

Université Joseph Fourier (Grenoble)
Université Pierre et Marie Curie (Paris VI)
Université d'Aix-Marseille III

Université de Nice - Sophia Antipolis
Université de Savoie (Chambéry)
Université Claude Bernard (Lyon I)

**D . E . A . Dynamique de la Lithosphère,
des marges océaniques aux chaînes de montagne**

Stage de recherche 1997

**STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE
DE L'INTERVALLE
ALBIEN SUPÉRIEUR - TURONIEN INFÉRIEUR
DU BASSIN ORIENTE D'ÉQUATEUR**

par

TORO ALAVA Jorge

Mémoire présenté les 23 et 24 juin 1997
à Grenoble (Institut Dolomieu, Université Joseph Fourier)



PETROPRODUCCION
FILIAL DE PETROECUADOR

ORSTOM

INSTITUT FRANÇAIS DE RECHERCHES SCIENTIFIQUES
POUR LE DÉVELOPPEMENT EN COOPÉRATION



Université de Grenoble I

INSTITUT DE GÉODYNAMIQUE DES CHAÎNES ALPINES, Université de Grenoble I
Institut Dolomieu, rue M. Gignoux, 38031 Grenoble Cedex
Directeur du DEA : Georges MASCLÉ - Directeur adjoint : Thierry DUMONT
Secrétariat du DEA : Chris LABICHE - Téléphone : 04 76 51 41 05 - Télécopie : 04 76 87 82 43

Résumé

Stratigraphie séquentielle de l'intervalle Albien supérieur - Turonien inférieur du bassin Oriente équatorien.

par
Jorge TORO ALAVA

Pendant l'intervalle Albien supérieur - Turonien inférieur, le bassin pétrolier Oriente d'Équateur est un bassin épicrotonique. L'étude biostratigraphique, sédimentologique et diagraphique de cet intervalle permet d'en proposer un modèle séquentiel.

De bas en haut, la lithostratigraphie proposée est : Calcaire B (Calcaire B inférieur, Calcaire B massif et Calcaire B s.s.), Zone U (Argile U, Calcaire U inférieur, Grès U inférieur, Calcaire U supérieur et Grès U supérieur) et Calcaire A inférieur.

L'analyse sédimentologique des affleurements et des carottes montre que le milieu de dépôt du Calcaire B (Albien supérieur, partie moyenne) est de plate-forme carbonatée, de plus en plus anoxique vers le sommet. Un hiatus de l'Albien terminal-Cénomanién basal le sépare probablement de l'Argile U sus-jacente. Cette dernière (Cénomanién inférieur) s'est déposée en milieu de plate-forme clastique boueuse, anoxique, de basse énergie, relativement profonde à peu profonde. Les calcaires U inférieur (Cénomanién inférieur) et supérieur (\approx Cénomanién moyen) sont de plate-forme carbonatée ouverte à influence terrigène, peu profonde, d'énergie faible à bonne. Les Grès U inférieur (\approx Cénomanién moyen) et supérieur (\approx Cénomanién supérieur) sont principalement estuariens (faciès de barre tidale, plaine tidale gréseuse ou boueuse, chenaux tidaux, plage et faciès subtidaux) et de plate-forme clastique marine ouverte avec influence des marées. Ils sont interprétés comme des séquences transgressives de remplissage de vallées incisées peu profondes, surmontant une surface de ravinement et un conglomérat basal. Vers l'Est, les Grès U comprennent de plus en plus d'intercalations fluviatiles influencées par les marées. Ils sont séparés des calcaires sus-jacents par un hiatus du Cénomanién supérieur à Turonien basal. Le Calcaire A inférieur (Turonien inférieur élevé à Turonien moyen) est de plate-forme carbonatée confinée peu profonde, de faible énergie, anoxique au sommet, et passe vers l'Est à une plate-forme interne clastique et carbonatée.

Les profils diagraphiques Nord-Sud et Est-Ouest montrent l'amincissement et la disparition des Calcaire B et A vers l'Est. Les Grès U inférieur et supérieur forment de larges chenaux d'orientation probable ENE. A l'Ouest du bassin, les Grès U sont absents et le Calcaire U inférieur est directement surmonté par le Calcaire A inférieur, impliquant que la roche-mère potentielle associée à l'événement anoxique de la limite Cénomanién-Turonien a été érodée.

Les zones les plus subsidentes sont situées à l'Ouest du bassin à l'Albien supérieur-Cénomanién inférieur; à l'Est au Cénomanién moyen à supérieur; et de nouveau à l'Ouest du bassin au Turonien inférieur.

L'analyse séquentielle menée à l'aide des données précédentes a permis d'identifier des limites de séquences majeures situées dans le Calcaire B massif (Albien supérieur), au contact entre le Calcaire B et l'Argile U (hiatus Albien terminal-Cénomanién basal), à la base des Grès U inférieur (\approx limite Cénomanién inférieur-moyen) et supérieur (\approx limite Cénomanién moyen-supérieur), et au contact entre le Grès U supérieur et le Calcaire A inférieur (hiatus du Cénomanién terminal-Turonien basal). Ces LS ont une extension régionale. La LS située entre le Calcaire B et l'Argile U ne serait identifiable que par la biostratigraphie.

Les maxima d'inondation (MI, ligne-temps) majeurs sont situés dans la partie inférieure de l'Argile U et dans la partie inférieure du Calcaire A inférieur. D'autres MI moins marqués sont situés au sommet des grès U inférieur et supérieur.

Abstract

Sequence stratigraphy of the Late Albian - Early Turonian time-span in the Oriente basin of Ecuador.

by
Jorge TORO ALAVA

During the Late Albian - Early Turonian time-span, the Oriente petroleum basin of Ecuador was an epicratonic basin. Biostratigraphic, sedimentologic, and well-log studies allow to propose a Sequence stratigraphy model for this interval.

From base to top, this interval comprises the following lithostratigraphic units : the B Limestone (Lower B Limestone, Massive B Limestone and B Limestone s.s.), the U Interval (U Shale, Lower U Limestone, Lower U Sandstone, Upper U Limestone and Upper U Sandstone), and the Lower A Limestone.

Sedimentologic analysis of outcrops and well cores indicates that the B Limestone (middle Late Albian) was deposited in a disaerobic carbonate shelf environment, becoming anoxic upwards. A hiatus (latest Albian-earliest Cenomanian) probably separates the B Limestone from the overlying U Shale. The latter (Early Cenomanian) was deposited in a shallow to rather deep, low-energy, anoxic, muddy shelf. The Lower (Early Cenomanian) and Upper U Limestones (\approx Middle Cenomanian) exhibit open-marine, low- to medium-energy, shallow carbonate shelf facies, with terrigenous influx. The Lower (\approx Middle Cenomanian) and Upper U Sandstones (\approx Late Cenomanian) are mainly of estuarine (tidal bars, muddy to sandy tidal flat, tidal channels, shoreface and subtidal facies), to open marine clastic shelf environment, with dominant tidal influences. They are interpreted as transgressive sequences infilling wide and shallow incised valleys, and overlying erosional surfaces and basal conglomerates (lags). Toward the East, the U Sandstones include fluvial intercalations exhibiting tidal influences. A hiatus (Late Cenomanian-earliest Turonian) separates the Upper U Sandstone from the overlying Lower A Limestone. The latter (late Early to Middle Turonian) was deposited in a restricted, low-energy, shallow marine carbonate shelf, which becomes anoxic upwards, and grades laterally into mixed, carbonate-clastic, inner shelf deposits toward the East.

Well log correlations along N-S and E-W profiles evidence the thinning out and disappearance of the B and A Limestones toward the East. The Lower and Upper U Sandstones appear as deposited in wide, probably ENE-trending incised valleys. Toward the West, and the Lower U Limestone is directly overlain by the Lower A Limestone, evidencing the lack of the U Sandstones. This implies that the potential source-rock related to the Cenomanian-Turonian boundary Anoxic Event has been removed there.

Subsidence is maximum in the West during the Late Albian-Early Cenomanian; in the East during the Middle to Late Cenomanian, and to the West again during the Early to Middle Turonian.

Based on the aforementioned data, sequential analysis allows to place major Sequence Boundaries of regional extension in the Massive B Limestone (Late Albian), between the B Limestone and U Shale (latest Albian-earliest Cenomanian hiatus), at the base of the Lower (\approx Middle-Late Cenomanian boundary) and Upper U Sandstone (\approx Middle-Late Cenomanian boundary), respectively, and between the Upper U Sandstone and the Lower A Limestone (latest Cenomanian-earliest Turonian hiatus). The SB located between the B Limestone and U Shale appears to be identifiable only by the means of thorough biostratigraphic studies.

Major Maximum Flooding Surfaces (time lines) are located in the lower part of the U Shale and in the lower part of the Lower A Limestone. Other less well-marked MFS were identified at the top of the Lower and Upper U Sandstones, respectively.

SOMMAIRE

I. INTRODUCTION	01
I.1. SITUATION GÉOGRAPHIQUE ET PHYSIQUE	01
I.2. CADRE GÉOLOGIQUE GÉNÉRAL DU BASSIN ORIENTE	01
I.3. TECTONIQUE ET SUBSIDENCE	03
I.4. STRATIGRAPHIE CRÉTACÉE DU BASSIN ORIENTE	04
Fm. Hollín	04
Fm. Napo	04
Fm. Napo Basal	05
Fm. Napo Inférieur	05
Fm. Napo Moyen	06
Fm. Napo Supérieur	06
Fm. Tena	06
I.5. OBJECTIFS DE L'ÉTUDE	06
I.6. LE BASSIN PÉTROLIER ORIENTE	07
II. BIOSTRATIGRAPHIE DE L'INTERVALLE ALBIEN SUPÉRIEUR - TURONIEN INFÉRIEUR	08
II.1. INTRODUCTION	08
II.2. BIOZONATION INTÉGRÉE DU CRÉTACÉ MOYEN DE L'ORIENTE ÉQUATORIEN	08
Zone à <i>Eiffellithus turriseiffelli</i> / <i>Ticinella</i> spp. (Albien supérieur partie moyenne)	08
Zone à <i>Zygodolites ponticulus</i> / <i>Gnetaceaepollenites diversus</i> (Cénomaniens s.l.)	08
Zone à <i>Heterohelix reussi</i> / <i>Eiffellithus eximius</i> (Turonien inférieur élevé et Turonien moyen)	09
II.3. ANALYSE BIOSTRATIGRAPHIQUE	09
Le Calcaire B	09
La Zone U (Argile U, Calcaire U et Grès U)	10
Le Calcaire A	11
II.4. SYNTHÈSE BIOSTRATIGRAPHIQUE DE L'INTERVALLE ALBIEN SUPÉRIEUR-TURONIEN INFÉRIEUR	11
Le Calcaire B	12
La Zone U (Argile U, Calcaire U et Grès U)	12
Le Calcaire A	12
III. SÉDIMENTOLOGIE DE L'INTERVALLE ALBIEN SUPÉRIEUR - TURONIEN INFÉRIEUR	13
III.1. INTRODUCTION	13
III.2. PRINCIPALES CARACTÉRISTIQUES DES ENVIRONNEMENTS DELTAÏQUE ET ESTUARIEN	13
III.3. TRAVAUX ANTÉRIEURS	14
Le Calcaire B	14
La Zone U (Argile U, Calcaire U et Grès U)	15
Le Calcaire A inférieur	16
III.4. ANALYSE SÉDIMENTOLOGIQUE ET ÉVOLUTION DE L'INTERVALLE ALBIEN SUPÉRIEUR - TURONIEN INFÉRIEUR	16
Le Calcaire B	17
Les affleurements du Río Misahuallí et Ravin Ongota, zone Subandine Nord	17
La Zone U	18
Le modèle stratigraphique proposé pour la Zone U	18

Analyse sédimentologique des carottes	19
La carotte du Puits Sacha-119 (9450'-9510')	19
La carotte du Puits Payamino-15 (9050'-9081')	19
La carotte du Puits Sacha-132 (9393'-9454')	20
La carotte du puits VHR-6 (7934'-7999')	20
La carotte du Puits Yuturi-1 (7236'-7296')	21
Le Calcaire A inférieur	22
La carotte du puits Bermejo Norte-19 (3568'-3507')	22
III.5. SYNTHÈSE	23

IV. ÉVOLUTION SÉDIMENTAIRE, CORRELATIONS DIAGRAPHIQUES ET STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE DE L'INTERVALLE ALBIEN SUPÉRIEUR - TURONIEN INFÉRIEUR	24
IV.1. INTRODUCTION	24
IV.2. STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE SUR LES CAROTTES ET AFFLEUREMENTS	24
Albien supérieur	24
Cénomaniens inférieur	24
Cénomaniens moyen	25
Cénomaniens moyen à supérieur	25
Turonien inférieur	25
IV.3. PROFILS DIAGRAPHIQUES EST-OUEST ET NORD -SUD	26
Le profil Est-Ouest	26
Le profil Nord-Sud	28
IV.4. HIÉRARCHISATION DES DISCONTINUITÉS (LIMITES DES SÉQUENCES) ET LIGNE-TEMPS (MAXIMA D'INONDATION)	29
IV.5. SYNTHÈSE. STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE	30
V. CONCLUSIONS	32
Biostratigraphie	32
Sédimentologie	32
Corrélations diagraphiques	33
Analyse séquentielle	34

LISTE DES FIGURES

- Figure I.1. Carte physiographique de l'Équateur Continental, et localisation du Bassin Oriente 1 a
- Figure I.2. Limites structurales et localisation des bassins Llanos, Putumayo, Oriente et Marañón, dans le bassin Amazonien supérieur 1 b
- Figure I.3. Charte chronostratigraphique schématique du Bassin Oriente, montrant son évolution sédimentaire et structurale 1 c
- Figure I.4. Schéma comparatif de la subsidence tectonique et des événements tectoniques enregistrés pendant le Crétacé-Paléogène dans les bassins Oriente et Marañón 3 a
- Figure I.5. Carte morpho-structurale, coupe schématique et courbe moyenne de subsidence tectonique du Nord du bassin Oriente équatorien 3 b
- Figure I.6. Carte des isopaques du Grès U du bassin Oriente 4 a
- Figure I.7. Charte stratigraphique du Crétacé du Bassin Oriente, d'après Tschopp (1953) 4 b
- Figure I.8. Modèle et nomenclature stratigraphiques de la série crétacée de l'Oriente équatorien d'après Bristow & Hoffstetter (1977) 4 b
- Figure I.9. Charte stratigraphique du Crétacé du bassin Oriente 4 b
- Figure I.10. Stratigraphie schématique de l'intervalle Albien supérieur-Turonien du Bassin Oriente et relations avec l'eustatisme 5 a
-
- Figure II.1. Age et rang stratigraphiques des principales espèces index de microfossiles rencontrées dans le bassin Oriente dans l'intervalle Albien supérieur-Turonien: a) foraminifères, b) nannofossiles calcaires, et c) palynomorphes 8 a
- Figure II.2. Biozonation proposée pour la série marine du Crétacé Moyen de la zone Subandine et du bassin Oriente d'Équateur 8 b
- Figure II.3. Localisation géographique des puits pétroliers du bassin Oriente choisis pour préciser l'âge du Calcaire B 9 b
- Figure II.4. Localisation géographique des puits pétroliers du bassin Oriente choisis pour préciser l'âge de la Zone U 10 a
- Figure II.5. Localisation géographique des puits pétroliers du bassin Oriente choisis pour préciser l'âge du Calcaire A 11 a
- Figure II.6. Distribution (par puits pétroliers) des foraminifères déterminés dans les puits non analysés par la Convention ORSTOM-PetroProducción. a) le Calcaire B, b) la Zone U (Grès U et Argiles U), c) le Calcaire A ... 12 a
- Figure II.7. Distribution (par puits pétroliers) des nannofossiles déterminés dans les puits non étudiés par la Convention ORSTOM-PetroProducción. a) Le Calcaire B, b) la Zone U (Grès U et Argiles U), c) le Calcaire A ... 12 b
- Figure II.8. Distribution (par puits pétroliers) des palynomorphes déterminés dans les puits non étudiés par la Convention ORSTOM-PetroProducción. a) le Calcaire B, b) la Zone U (Grès U et Argiles U), c) le Calcaire A ... 12 c
- Figure II.9. Age déterminé pour le Calcaire B dans les puits pétroliers non analysés par la Convention ORSTOM-PetroProducción 12 d
- Figure II.10. Age déterminé pour la Zone U dans les puits pétroliers non analysés par la Convention ORSTOM-PetroProducción 12 e
- Figure II.11. Age déterminé pour le Calcaire A dans les puits pétroliers non étudiés par la Convention ORSTOM-PetroProducción 12 f
-
- Figure III.1. Carte de localisation des puits pétroliers et affleurements étudiés pour l'analyse sédimentologique et séquentielle du Calcaire B, Zone U (Grès, Calcaire et Argile U) et Calcaire A inférieur du bassin Oriente 17 a

Figure III.2.	Caractérisation sédimentologique et séquentielle du Calcaire B dans les affleurement du Río Misahuallí et Ravin Ongota, zone Subandine Nord du bassin Oriente	17b
Figure III.3.	Modèle stratigraphique proposé pour l'intervalle Calcaire B, Zone U et Calcaire A inférieur du bassin Oriente	18a
Figure III.4.	Description et interprétation sédimentologique de la carotte des Argile U, Calcaire U inférieur et Grès U inférieur dans le puits Sacha-119	19a
Figure III.5.	Description et interprétation sédimentologique de la carotte des Calcaire U inférieur et Grès U inférieur dans le puits Payamino-15	19b
Figure III.6.	Description et interprétation sédimentologique de la carotte des Grès U inférieur dans le puits Sacha-132	20a
Figure III.7.	Caractérisation sédimentologique et séquentielle du Grès U inférieur, Calcaire U supérieur et Grès U supérieur dans le puits VHR-6 ...	20b
Figure III.8.	Description et interprétation sédimentologique de la carotte des Grès U inférieur, Calcaire U supérieur et Grès U supérieur dans le puits Yuturi-1	21a
Figure III.9.	Caractérisation sédimentologique et séquentielle de la colonne-type du Calcaire A inférieur dans le puits Bermejo Nord-19	22a
Figure IV.1.	Description et interprétation sédimentologique et séquentielle de la carotte des Argile U, Calcaire U inférieur et Grès U inférieur dans le puits Sacha-119	24a
Figure IV.2.	Description et interprétation sédimentologique et séquentielle de la carotte des Calcaire U inférieur et Grès U inférieur dans le puits Payamino-15	24b
Figure IV.3.	Description et interprétation sédimentologique et séquentielle de la carotte des Grès U inférieur dans le puits Sacha-132	25a
Figure IV.4.	Description et interprétation sédimentologique et séquentielle de la carotte des Grès U inférieur, Calcaire U supérieur et Grès U supérieur dans le puits Yuturi-1	25b
Figure IV.5.	Carte de localisation des puits pétroliers étudiés en diagraphies le long des coupes Nord-Sud et Est-Ouest pour l'intervalle Calcaire B - Calcaire A inférieur du bassin Oriente	25c
Figure IV.6.	Corrélation diagraphique et stratigraphie séquentielle de l'intervalle Calcaire B (Albien supérieur, partie moyenne) - Calcaire A inférieur (Turonien inférieur élevé) du bassin Oriente, le long d'une coupe Est-Ouest	26a
Figure IV.7.	Corrélation diagraphique et stratigraphie séquentielle de l'intervalle Calcaire B (Albien supérieur, partie moyenne) - Calcaire A inférieur (Turonien inférieur terminal) du bassin Oriente, le long d'une coupe Nord-Sud	26b
Figure IV.8.	Modèle stratigraphique et séquentielle proposé pour l'intervalle Calcaire B, Zone U (Argile U, Calcaire U inf. et sup., et Grès U inf. et sup.) et Calcaire A inférieur du bassin Oriente (PHN: Prisme de haut niveau, IT: intervalle transgressif, MI: maximum d'inondation, LS: limite de séquence)	30a
Figure V.1.	Schema interprétatif de l'évolution géologique de l'intervalle Calcaire B (Albien supérieur, partie moyen) - Calcaire A inférieur (Turonien inférieur élevé) du bassin Oriente (PHN: Prisme de haut niveau, IT: intervalle transgressif, MI: maximum d'inondation, LS: limite de séquence) ..	

