadrángulo de Pataz. *Bol. Com. Carta Geol. Nac.*, Lima, 9, 91 p. - (*in*: Mégard, 1968).

WILSON D.V. (1985). - The deeper structure of the central Andes and some geophysical constraints. *In*: Pitcher W.S. *et al.* Eds, Magmatism at a plate edge: the peruvian Andes. - Blackie, Glasgow, pp. 13-18. - (*in*: Angeles C., 1987).

WOODYER K.D., TAYLOR G. & CROOK K.A.W. (1979). - Depositional processes along a very low-gradient, suspended-load stream: the Barwon River, New South Wales. - *Sediment.Geol.*, 22, pp. 97-120.

WRIGHT L.D. (1985).- River deltas. *In*: Davis R.A. Ed., Coastal Sedimentary Environments. - Springer-Verlag, 2nd. ed., pp. 1-76.

LITHOLOGIE

- calcaire
- calcaire argileux
- calcaire bitumineux
- argile calcaire
- grès
- silt
- argile
- dolomie

STRUCTURES SEDIMENTAIRES

	grès massif	*Sm*
	laminations en auge	*Sx*
	laminations en auge plate	*Sx-p*
	laminations obliques planes	*Sp*
	overturn	*Sx*
	laminations horizontales de haut régime	*Sh*
	laminations horizontales de bas régime	*Fh*
	laminations ondulées	*Fr*
	rides de courant (indif.)	*Sr*
	rides ascendantes	*Sr*
	rides de vagues	*Sr-v*
	herringbones	*Sr-h*
	Hummocky Cross-Stratification (H.C.S.)	*HCS*
	stratification sigmoïde	*Ss*
	wavy bedding	*Fr-w*
	lenticular bedding	*Fr-l*
	base érosive	
	base chenalisée	
	slump	
	figures de charge	
	échappement d'eau	
	filon clastique	
	faille normale syn-sédimentaire	
	fentes de dessication	
	bioturbation	
	terriers	
	laminations stromatolitiques	

STRUCTURES BIOCHIMIQUES

- cargneules
- pseudomorphoses de gypse
- pseudomorphoses d'anhydrite
- pseudomorphoses de dolomite
- pyrite
- Gc glauconite
- Ph phosphate
- silex
- surface oxydée

STRUCTURES BIOLOGIQUES

- bioturbations
- terriers
- perforations
- laminations algaires

ELEMENTS

	niveau conglomératique	(*Gc*)
	galets mous	
	brèche à galets plats (dessication)	
	brèche de dissolution	
	brèche (tectonique synsédimentaire)	
	oolites	
	oncolites	

FOSSILES...

- débris végétaux fins, charbon
- branche, tronc d'arbre silicifiés
- restes de poissons (écailles, vertèbres)
- bioclastes (indif.)
- lamellibranches
- pectens
- huîtres
- gastéropodes
- turritèles
- échinides réguliers
- échinides irréguliers
- ammonites
- polypiers
- foraminifères benthiques