LISTE DES ANNEXES

Annexe I. Diagraphies des puits.

Coupe Est-Ouest:

- AI.1. Puits Pungarayacu-28 et Oso-1 (Diagraphies d'après Petroproducción).
- AI.2. Puits Auca-31 et Shiripuno Centro-1 (Diagraphies d'après Petroproducción).
- AI.3. Puits Bogi-1 et Yuturi-1 (Diagraphies d'après Petroproducción).
- AI.4. Puits Tiputini Minas-1 (Diagraphies d'après Petroproducción).

Coupe Nord-Sud:

- AI.5. Puits Charapa-4 (Diagraphies d'après Petroproducción).
- AI.6. Puits Guanta-10 (Diagraphies d'après Petroproducción).
- AI.7. Puits Sacha-126 (Diagraphies d'après Petroproducción).
- AI.8. Puits Cononaco-20 (Diagraphies d'après Petroproducción).
- AI.9. Puits Tiwae-1 (Diagraphies d'après ELF-Aquitaine).
- AI.10. Puits Ramírez-1 (Diagraphies d'après Unocal et al. II/1991).
- AI.11. Puits Danta-2 (Diagraphies d'après Unocal et al. II/1991).

LISTE DES TABLEAUX.

TableAU II.1. Puits pétroliers dans lesquels les zones stratigraphiques (Calcaire B, Zone U et Calcaire A) ont été étudiées. Profondeurs et références bibliographiques 9a

AVANT-PROPOS

Mon séjour en France a été rendu possible grâce à la Convention de Coopération Technique et Scientifique signée entre l'ORSTOM (Institut Français de Recherches Scientifiques pour le Développement en Coopération) et PetroProducción (filiale de PetroEcuador, Entreprise Nationale du Pétrole d'Équateur), et grâce à PetroCapacitación (bureau de PetroEcuador).

Je tiens à remercier M. René Marocco et M. Michel Portais de l'ORSTOM-Quito; M. Mauro Dávila, M. Alejandro Alvarado, M. Marco Rivadeneira et M. Guillermo Alvarado de la Sous-Direction d'Exploration et Développement de PetroProducción; M. Fernando Coronel de PetroCapacitación; et M. Fernando Ortiz de PetroEcuador, qui ont rendu possible mon séjour en France.

M. Georges Mascle et M. Thierry Dumont de l'Institut de Géologie Alpine de l'Université Joseph Fourier (Grenoble I) m'ont accepté dans la Formation Doctorale en DEA, au sein de leur laboratoire.

Aux enseignants de l'Institut de Géodynamique des Chaînes Alpines de l'Université Joseph Fourier (Grenoble), de l'École Nationale Supérieure (Lyon), de l'Université de Savoie (Chambéry), de l'Université de Nice-Sophia Antipolis, et de l'Université Pierre et Marie Curie (Paris VI - Villefranche sur mer).

Je voudrais remercier tout particulièrement mon tuteur M. Etienne Jaillard de l'ORSTOM, pour sa disponibilité et son indispensable aide dans la direction du travail et la rédaction de ce Mémoire.

Mes remerciements vont aussi à Mme. Carmen Paladines, Mlle. Alba Sánchez et M. Gonzalo Sevilla de PetroCapacitación; Mlle. María Dolores Villamar de l'ORSTOM (Quito); Mlle. Mariana Lascano et M. Guillermo Medina du Laboratoire de Géologie et Gisements de PetroProducción; M. Jorge Alzamora du Centre de Documentation de PetroProducción; et M. César Alvarez de PetroEcuador.

Enfin, à tous mes collègues du DEA avec lesquels j'ai partagé d'inoubliables moments.

CHAPITRE I. INTRODUCTION

I.1. SITUATION GÉOGRAPHIQUE ET PHYSIQUE

L'Équateur continental est divisé en trois grandes régions représentant des domaines géologiques différents. De l'Ouest vers l'Est, ce sont la région côtière ou Costa, la région andine ou Sierra et la région amazonienne ou Oriente (Fig. I.1).

La Costa est une région longue de plus de 500 km et large de 20 à 200 km. La topographie générale est plate (altitude moyenne 100 m) sauf au niveau des cordillères de Jama-Mache et Chongón-Colonche, dont l'altitude n'excède pas 600 m. Dans cette région sont situés les bassins tertiaires à quaternaires d'avant arc.

La Sierra est un segment de la chaîne Andine de 650 km de long et 150 km de large. Au nord de 2°20', la chaîne comprend deux chaînes, la Cordillère Occidentale et la Cordillère Real ou Orientale, séparées par une dépression nommée la Vallée Interandine, dans laquelle sont situés les bassins intramontagneux tertiaires à quaternaires. Dans cette zone, la chaîne est couronnée pas de hauts volcans récents comme le Chimborazo (6310 m) et le Cotopaxi (5897 m). Au sud de 2°20' la chaîne est large, sans vallée centrale et sans volcans actifs.

L'Oriente équatorien, couvert de forêt tropicale, fait partie du bassin amazonien supérieur (Fig. I.1). On le divise en deux régions. A l'ouest, la zone subandine est formée de trois grandes structures parallèles aux Andes, dont les altitudes ne dépassent pas 1300 m. Dans la plaine amazonienne située à l'est (moins de 200 m) sont situés les bassins Napo ou Chalcana, et Pastaza, qui font partie du bassin Oriente.

I.2. CADRE GÉOLOGIQUE GÉNÉRAL DU BASSIN ORIENTE

L'Oriente équatorien fait partie du grand bassin qui s'étend depuis le Vénézuéla jusqu'en Bolivie, entre les Andes et les boucliers guyanais et brésilien (Faucher & Savoyat 1973, Figs. I.1 & I.2). Il est formé de deux régions tectoniques différentes : la zone subandine à l'ouest et le bassin amazonien à l'est (Dávila 1990), dont l'individualisation date du Tertiaire, lors de la tectonique andine (Baldock 1982). La série de l'Oriente affleure dans la zone subandine mais n'est connue plus à l'Est que par l'étude des forages effectués dans la plaine amazonienne.

Le substratum cristallin du bassin Oriente est formé des roches précambriennes du Bouclier Guyanais (Dávila 1990, Faucher & Savoyat 1973, Fig. I.2 & I.3). Au Silurien supérieur et Dévonien, une transgression marine dépose des calcaires, argiles et grès sur le bouclier Guyanais (Fm Pumbuiza) (Rosanía & Morales 1987).

Ils sont surmontés en discordance angulaire par des calcaires et argiles de plate-forme carbonatée épicontinentale d'âge Pennsylvanien à Permien inférieur (Fm Macuma, Dashwood & Abbotts 1990, Baldock 1982, Faucher & Savoyat 1973; Fig. I.3).

Les silts, argiles et évaporites permo-triasiques de la Formation Sacha, de milieu lagunaire à côtier et évoluant à marin peu profond (Berrones XI/1994), ne sont connus qu'en puits dans la partie nord du bassin (Rivadeneira y Sánchez 1991).

La Formation Santiago, composée de calcaires bioclastiques et de grès calcaires fins, intercalés vers l'ouest avec des brèches et grauwackes volcaniques, s'est déposée dans la partie sud du bassin pendant le Norien (?)-Sinémurien inférieur (Jaillard et al. 1990, Geyer 1974, Tschopp 1953), dans un environnement de plate-forme carbonatée ouverte vers le sud, en position d'arrière-arc (Mobil VIII/1994).

Du Pliensbachien à l'Oxfordien (190-150 Ma), un arc volcanique se développe dans ce qui est maintenant la zone subandine, depuis la Colombie jusqu'au Nord du Pérou (Romeuf et al. 1995). Ses produits forment les accumulations volcaniques grossières et massives de la Formation Misahuallí (Jaillard et al. III/1996a).

Dans le bassin amazonien et sur le bord oriental de la zone subandine, les sédiments continentaux de la Formation Chapiza (Rosanía & Morales 1987, Baldock 1982, Tschopp 1953), d'âge Jurassique (inférieur?) moyen-Crétacé inférieur (Jaillard 1994) se déposent en discordance sur les formations Santiago et Sacha. Les deux membres inférieurs de la Formation Chapiza sont des couches rouges fines à niveaux d'évaporites et de dolomies, tandis que le membre supérieur est grossier et contient des tufs et des pyroclastites (Tschopp 1953). Dans les bassins Oriente (Équateur) et Marañón (Pérou), les données sismiques indiquent que ces sédiments ont été déposés dans des grabens (Dashwood & Abbotts 1990, Alemán & Marksteiner 1993). Jaillard et al. (III/1996a) ont proposé de nommer Membre Yaupi le membre supérieur partiellement volcanique de la Formation Chapiza, qui avait été auparavant confondu avec la Formation Misahuallí. Son âge est Jurassique terminal-Crétacé inférieur (Hobbs *in*: Lammons 1975, Canfield et al. 1982, Hall & Calle 1982 *in*: Jaillard et al. III/1996a).

Les grès quartzeux de la Formation Hollín forment la base du cycle crétacé. Ils se déposent en discordance angulaire sur la Formation Chapiza entre l'Aptien supérieur et l'Albien moyen (Baldock 1982, Balkwill et al. 1995, Jaillard et al. III/1996a). Ces grès se sont déposés en progradant vers l'ouest, dans des environnements de plate-forme marine peu profonde (Baldock 1982), plaine côtière et plaine alluviale en tresse (Balkwill et al. 1995, White et al. 1995).

La Formation Napo, franchement marine, surmonte transitionnellement et en concordance la Formation Hollín (Faucher & Savoyat 1973, Baldock 1982). D'âge Albien inférieur terminal à Campanien moyen-supérieur, elle est composée de grès glauconieux massifs, de calcaires bioclastiques, de calcaires lités et non bioturbés, d'argiles laminées noires non bioturbées et de marnes, déposés en milieu de plate-forme marine peu profonde, de très basse énergie, disoxique à anoxique, dans un bassin de type épicrotonique (Jaillard IX/1996). La Formation Napo a une épaisseur de 180 m dans le sud-ouest de l'Oriente et s'amincit vers le nord-est (Mobil 1994). Les apports clastiques provenaient du bouclier Guyanais à l'Est (Alemán & Marksteiner 1993).

La partie supérieure de la Formation Napo (Coniacien-Campanien) montre une érosion croissante vers l'ouest (Balkwill et al. 1995, Jaillard et al. XII/1995) sous les grès, argiles multicolores, marnes et rares calcaires de la Formation Tena d'âge Maastrichtien à Paléocène (?) (Dashwood et Abbotts 1990, Baldock 1982, Jaillard et al. III/1996a). Cette discordance du Crétacé terminal représente un écho des premiers épisodes compressifs andins et le début de la sédimentation continentale (Dashwood et Abbotts 1990) avec des sédiments dérivant en partie de l'Ouest (Alemán & Marksteiner 1993). Un hiatus existerait entre les formations Napo et Tena, puisque Reynaud et al. (1993 *in*: Jaillard et al. III/1996a) ont daté le Grès M1 du sommet de la Formation Napo du Campanien inférieur à moyen.

La Formation Tiyuyacu, d'âge Eocène (Jaillard et al. III/1996a), surmonte la Formation Tena en légère discordance et après un hiatus (Dashwood et Abbotts 1990). Elle est composée d'orthoconglomérats, de grès grossiers arkosiques et d'argiles rougeâtres, déposés dans des environnements saumâtres (Bristow & Hoffstetter 1977) à fluviatiles avec des apports provenant de la Cordillère Real (Vera & Gavilanes 1985). La migration vers l'Est du dépo-centre, par rapport à la Formation Tena, illustre le soulèvement en compression de la bordure ouest du bassin (Mobil 1994, Salcedo 1990).

A l'Éocène, lors de la compression Andine, le bassin Oriente est définitivement structuré avec le développement de deux sous-bassins, Napo au nord et Pastaza au sud (Rivadeneira IX/1996). Les deux bassins ont eu une évolution sédimentaire similaire, avec des sédiments grossiers éocènes à la base (Fms Tiyuyacu et Cuzutca), de

nouveaux dépôts grossiers discordants oligocènes (Fm Orteguzaza), surmontés par des sédiments fins miocènes (Fms Chalcana, Arajuno et Curaray), et terminant avec des sédiments de plus en plus grossiers pendant la clôture des bassins au Miocène supérieur-Quaternaire (Fms Chambira, Rotuno et Mesa) (Marocco 1991).

I.3. TECTONIQUE ET SUBSIDENCE

L'étude de la subsidence des bassins Oriente au nord et Marañón au sud permet de connaître leur évolution tectono-sédimentaire de l'Aptien à l'Actuel (Figs. I.4 & I.5).

Selon Berrones (1992), entre la base de la Formation Hollín et le sommet de la Formation Napo (Aptien supérieur-Campanien supérieur, Jaillard et al. III/1996a), la subsidence tectonique est de 3.7 m/Ma sur la bordure NE du bassin, de 4.8 m/Ma dans le nord, et de 9.1 m/Ma dans le centre nord. Thomas et al. (1995) calculent une valeur moyenne de 9 m/Ma entre l'Albien et le Campanien.

Par contre, dans le bassin Marañón entre l'Albien et le Maastrichtien, Contreras et al. (1996) ont calculé une subsidence tectonique moyenne de 12 m/Ma, avec, par exemple, des valeurs pour le Cénomaniennes comprises entre 35 m/Ma dans la partie ouest du bassin et 6 m/Ma pour la partie est. La subsidence du bassin Oriente pendant l'intervalle Hollín-Napo peut donc être considérée comme faible par rapport à celle du bassin Marañón (Berrones & Cotrina IX/1996, Jaillard et al. III/1996b).

Les études stratigraphiques et les calculs de subsidence ont permis d'identifier quelques événements tectoniques dans le bassin Oriente (Figs. I.4 & I.5).

Le premier événement crétacé identifié est celui de l'Albien supérieur (phase Mochica III), également reconnu dans le bassin Marañón (Contreras et al. 1996).

Le deuxième événement tectonique est celui du Turonien moyen-Coniacien basal (phase Péruvienne précoce), mis en évidence sur le terrain par une surface de karstification dans la partie nord de la zone subandine, et par des variations d'épaisseurs dans les calcaires A et M-2 dans le bassin. Ceci indique que les paléo-Andes étaient en cours de déformation et soulèvement (Jaillard et al. III/1996a,b).

Dans l'intervalle Coniacien-Campanien, Contreras et al. (1996) identifient la phase Péruvienne dans le bassin Marañón, qui, dans le bassin Oriente, serait liée au début de la rupture de la croûte continentale supérieure fragile (Thomas et al. 1995). Plus précisément, dans l'Oriente, un événement tectonique est mis en évidence au Campanien supérieur (phase Péruvienne III), marqué par l'émersion du bassin (Berrones & Cotrina 1996) et le soulèvement de la zone subandine (Rivadeneira et al. XI/1995). Il s'agit très probablement de la phase Péruvienne majeure d'âge Campanien identifiée sur la marge péruano-équatorienne (Jaillard 1994).

Le hiatus entre les formations Tena inférieur et supérieur est marqué dans le bassin Marañón par un à-coup de subsidence (limite Crétacé-Tertiaire, Contreras et al. 1996).

Au Paléogène, le premier événement tectonique identifié, dans le bassin Oriente comme dans le bassin Marañón, est celui de la phase Inca I₀ (≈ 56 Ma, Thanétien, érosions Pré-Tiyuyacu). Le deuxième, reconnu seulement dans le bassin Oriente et sur la Côte équatorienne, est la phase Inca I₁ (≈ 42 Ma, Lutétien, Thomas et al. 1995, Contreras et al. 1996, Jaillard et al. 1995). Ces deux événements résulteraient de blocages dans la convergence entre l'Orogène et la Plaque Continentale subduite (Thomas et al. 1996).