CHACAPALPA Sud ⑬

LLOCLLAPAMPA Nord ⑭

LLOCLLAPAMPA Ouest ⑮

LLOCLLAPAMPA Sud ⑯

SACACHARINA ⑰

AZULCOCHA ⑳

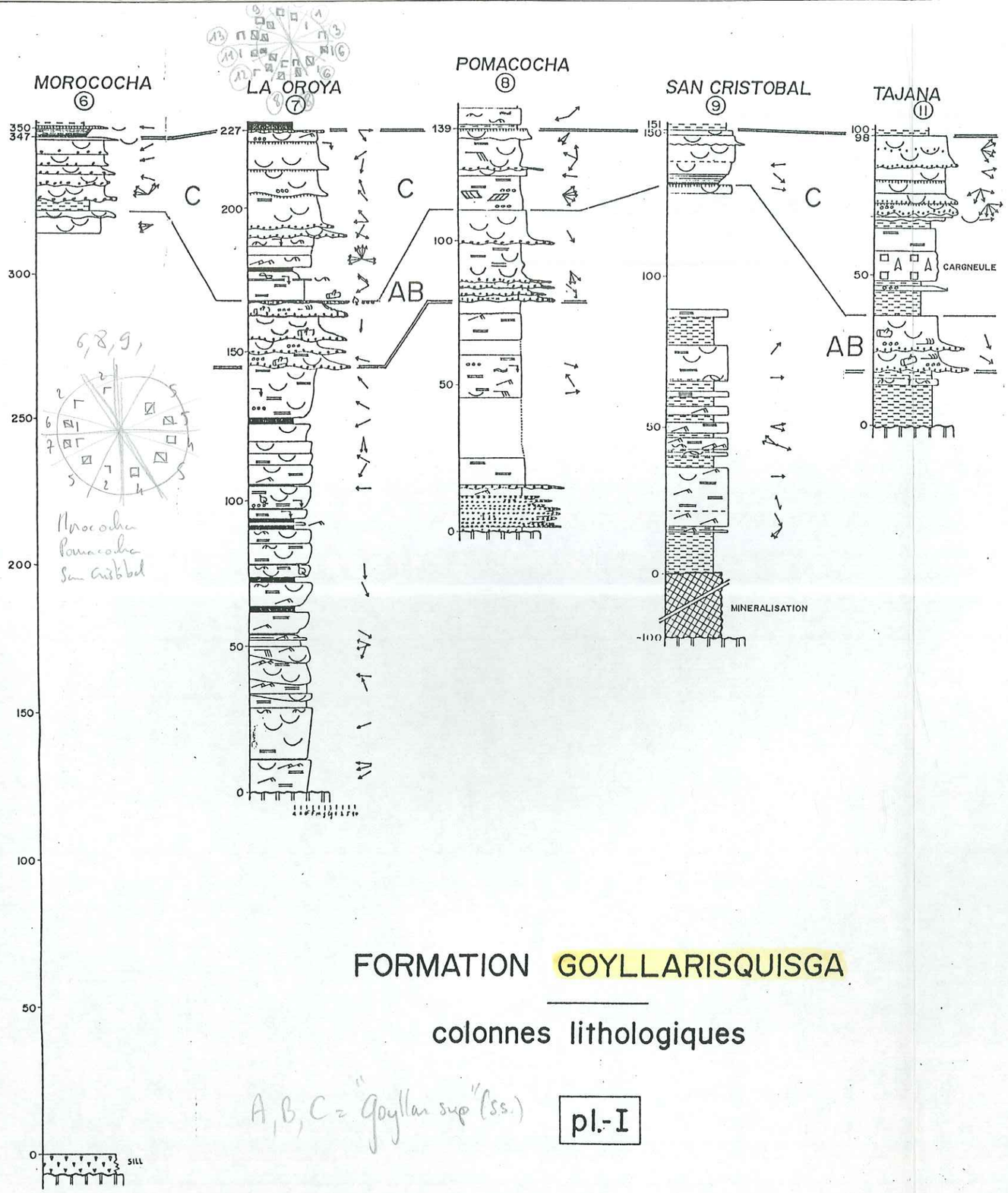
JATUNHUASI ㉑

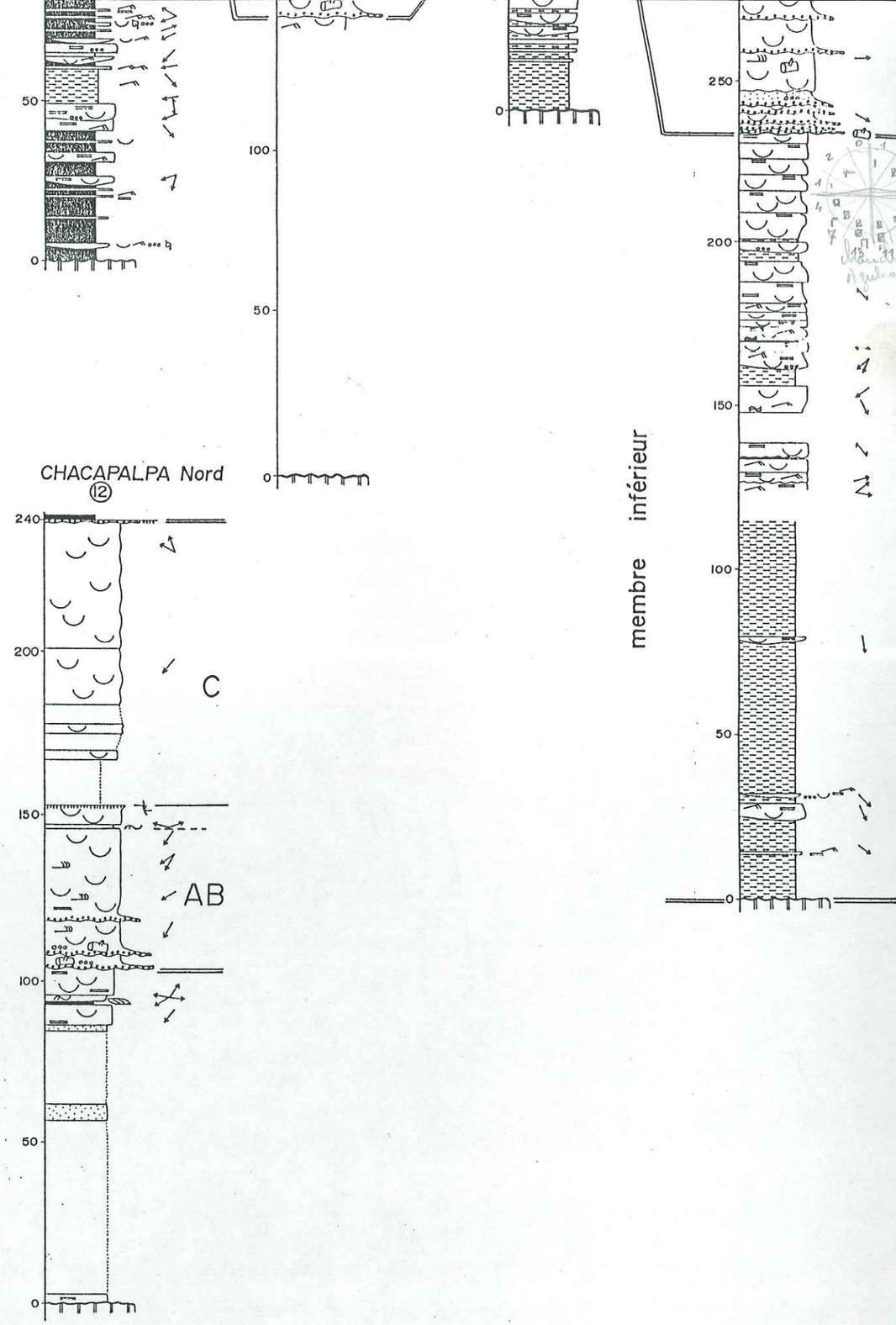
CHAUCHA Ouest ㉒

CHAUCHA Est ㉓

membre supérieur

Madagascar
Sacacharina





FORMATION GOYLLARISQUISGA

colonnes lithologiques

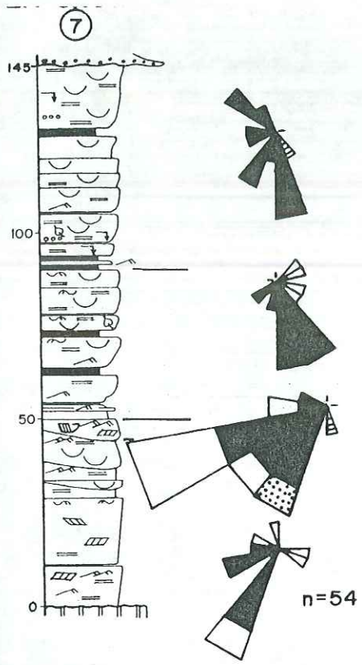
pl.-I

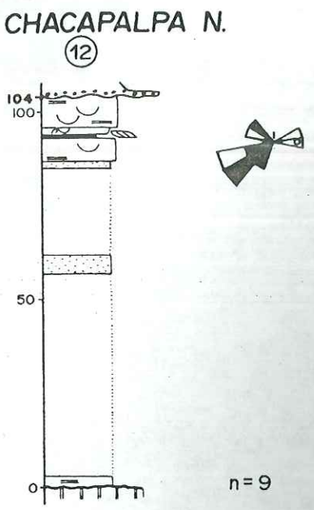
MEMBRE INFERIEUR de la FORMATION GOYLLARISQUISGA

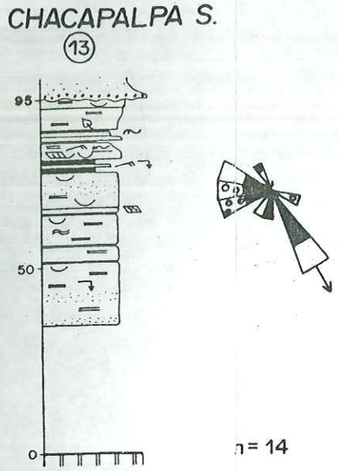
directions de courant

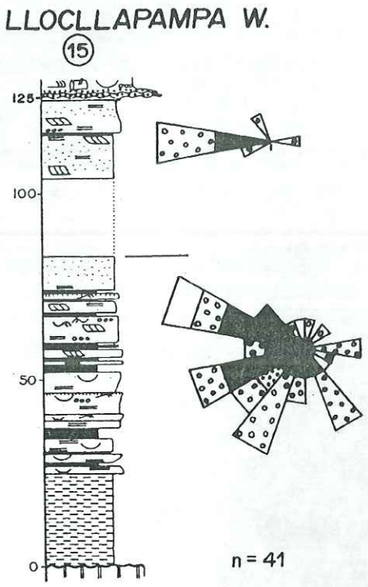
(pour les laminations horizontales et ondulées, et les bases de chenaux, le sens est déduit des structures voisines)

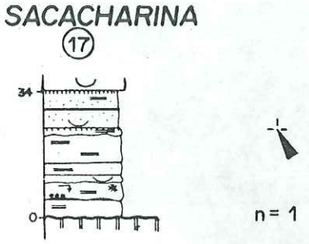
pl. II

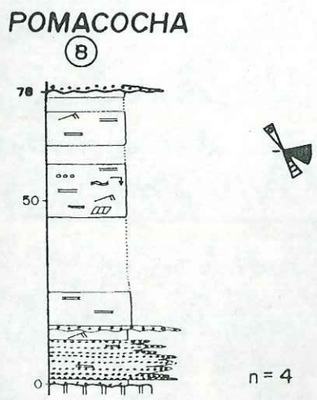


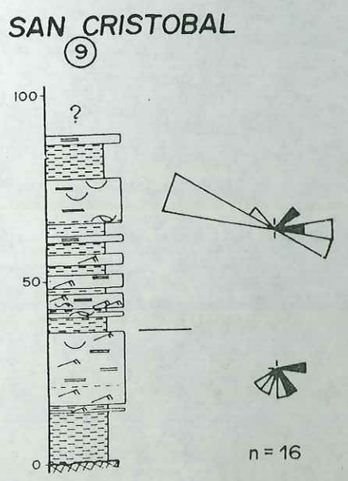


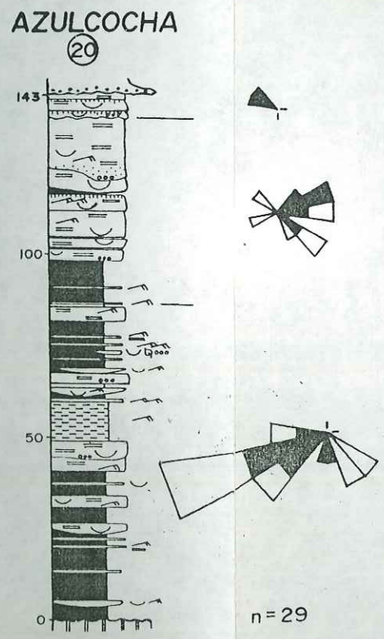


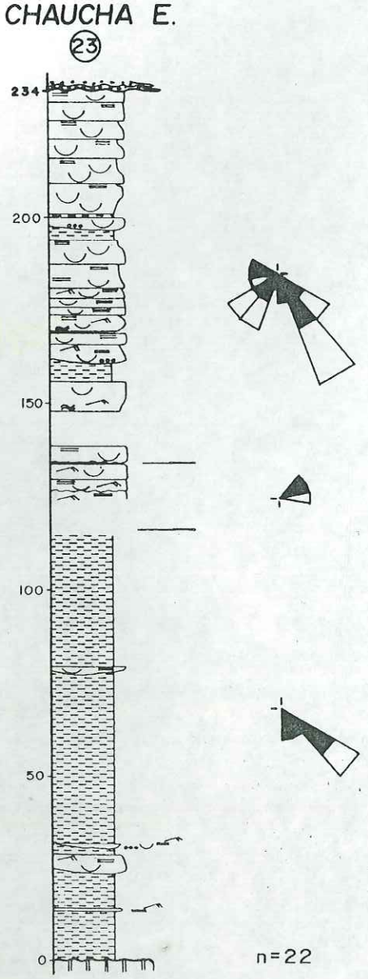




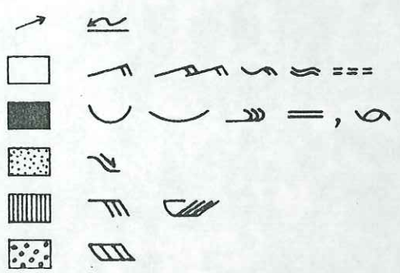


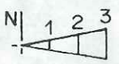


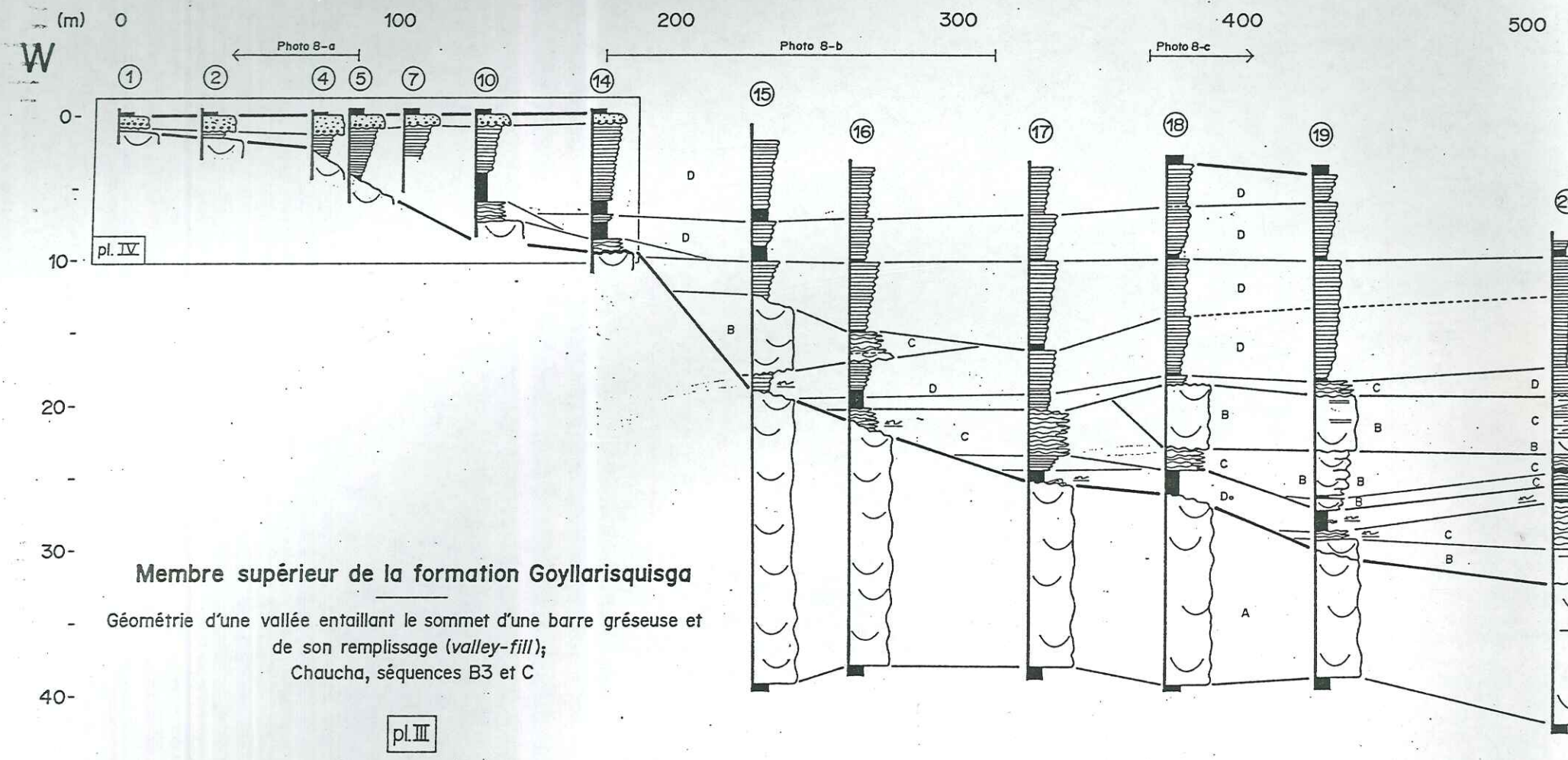




FIGURÉS des STRUCTURES



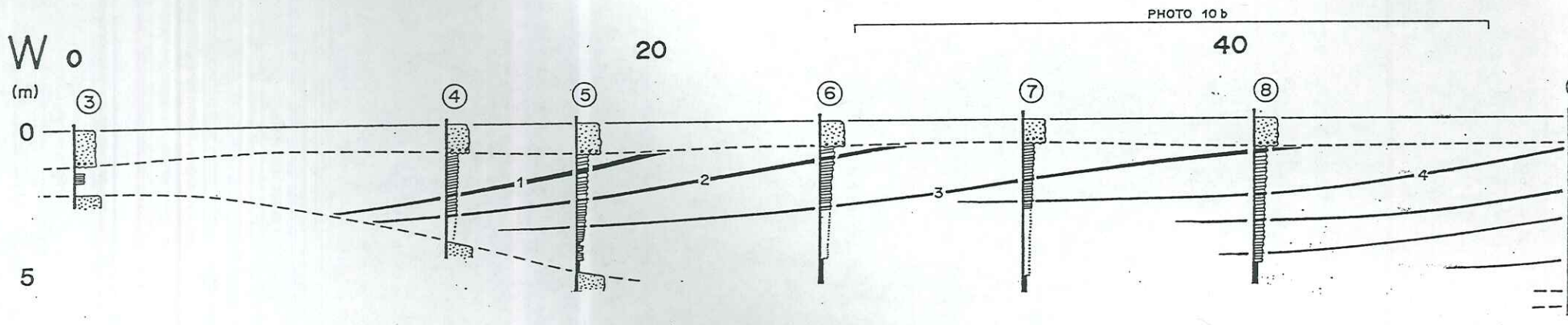




Membre supérieur de la formation Goyllarisquisga

Géométrie d'une vallée entaillant le sommet d'une barre gréseuse et de son remplissage (*valley-fill*);
Chaucha, séquences B3 et C

pl.III

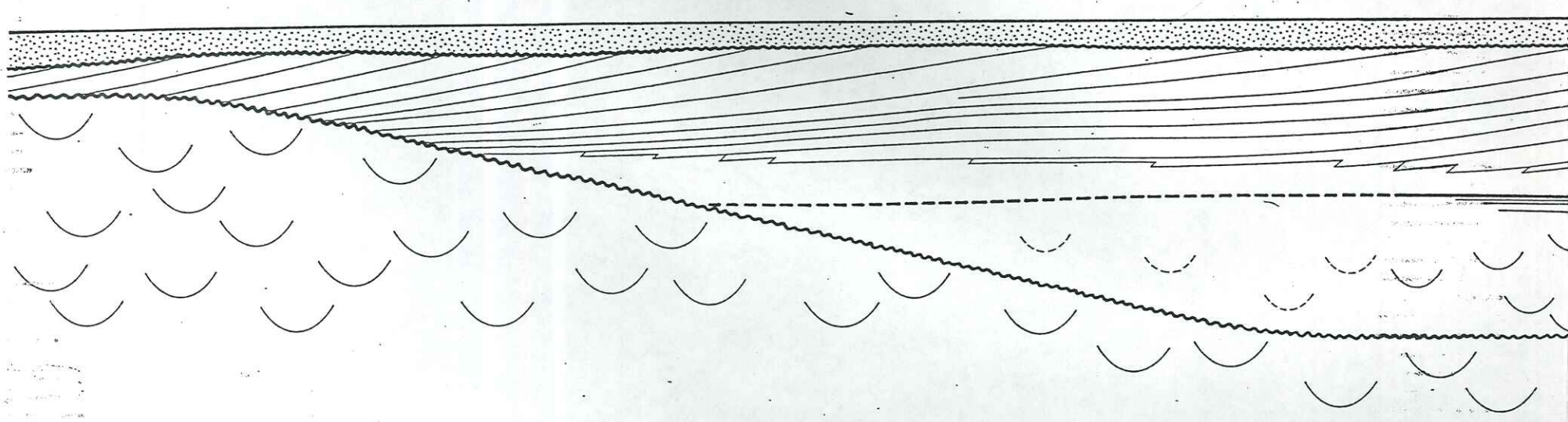


Membre supérieur de la formation Goyllarisquisga

Géométrie des faciès de levées

(seuls les 11 bancs suivis ont été représentés)