Tous ces événements, grosso modo, peuvent être identifiés sur les courbes de subsidence tectonique calculées dans les bassins Oriente (Fig. I.5) et Marañón; ils ont en partie contrôlé la structure actuelle et l'épaisseur des formations sédimentaires.

Pour Jaillard et al. (III/1996a), l'histoire tectonique du bassin Oriente comprend deux périodes (voir Fig. I.4). Pendant la première (Aptien moyen-Turonien inférieur), la sédimentation du bassin Oriente ne subsident a été essentiellement contrôlée



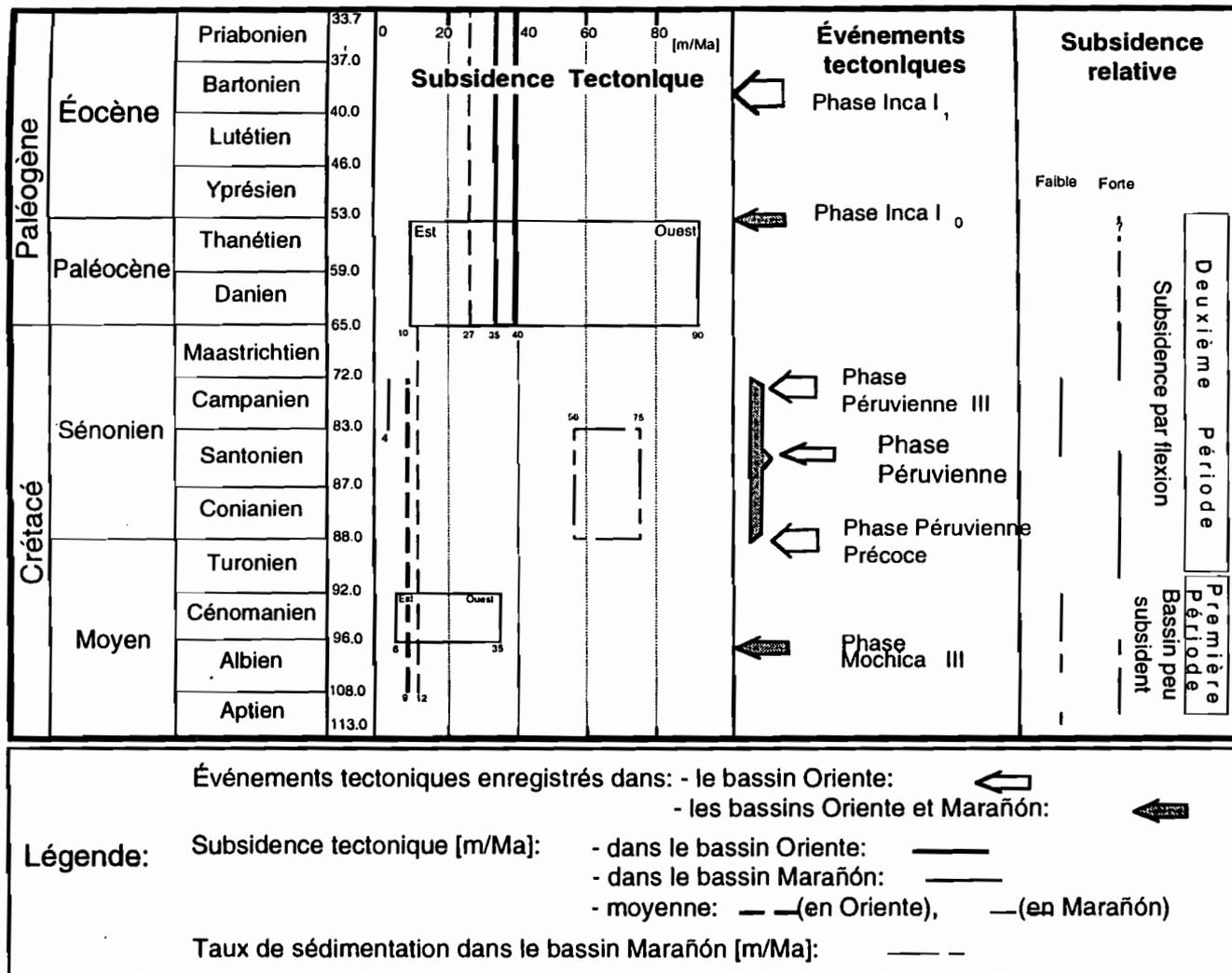


Figure 1.4. Schéma comparatif de la subsidence tectonique et des événements tectoniques enregistrés pendant le Crétacé-Paléogène dans les bassins Oriente et Maraón (D'après Berrones et Cotrina 1996, Contreras et al. 1996, Thomas et al. 1995, et Berrones 1992. Échelle des temps d'après Odin 1994).

par l'eustatisme. Pendant la deuxième (Turonien moyen-Paléocène, sauf Santonien supérieur-Campanien), la subsidence, plus importante, est de plus en plus contrôlée par la tectonique compressive qui provoque la flexion de la plaque continentale.

Dans le bassin Marañón, le Paléogène est considéré comme une période intermédiaire entre une époque caractérisée par des bassins péricratoniques (Crétacé) et l'installation de bassin d'avant-pays (Contreras et al. 1996). A partir de l'Oligocène le bassin Oriente devient un bassin d'avant-pays (Thomas et al. 1995).

I.4. STRATIGRAPHIE CRÉTACÉE DU BASSIN ORIENTE.

Le premier travail stratigraphique important est celui de Tschopp (1953). Il est basé sur des données de terrain collectées dans la zone Subandine et sur un nombre limité de puits pétroliers. Pour le Crétacé, Tschopp (1953) a défini trois formations sédimentaires : Hollín d'âge Crétacé inférieur, Napo d'âge Albien à Coniacien, et Tena d'âge Maastrichtien à Paléocène. La Formation Napo est à son tour divisée lithologiquement en trois unités informelles, Napo Inférieur, Napo Moyen ou Calcaire Principal, et Napo Supérieur (Tschopp 1953) (Fig. I.7).

Les travaux lithostratigraphiques postérieurs effectués par les compagnies pétrolières ont introduit plusieurs subdivisions stratigraphiques fines, qui n'ont pas été formellement définies. En synthétisant ces données, Bristow & Hoffstetter (1977) ont proposé une stratigraphie générale comportant pourtant des imprécisions (Fig. I.8). Puis, au cours des années 70 à 80, plusieurs études micropaléontologiques, non publiées, ont redéfini les unités stratigraphiques et précisé leur distribution et leurs âges.

Une convention de coopération scientifique signée entre l'ORSTOM et PetroProducción (filiale de PetroEcuador, Entreprise Nationale du Pétrole d'Équateur), a permis de réviser la litho- et biostratigraphie de l'intervalle Crétacé-Paléogène du Bassin Oriente. Cette recherche a été basée sur une révision complète des données bibliographiques et sur un travail de terrain effectué principalement dans la zone subandine. Les résultats de ces travaux sont contenus dans des rapports encore non publiés (Jaillard et al. XII/1994, VI/1995, XII/1995, III/1996a, III/1996b; LABOGEO 1989-1996; Jaillard et al. sous presse).

En conséquence, la stratigraphie du Crétacé, décrite ci-dessous, sera basée principalement sur les rapports de Jaillard et al. (Fig. I.9).

Formation Hollín

La Formation Hollín existe dans tout le bassin Oriente sauf sur sa bordure nord-est, et repose sur les dépôts néocomiens et pré-crétacés. Elle est composée à la base de grès quartzeux à grain grossier à moyen et de conglomérats à restes de plantes, tandis qu'au sommet dominant les grès moyens à grossiers (Villagómez et al. 1996). L'environnement de dépôt est fluvial en tresse évoluant vers le haut à lacustre, puis à des milieux de plaine côtière et d'estuaire (White et al. 1995, Rivadeneira XI/1995, Jaillard et al. III/1996b, Shanmugam et al. 1996). La Formation Hollín représente des dépôts diachrones rétrogradants d'âge Aptien supérieur à Albien moyen (Villagómez et al. 1996). Les grès proviendraient du bouclier Guyanais (Villagómez 1995).

Groupe Napo

Jaillard et al. (XII/1994, III/1996a) ont proposé de regrouper les unités Napo inférieur, moyen et supérieur de Tschopp (1953) sous le nom de Groupe Napo et d'introduire une nouvelle formation appelée Formation Napo Basal, en conservant les noms et unités stratigraphiques généralement utilisés par l'industrie pétrolière (Voir Bristow & Hoffstetter (1977) et Figs. I.8 et I.9).

Formation Napo Basal

D'âge compris entre la fin de l'Albien inférieur et l'Albien supérieur (partie inférieure à moyenne), elle comprend (de la base au sommet):

- Grès Basal: argiles et grès glauconieux de milieu marin peu profond.
- Calcaires C: calcaires massifs minces et bien lités.
- Argiles Napo Basal: argiles noires marines, intercalées de marnes et calcaires. En bordure nord-est du bassin, elles constituent les premiers dépôts transgressifs.
- Calcaire T: connu seulement dans l'ouest et le sud du bassin, il passerait latéralement vers l'est au Grès T. Ce sont des séquences de marnes et calcaires (généralement stratocroissantes) de plate-forme ouverte.
- Grès T: connus dans tout le bassin, ce sont des grès massifs riches en glauconite, d'environnement marin peu profond à deltaïque.

A grande échelle, la succession des unités Formation Hollín, Grès Basal, Calcaire C et Argile Basale représente une transgression marine diachrone du sud vers le nord-est d'âge Aptien supérieur à Albien supérieur (Villagómez et al. 1996). Deux maxima de transgression dans les argiles Napo basal sont suivis par des dépôts régressifs (Calcaire et Grès T).

Formation Napo Inférieur

Elle comprend, de la base au sommet:

- Calcaire B: connu seulement dans le nord-ouest du bassin. Vers l'Est il se confond avec le sommet du Grès T ou avec les Argiles U, ou ne s'est pas déposé. Ce sont des argiles noires de milieu anoxique avec de minces intercalations ou nodules de calcaire noir laminé. Son âge est inclus dans l'intervalle Albien supérieur (partie moyenne) - Cénomaniens inférieur (?).
- Argiles U: connues dans tout le bassin. Ce sont des argiles noires marines, à rares lamines de silts et intercalations locales de niveaux bioclastiques. Leur âge est Cénomaniens, probablement inférieur. La base des argiles semble être une ligne-temps.
- Calcaire U: déposé dans la partie centrale du bassin et intercalé entre les Argiles U et les Grès U. Il a été confondu auparavant avec le Calcaire B albien, mais les études micropaléontologiques indiquent un âge Cénomaniens. Il est composé de calcaires bioclastiques en bancs massifs.
- Grès U: ne sont pas bien exprimés dans la partie nord de la zone subandine. Ce sont des grès d'environnement marin peu profond à alluvial, à rares intercalations de calcaires massifs et d'argiles. Leur âge, encore mal défini, serait Cénomaniens moyen à supérieur, sans atteindre le Cénomaniens terminal.

En général, les âges biostratigraphiques de la Formation Napo inférieur varient entre l'Albien supérieur (partie moyenne) et le Cénomaniens moyen. D'après les microfossiles, il existerait des hiatus à la base (Albien supérieur-Cénomaniens inférieur) et au sommet de la formation (Cénomaniens supérieur-Turonien basal), lesquels sont probablement dûs à des périodes de bas niveau eustatique (Fig. I.10).

La Formation Napo Inférieur constitue une mégaséquence transgressive (Calcaire B et Argile U) et régressive (Calcaire et Grès U), avec un maximum de transgression majeur dans les argiles U.

Il existe au moins deux niveaux de calcaires cénomaniens : un niveau de plate-forme carbonatée peu profonde avec influences terrigènes, qu'on appellera provisoirement Calcaire U inférieur, situé au-dessous du Grès U inférieur (Lascano IV/1994, Jaillard et al. III/1996b), et le Calcaire U supérieur, situé sous le Grès U supérieur (Toro et Medina XI/1995, Jaillard et al. III/1996b).

Formation Napo Moyen

Elle comprend les unités suivantes (de bas en haut):

- Calcaire A: calcaires massifs de plate-forme peu profonde, d'âge turonien inférieur élevé à turonien moyen. Leur base transgressive est une excellente ligne-temps.
- Grès M-2: grès glauconieux, qui n'existent que dans la partie est du bassin.
- Calcaires M-2: séquences de progradation de calcaires et marnes de plate-forme carbonatée peu profonde. Vers l'Est ils passeraient latéralement aux Grès M-2. Leur âge est Turonien moyen à Turonien supérieur, peut-être Coniacien basal.

Formation Napo Supérieur

Elle comprend les unités suivantes (de la base au sommet):

- Calcaire M-1: séquences marines d'argiles, marnes et calcaires transgressifs bien lités, surmontées par le marqueur radioactif "L", qui est une bonne ligne-temps (phosphorites riches en Uranium, qui matérialisent un niveau condensé de transgression).
- Argiles M-1: elles sont homogènes dans le bassin. Ce sont des argiles marines noires avec des intercalations strato-croissantes de grès.
- Grès M-1: grès grossiers massifs transgressifs, avec contact basal érosif.

L'âge va du Coniacien inférieur au Campanien moyen. Le contenu paléontologique suggère un hiatus du Santonien supérieur-Campanien inférieur séparant l'Argile M-1 du Grès M-1, et un autre du Campanien supérieur-Maastrichtien inférieur qui sépare le Grès M-1 du Grès Basal de la Formation Tena.

Formation Tena

La Formation Tena est divisée en trois membres (de bas en haut) : Grès Basal, Tena Inférieur et Tena Supérieur. La Formation Tena est composée de calcaires et marnes gréseuses, d'argiles et de grès fins bigarrés (noir, vert, rouge) avec des nodules calcaires, déposés en milieu marin peu profond (estuarien) à continental (fluvial). Leur âge varie entre le Maastrichtien inférieur et le Paléocène.

1.5. OBJECTIFS DE L'ETUDE

La stratigraphie du Crétacé marin du Bassin Oriente d'Équateur a toujours été difficile à synthétiser pour les raisons suivantes :

* Les évolutions latérales de faciès sont fréquentes. En général, les calcaires et argiles marins dominent à l'ouest et sud-ouest, tandis que les grès continentaux ou marins littoraux prédominent à l'est et au nord-est du bassin (Jaillard et al. III/1996a).

* Il reste encore à préciser l'existence de la durée des lacunes stratigraphiques. Par exemple, une lacune stratigraphique de l'Albien supérieur (Vraconien) et du Cénomaniens basal est probable (Jaillard et al. III/1996a). Mills (1969, 1972a,b,c) propose l'existence d'une probable lacune sédimentaire du Cénomaniens moyen à supérieur (Jaillard et al. XII/1994, p. 12). L'étude des foraminifères dans le puits Pungarayacu-30 (Labogeo 1994) suggère un hiatus du Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur entre le Calcaire A et le Grès U sous-jacent (Jaillard et al. III/1996a, p. 61).

* La précision des datations micropaléontologiques est parfois peu précises. Pour Robertson Research (1985), le Cénomaniens correspondrait dans les puits de l'extrême sud-est du bassin aux Grès T et Calcaire B, pourtant datés de l'Albien supé-

rieur par Jaillard et al. (III/1996a) dans la zone subandine. Lammons (1974) a conclu à l'existence locale d'une lacune sédimentaire du Turonien. D'après Robertson Research (1985 *in*: Jaillard et al. XII/1994, p. 21), le Turonien ne se serait pas déposé sur l'ensemble du Bassin Oriente. Pourtant, dans la zone subandine, Sigal (1969), Faucher et al. (1971), Mills (1972c) et Tschopp (1953, avec des ammonites) ont mentionné des marqueurs qui assurent un âge Turonien (Jaillard et al. XII/1994, p. 41).

Il est donc nécessaire de préciser le cadre stratigraphique et les corrélations de la série crétacée de l'Oriente. Ceci implique par exemple d'étudier les variations latérales vers l'Est des Calcaires B laminés et anoxiques de la partie nord-ouest du bassin; de rechercher si l'Argile U (Cénomanién inférieur probable) constitue une lignetemps; si le Grès U passe latéralement vers l'Ouest aux Calcaires U (tous deux d'âge Cénomanién moyen probable); et de préciser dans les parties centrale et orientale du bassin, la situation stratigraphique respective du Grès U et des Calcaires U (Jaillard et al. III/1996a, pp. 86-87).

Enfin, on tentera de proposer une interprétation des paléoenvironnements des dépôts clastiques et carbonatés du Crétacé, de caractériser les processus sédimentaires dominants, et de définir un modèle sédimentaire de fonctionnement du bassin.

Ces recherches ont des conséquences directes sur l'estimation géométrique des pièges stratigraphiques et des réserves pétrolières prouvées, et donc, sur l'économie du pays. Pour ces raisons, et en fonction des problèmes stratigraphiques et sédimentaires, des données disponibles et de l'intérêt exploratoire de PetroProducción, on a focalisé l'étude sur l'intervalle Albién supérieur - Turonien inférieur, c'est à dire sur le Calcaire B, la Zone U (grès, argiles et calcaires) et la base du Calcaire A.

1.6. LE BASSIN PÉTROLIER ORIENTE

L'exploration pétrolière du Bassin Oriente d'Équateur a commencé en 1921, mais le premier puits n'a été perforé qu'en 1937 (Tschopp 1953) et le début de la production date d'août 1972 (White et al. 1995). La production vient essentiellement des grès des formations Hollín et Napo (T et U) (Dashwood & Abbotts 1990, Smith 1989). Les argiles et calcaires crétacés semblent être les principales roches-mères (Dashwood & Abbotts 1990), mais la Formation Santiago a pu constituer une source secondaire de pétrole pour les réservoirs crétacés (Rivadeneira 1986 *in*: Young et al. 1995). Les puits les plus profonds atteignent 3500 m (Thomas et al. 1995). Le pétrole brut, d'origine marine, varie de lourd à normal (14°-36° API) (Montenegro & García 1996).

Au cours des 20 dernières années, plus de $3 \cdot 10^9$ barils de pétrole ont été récupérés des réservoirs crétacés (Hollín, T, U, M-2 et M-1). En décembre 1992, la production cumulée de la Formation Napo était de $1.17 \cdot 10^9$ barils, celle de la Formation Hollín atteignait $1.7 \cdot 10^9$ barils (White et al. 1995).

La production pétrolière espérée pour les 20 prochaines années est de près de $2 \cdot 10^9$ barils provenant des champs en exploitation et de ceux en cours de développement (White et al. 1995). Des gisements mineurs mais importants (50 à $250 \cdot 10^6$ barils) peuvent encore être découverts dans les bassins Putumayo-Oriente-Marañón, où, pendant les années 1980-1990, l'Équateur eut le plus grand rapport de succès exploratoire (60 %) d'Amérique Latine (Kronman et al. 1995).

Actuellement, la production quotidienne de pétrole brut du bassin Oriente -tant institutionnelle (majoritaire) que privée- est de presque $0.32 \cdot 10^6$ barils. Sa vente sur le marché international rapporte à l'Etat équatorien presque la moitié de son budget total.

CHAPITRE II. BIOSTRATIGRAPHIE DE L'INTERVALLE ALBIEN SUPERIEUR - TURONIEN INFERIEUR

II.1. INTRODUCTION

L'étude biostratigraphique du bassin Oriente et de la zone subandine d'Équateur a commencé en 1921 lors des premières explorations pétrolières. Les travaux anciens ont été effectués par des compagnies privées dans la zone subandine, tandis que les études récentes furent menées sur l'ensemble du bassin par l'Etat (CEPE, PetroAmazonas et PetroProducción) et les compagnies privées. La majorité de ces résultats étant des rapports internes, une synthèse biostratigraphique du bassin Oriente n'a été possible qu'au travers de la convention ORSTOM-PetroProducción (Jaillard et al. XII/1994, XII/1995, III/1996ab).

On présentera d'abord un résumé des principaux résultats de la Convention ORSTOM-PetroProducción (II.2), puis les résultats de la recherche bibliographique effectuée pour ce travail (II.3), enfin, une synthèse biostratigraphique de l'intervalle Albien supérieur-Turonien inférieur (II.4).

II.2. BIOZONATION DU CRÉTACÉ MOYEN DE L'ORIENTE ÉQUATORIEN

Jaillard et al. (III/1996a) ont proposé une biozonation pour le Crétacé marin de l'Orienté équatorien, en tenant compte des résultats macro- et micropaléontologiques des travaux biostratigraphiques menés avant 1993, de l'étude du puits Pungarayacu-30 (Labogeo 1994) et des travaux menés lors de la convention ORSTOM-PetroProducción sur les affleurements de la zone subandine (Fig. II.1). Cette zonation s'inspire de celle proposée par Labogeo (1994), mais introduit d'importantes modifications concernant la définition des biozones, des marqueurs (micro-, nannofossiles et macrofossiles associés) et des âges.

Pour l'intervalle Albien supérieur-Turonien inférieur (Fig. II.2), les biozones sont (Jaillard et al. III/1996a):

Zone à *Eiffellithus turriseiffelli*/*Ticinella* spp. (Albien supérieur, partie moyenne)

La base est définie par la grande abondance des *Ticinella* spp. et l'apparition du nannofossile *Eiffellithus turriseiffelli* (qui marque la base de l'Albien supérieur). Les autres microfossiles abondants sont les foraminifères: *Ticinella madecassiana*, *Ti. roberti*, *Ti. cf. primula* et *Globigerinelloides bentonensis*; les nannofossiles: *Cretarhabdulus decorus*, *Zycolithus ponticulus*, *Zy. stenopous*, etc; et les palynomorphes: *Galeacornea causea*, *Ga. cf. clavis*, etc. On note la disparition de *Elaterocolpites castelaini*, *Elaterosporites klaszi* et *Es. protensus*, qui se produit à la base ou dans le Calcaire B. La présence locale de ces dernières espèces, l'abondance de *Ticinella* spp., la présence de *Gl. bentonensis*, et l'occurrence d'ammonites du genre *Mortoniceras* dans la partie inférieure et moyenne de la zone conduit à l'attribuer à la partie moyenne de l'Albien supérieur.

Une lacune de l'Albien terminal et d'une partie du Cénomaniens inférieur est donc probable.

Zone à *Zycolithus ponticulus*/*Gnetaceaepollenites diversus* (Cénomaniens s.l.)

Sa base est définie, encore de manière imprécise, par la disparition des foraminifères du genre *Ticinella* et de *Gl. bentonensis*, et par l'apparition des nannofossiles *Cretarhabdulus conicus*, *Eprolithus* (= *Lithastrinus*) *floralis* et *Microrhabdulus decoratus*, et des palynomorphes *Gnetaceaepollenites diversus* et *Gn. clathratus*. Les autres microfossiles présents sont les foraminifères *Hedbergella planispira*, *Clavihedbergella simplex*, les nannofossiles *Ei. turriseiffelli*, *Watznaueria barnesae*, *Zygodolithus angustus* et *Zy. stenopous*, et les palynomorphes *Elateroplicites africaensis*, *Gnetaceaepollenites crassipoli*, *Gn. similis* et *Mo. sphaeroidites*.

Un âge Cénomaniens est assuré par la disparition des *Ticinella* spp., l'occurrence très locale des genres *Rotalipora* sp. et *Whiteinella* sp. (Pungarayacu-30) ou du radiolaire *Dyctiomitra macrocephala*, l'apparition du nannofossile *Mi. decoratus*, l'abondance des espèces de *Zygodolithus*, et la diversité des pollens du genre *Gnetaceaepollenites*. La présence de *Zy. ponticulus* vers le sommet de la biozone indiquerait le Cénomaniens inférieur, peut-être moyen (Stover 1965).

Zone à *Heterohelix reussi*/*Eiffelithus eximius* (Turonien inférieur et moyen)

Cette biozone correspond à la première séquence (Calcaire A inférieur) et à la majeure partie de la deuxième séquence (Calcaire A supérieur) de la Formation Napo Moyen.

Sa base est définie par l'apparition de marqueurs du Turonien moyen comme le foraminifère *Heterohelix reussi* et le nannofossile *Ei. eximius*, et la disparition des espèces cénomaniennes de nannofossiles (*Zy. ponticulus*) et de palynomorphes (*Ep. africaensis*). Les autres microfossiles présents sont les foraminifères *Hedbergella planispira*, *Heterohelix globulosa*, *Hx. moremani*, *Hx. pseudotessera*, *Hx. ultimatumida*, et les nannofossiles *Ei. turriseiffelli*, *Ep.* (= *Li.*) *floralis*, *Quadrum gartneri*, et *Zy. stenopous*. Les palynomorphes sont rares. On note l'occurrence de *Whiteinella inornata*.

Cette zone est attribuée au Turonien inférieur élevé et au Turonien moyen, en raison de l'association des marqueurs micropaléontologiques avec les ammonites *Mammites* sp. et *Neoptychites* sp. et l'occurrence de *Coilopoceratidés* (?) au sommet du Calcaire A inférieur.

II.3. ANALYSE BIOSTRATIGRAPHIQUE

Le Tableau II.1 contient les références bibliographiques par unité stratigraphique et par puits pétrolier étudié, des données biostratigraphiques disponibles utilisées dans ce travail. Pour l'analyse et la discussion, on a établi l'occurrence des microfossiles (foraminifères, nannofossiles et palynomorphes) dans chaque puits étudié (Figs. II.6, II.7 et II.8, respectivement). Les déterminations d'âge les plus fiables ont été utilisées pour proposer des rangs d'âge par unité, à partir desquels on a finalement estimé l'âge des unités étudiées (Figs. II.9, 10 et 11).

Le Calcaire B

Les puits étudiés sont localisés dans la partie Nord et Centre-ouest du bassin (Fig. II.3) qui est la zone paléogéographique de dépôt du Calcaire B. Le puits Conambo-1 fait exception, mais l'attribution au Calcaire B y a été faite selon les rapports internes de PetroProducción.

Les principaux foraminifères présents dans le Calcaire B (Fig. II.6.a) sont *Heterohelix washitensis* (assez diagnostique), *Globigerinelloides ultramicra*, *Guembelitra cenomana*, *Hdg. aff. infracretacea*, *Hdg. angolae*, *Heterohelix globulosa*, *Hx. moremani*, *Hdg. planispira complex*, *Ticinella* sp. (diagnostiques) et *Ti. roberti* (Albien moyen-supérieur, significatif).

sont (en ordre d'abondance décroissante): *Mo. sphaeroidites*, *A. australis*, *El. africaensis*, *D. minor*, *Ci. hallei*, *Gn. diversus*, *Ca. insignis*, *C. classoides*, *El. klaszi*, *Ep. voluta*, *G. causea*, *Mu. polygonalis*, *Re. jardinus*, *Tr. africaensis*, *St. binodosus* et *Str. dubius*.

Les foraminifères *Ticinella* sp., *Ti. roberti*, *Hdg. delrioensis* et *Whiteinella* cf. *paradubia*, les nannofossiles *E. turriseiffelli*, *Zy. stenopous* et *Zy. ponticulus*, et les palynomorphes *Cicatricosisporites hallei*, *Elateroplicites africaensis*, *Elaterosporites klaszi*, *Gnetaceaepollenites clathratus*, *Gn. diversus*, *Monocolpopollenites sphaeroidites* et *Multiporopollenites polygonalis* caractérisent la biozone à *Zycolithus ponticulus* et *Gnetaceaepollenites diversus* de Jaillard et al. (III/1996a). (Fig. II.2).

Le foraminifère *Hx. reussi* de la biozone turonienne est présent dans la partie supérieure de la Zone U à Ocano-1, ce qui implique qu'il apparaît dans la biozone cénonomanienne, ou que le sommet de la biozone atteint le Turonien. Le palynomorphe *Sofrepites legouxae* de la biozone de l'Albien supérieur est présent dans la biozone cénonomanienne, ce qui signifierait qu'il persiste au Cénomanien ou que la base de la biozone est albienne.

Pour la Zone U, l'âge déterminé par les foraminifères, nannofossiles et principalement par les palynomorphes est Cénomanien inférieur pour la partie inférieure de la zone, Cénomanien inférieur à moyen pour la partie moyenne, et Cénomanien moyen à supérieur pour la partie supérieure de la zone (Fig. II.10). L'âge de la Zone U irait donc du Cénomanien inférieur au Cénomanien supérieur.

Le Calcaire A

Les puits étudiés sont localisés dans les parties nord et centrale du bassin (Fig. II.5). On a ajouté le puits Ishpingo-1, le Calcaire A y étant identifié dans les rapports internes de PetroProducción.

Dans le Calcaire A, sont principalement présents les foraminifères *Hx. moremani*, *Hx. reussi* (diagnostiques) et *Hdg. planispira* (Aptien moyen-Turonien, le plus diagnostique). Les espèces les plus fréquentes sont *Ci. subcarinatus*, *Hx. globulosa* et *Hx. reussi* (Fig. II.6.c)

Les principaux nannofossiles présents sont (Fig. II.7.c) *Co. circumradiatus* (de valeur diagnostique relative), *Mastharteristes* cf. *furcatus*, *Zycolithus ponticulus* et *Zy. lacunatus* (diagnostiques). Les espèces les plus fréquentes sont *W. barnesae* et *Co. paenepelagicus*.

Les principaux palynomorphes présents (Fig. II.8.c) sont *Foraminisporites* cf. *asymmetricus*, *Tricolpites giganteus*, *Extratropopollenites emanciatus*, *Inaperturopollenites* sp. et *Ephedra* cf. *voluta* (Cénomanien) (diagnostiques). Les espèces les plus fréquentes sont *A. australis* et *Mo. sphaeroidites*.

Les foraminifères *Hdg. planispira*, *Hx. reussi* et *Wh. archaeocretacea*, le nannofossile *Ei. turriseiffelli* et les palynomorphes *Mo. sphaeroidites* et *Mu. polygonalis* caractérisent la biozone à *Hx. reussi* et *Ei. eximius* de Jaillard et al. (III/1996a) (Turonien inférieur élevé à Turonien moyen, Fig. II.2). *Zy. ponticulus* de la biozone du Cénomanien est présent dans le Calcaire A, ce qui impliquerait qu'il persiste jusqu'au Turonien inférieur.

Pour le Calcaire A, l'âge déterminé par les microfossiles est Cénomanien à Santonien pour la partie inférieure, et Turonien moyen à supérieur pour les parties moyenne et supérieure de l'unité (Fig. II.11). L'âge du Calcaire A serait donc Turonien inférieur à Turonien supérieur.

II.4. SYNTHÈSE BIOSTRATIGRAPHIQUE DE L'INTERVALLE ALBIEN SUPÉRIEUR-TURONIEN INFÉRIEUR

Le Calcaire B

Dans les puits du bassin Oriente, l'âge micropaléontologique du Calcaire B est Albien supérieur-Cénomaniens inférieur pour les parties inférieure et moyenne de l'unité, et Cénomaniens inférieur pour la partie supérieure. Jaillard et al. (III/1996a) sur les indications de la microfaune et la découverte de l'ammonite *Mortoniceras* (*Deiradoce-ras*) sp. dans la partie moyenne du Calcaire B du Río Misahuallí (zone Subandine Nord), ont admis un âge Albien supérieur (partie moyenne). Cependant cette coupe n'est pas située dans le bassin amazonien. On retiendra donc pour le Calcaire B du bassin Oriente, un âge Albien supérieur (partie moyenne), son extension au Cénomaniens inférieur devant être confirmée par les ammonites.

Les nouvelles données biostratigraphiques analysées dans ce travail n'ont pas permis de démontrer le hiatus de l'Albien supérieur-Cénomaniens inférieur assumé par Mills (1969, 1971a,b,c) et Jaillard et al. (III/1996a), le Calcaire B ayant pu se déposer de façon diachrone, du sud vers le nord du bassin, pendant la transgression de l'Albien terminal (97 Ma, Haq et al. 1988, Fig. 15). Néanmoins, l'absence de marqueurs de l'Albien terminal nous conduit, dans la suite de ce travail, à admettre un hiatus de l'Albien terminal - Cénomaniens basal (*p.p.*).

La Zone U (Argile U, Calcaire U et Grès U)

Pour la Zone U, l'âge déterminé grâce aux foraminifères, nannofossiles, et surtout palynomorphes est Cénomaniens inférieur pour la partie inférieure, Cénomaniens inférieur à moyen pour la partie moyenne, et Cénomaniens moyen à supérieur pour la partie supérieure.

Le Calcaire A

Pour le Calcaire A inférieur, l'étude des microfossiles ainsi que la position stratigraphique de l'unité conduisent à proposer un âge Turonien inférieur à supérieur. Jaillard et al. (III/1996a) proposent un âge compris entre le Turonien inférieur élevé et le Turonien moyen, en se basant sur les indications de la microfaune (dans le Río Misahuallí et le puits Pungarayacu-30), et sur le fait que Wasson et Sinclair (1922), Tschopp (1953) et Mills (1969, 1971a,b,c) ont mentionné des inocérames et ammonites de la fin du Turonien inférieur dans la première séquence du Calcaire A. L'âge du Calcaire A inférieur dans le bassin Oriente et la zone Subandine Nord d'Équateur serait donc Turonien inférieur élevé à Turonien moyen.

D'après les nouvelles données biostratigraphiques analysées dans ce travail, le hiatus du Turonien assumé par Robertson Research (1985, 1988) n'existe pas. Le hiatus du Cénomaniens supérieur à Turonien inférieur supposé par Mills (1969, 1971) et Jaillard et al. (III/1996a) serait associé à la baisse du niveau de la mer pendant le Cénomaniens supérieur (92.6 Ma, Haq et al. 1988, Fig. 15).

CHAPITRE III. SÉDIMENTOLOGIE DE L'INTERVALLE ALBIEN SUPÉRIEUR - TURONIEN INFÉRIEUR

III.1. INTRODUCTION

Le but de ce chapitre est de donner un aperçu du comportement sédimentaire des Calcaire B, Zone U (Argile U, Calcaire U inf. et sup., et Grès U inf. et sup.) et Calcaire A inférieur. Pour ce faire, on présentera un résumé des caractéristiques générales des environnements transitionnels les plus fréquents (III.2), les principaux travaux antérieurs traitant des environnements sédimentaires (III.3), l'analyse sédimentologique et leur évolution verticale (III.4), et enfin, la synthèse du modèle de comportement sédimentaire de ces unités (III.5).

III.2. PRINCIPALES CARACTÉRISTIQUES DES ENVIRONNEMENTS DELTAÏQUE ET ESTUARIEN

Pour clarifier les différences et similitudes entre les environnements estuarien et deltaïque, et discuter les différentes interprétations sédimentaires des unités étudiées, on résumera les principales caractéristiques de ces systèmes.

D'après: (1) Dalrymple et al. (1992 *in*: Shanmugam et al. III/1996), (2) Boggs Jr. (1995), (3) Shanmugam et al. (III/1996), (4) Leeder (1982), (5) Elliot *in*: Reading (1986), (6) Reineck & Singh (1980), (7) Clifton *in*: Scholle & Spearing (1982), et (8) Shanley et al. (1992), les principales caractéristiques des environnements estuarien et deltaïque sont:

- Dynamique sédimentaire:

Estuaire: les estuaires peuvent exister pendant la montée du niveau de la mer (transgression); peuvent être remplis pendant une baisse du niveau de la mer (régression) ou une période de mer stable; et peuvent se transformer alors en deltas après avoir été remplis complètement (1 & 2).

Delta: les deltas ne peuvent exister que quand les apports sédimentaires dépassent la montée du niveau de la mer et/ou la subsidence (1). Leur construction s'opère toujours par progradation (6).

- Morphologie / géométrie:

Estuaire: portion marine d'une vallée incisée (1).