pl.IV



600 700 800 900 1800 E

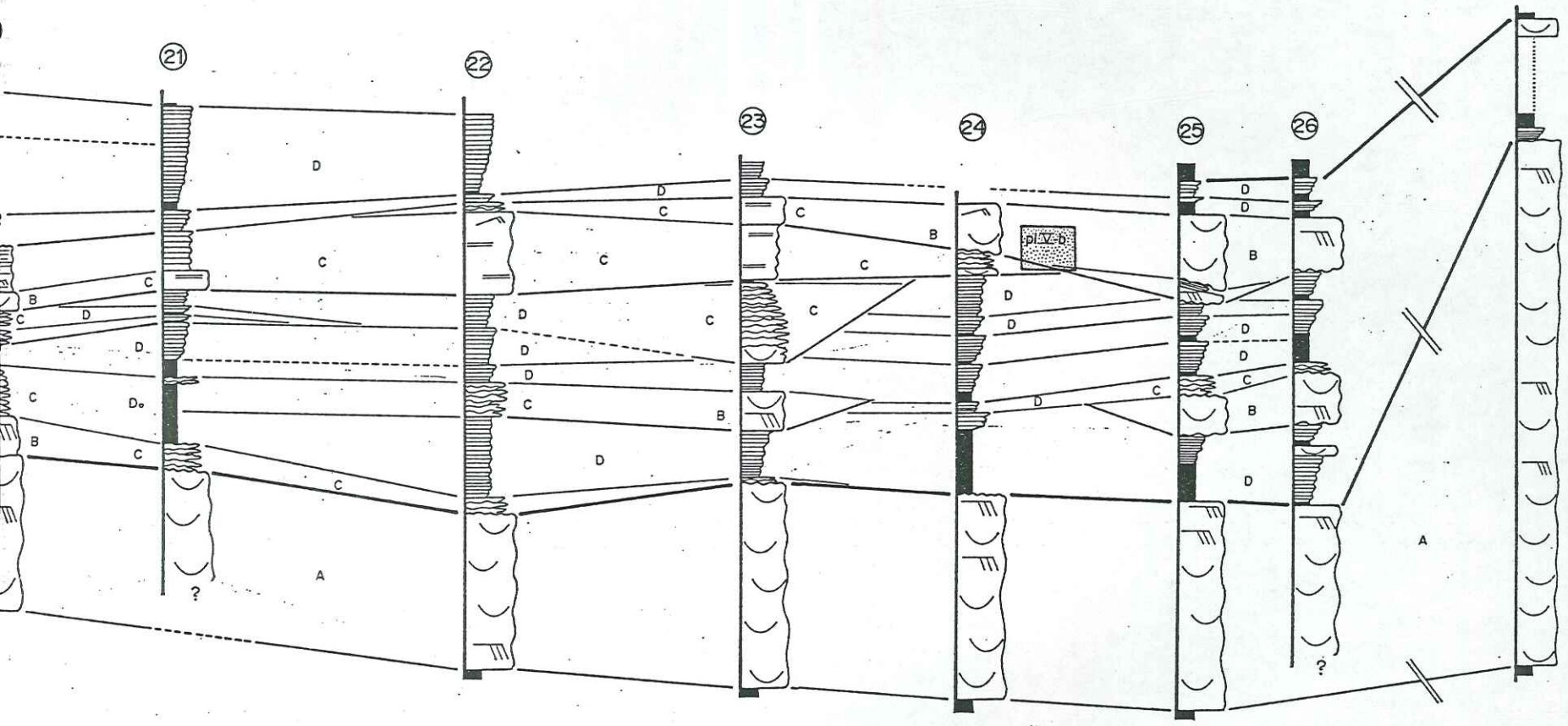
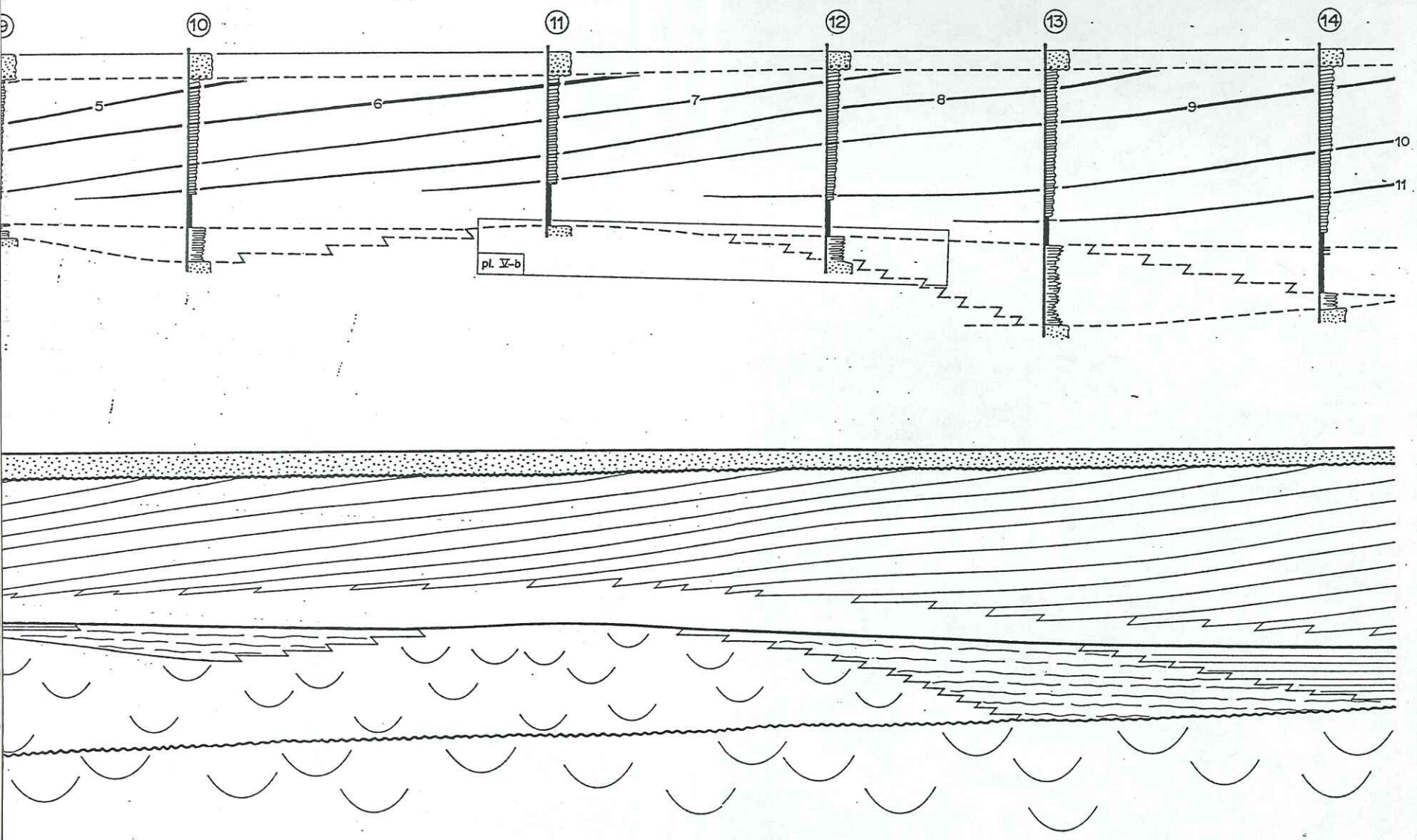
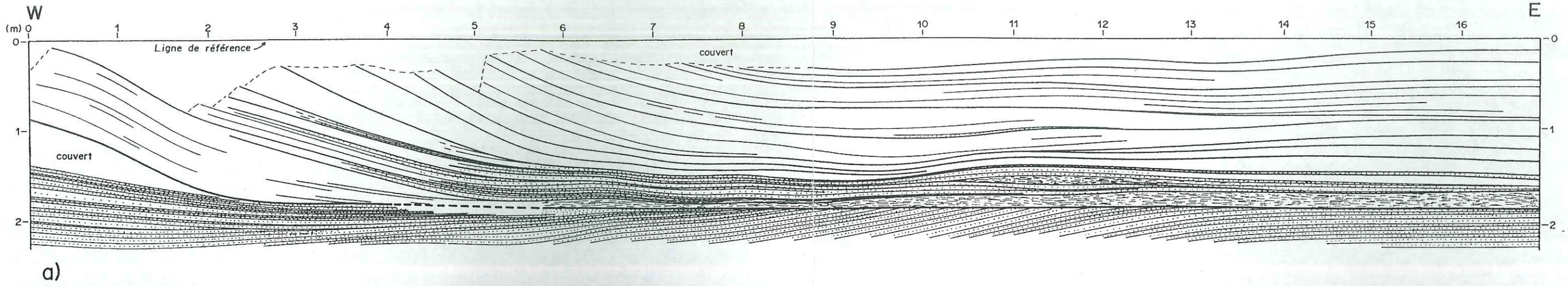


PHOTO 10a

60 80 100 E



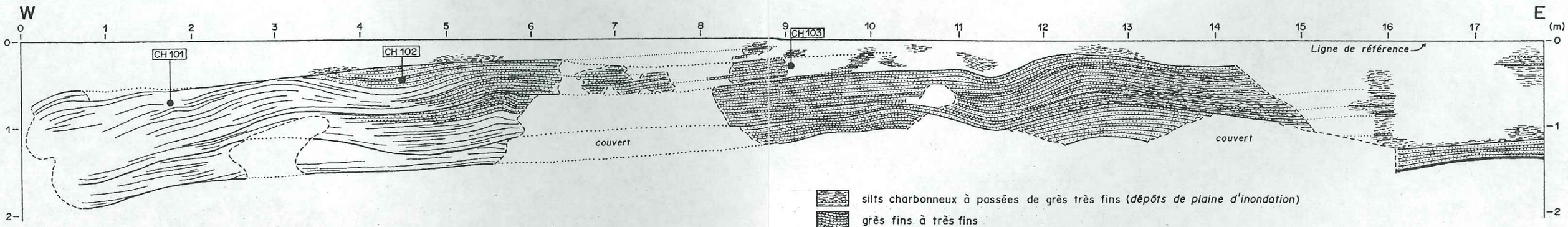


a)

pl.V

Membre supérieur de la formation Goyllarisquisga

Géométrie et faciès de dépôts de levée (a) et de crevasse (b)



b)

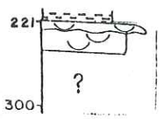
silts charbonneux à passées de grès très fins (*dépôts de plaine d'inondation*)

grès fins à très fins

grès très grossiers à moyens

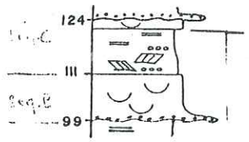
discontinuité

MOROCOCHA
(6)



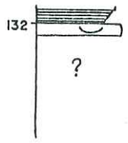
n = 4

POMACOCHA
(8)



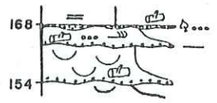
n = 10

SAN CRISTOBAL
(9)



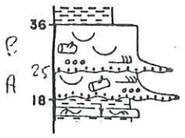
n = 1

LA OROYA
(7)



n = 3

TAJANA
(11)



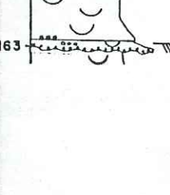
n = 4

Membre supérieur de la formation Goyllarisquisga

Directions de courant de la séquence B

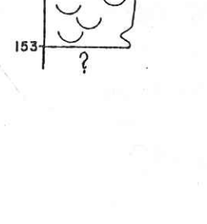
pl. VI-a

CHACAPALPA Nord
(12)



n = 6

CHACAPALPA Sud
(13)



n = 6

AZULCOCHA
(20)

n = 26

CHAUCHA Est
(23)

n = 31

LLOCLLAPAMPA O
(15)

n = 89

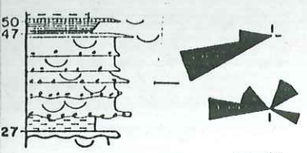
LLOCLLAPAMPA Sud
(16)

n = 43

SACACHARINA
(17)