Delta: protrusion vers la mer de la ligne de côte par accumulation sédimentaire d'origine fluviale (1), de forme triangulaire en plan et en forme de prisme en coupe (2).

- Source des sédiments:

Estuaire: reçoit des sédiments tant d'origine fluviale que marine (1).

Delta: reçoit des sédiments d'origine fluviale (1), éventuellement remaniés par des processus marins.

- Transport des sédiments:

Estuaire: bidirectionnel (vers la mer et vers la terre) (1). L'axe de dépôt est parallèle à la pente de la plate-forme (3).

Delta: transport unidirectionnel (vers la mer) (1), bien qu'il puisse y avoir une double direction de transport dans les zones dominées par les marées (2). L'axe de dépôt est souvent perpendiculaire à la pente de la plate-forme (3).

- Dépocentre:

Estuaire: à l'embouchure du fleuve majeur.

Delta: à l'embouchure du distributaire majeur (5).

- Structures sédimentaires:

Estuaire: Laminations obliques drapées d'argiles (*mud draped*), laminations doubles d'argile (*double mud layers* ou *mud coupled layers*), faciès hétérolithiques, rythmites tidales, laminations de type stylolithiques, laminations bidirectionnelles, *mud drapes*, laminations flaser et rides, bioturbations, surfaces d'érosion et de réactivation (3). Les *mud drapes* et *flaser-beddings* sont plus abondants que dans les autres environnements (7).

Delta: Aucune figure diagnostique: laminations obliques, rides, bioturbations, traces de racines (2), slumps (7). Faible bioturbation due au fort taux de sédimentation (6).

- Faciès:

Estuaire: faciès tidaux, de vagues et fluviatiles (1).

Delta: faciès fluviatiles (dominants), de vagues, tidaux (1), de plage.

- Organisation verticale des séquences:

Estuaire: présente généralement des séquences transgressives d'approfondissement (1).

Delta: présente toujours une tendance répétitive progradante (1 & 5), dans toutes les parties du delta (2).

- Taxons fossiles:

Estuaire: faune non spécifique, intermédiaire (eaux douces, saumâtres et marines) (2). Un estuaire dominé par les marées contient typiquement une faune saumâtre (pélécy-podes, gastéropodes, ostracodes, miliolidés, huîtres, et moules) (2).

Delta: faune non spécifique, intermédiaire (eaux douces, saumâtres et marines) (2).

- Subenvironnements associés:

Estuaire: plate-forme marine, plaine tidale (gréseuse et boueuse), fluviatile.

Delta: marins (plage, barrière, lagon, front deltaïque, prodelta) à non marins (fluviatile, interdistributaires, éolien, lac) (2 & 4).

- Association latérale de faciès / zone d'influence:

Estuaire: faciès estuariens pouvant être présents dans des couches non marines (fluviatiles) jusqu'à des dizaines ou centaines des kilomètres de la ligne de côte (8).

Delta: variable, en fonction du processus dominant (fleuves, vagues, ou marées). Leur faciès peuvent atteindre la zone de plate-forme ouverte. (2).

III.3. TRAVAUX ANTÉRIEURS

Les environnements de dépôt des unités crétacées du bassin Oriente, et particulièrement les unités de l'Albien supérieur-Turonien inférieur ont fait l'objet d'interprétations différentes.

Le Calcaire B

L'environnement de dépôt du Calcaire B dans la partie ouest du bassin (zone sub-andine Nord) est marin confiné de basse énergie (pour la partie basale argileuse), de plate-forme carbonatée ouverte, peu profonde, de faible à bonne énergie et influences terrigènes pour la partie inférieure (calcaire massif), et marin anoxique de

basse énergie pour les parties moyenne et supérieure (argiles et calcaires laminées) (Jaillard et al. III/1996b, p.14, 15, 24).

Dans la partie nord-ouest et nord du bassin l'environnement sédimentaire du Calcaire B est de plate-forme subtidale boueuse, légèrement carbonatée, anoxique (Rivadeneira 1994, Jaillard et al. III/1996b, p.49).

Dans la partie est du bassin - selon les études menées sur les sédiments corrélés avec le Calcaire B -, il serait marin peu profond à littoral (plaine tidale boueuse estuarienne et delta), à continental subaquatique (Berrones V/1994, Toro XII/1995).

En résumé, le milieu de dépôt du Calcaire B est de plate-forme carbonatée, plus anoxique vers le sommet, de plus faible énergie vers le Nord-Ouest, et serait terrigène et peu profond vers l'Est.

La Zone U (Argile U, Calcaire U et Grès U)

Dans la partie ouest du bassin (zone subandine Nord), l'Argile U est un dépôt marin anoxique de basse énergie, relativement profond, évoluant à marin peu profond. Les Calcaire et Grès U se seraient déposés en milieu marin ouvert peu profond avec influences terrigènes, évoluant à plate-forme carbonatée confinée (Jaillard et al. III/1996b, p.17, 20).

Dans le Nord du bassin, l'environnement du Grès U inférieur est un estuaire dominé par les marées, avec des faciès de plaine gréseuse et barres, qui évolue à plaine boueuse et plate-forme clastique ouverte, dans un contexte transgressif (Labogeo VI/1995, J. Toro obs. pers.). L'ensemble des Grès U inférieur et supérieur correspondrait à un environnement deltaïque (faciès de chenaux distributaires et barres d'embouchure), ou à un estuaire dominé par les marées (Rosanía et Silva 1990, Benítez et al. X/1996).

Dans la partie est du bassin, l'environnement de dépôt du Grès U inférieur serait estuarien (Toro V/1996) à marin littoral (Labogeo VIII/1993) et fluviatile (?) avec influence des marées (Schlumberger *in*: Rivadeneira XI/1995). Pour le Grès U (partie moyenne de la zone gréseuse dans les diagraphies), l'environnement serait estuarien avec influences fluviatiles (Toro VI/1996), à marin littoral évoluant à deltaïque dominé par les fleuves (Labogeo VIII/1993), ou intermédiaire avec influences des processus tidaux et fluviatiles (Taha 1994). L'environnement de dépôt du Grès U supérieur serait d'estuaire (Toro V/1996), intermédiaire avec influences tidales et fluviatiles (Taha 1994), et deltaïque infra-littoral (Labogeo II/1994).

Dans la partie centrale du bassin, le Grès U serait de milieu marin transgressif avec des séquences estuariennes à marines qui, vers l'Est, évoluent vers des dépôts continentaux (Jaillard et al. III/1996b, Shanmugam et al. 1996, White 1991, White et al. 1995, Young et al. XI/1995, Díaz XI/1995). D'autres y voient un dépôt de plate-forme marine dominée par les vagues (Jones (1987) et Leonard (1989) *in*: White (1991)), deltaïque (Conoco 1987, Rosanía et Silva 1990, Salcedo 1990, White et al. 1995), à fluviatile (White et al. 1995) en tresse (Corelab V/1989). L'environnement de dépôt de l'Argile U serait de plate-forme clastique interne (Díaz XI/1995). Le milieu de dépôt du Grès U inférieur serait marin peu profond en contexte transgressif (Corelab VIII/1990), de plaine deltaïque (Labogeo IV/1996), ou d'avant plage (Fekete 1994). L'environnement de dépôt du Grès U supérieur serait de plate-forme clastique et carbonatée, estuarien, fluviatile influencé par les marées (Toro et Medina XI/1995), et de plate-forme interne avec influence des marées et des vagues (Fekete 1994).

Les deux niveaux de calcaires cénomaniens, provisoirement appelés Calcaire U inférieur (sous le Grès U inférieur) et Calcaire U supérieur (sous le Grès U supérieur) (voir I.4), correspondent à des environnements de plate-forme carbonatée peu profonde avec influences terrigènes (Jaillard et al. III/1996b; Toro & Medina XI/1995; Lascano IV/1994).

Dans la partie sud du bassin (route Santiago-Zamora) l'environnement de dépôt de l'Argile U (argiles calcaires avec intercalations de calcaires micritiques) est intermé-

diaire entre marin anoxique peu profond et plate-forme terrigène ouverte et peu profonde (Jaillard et al. III/1996b, p. 40). Dans le puits Huito-1, l'environnement de dépôt du Grès U moyen à supérieur est fluviatile avec influence tidale, passant vers le sommet à un environnement d'estuaire et probablement de plate-forme clastique peu profonde, dans un contexte rétrogradant (Jaillard et al. III/1996, p. 53). Dans le bassin Marañón, l'environnement de dépôt de la Fm. Agua Caliente (Cénomanién) est deltaïque à fluviatile (Contreras et al. 1996), tandis que dans la zone Subandine Nord du Pérou, il est estuarien à marin littoral (Mathalone et Montoya 1995, p. 429).

En résumé, l'environnement de l'Argile U est de plate-forme clastique boueuse, anoxique, de basse énergie, relativement profonde à peu profonde. L'environnement de dépôt des calcaires U inférieur et supérieur est de plate-forme carbonatée ouverte peu profonde, avec influence terrigène.

Pour les Grès U inférieur et supérieur, l'environnement de dépôt est principalement estuarien (avec influence fluviatile), deltaïque, littoral et de plate-forme clastique ouverte et peu profonde (avec influence des vagues ou des marées), toujours en contexte transgressif. Vers l'est du bassin, le Grès U, comprend de plus en plus d'intercalations continentales (avec influences des marées ou des vagues).

Le Calcaire A inférieur

Dans les parties ouest (zone subandine Nord), nord-ouest et nord du bassin, l'ambiance générale de dépôt du Calcaire A inférieur est généralement confinée, parfois seulement localement à la base, et anoxique au sommet, d'énergie basse à moyenne, avec des environnements de plate-forme carbonatée peu profonde, tidale ou intertidale (Jaillard et al. III/1996b, p.19, 25, 60; Rivadeneira 1994). Dans l'Est du bassin, les sédiments clastiques (plutôt) et calcaires, considérés comme équivalents du Calcaire A, montrent des environnements de plate-forme clastique et carbonatée interne, de plaine tidale gréseuse et de front deltaïque (Beicip-Franlab 1995 *in*: Rivadeneira XI/1995, Labogeo V/1995, Berrones V/1994, Taha 1994).

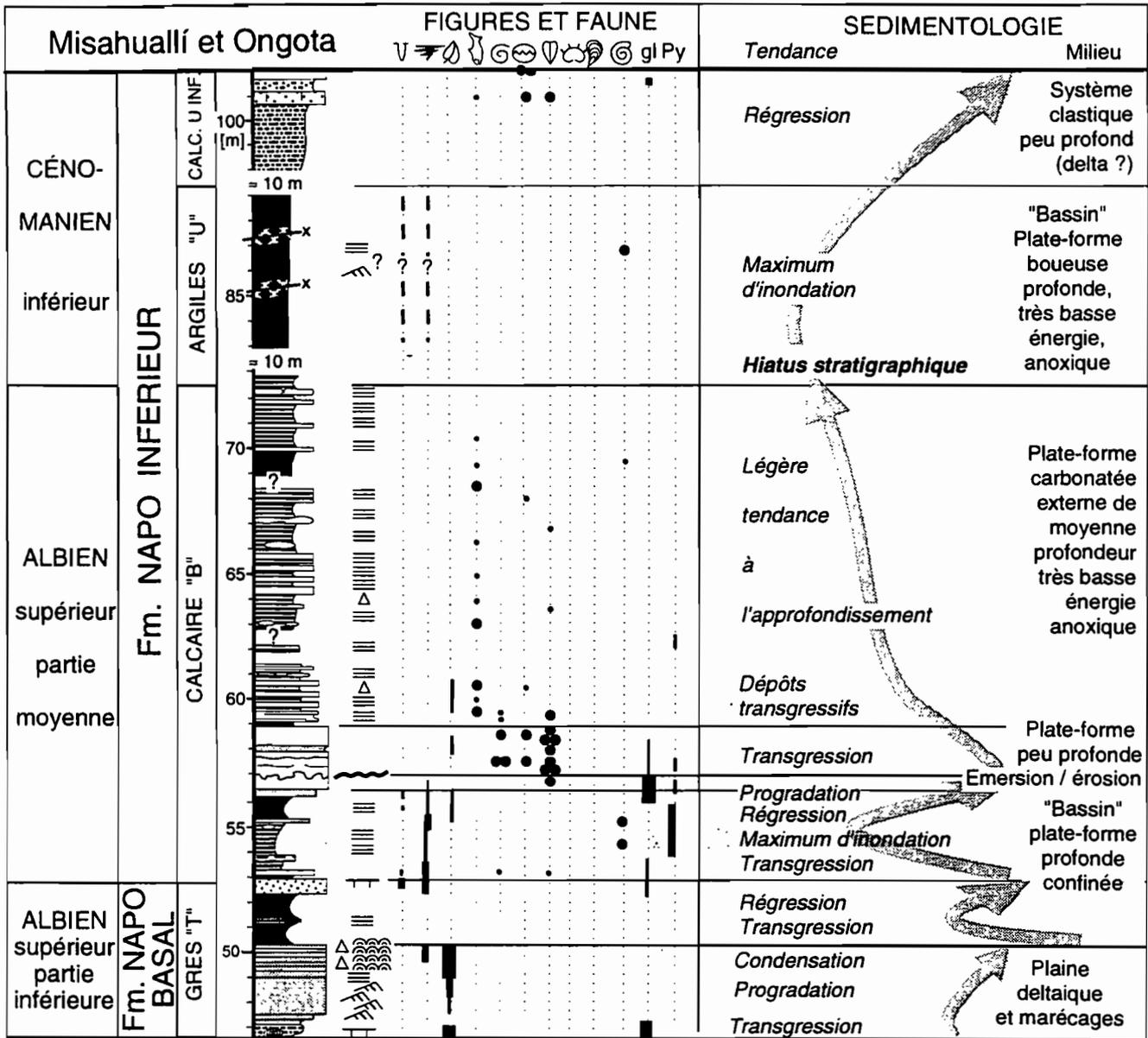
Dans la partie centrale et sud du bassin l'environnement du Calcaire A est de type plate-forme carbonatée peu profonde (Robertson Research 1985, Salcedo 1990). Vers le Sud (Pérou), on observe une tendance à un milieu plus ouvert et plus subsident, et des dépôts plus épais (E. Jaillard, com. pers.).

En résumé, dans la zone Subandine nord, le Nord-Ouest et le Nord du bassin, l'environnement de dépôt du Calcaire A inférieur est de plate-forme carbonatée peu profonde, ou intertidale, d'énergie basse à moyenne, confiné à la base et anoxique au sommet. Vers l'Est du bassin, le Calcaire A serait de plate-forme clastique et carbonatée interne, de plaine tidale gréseuse et de front deltaïque. Dans la partie centrale et sud du bassin le Calcaire A est de plate-forme carbonatée peu profonde

Pour les faciès clastiques mentionnés dans les unités B, U et A, il faudra déterminer s'il s'agit de milieux deltaïques, d'estuaire, de plaine tidale, de plage, ou d'un environnement fluviatile distal, ou encore d'une combinaison de ces systèmes. Pour les sédiments fluviatiles il faudra préciser s'ils sont influencés par les marées ou par les vagues.

III.4. ANALYSE SÉDIMENTOLOGIQUE ET ÉVOLUTION DE L'INTERVALLE ALBIEN SUPÉRIEUR - TURONIEN INFÉRIEUR

Dans cette partie nous allons étudier la sédimentologie des unités Calcaire B, Zone U (Argile U, Calcaire U inf. et sup. et Grès U inf. et sup.) et Calcaire A inférieur.



Le Calcaire B

L'aire de dépôt du Calcaire B étant limitée principalement à la partie Nord-Ouest du bassin, et en raison du peu de puits traversant cette unité, la coupe du Río Misahuallí complétée par la coupe du ravin Ongota a été choisie comme coupe-type du Calcaire B (localisation Fig. III.1). Le calcaire massif et la partie moyenne ont livré des ammonites de l'Albien supérieur (partie moyenne).

D'après Jaillard et al. (III/1996b, p.14-17), la coupe est la suivante (Fig. III.2):

Partie Basale (53 - 56.5 m, Fig. III.2). Déposée sur le dernier banc du Grès T, elle commence par des argiles et silts noirs laminés, non calcaires et non bioturbés, et finit par des grès sombres peu calcaires, glauconieux, présentant une croûte glauconieuse et ferrugineuse bioturbée au sommet. Cette séquence met en évidence une transgression marine en milieu confiné de basse énergie. La succession continue avec des silts noirs bioturbés, intercalés avec des bancs de grès glauconieux à surfaces indurées.

Le Calcaire Massif (56.5 - ≈ 60 m). Il repose en contact abrupt sur les argiles de base. Ce sont des calcaires massifs fossilifères, glauconieux et gréseux qui marquent le début calcaire de l'unité. Les bioturbations et la faune variée (échinodermes et bivalves prédominants, inocérames ?, poissons, foraminifères) indiquent un milieu ouvert de bonne énergie. L'abondance du quartz et une intercalation de grès fin à restes végétaux indiquent un milieu peu profond à influences terrigènes. La glauconite abondante indique un contexte général transgressif.

Dans le ravin d'Ongota et le puits Pungarayacu-30, la présence d'une surface d'érosion très accidentée dans le banc même (57 m) indique une émergence importante constituant une limite de séquence. Dans la partie supérieure, la diminution de la faune benthonique, les fragments phosphatés et l'augmentation des organismes pélagiques (foraminifères planctoniques, poissons) suggèrent un milieu plus marin et plus confiné, et indiquent une transgression marine et un approfondissement qui va continuer avec le Calcaire B s.s.

Le Calcaire B *sensu strictu* (≈ 60 - 72.5 m). La partie inférieure est constituée par des argiles noires laminées intercalées avec des bancs minces de calcaire mameux noir laminé, riche en pyrite, avec d'abondants restes de poissons, quelques bivalves fins et de rares niveaux gréseux très minces. L'absence de bioturbations et de faune benthique indique un milieu anoxique. La partie basale de l'unité contient du quartz détritique, des restes végétaux, de rares bivalves et d'abondants gastéropodes. Les microfaciès sont des *mudstones* et *wackestones* associés avec des restes de poissons, de la glauconite, des foraminifères planctoniques, des pellets et peut-être des *birds eyes*. A Ongota on a rencontré une calcarénite faite de foraminifères planctoniques. La présence de matière organique, pyrite et glauconite indique des conditions réductrices, tandis que l'absence de faune benthique suggère des conditions anoxiques au fond du bassin. La présence de foraminifères, bivalves fins planctoniques et poissons indique des eaux superficielles oxygénées. Le quartz proviendrait du remaniement de sédiments (tempestites ?).