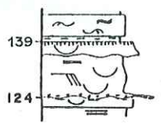
n = 18

MOROCOCHA
⑥



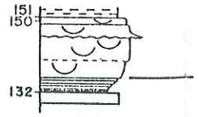
n = 11

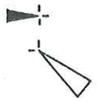
POMACOCHA
⑧



n = 9

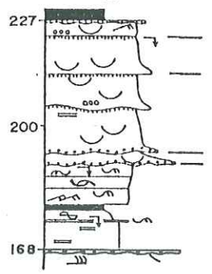
SAN CRISTOBAL
⑨

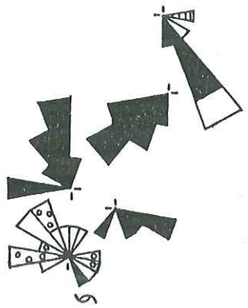




n = 3

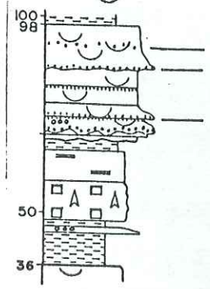
LA OROYA
⑦





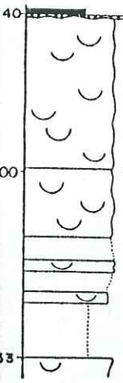
n = 44

TAJANA
⑪



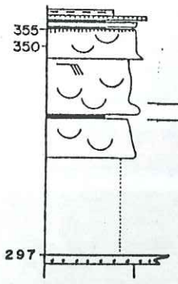
n = 47

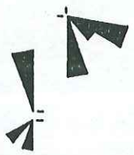
CHACAPALPA Nord
⑫



n = 3

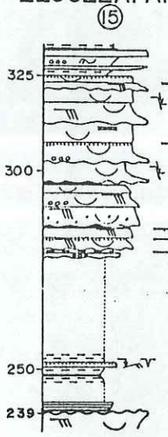
CHACAPALPA Sud
⑬

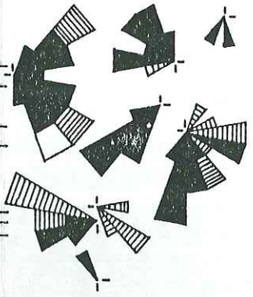




n = 9

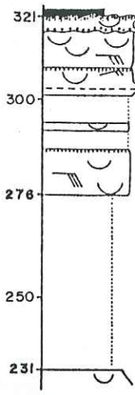
LLOCLLAPAMPA Ouest
⑮

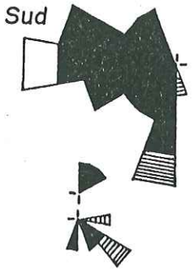




n = 61

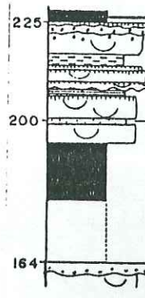
LLOCLLAPAMPA Sud
⑯

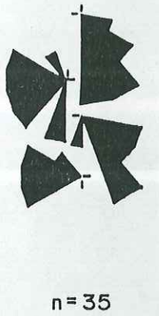




n = 33

SACACHARINA
⑰





n = 35

pl. VI-b

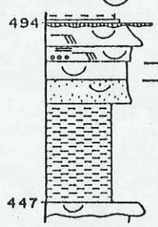
Membre supérieur de la formation Goyllarisquisga

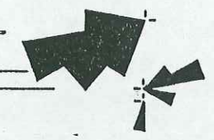
Directions de courant de la séquence C

Légende

- laminations en auge
- overturns
- lam. horiz. haut rég.
- H.C.S. (tempête)
- lam. obliques planes
- cordon oolitique
- rides de courant (indif.)
- rides de vague
- rides ascendantes
- rides d'oscillation
- laminations ondulées
- lam. horiz. bas régime
- slump
- stratif. sigmoïdes
- base chenalisée
- base érosive
- point-bar

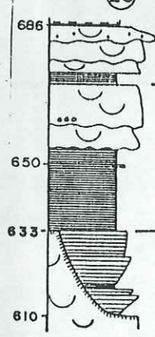
AZULCOCHA
⑳

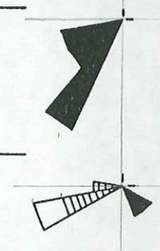




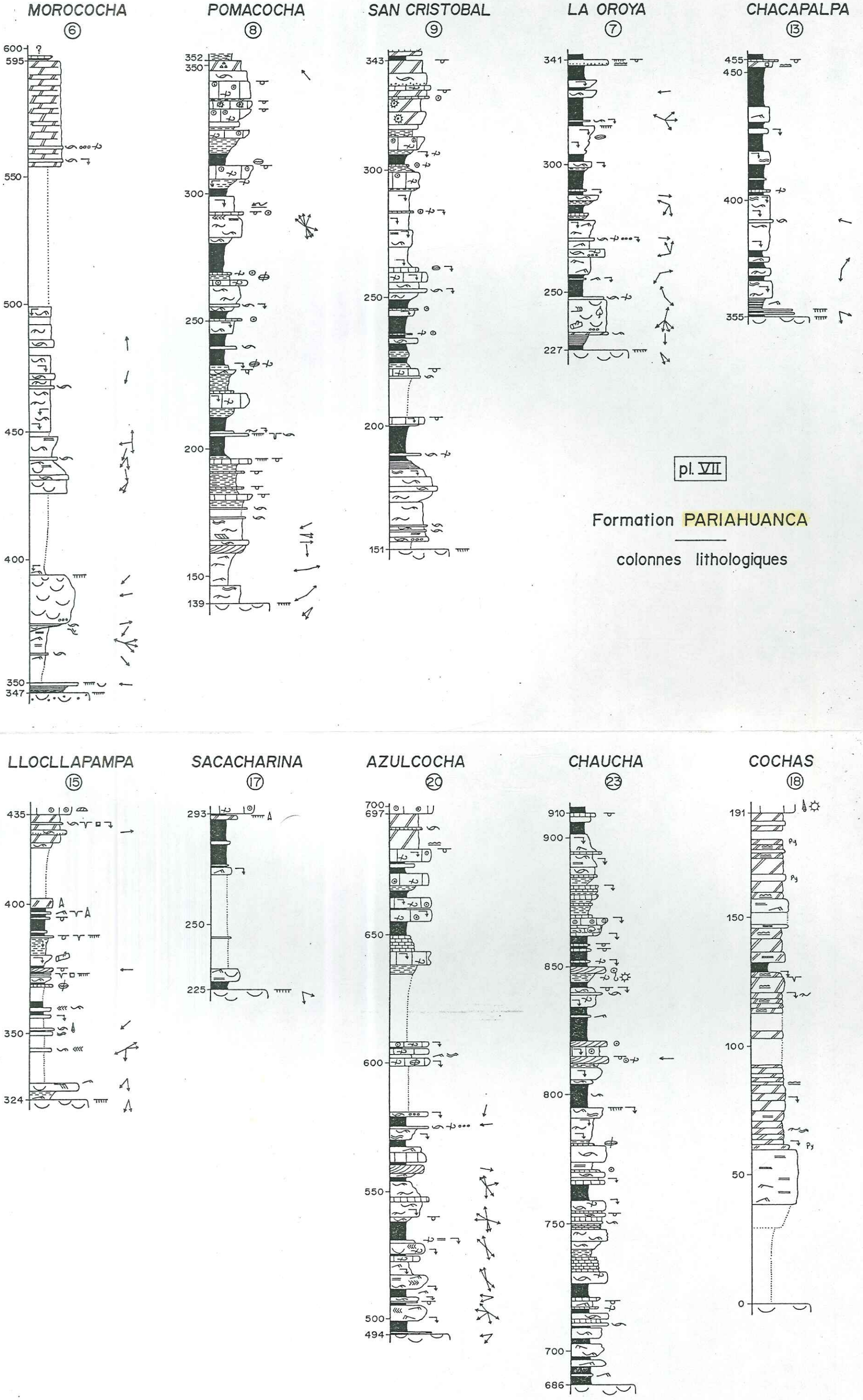
n = 16

CHAUCHA Est
㉓

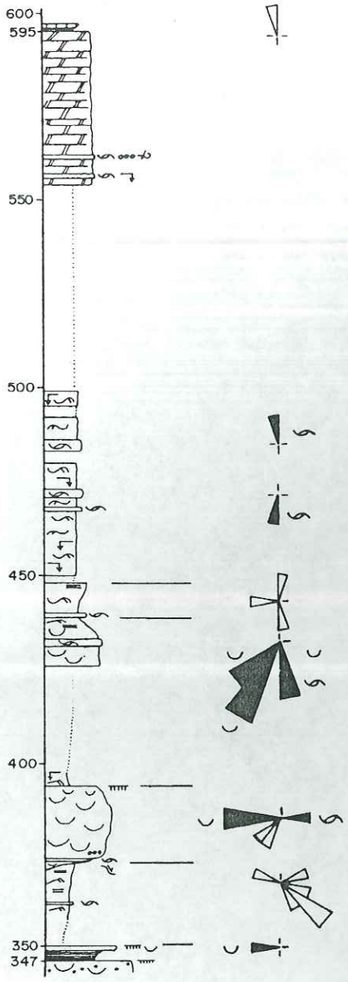




n = 14

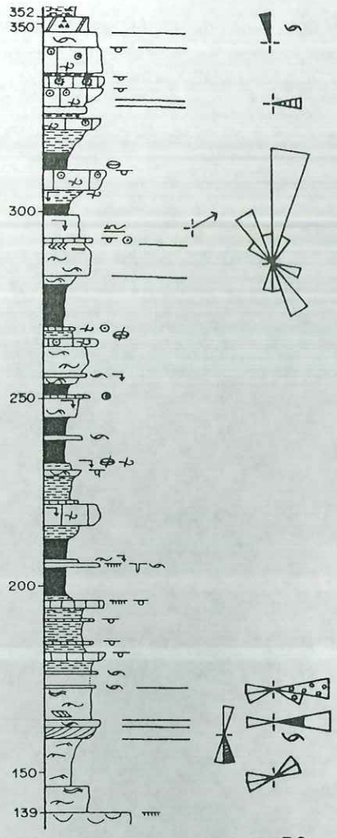

MOROCOCHA
⑥
600
595
550
500
450
400
350
347
POMACOCHA
⑧
352
350
300
250
200
150
139
SAN CRISTOBAL
⑨
343
300
250
200
151
LA OROYA
⑦
341
300
250
227
CHACAPALPA
⑬
455
450
400
355
pl. VII
Formation PARIAHUANCA
colonnes lithologiques
LLOCLLAPAMPA
⑮
435
400
350
324
SACACHARINA
⑰
293
250
225
AZULCOCHA
⑳
700
697
650
600
550
500
494
CHAUCHA
㉓
910
900
850
800
750
700
686
COCHAS
⑱
191
150
100
50
0

MOROCOCHA
⑥



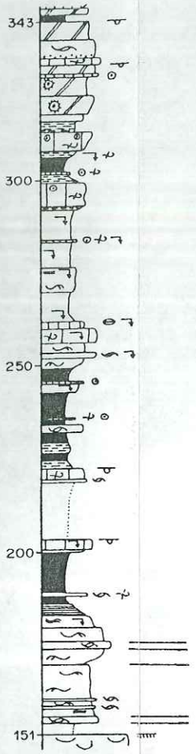
n = 25

POMACOCHA
⑧



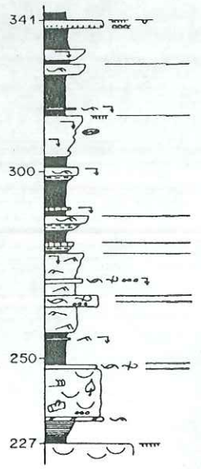
n = 32

SAN CRISTOBAL
⑨



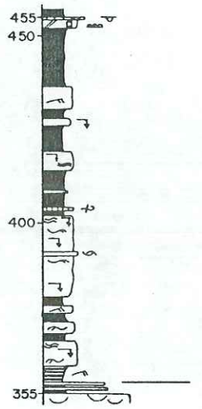
n = 7

LA OROYA
⑦



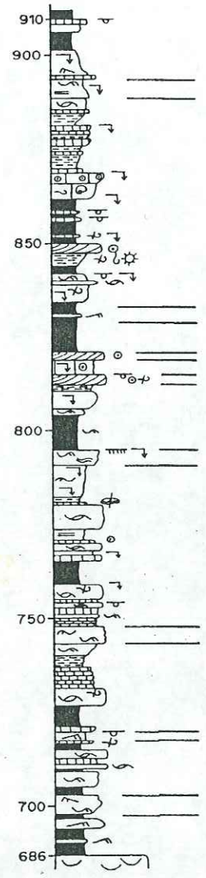
n = 55

CHACAPALPA
⑬



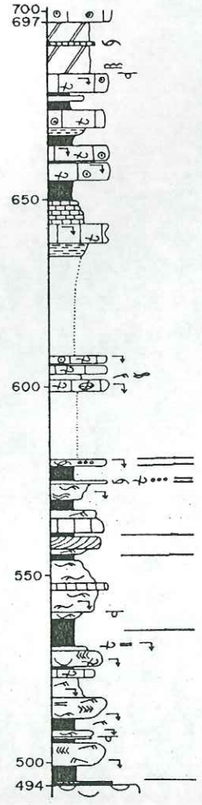
n = 6

CHAUCHA
㉓



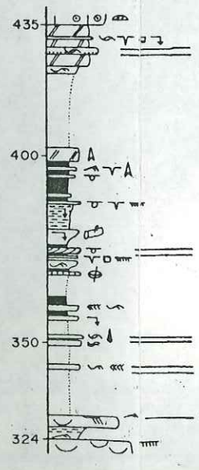
n = 18

AZULCOCHA
⑳



n = 40

LLOCLLAPAMPA
⑮



n = 15

pl. VIII

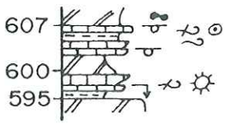
Formation PARIAHUANCA

Directions de courant

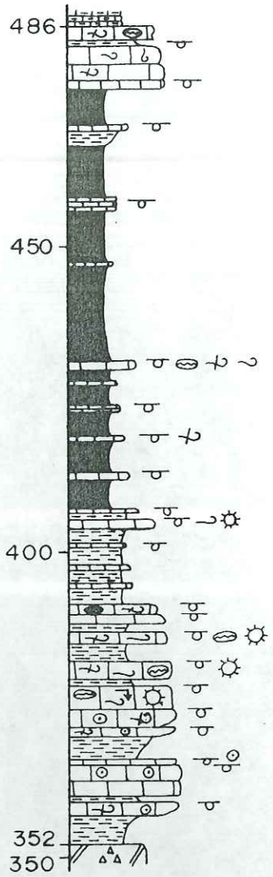
Légende

- laminations en auge
- overturns
- lam. horiz. haut rég.
- H.C.S. (tempête)
- stratif. sigmoïdes
- rides de courant (indif.)
- rides de vague
- rides ascendantes
- rides d'oscillation
- laminations ondulées
- lam. obliques planes
- cordon oolitique .

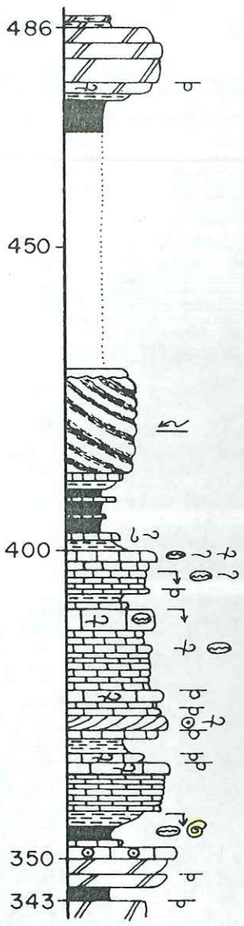
MOROCOCHA
(6)



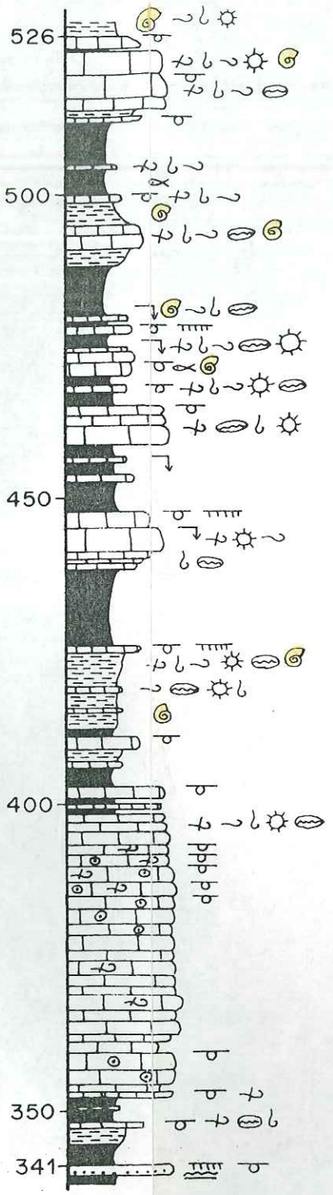
POMACOCHA
(8)



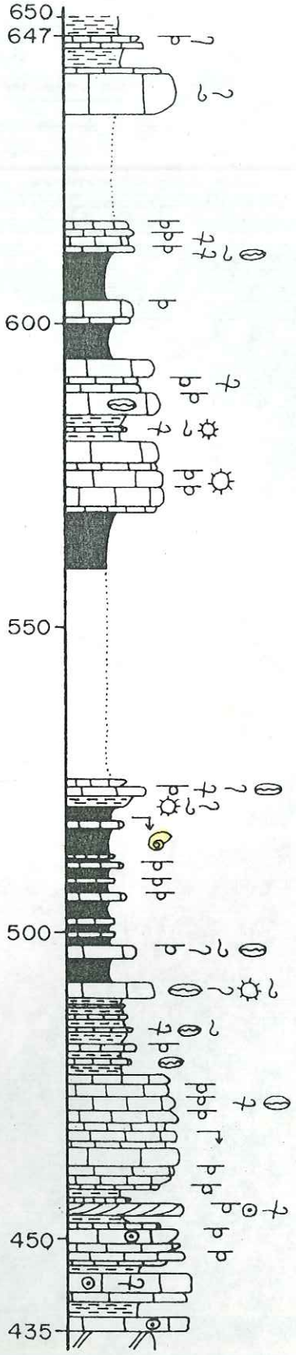
SAN CRISTOBAL
(9)