Le reste du Calcaire B s.s. présente une lithologie et des microfaciès très monotones, typiques d'un environnement anoxique au fond du bassin, avec une tranche d'eau superficielle oxygénée permettant la vie de foraminifères planctoniques et de poissons. Les microfaciès dominants sont des *mudstones* laminés à foraminifères planctoniques, rares restes de poissons, petits bivalves fins et grains non biogéniques (opaques, galets phosphatés, glauconie). Dans la partie supérieure l'augmentation des Ticinelles par rapport aux hétérohélicidés indiquerait une plus grande profondeur de dépôt et une probable tendance transgressive, en accord avec une interprétation envisagée par Grosheny et Malatre (1997) pour les sédiments du Cénomaniens-Turonien du bassin Sud-Est de la France, d'après l'étude de l'abondance des formes carénées et globuleuses des foraminifères planctoniques.

La Zone U

Pour la Zone U, qui affleure incomplètement dans la zone subandine, on propose une colonne synthétique représentative de cette zone dans le bassin Oriente (Fig. III.3). Pour tester sa validité, on a choisi 5 carottes de 4 puits, qui couvrent presque toute la Zone U (Fig. III.1). La longueur des carottes prélevées dans les forages du bassin Oriente est généralement de 30 pieds et exceptionnellement de 60 pieds (si la récupération est de 100%). Les grès étant des roches réservoir, ils ont été très fréquemment carottés. C'est le cas du Grès U.

Le modèle stratigraphique proposé pour la Zone U

Ce modèle comprend les unités (de bas en haut) Argile U, Calcaire U inférieur, Grès U inférieur, Calcaire U supérieur et Grès U supérieur (Fig. III.3). Les épaisseurs moyennes approximatives sont de 15-25 m pour l'Argile U, 10 m pour chaque unité de calcaires U, 15-30 m pour le Grès U inférieur et 10-15 m pour le Grès U supérieur.

Les grès sont en général de grain fin à moyen, plus fin vers l'Ouest du bassin et plus grossiers (jusqu'à des micro-conglomérats) vers l'Est. Leur bases sont matérialisées par des paraconglomérats de type transgressif (*lag deposits*) avec des galets de 25-45 mm de diamètre formés après d'importantes baisses du niveau marin (probablement de 95.5 et 94 Ma cf. Haq et al. 1988), au-dessus de surfaces de ravinement. Ces conglomérats mal triés sont constitués de galets arrondis d'argile, de galets phosphatés, sidéritiques ou ferrugineux, ou de galets de calcaires remaniés. En général, ils sont reconnaissables dans les enregistrements électriques (diagraphies) comme le GR (*gamma ray log*) et le R (*resistivity*). Leur épaisseur est faible, entre 5 et 50 cm. La matrice sombre est formée de silts gréseux ou de grès argileux. Les calcaires sont en général sombres et bioclastiques.

L'Argile U est composée d'argiles noires laminées et silts argileux noirs à gris foncé, massifs à laminés. Dans sa partie inférieure se place probablement le plus important maximum d'inondation (MI) du Cénomaniens (95.75 Ma cf. Haq et al. 1988).

Le Calcaire U inférieur est un calcaire bioclastique noir à sombre, peu glauconieux, riche en restes et fragments de bivalves et huîtres (textures *mudstone*, *wackestone* et *packstone*). Il y a aussi des pectens et bélemnites (?), et exceptionnellement des ammonites. L'épaisseur totale de chaque banc calcaire est variable (quelques dizaines de centimètres à 1.5 m). Les calcaires sont intercalés avec des bancs d'argiles noires peu carbonatées. Au vu de la discontinuité de base des Grès U inférieur, il serait logique que la partie supérieure du Calcaire U inférieur soit érodée et karstifiée pendant une forte baisse du niveau marin (par exemple 94 Ma cf. Haq et al. 1988).

Le Grès U inférieur commence par un conglomérat transgressif basal, généralement formé de deux niveaux ou bancs de conglomérats, séparés par une mince couche de grès. Ensuite, se dépose l'ensemble des sédiments gréseux organisés en séquences grano-décroissantes transgressives, de milieu plutôt estuarien, passant vers le sommet à des grès argileux subtidaux et des argiles noires de plate-forme clastique marine. De bas en haut, leur faciès sont en général de barre tidale, plaine tidale gréseuse, chenaux tidaux, plaine tidale boueuse et marais, grès de plate-forme marine et argiles marines, montrant un approfondissement du milieu, donc une transgression. Les faciès de plaine tidale sont souvent bioturbés. Vers l'Est, on observe de plus en plus d'influences fluviatiles distales. Dans le centre-est du bassin, Young et al. (XI/1995) signalent des intercalations volcano-sédimentaires dans les grès.

Le Calcaire U supérieur a en général les mêmes caractéristiques sédimentologiques que le Calcaire U inférieur. Il comprend des argiles noires carbonatées et calcaires bioclastiques.

Le Grès U supérieur, d'épaisseur moindre, a les mêmes caractéristiques sédimentologiques que le Grès U inférieur (pétrographie, ichnofaciès, environnements).

Les Grès U inférieur et supérieur sont bien reconnaissables en diagraphies. Les Grès U inférieur et supérieur commenceraient parfois par des grès glauconieux et/ou des calcarénites fossilifères avec des bioturbations du type Glossifungites. Ces dépôts seraient le résultat de l'activité érosive de haute énergie d'un flux transgressif initial qui remanie les dépôts fluviaux et permet que la LS (Limite de séquence, surface d'érosion) soit colonisée par des assemblages à Glossifungites, pouvant eux-mêmes être surmontés par des conglomérats transgressifs (MacEarchern & Pemberton 1994). Les Grès U inférieur et supérieur sont des séquences de remplissage de vallées estuariennes (*incised valley fill, sensu Dalrymple et al. 1994, Zaitlin et al. 1994*).

Dans la partie centrale-est du bassin, un banc de grès moins épais que les Grès U inférieur et supérieur, situé entre ces derniers, peut être confondu avec eux.

Surmontant les argiles du sommet de la Zone U viennent les argiles carbonatées de la base du Calcaire A inférieur.

Analyse sédimentologique des carottes

La carotte du Puits Sacha-119 (9450'-9510') (Shanmugam et al. III/1996)

Ce puits est situé dans la partie centrale à nord-ouest du bassin (Fig. III.1). La carotte traverse la partie supérieure de l'Argile U (principalement), le Calcaire U inférieur, et le conglomérat transgressif du Grès U inférieur (Fig. III.4).

L'Argile U (9510'--9462') est un silt très argileux gris foncé, laminé. Sa fissilité augmente vers le sommet. Des fragments de charbon sont présents dans les lamines. La base de la carotte (9510'-9500') est faiblement calcaire. Ces sédiments ont été déposés dans un environnement de plate-forme clastique marine peu profonde, d'énergie basse à nulle, disoxique.

Le Calcaire U inférieur (~9462'-9453') est formé de deux bancs minces (24 et 30 cm) de calcaires noirs à gris foncé intercalés dans les silts argileux sombres. Ce sont des calcaires de texture *mudstone* à restes de bivalves, dont de grosses huîtres. Il existe des nodules calcaires bréchifiés. Il est interprété comme déposé sur une plate-forme carbonatée peu profonde, de basse énergie.

Le conglomérat du sommet de la carotte (9453'-9450') est formé de deux bancs de couleur café séparés par un mince niveau de silt (3 cm d'épaisseur). Le contact basal avec les sédiments fins du Calcaire U inférieur est érosif (chenalisé). Il comprend de rares galets arrondis d'argile et de sidérite (?) de 1 à 2 cm de diamètre, mal triés, et des granules de quartz flottant dans une matrice de grès à grains subanguleux à subarrondis.

La carotte du Puits Payamino-15 (9050'-9081')

Cette carotte, prélevée dans la partie centrale nord-ouest du bassin (Fig. III.1), montre le Calcaire U inférieur et la partie inférieure du Grès U inférieur (Fig. III.5).

Le Calcaire U inférieur (9081'-9072.8') est formé de calcaires noirs (bancs de 20 à 45 cm) intercalés dans des argiles noires. Les calcaires ont une texture *mudstone* (principalement), *packstone* et *wackestone* et sont riches en bivalves (dont des huîtres) et bélemnites (?). Les argiles noires intercalées, épaisses de 75 et 60 cm, sont calcaires et bien laminées. L'ensemble est interprété comme une plate-forme marine carbonatée et clastique, anoxique, de faible énergie, qui forme la partie supérieure d'un prisme de haut niveau (PHN), surmonté par la LS du Grès U inférieur (7092.8')

La partie basale du Grès U inférieur (7092.8'-7092.1') est composée de deux bancs minces de conglomérats de couleur café, à matrice de grès argileux et galets arrondis argileux, phosphatés et sidéritiques (?), de diamètre atteignant 3 cm (banc supérieur) ou plus (3.5 cm dans le banc inférieur). Ils sont séparés par un niveau mince de grès moyen. Le contact basal avec l'Argile U est érosif.

est érosif (chenal). Il est interprété comme un conglomérat transgressif surmontant une surface de ravinement (LS).

Les grès de la partie inférieure du Grès U inférieur (9072.1'-9050') sont à grain moyen avec rares et minces intercalations de silt et argiles gréseuses. Ils présentent des laminations horizontales, laminations obliques planes, laminations de type stylolithique (drapée) et quelques laminations bidirectionnelles. Ces structures sont typiques d'un environnement tidal (De Raaf et Boersma 1971). Ils montrent aussi des restes de racines, de rares galets argileux (diamètre supérieur à 1 cm) et quelques laminations de matière organique. Les faciès identifiés sont de barre tidale (principalement), de plaine tidale gréseuse et plus rarement de plaine tidale boueuse. L'ensemble des grès est interprété comme un remplissage de vallée estuarienne (*Incised-valley fill*, sensu Dalrymple et al. 1994, Zaitlin et al. 1994) au-dessus d'une surface de ravinement (LS, 9072.8').

La carotte du Puits Sacha-132 (9393'-9454') (Shanmugam et al. III/1996)

Cette carotte couvre la plus grande partie du Grès U inférieur (Fig. III.6). Le puits est situé dans la partie centrale à nord-ouest du bassin (Fig. III.1).

Le Grès U inférieur a une granulométrie fine (principalement) à très fine (intervalle 9454'-9407.6'). Le reste (9407.6'-9393') est un silt gréseux à argileux sombre. La carotte est riche en restes végétaux (charbon).

Les structures sédimentaires primaires des grès fins sont des laminations obliques planes, des laminations du type stylolithique (drapée), des laminations doubles d'argile (*double muds layers* ou *paired mud drapes*) et des laminations sigmoïdales, qui les font interpréter comme des faciès de barre tidale. Les laminations doubles d'argile représentent des conditions subaquatiques alternées de courant et de mer étale (*slack water*) dues aux fluctuations tidales (Shanley et al. 1992). Les laminations sigmoïdales associées aux laminations doubles d'argile et aux laminations de type stylolithique sont typiques d'un environnement tidal (Kreisa & Miola 1986).

Les structures observées dans les grès très fins sont des laminations horizontales planes et ondulées, des laminations flaser, des laminations du type stylolithique (drapée), de rares laminations rythmiques (*rhythmic bedding*) et quelques laminations doubles d'argile, lesquelles sont bioturbées. Ils sont interprétés comme des faciès de plaine tidale gréseuse.

Les silts gréseux de la partie supérieure présentent des laminations horizontales planes et ondulées et de rares flaser, lesquels sont aussi bioturbés, ce qui les fait interpréter comme des faciès de plaine tidale boueuse et de plate-forme marine clastique peu profonde. Les ichnofaciès *Ophiomorpha*, *Planolites* et *Skolithos* (principalement) présents dans l'intervalle (9424'-9393') et les structures sédimentaires associées indiqueraient un environnement tidal de haute énergie (Pollard et al. 1993).

La carotte du Grès U inférieur est interprétée comme une partie d'un grand intervalle transgressif (IT).

La carotte du puits VHR-6 (7934'-7999') (Jaillard et al. III/1996)

Cette carotte montre la partie supérieure du Grès U inférieur, le Calcaire U supérieur, et une grande partie du Grès U supérieur (Fig. III.7). Le puits est situé à l'extrême nord du bassin (Fig. III.1).

La base de la section carotée (7998'-7990') présente des grès grossiers de haute énergie qui passent rapidement à des dépôts de plage (7990'-7987.5'), puis à des grès fins et silts bioturbés avec rides de courant de milieu marin peu profond de faible énergie (7987.5'-7978'), illustrant la transgression du sommet du Grès U inférieur. Cette unité se termine par des grès grossiers glauconieux et bioturbés de remplissage de chenal estuarien (7978'-7969'), dont la base représente une discontinuité transgressive.

La partie inférieure du Calcaire U supérieur est formée d'argiles laminées à rares restes de poissons et ostracodes (7963'-7961'), de milieu marin restreint. Elle est abruptement surmontée par un banc mince de calcaire fossilifère avec intraclastes phosphatés marrons (7960') dont la faune (foraminifères, échinodermes, bivalves, poissons) indique un milieu marin ouvert. Un deuxième banc calcaire (7959'-7956') avec faune comparable est divisé en deux parties par une discontinuité érosive (7957'). La partie inférieure présente des crevasses karstiques remplies d'argiles rouges probablement continentales, creusées dans la surface érosive, démontrant ainsi une longue émergence avant le dépôt du niveau supérieur. Ce dernier contient à la base des galets calcaires provenant du remaniement du banc inférieur, et indiquant une nouvelle transgression marine après l'émergence. Le Calcaire U supérieur se termine avec une séquence grano- et stratocroissante de progradation d'une plate-forme clastique marine peu profonde (7956'-7950'). La présence à la base de bivalves, glauconie et bioturbations, et de structures de dessiccation dans la partie supérieure indique un milieu de plage.

Le contact basal (7950') du Grès U supérieur est abrupt (galets mous). Cette unité consiste en grès grano- et stratodécroissants (visible en diagraphies). La partie inférieure (probablement deltaïque) présente des stratifications obliques et des restes de plantes, tandis que la partie supérieure représenterait un dépôt de plage de basse énergie (rides, laminations, flaser). Cette unité est interprétée comme un nouvel IT surmontant la discontinuité de base (7950').

La carotte du Puits Yuturi-1 (7236'-7296') (Toro & Medina. III/1995)

La carotte est prélevée dans la partie supérieure du Grès U inférieur, le Calcaire U supérieur, et le Grès U supérieur (Fig. III.8). Le puits est situé dans la partie est du bassin (Fig. III.1) où l'influence fluviale est de plus en plus sensible.

Le Grès U inférieur (7296'-7280') est composé de grès moyens, fins, très fins (principalement) et de silts gréseux, à laminations horizontales planes et ondulées, laminations obliques planes, rides, laminations de type stylolitique drapée (*crinklet lamination*) et laminations bidirectionnelles (*herring bone*). Les grès sont bioturbés vers le sommet. Ils présentent des galets mous, des grains d'ambre jaune dans les parties inférieure et moyenne de l'unité, et sont glauconieux (1-3%). Les faciès identifiés sont de bas en haut, de plaine gréseuse tidale (principalement), de chenal estuarien, et de plate-forme clastique marine. Le Grès U inférieur est interprété comme la partie supérieure d'un IT dont le maximum d'inondation (MI) se situerait à la base du Calcaire U supérieur.

Le Calcaire U supérieur s.s. (7280'-7270.8') est composé de deux bancs de calcaires noirs séparés par un banc de silt noir (7277.6'-7276'). Les calcaires ont une texture de *mudstone*, sont fossilifères (restes de bivalves et bivalves entiers), présentent des traces de glauconie, des petits nodules de pyrite amorphe, et de rares lamines de grès très fins. Les silts intercalés sont laminés, avec des lamines de grès très fins, et présentent un ciment carbonaté. Ces calcaires sont surmontés par un autre banc de silt noir, laminé, avec ciment siliceux (7270.8'-7269.2'). L'ensemble est interprété comme déposé dans un environnement de plate-forme carbonatée confinée de faible énergie, qui passe vers le haut à une plate-forme clastique marine peu profonde de faible énergie, formant un Prisme de Haut Niveau (PHN).

Les derniers silts sont aussi surmontés abruptement par les grès fins glauconieux (5%) très bioturbés de la base du Grès U supérieur (7269.2'-7264'). Ils présentent des laminations drapées onduleuses, petites granules d'ambre, nodules de pyrite et de calcaire, et quelques galets de boue. Les ichnofaciès présents sont *zoophycos*, *rhizocorallium* et *arenicolites*. Les deux derniers appartiennent à l'association à *glossifungites* de Frey & Pemberton (1984). L'ichnofaciès *glossifungites* correspond à un hiatus entre un événement érosif et le dépôt de l'unité sus-jacente, et indique un milieu marin ou intermédiaire (Mae-F...).

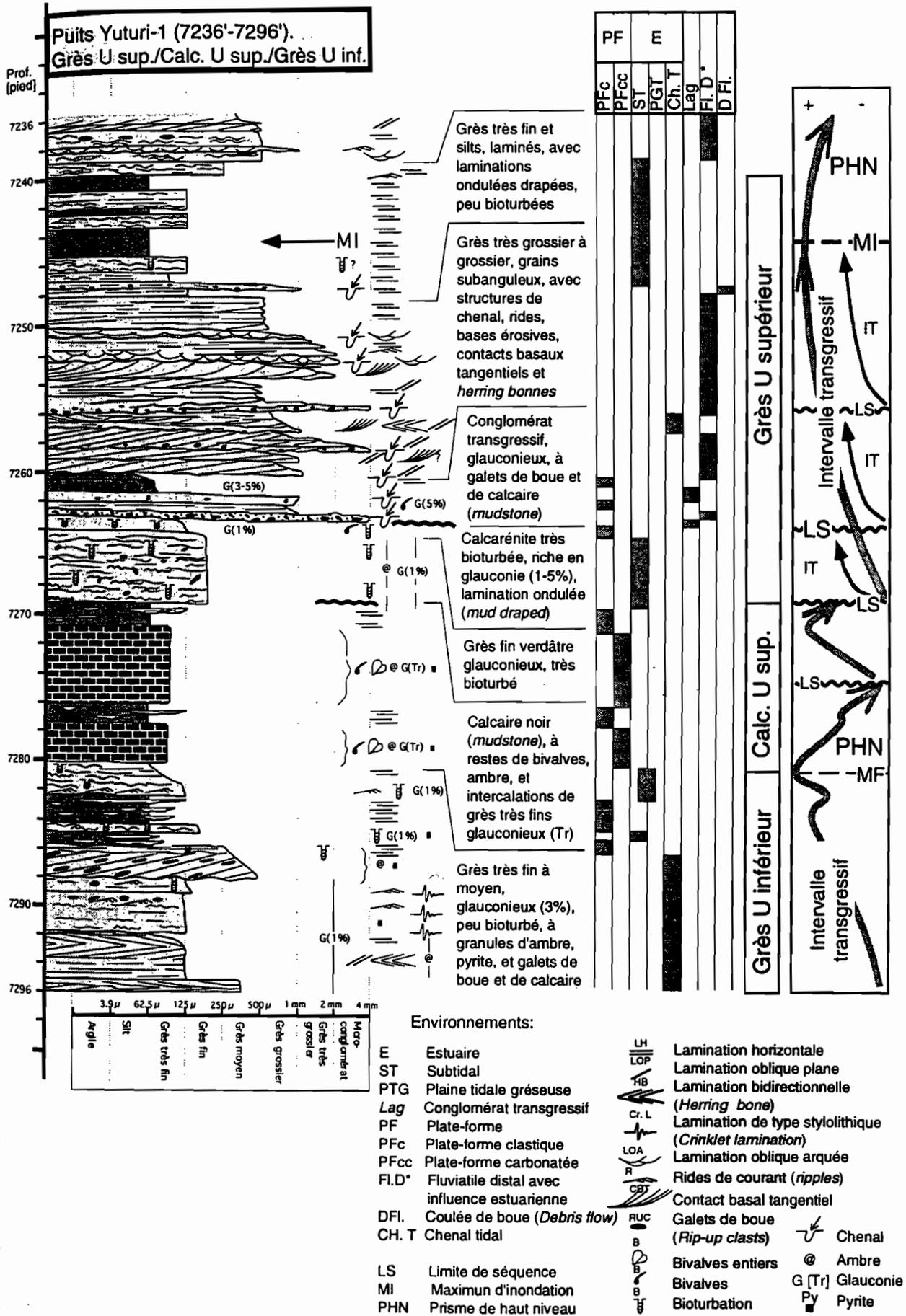


Figure IV.4. Description et interprétation sédimentologique et séquentielle de la carotte des Grès U inférieur, Calcaire U supérieur et Grès U supérieur dans le puits Yuturi-1 (Interprétation sédimentologique d'après Toro et Medina XI/1995).

calcarénite très bioturbée, glauconieuse (1%), à restes de bivalves (7264'-7263'). Cette partie basale du Grès U supérieur est interprétée comme un IT interrompu par une baisse du niveau marin (7263').

Surmontant cette calcarénite vient un ensemble de deux minces niveaux de micro-conglomérat à la base et de silt conglomératique au sommet, séparés par des niveaux minces de coulée de boue et de grès calcarénitiques à bivalves, riches en glauconie (3-5 %). Ces *lags* contiennent des galets d'argile et de *mudstone*. Ces conglomérats transgressifs matérialisent une surface de ravinement ou LS régionale. Sur ces sédiments vient un ensemble de grès grossiers à très grossiers et micro-conglomérats (7260'--7248'). Ils présentent des chenaux, des laminations obliques arquées et planes, laminations horizontales, laminations bidirectionnelles, laminations sigmoïdales et des rides. Les faciès sont principalement d'environnement fluviatile distal avec faible influence tidale, et de chenaux de marée. Surmontant ces grès vient un paquet de grès très fins peu bioturbés (avec laminations horizontales planes et onduleuses drapées, rides) et silts laminés, interprétés comme des faciès subtidaux, qui matérialisent un MI dans les silts (~7244.5'). Au sommet de la carotte, on observe des grès moyens avec laminations horizontales planes et ondulées drapées, laminations obliques arquées, rides et galets de boue. Ils sont interprétés comme représentant un environnement fluviatile distal, qui à partir du MI inférieur, forme un nouveau PHN.

La succession des *lags* et grès fluviatiles (7263'--7248'), grès subtidaux (~7248'-7239'), et grès fluviatiles (7239'-7236') est interprétée comme une séquence de dépôt.

Le Calcaire A inférieur

Le Calcaire A, n'a été que partiellement et rarement échantillonné par les forages pétroliers. La carotte du puits Bermejo Norte-19 (localisation Fig. III.1) a été choisie comme la colonne-type du Calcaire A inférieur (Fig. III.9). Cette carotte (≈ 18 m de long) semble être plus représentative que les sections du Río Misahuallí (21.5 m d'épaisseur) et du puits Pungarayacu-30 (37.5 m).

La carotte du puits Bermejo Norte-19 (3568'-3507') (Jaillard et al. (III/1996b)

La partie basale (3568'-3555') consiste en calcarénites (partie inférieure) et micrites riches en pyrite (partie supérieure). Elle contient d'abondants galets noirs ou phosphatés, des bivalves, de rares bioclastes et des ammonites naines. Elle présente de nombreuses surfaces érosives. Elle est interprétée comme un IT, d'énergie modérée et de milieu relativement ouvert (Fig. III.9).

La partie inférieure (3555'-3546') consiste en une alternance de calcarénites noires laminées et de micrites laminées sombres peu bioturbées riches en macrofossiles. Elle présente des lumachelles à ammonites naines et restes de poissons, qui indiquent un milieu restreint bien que franchement marin. Les laminations indiquent une énergie plus faible, cependant la persistance des calcarénites indique qu'elle n'est pas nulle. Elle est interprétée comme un maximum d'inondation (MI) correspondant probablement au plus haut niveau marin du Crétacé (91.5 Ma, Turonien inférieur tardif, Haq et al. 1988).

Les parties moyenne et supérieur (3546'-3507') sont une succession de séquences de transgression et progradation de plate-forme carbonatée peu profonde et d'énergie de plus en plus faible. L'absence d'organismes et d'activité benthoniques indique des conditions anoxiques. On observe encore quelques ammonites à la base des séquences. Vers le sommet, le nombre des ammonites diminue et les structures de dessiccation et laminations tidales deviennent plus abondantes. Cette succession de séquences de moins en moins profondes indique un mécanisme de progradation. Cette partie est interprétée comme le PHN de la séquence de dépôt du Calcaire A inférieur.

III.5. SYNTHÈSE

L'analyse sédimentologique menée sur l'intervalle Calcaire B - Calcaire A inférieur, permet d'établir les conclusions suivantes.

* Le milieu de dépôt du Calcaire B est de type plate-forme clastique et carbonatée plus anoxique vers le sommet, de plus faible énergie vers le Nord-Ouest, et serait terrigène et peu profond vers l'Est.

* Pour la Zone U:

- L'environnement de l'Argile U est celui d'une plate-forme clastique boueuse, anoxique, de basse énergie, relativement profonde à peu profonde.

- Les calcaires U inférieur et supérieur sont de plate-forme mixte carbonatée (principalement) et clastique, ouverte, peu profonde, d'énergie faible à bonne.

- L'environnement de dépôt des Grès U inférieur et supérieur est principalement estuarien et de plate-forme clastique marine ouverte de haute énergie, peu profonde (avec influences des marées), en contexte transgressif. Vers l'Est du bassin (vers le Craton Guyanais), les Grès U comprennent de plus en plus d'intercalations fluviatiles distales (avec influence des marées). Dans le Centre-Est du bassin apparaît un mince corps gréseux intercalé (Grès U moyen) qui se confond vers l'Est avec les deux grès.

* Le milieu de dépôt du Calcaire A inférieur dans le Nord du bassin est de plate-forme carbonatée peu profonde confinée, anoxique au sommet, de faible énergie. Vers l'Est du bassin, il serait de plate-forme interne clastique et carbonatée, de plaine tidale gréseuse et de front deltaïque. Dans la partie centrale et sud du bassin le Calcaire A est de plate-forme carbonatée peu profonde, et montre une tendance à un milieu plus ouvert et plus subsident vers le Sud (Pérou).

De l'analyse sédimentologique menée dans les Grès U inférieur et supérieur il ressort que:

* Les faciès identifiés sont de barre tidale, plaine tidale gréseuse, chenaux tidaux, plage, plaine tidale boueuse, faciès subtidaux, et plate-forme marine clastique ouverte, en contexte transgressif.

* Les grès sont interprétés comme des séquences de remplissage de vallée estuarienne (*incised-valley fills*) au-dessus d'une surface de ravinement (conglomérat basal transgressif) ou Limite de Séquence régionale (reconnaissables en affleurements, carottes et diagraphies).

* Ces vallées incisées seraient peu profondes en raison de la très faible paléopente de la plate-forme au Crétacé.

Le modèle sédimentologique proposé (Fig. III.3) serait valable principalement dans la partie centrale du bassin. Vers l'Ouest il reste à trouver une section-type de la Zone U. Vers l'Est l'influence continentale est de plus en plus présente et les périodes d'émersion seraient plus longues et fréquentes. Dans le Sud, la connaissance des dépôts cénomaniens ne permet pas d'établir de conclusions définitives.

CHAPITRE IV. ÉVOLUTION SÉDIMENTAIRE, CORRELATIONS DIAGRAPHIQUES ET STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE DE L'INTERVALLE ALBIEN SUPÉRIEUR - TURONIEN INFÉRIEUR

IV.1. INTRODUCTION

Ce chapitre analyse l'intervalle Albien supérieur - Turonien inférieur en termes de stratigraphie séquentielle, et la géométrie des corps sédimentaires. Pour ce faire, on présentera successivement l'interprétation séquentielle des carottes et affleurements étudiés précédemment, des corrélations le long de deux grandes coupes (Nord-Sud et Est-Ouest) en utilisant les diagrapies menées dans les puits et leur interprétation en termes de stratigraphie séquentielle, la hiérarchisation des discontinuités sédimentaires majeures, et enfin la synthèse de cette analyse.

IV.2. STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE DES CAROTTES ET AFFLEUREMENTS

Ce paragraphe présente une synthèse en termes de stratigraphie séquentielle des données sédimentologiques présentées dans le paragraphe III.4. L'interprétation séquentielle des unités Calcaire B, Zone U et Calcaire A inférieur sur les carottes (principalement) et affleurements (localisation Fig. III.1) est la suivante:

Albien supérieur

Dans les coupes du Río Misahuallí et du ravin Ongota, le sommet du Grès T est interprété comme un PHN surmonté par une LS à partir de laquelle la sédimentation, de gréseuse devient argileuse et calcaire (Jaillard et al. III/1996b). Dans la partie basale du Calcaire B (53 - 56.5 m, Fig. III.2), l'existence de nodules calcaires et de pyrite (m 55) est interprétée comme le maximum d'inondation (MI). La même interprétation a été appliquée par El Albini et al. (1997) pour les nodules des marnes noires du Turonien inférieur du bassin de Tarfaya (Maroc). A Ongota et dans le puits Pungarayacu-30, la présence d'une surface d'érosion très accidentée dans le Calcaire B massif (57 m) indique une émergence importante constituant une limite de séquence (LS). La partie inférieure du calcaire massif serait donc un cortège sédimentaire de haut niveau (PHN), séparé de la séquence supérieure du calcaire massif par la surface de ravinement (LS) (émersion). Il est suivi d'un MI situé dans les argiles de base du Calcaire B s.s.. Le Calcaire B s.s. sus-jacent (60-72.5 m) constituerait un IT.

Cénomaniens inférieur

L'analyse biostratigraphique suggère fortement un hiatus de l'Albien terminal-Cénomaniens basal, et donc une Limite de Séquence (LS) entre le Calcaire B et l'Argile U. Bien qu'invisible en carotte et à l'affleurement (argiles), on admettra l'existence de cette LS.

La partie inférieure de l'Argile U est interprétée comme un IT surmontant la LS du contact Calcaire B-Argile U. La partie supérieure de l'Argile U, qui passe en continuité au Calcaire U inférieur, est interprétée comme le début d'un PHN (comme dans le puits Sacha-119, Fig. IV.1). Le Calcaire U inférieur est interprété comme un

dépôt progradant de plate-forme marine carbonatée formant la suite du PHN (puits Sacha-119, Fig. IV.1; Payamino-15, Fig. IV.2).

Cénomaniens moyen

La partie basale conglomératique du Grès U inférieur est interprétée comme un conglomérat transgressif (*basal lag*) (9453'-9450' à Sacha, Fig. IV.1; 9072.8'-9072.1' à Payamino, Fig. IV.2), surmontant une surface régionale de ravinement (LS) (9453' à Sacha; 9072.8' à Payamino), et formant la partie basale d'un nouvel IT. Le Grès U inférieur est interprété comme un remplissage de vallée estuarienne (*Incised-valley fill*, *sensu* Dalrymple et al. 1994, Zaitlin et al. 1994) constituant un IT (9072'-9050' à Payamino, Fig. IV.2; 9393'-9454' à Sacha, Fig. IV.3).

Le Grès U inférieur est constitué par une superposition d'IT mineurs séparés par des surfaces d'ordre mineur, avec une tendance générale transgressive. Ainsi, à VHR-6 (Jaillard et al. III/1996, Fig. III.7), la base de la carotte (7998'-7978') montre une tendance transgressive au sommet du Grès U inférieur, dont le sommet représente une discontinuité transgressive. Cet intervalle est surmonté par le début d'un nouvel IT mineur gréseux (7978'-7967'). A Sacha (Fig. IV.3), la carotte montre une discontinuité mineure (~ 9451') qui sépare deux IT successifs. Dans la carotte de Yuturi (Fig. IV.4), le Grès U inférieur (7296'-7280') est interprété comme la partie supérieure d'un IT dont le MI se situerait à la base du Calcaire U supérieur.

Le Calcaire U supérieur est formé par des séquences transgressives (IT)-régressives (PHN), séparées par des LS d'ordre mineur. Ainsi, à VHR-6 (Fig. III.7), le sommet du Grès U inférieur est surmonté par un banc de calcaire fossilifère à intraclastes phosphatés (7960') surmontant une surface érosive (LS). Un deuxième banc calcaire (7959'-7956') est divisé en deux parties par une discontinuité érosive avec karstifications (7957'), et son sommet est une nouvelle surface érosive. Ces deux discontinuités érosives (7960.5', 7956') avec celle du sommet du calcaire (7950') forment les LS de deux séquences transgressives (IT)-régressives (PHN), qui ensemble forment une grande séquence transgressive-régressive. Dans le puits Yuturi (Fig. IV.4), le Calcaire U supérieur (7280'-7269.2') est interprété comme un PHN.

Cénomaniens moyen à supérieur

Le Grès U supérieur est interprété comme un grand IT, constitué par une superposition d'IT mineurs séparés par des LS d'ordre mineur. Ces grès passent à des argiles dans lesquelles on situe un grand MI.

Ainsi, à VHR-6 (Fig. III.7), le Grès U supérieur (7950'-7934') est interprété comme un remplissage de vallée estuarienne (*Incised-valley fill*) constituant un IT surmontant la discontinuité de base (LS, 7950'). La base du grès est formée par un conglomérat transgressif qui surmonte une grande discontinuité érosive (LS). A la place ou sous ce *lag* on peut trouver des grès bioturbés de haute énergie formant un premier IT. A Yuturi (Fig. IV.5), le banc de grès glauconieux très bioturbés de la base du Grès U supérieur (7269.2'-7264') et le banc de calcarénite fossilifère très bioturbée et glauconieuse qui le surmonte (7264'-7263') sont interprétés comme un IT. Les deux minces niveaux conglomératiques transgressifs sus-jacents surmontent une surface de ravinement ou LS régionale (7263'). Les grès et micro-conglomérats sus-jacents (7260'-7248') sont interprétés comme un nouvel IT. Les grès très fins et silts laminés sus-jacents contiennent un MI (~7244.5').

Turonien inférieur

A Pungarayacu-30, la base du calcaire du Calcaire A inférieur repose sur une surface de karstification (LS) creusée dans des calcaires cénomaniens. Faute

d'études plus précises, nous supposons que cette limite de séquence correspond au hiatus mis en évidence par la biostratigraphie.

Cette LS est surmontée par des calcaires transgressifs (IT) qui se terminent par un MI riche en ammonites naines. A Bermejo N-19 (Jaillard et al. III/1996b), cette partie basale (3568'-3555') est composée de calcarénites et micrites fossilifères riches en pyrite, représentant un IT d'énergie modérée et de milieu relativement ouvert. La partie inférieure (3555'-3546', Fig. III.9) riche en macrofossiles, est interprétée comme un MI correspondant probablement au plus haut niveau marin du Crétacé (91.5 Ma, Turonien inférieur tardif, Haq et al. 1988).

Au-dessus viennent les épais calcaires du reste du Calcaire A, composés de séquences de progradation de plate-forme carbonatée, et interprétés comme le PHN de la séquence de dépôt du Calcaire A inférieur (Bermejo N-19, 3546'-3507'). Ces interprétations sont en accord avec celles proposées par Jaillard et al. (III/1996b) pour le Calcaire A inférieur de la zone Subandine (Río Misahuallí, Pungarayacu).