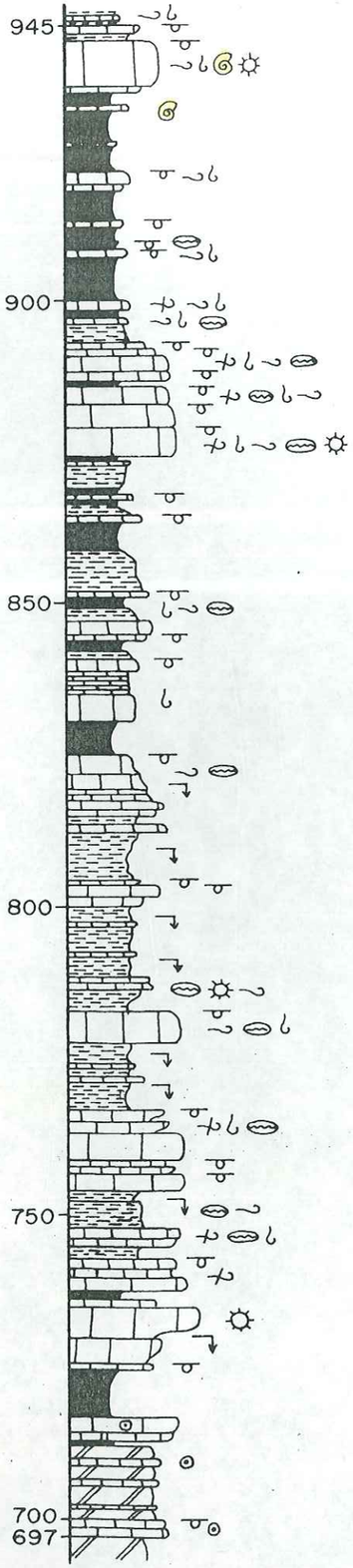
LA OROYA
(7)



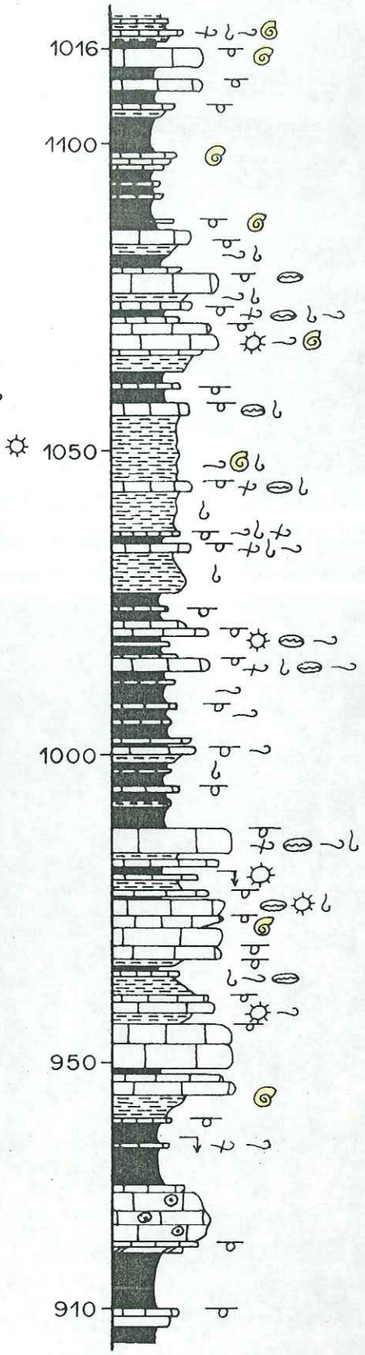
LLOCLLAPAMPA
(15)



AZULCOCHA
(20)



CHAUCHA
(23)

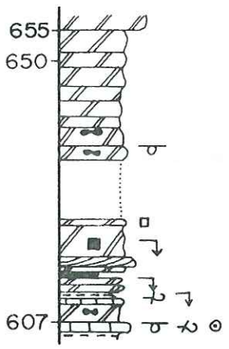


Formation CHULEC

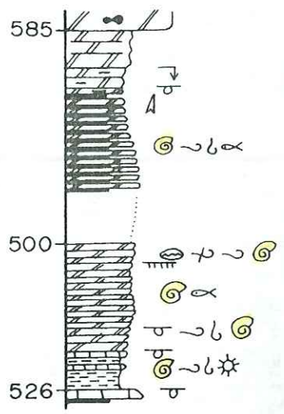
colonnes lithologiques

pl.IX

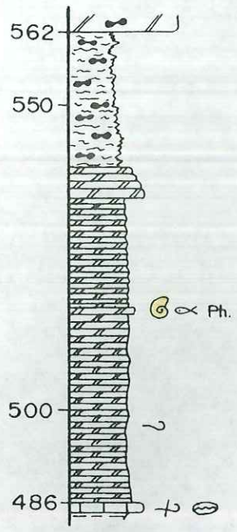
MOROCOCHA
(6)



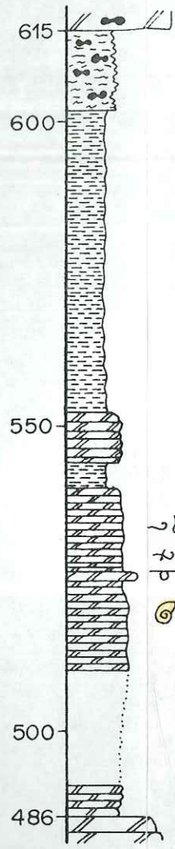
LA OROYA
(7)



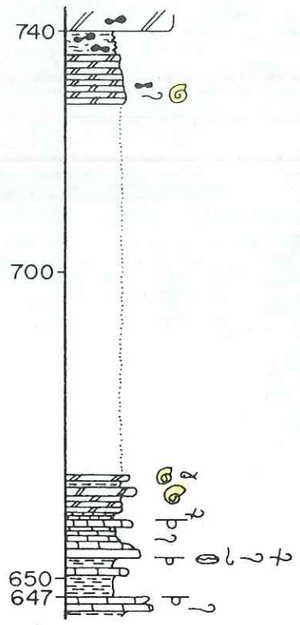
POMACOCHA
(8)



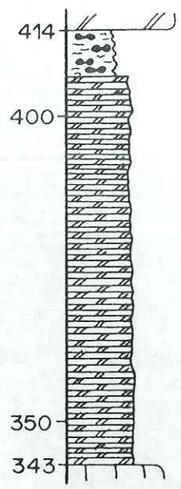
SAN CRISTOBAL
(9)



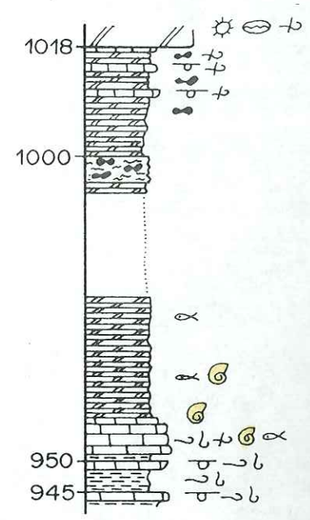
LLOCLLAPAMPA
(15)



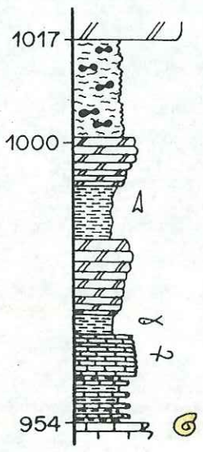
COCHAS
(18)



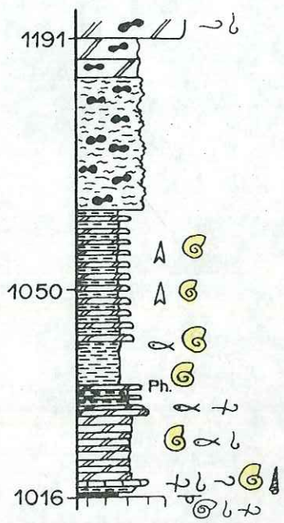
AZULCOCHA
(20)



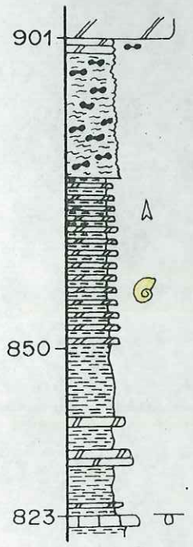
JATUNHUASI
(21)



CHAUCHA Est
(23)



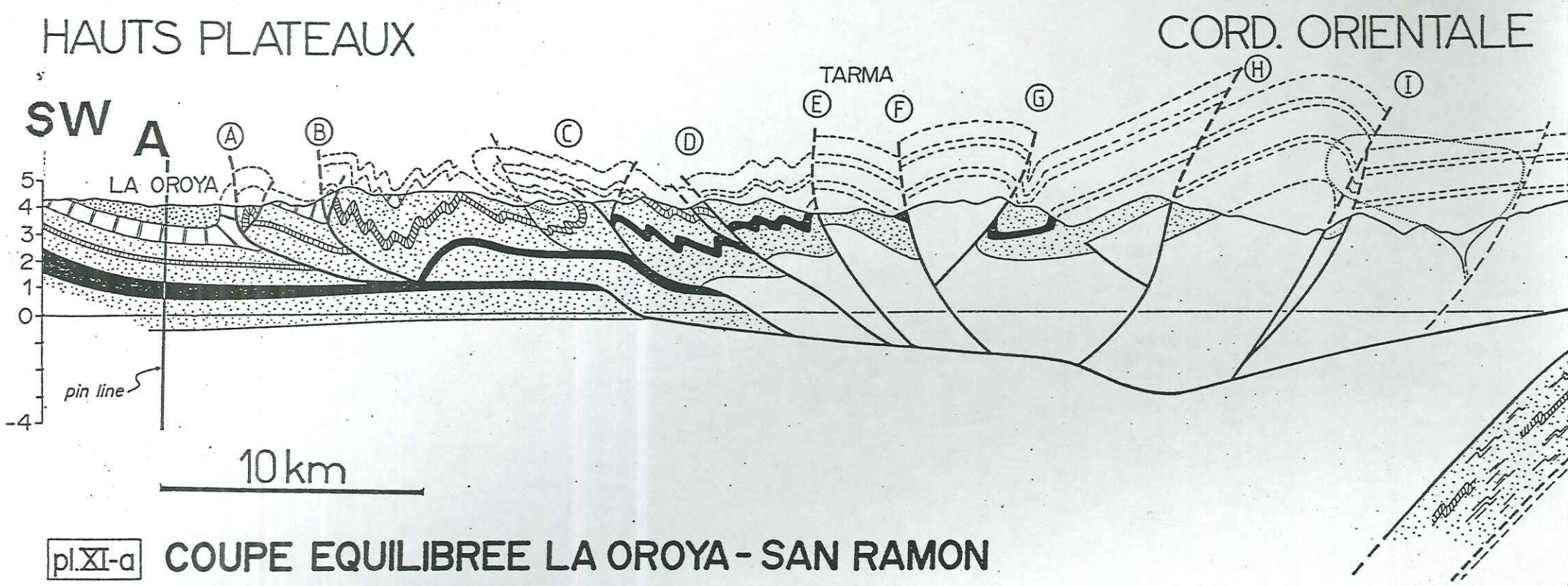
CHAUCHA Ouest
(22)



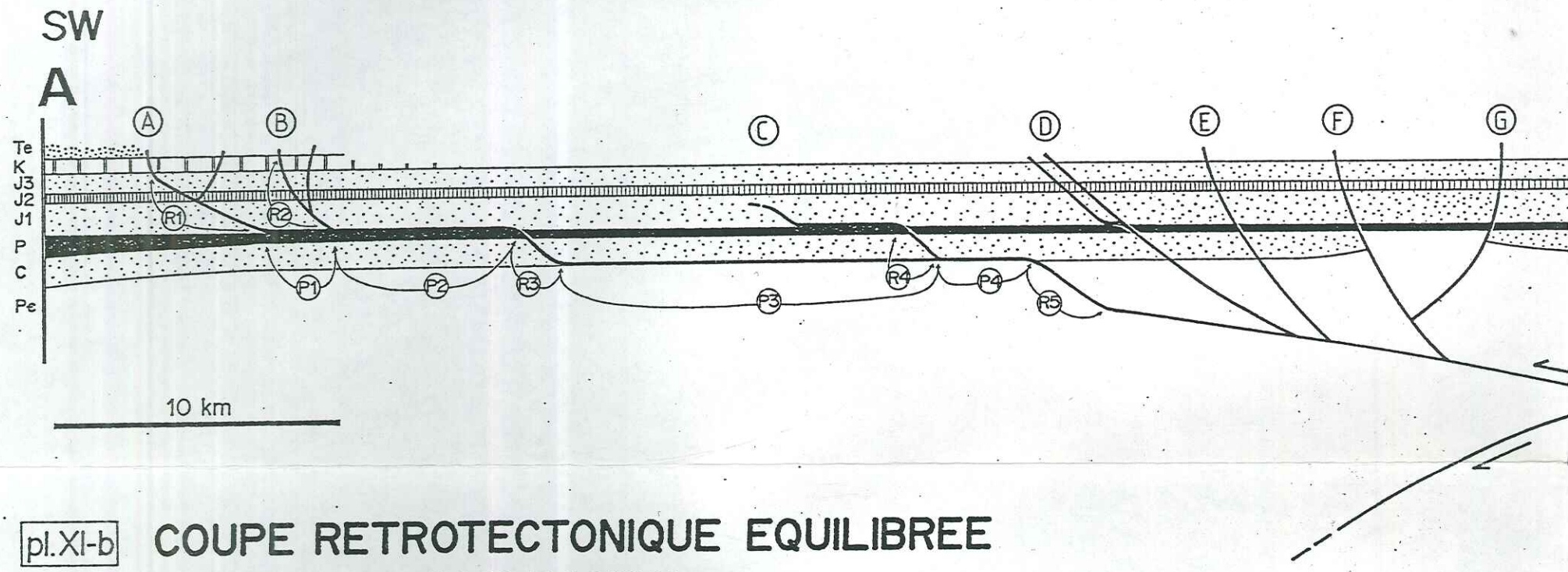
Formation PARIATAMBO

colonnes lithologiques

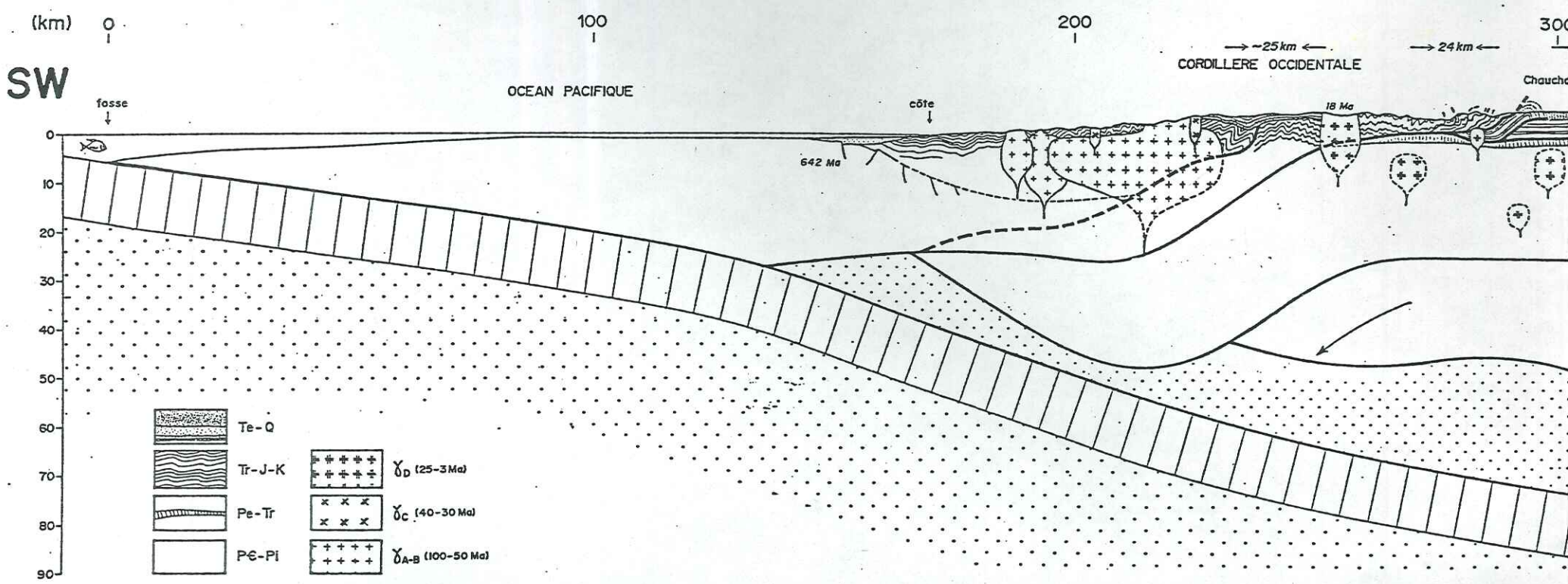
pl.X



pl.XI-a **COUPE EQUILIBREE LA OROYA - SAN RAMON**



pl.XI-b **COUPE RETROTECTONIQUE EQUILIBREE LA OROYA - SAN RAMON**



SUBANDIN

NE

km

6 5 4 3 2 1 0 -1 -2 -3

B

A'

J K L M

SAN RAMÓN

?

A' NE

H I J K L

B

400 500 600

21 km 23 km 32 km

Azulcocha La Oroya Tarma CORDILLERE ORIENTALE San Ramón

246 Ma

M N O P Q R

NE

0 -50

SITUATION DE LA COUPE

77° 76° 75° 74°

11° 12° 13°

Cte de Pasco CORD. CORD. San Ramón Tarma Satipo La Oroya ORIENTALE

LIMA OCCIDENTALE Huancayo Chaucha

OCEAN PACIFIQUE Huancavelica Cañete Ayacucho

COUPE TRANSVERSALE des ANDES du PEROU CENTRAL

pl. XI-c

1989

MOULIN Nicolas

UNIVERSITE DES SCIENCES ET TECHNIQUES DU LANGUEDOC (MONTPELLIER II)

RESUME:

La sédimentation sur la plate-forme du Pérou Central présente de l'Aalénien (Dogger) au Santonien (Crétacé supérieur) une grande diversité de milieux de dépôt et de faciès, seulement interrompue du Bathonien au Tithonique inférieur.

Dans la PREMIERE PARTIE, on étudie en détail la sédimentation détritique (fluviatile, littorale, tidale) et carbonatée dans la région des Hauts Plateaux des Andes du Pérou Central. La tectonique synsédimentaire est détaillée et intégrée dans des schémas paléogéographiques.

La DEUXIEME PARTIE présente un exemple d'interprétation d'une série détritique avec les concepts de la stratigraphie séquentielle et en terme de variations du niveau marin.

Dans la TROISIEME PARTIE, pour la région orientale des Hauts Plateaux et la Cordillère Orientale, on interprète la tectonique tangentielle (vers le sud-ouest) par le jeu de décollements dans la couverture enracinés sur un rétrochevauchement (décollement), lequel est lié au fonctionnement d'un chevauchement crustal subandin vers le nord-est. On propose une coupe structurale synthétique des Andes du Pérou Central à l'échelle de la lithosphère.

MOTS CLES:

Andes (Pérou Central), Dogger, Crétacé inférieur, sédimentation, fluviatile, littoral, plate-forme carbonatée, stratigraphie séquentielle, eustatisme, tectonique.