IV.3. PROFILS DIAGRAPHIQUES NORD-SUD ET EST-OUEST

Après avoir proposé un modèle sédimentologique pour la Zone U, on discutera la signature et les corrélations latérales des unités Calcaire B, Zone U et Calcaire A inférieur dans les diagraphies enregistrées en puits. Pour cela, on a choisi des profils diagraphiques d'orientations approximatives Nord-Sud (~ 225 Km de long, 8 puits) et Est-Ouest (~ 245 Km de long, 7 puits) (Fig. IV.5). Les diagraphies (Annexe I) les plus fréquemment utilisées sont le *Gamma Ray* (GR (API°)), *Density* (RHOB (g/cc)), *Spontaneous Potential* (SP (mV)), *Direct Travel Time* (DT ou DTLF (μ s/pied)), *Resistivity Shallow* et *Deep* (R (Ohm)), *Diameter Calibration* (Cal (in)), et exceptionnellement *Tension* (Ten (Lbs)) et *Conductivity*. Dans chaque enregistrement on a identifié les unités stratigraphiques étudiées, les discontinuités sédimentaires ou limites de séquence (LS), les séquences rétrogradantes ou intervalles transgressifs (IT), les maxima d'inondation (MI), et les séquences progradantes ou prismes de haut niveau (PHN). Puis, pour déterminer la géométrie des corps sédimentaires, on a corrélié ces unités le long des profils. Les unités ont été corrélées, le cas échéant, avec les carottes et affleurements. Comme *Datum* ou surface de référence, on a choisi le premier MI de la partie inférieure du Calcaire A inférieur (Turonien inférieur tardif), facilement identifiable en affleurements et en diagraphies.

Le profil Est-Ouest

De l'Est vers l'Ouest, les puits du profil sont Tiputini Minas-1, Yuturi-1, Bogi-1, Shiri-puno Centro-1, Auca-31, Oso-1 et Pungarayacu-28 (Figs. IV.5 et IV.6). Les enregistrements employés pour établir le profil sont GR, RHOB et DT (Annexes I.1 à I.4).

Le contact de la zone T (grès et calcaire) avec le Calcaire B sus-jacent est clair à cause de la signature électrique du Calcaire B (bas DT, haut RHOB, GR bas à moyen), surtout à l'Ouest où le Calcaire B massif est mieux marqué. La LS reconnue dans le Calcaire B massif de la zone Subandine (Jaillard et al. III/1996b) (Fig. III.2) est difficile à identifier en diagraphies. En raison de son importance stratigraphique, cette LS a été placée approximativement le long du profil (Figs. IV.6 et IV.7). Le sommet du Calcaire B est bien différentiable en diagraphies (augmentation du GR, diminution de RHOB et augmentation du DT). On note une diminution rapide des épaisseurs des bancs calcaires et une augmentation des intercalations argileuses vers le haut, indiquant une tendance transgressive.

Le contact entre le Calcaire B (Albien supérieur, partie moyenne) et l'Argile U (Cénomaniens inférieur) est marqué par un hiatus qui n'a été reconnu dans la zone subandine (Misahuallí, Pungarayacu) qu'au moyen d'études biostratigraphiques. Il s'agit donc d'une LS régionale. Vers l'Est du bassin, l'épaisseur du Calcaire B dimi-

nue progressivement au niveau de ce hiatus, qu'on peut donc supposer érosif. La partie la plus subsidente du bassin était à l'Ouest pendant l'intervalle Albien supérieur-Cénomaniens inférieur. A Yuturi il reste un banc de ~1 m de Calcaire B, tandis qu'il n'existe plus à Tiputini.

L'Argile U est clairement identifiable partout dans le bassin. Son épaisseur atteint ~ 26.5 m à l'Ouest (Pungarayacu, Oso) et diminue graduellement vers l'Est du bassin, atteignant ~1.5 m à Tiputini. Le MI est situé dans la partie inférieure de l'argile, où l'on observe des maxima de GR et DT et un minimum de RHOB. Ce MI est identifiable en diagraphies dans les parties centrale et Ouest du bassin (Pungarayacu à Shiripuno). Vers l'Est on assume sa continuité parce que seuls les MI arrivent à inonder le bassin (Fig. IV.6).

Le contact stratigraphique entre l'Argile U et le Calcaire U inférieur est visible en diagraphie dans tout le bassin. Il est caractérisé par la diminution graduelle des valeurs du GR (depuis la ligne des argiles vers la ligne des grès), l'augmentation de la densité (RHOB) et la diminution marquée du DT, qui marquent l'apparition de minces bancs calcaires montrant une tendance strato-croissante. Le Calcaire U inférieur présente une épaisseur presque uniforme le long du profil Est-Ouest, sauf vers la bordure Est du bassin (Tiputini) où il disparaît, probablement en raison de l'érosion pré-Grès U inférieur. Il atteint une épaisseur de ~19 m dans le centre du bassin (Oso, Shiripuno). Les intercalations de bancs calcaires et d'argiles lui donnent une signature diagraphique spécifique en sapin de Noël inversé (pics symétriques de GR et RHOB) avec diminution du DT. La partie supérieure de l'Argile U et le Calcaire U inférieur, progradants, forment un PHN.

Le contact basal des Grès U inférieur est très marqué dans les diagraphies et carottes, sauf vers l'Ouest du bassin (zone subandine). Ce contact est caractérisé par un conglomérat transgressif basal surmontant une surface de ravinement (LS). Il peut y avoir d'autres discontinuités érosives mineures comme à Yuturi (7288', Fig. IV.4), VHR-6 (7978', 7973.5', 7970', Fig. III.7) ou Auca, représentant des paraséquences transgressives de haute énergie. Les sédiments estuariens gréseux transgressifs du Grès U inférieur sus-jacent forment un IT. En diagraphie ce corps transgressif est identifié par un changement marqué du GR (vers la ligne des grès), l'augmentation du DT et la diminution du RHOB (jusqu'à des valeurs de 2.65 g/cc). Ces grès sont surmontés par des sédiments fins formant un MI, donnant à la diagraphie GR une forme générale de cloche. Ces grès atteignent des épaisseurs de ~ 48 m dans le centre du bassin (Bogi), ~ 43 m à l'Est (Tiputini) et s'amincissent vers l'Ouest (zone Subandine) où ils ont été très probablement érodés.

Un changement important de subsidence survient dans le bassin entre l'Albien supérieur-Cénomaniens inférieur et le Cénomaniens moyen. Pendant le dépôt du Calcaire B et de l'Argile U, la zone la plus subsidente était à l'Ouest (zone subandine), alors que la zone la plus subsidente était à l'Est du bassin lors du dépôt du Grès U inférieur.

En contact stratigraphique sur le Grès U inférieur vient le Calcaire U supérieur, qui s'est déposé dans tout le bassin sauf sur les bordures Ouest (zone subandine) où il a été érodé, et Est (Tiputini). Son épaisseur, variable, est moindre que celle du Calcaire U inférieur (17 m à Auca-31 où la subsidence est maximale). Il est composé de bancs calcaires intercalés d'argiles, formant un nouveau PHN. Dans ces calcaires d'autres discontinuités érosives d'ordre mineur existent, comme à VHR-6 (7957', Fig. III.7).

Le contact basal du Grès U supérieur est très marqué dans les diagraphies et carottes, sauf vers l'Ouest du bassin (Auca, Oso, zone subandine) où il a été érodé et où le Calcaire U inférieur est surmonté directement (LS) par le Calcaire A. Ce contact (surface de ravinement ou LS) est marqué par le conglomérat transgressif basal du Grès U supérieur, témoin d'une forte baisse eustatique régionale pendant le Cénomaniens moyen à supérieur. D'autres discontinuités érosives d'ordre mineur peuvent exister comme à Yuturi (7269', 7256', Fig. III.8) ou VHR-6 (7938', Fig. III.7). matériali-

sant le début d'une transgression de haute énergie. Sur la LS majeure se sont déposés les sédiments estuariens transgressifs du Grès U supérieur qui forment un IT, surmontés par de minces bancs de sédiments fins qui constituent le MI. Ce corps transgressif est identifié dans les diagraphies par le changement marqué du GR (vers la ligne des grès), l'augmentation du DT et la diminution du RHOB. Ce grès atteint ~15 m d'épaisseur dans le centre-est du bassin (Bogi) et vers l'Est (Tiputini), et disparaît vers l'Ouest à partir du centre de bassin (Auca) en raison des érosions pré-turonniennes. Pendant le dépôt du Grès U supérieur la subsidence dans l'Est du bassin est faible par rapport à la période du Grès U inférieur.

Le Calcaire A inférieur sus-jacent s'est déposé dans tout le bassin sauf dans sa partie Est (Yuturi, Tiputini), où le Grès M2 repose directement (LS) sur le Grès U. Le contact basal du Calcaire A est une surface de ravinement (LS) qui marquerait le hiatus du Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur. La base du Calcaire A inférieur est bien identifiable dans les diagraphies par un changement du RHOB vers la ligne des calcaires, une diminution du DT et des valeurs de GR comprises entre la ligne des argiles et des grès. Ces diagraphies montrent moins d'intercalations argileuses par rapport aux calcaires B et U. La partie inférieure du Calcaire A inférieur présente un MI identifiable en diagraphies (augmentation du GR et DT, diminution du RHOB), carottes et affleurements (ammonites naines). Le cortège sédimentaire placé entre la LS basale et ce MI est donc un nouvel IT majeur, épais de ~7.5 m dans tout le bassin, montrant une évolution des faciès depuis des calcaires jusqu'à des argiles vers le haut. Le corps du Calcaire A atteint 42 à 44 m d'épaisseur dans le centre et l'Ouest du bassin (zone subandine à Auca). Il s'amincit graduellement vers l'Est (jusqu'à Bogi) et disparaît à Yuturi. La partie supérieure du Calcaire A inférieur est interprétée comme un PHN.

Un nouveau changement de subsidence intervient clairement entre le Cénomaniens, pendant lequel la subsidence est plus importante à l'Est du bassin (Tiputini) et le Turonien inférieur pendant lequel la partie Ouest (zone subandine et partie centre-ouest du bassin) est plus subsidente (Fig. IV.6)

Le Calcaire A est surmonté par le Calcaire M2 à l'Ouest et par le Grès M2 à l'Est.

Le profil Nord-Sud

Du Nord vers le Sud, les puits utilisés pour établir ce profil (situé au centre du bassin) sont Charapa-4, Guanta-10, Sacha-126, Auca-31, Cononaco-20, Tiwae-1, Ramírez-1 et Danta-2 (Figs. IV.5 et IV.7).

L'identification des contacts stratigraphiques entre unités a été faite selon les mêmes critères que pour le profil Est-Ouest (Annexes I.5 à I.11). Dans ce profil, les diagraphies comprennent de plus, des enregistrements SP, Cal, R et C. La diagraphie Cal est utile pour identifier les changements lithologiques entre les calcaires massifs (sans écroulements lors du forage, donc avec un diamètre normal des puits), les grès (plus ou moins d'écroulements selon leur consolidation), et les argiles (augmentation nette du diamètre des puits à cause des écroulements). La diagraphie R est très utile pour distinguer les calcaires, des grès et des argiles. L'interprétation des unités en termes de stratigraphie séquentielle est basée sur les mêmes considérations que précédemment (Fig. IV.7).

Pour le Calcaire B, le dépocentre est situé dans la partie Nord du bassin; il atteint 21 m à Charapa-4. Vers le Sud du bassin on observe une diminution d'épaisseur avec un minimum dans la zone orientée Est-Ouest, appelée Arc Cononaco (~3 m à Ramírez, Tiwae et Cononaco). Le Calcaire B semble passer en continuité vers le Sud du bassin, et peut-être vers le bassin Marañón (Pérou).

L'Argile U présente une épaisseur assez régulière, avec un dépocentre dans la partie centre-nord du bassin où elle atteint 23.5 m d'épaisseur (Sacha). Vers le Sud, le minimum d'épaisseur se situe autour de l'Arc Cononaco (~2 m à Tiwae). Plus au

Sud et vers le bassin Marañón (Pérou) l'Argile U, le Calcaire U inférieur et le Grès U inférieur semblent se poursuivre avec une épaisseur importante.

Le Calcaire U inférieur a des épaisseurs variables, avec des minima (maximum d'érosion pré-Grès U inférieur) de ~ 5 m à Guanta et ~7.5 m à Tiwae. Au niveau du dépocentre, il atteint 21 m à Cononaco et 32 m à Danta. Le Grès U inférieur présente une forme chenalisée avec au moins deux interfluves situés à Charapa au Nord et Cononaco au Sud, où les épaisseurs sont nulles. Son épaisseur maximale atteint ~23.5 m au Nord (Guanta) et ~20 m au Sud (Ramírez).

Le Calcaire U supérieur a des épaisseurs variables, avec un minimum de ~1.5 m à Sacha, et une épaisseur nulle à Danta où il a été érodé. Il atteint 30 m à Cononaco (dépocentre). Le Grès U supérieur, moins épais que le Grès U inférieur, présente une forme chenalisée. Il présente trois "seuils" ou interfluves situés à Guanta et Charapa, à Auca et à Ramírez, où son épaisseur est nulle. Les épaisseurs maximales atteignent ~12 m au Nord (Sacha) et au Sud (Tiwae).

La partie basale du Calcaire A inférieur existe le long de toute la coupe avec des "seuils" à Sacha et Ramírez. Vers le Sud du bassin et vers le bassin Marañón (Pérou) il semble augmenter d'épaisseur.

Les zones positives déduites de ce profil diagraphique (Fig. IV.7) sont : Tiwae (axe (?) de l'Arc Cononaco) pour le Calcaire B, Argile U et Calcaire U inférieur (= Albien supérieur-Cénomanién inférieur); Charapa et Cononaco pour le Grès U inférieur (= Cénomanién moyen), Tiwae et Sacha pour le Calcaire U supérieur; Guanta, Auca et Ramírez pour le Grès U supérieur (= Cénomanién moyen à supérieur); et Sacha et Ramírez pour la partie basale du Calcaire A inférieur (Turonién inférieur).

IV.4. HIÉRARCHISATION DES DISCONTINUITÉS (LIMITES DE SÉQUENCES) ET LIGNE-TEMPS (MAXIMA D'INONDATION)

L'analyse des deux profils diagraphiques et leur corrélation avec les carottes et affleurements va nous permettre de hiérarchiser les LS et MI afin de proposer un modèle séquentielle à l'échelle du bassin.

Dans les carottes, on observe des discontinuités sédimentaires (LS) matérialisées par des surfaces d'érosion, d'exposition, de réactivation, etc, surmontées par des conglomérats transgressifs. Néanmoins, il est difficile à cette échelle de distinguer les discontinuités (LS) majeures (comme celle de Payamino, Fig. IV.2; Yuturi, Fig. IV.4) des surfaces mineures (comme celles trouvées dans les puits VHR-6 (Fig. III.7), Yuturi (Fig. III.8), et autres (Pañacocha (Taha 1994), Shiripuno, Auca, Tiputini, ...). Néanmoins, les surfaces majeures sont celles qu'on peut identifier régionalement tant par la biostratigraphie (hiatus), que dans les carottes, les affleurements (éventuellement), les diagaphies (Figs. IV.6 & IV.7, et Annexe I) et les profils paléogéographiques.

Ainsi, de bas en haut ces LS majeures sont :

- * La surface d'érosion du Calcaire B massif, observable dans la zone subandine (Río Misahuallí, Ravin Ongota, Pungarayacu).

- * Le contact entre l'Argile U et le Calcaire B, marqué par le hiatus de l'Albien supérieur-Cénomanién inférieur.

- * La surface de ravinement de la base du Grès U inférieur (conglomérat transgressif) reconnue en carottes et diagaphies. Cette LS est la mieux marquée et la plus évidente dans le bassin Oriente se prolongerait vers le Sud dans le bassin Marañón (Pérou).

- * La surface de ravinement (dans les sédiments clastiques) ou les karstifications dans les calcaires du Calcaire U supérieur, identifiés en carotte dans l'Est et le Nord du bassin, et difficilement identifiable en diagaphies.

* La surface de ravinement de la base du Grès U supérieur (conglomérat transgressif) reconnue tant dans les carottes qu'en diagraphie, qui a la même signification que la LS de la base du Grès U inférieur. Cette LS n'est identifiée que dans la partie centrale du bassin Oriente.

* Le contact entre la Zone U et le Calcaire A inférieur, marque le hiatus du Cénomanién terminal-Turonien basal. Cette LS marque l'érosion vers l'Ouest des sédiments de la Zone U, qui ont été érodés jusqu'au Calcaire U inférieur dans la zone subandine. La partie inférieure du Calcaire A inférieur du puits Pungarayacu-30 est marquée par une surface de karstification qui démontre une émergence importante de la plate-forme (Jaillard et al. III/1996b).

Les MI (qui représentent des horizons synchrones) sont toujours difficiles à identifier en carottes et affleurements, à moins qu'ils ne soient marqués macroscopiquement par de grandes concentrations de faunes pélagiques comme les ammonites du Calcaire A inférieur (Fig. III.9). En revanche, ils sont souvent bien corrélables en diagraphies (Figs. IV.6 & IV.7, Annexe I).

Pendant l'intervalle Calcaire B-Calcaire A inférieur, les MI les mieux reconnaissables dans le bassin seraient donc celui de la partie inférieure de l'Argile U et celui de la base du Calcaire A inférieur, qui se prolongent vers le Nord (bassin Putumayo, Colombie) et vers le Sud (bassin Marañón, Pérou). Vers l'Est, ils disparaissent en direction du Craton Guyanais. Ces deux maxima sont difficiles à identifier dans les carottes et affleurements, mais sont plus clairs en diagraphies. Selon Mancini et Tew (1997), les MI seraient identifiés par des maxima d'abondance de microfossiles d'environnements plus ou moins profonds, par des pics de concentration de matière organique (TOC), et éventuellement par des pics de résistivité (R).

Les MI mineures du sommet des Grès U inférieur et supérieur sont difficiles à localiser à cause de la faible épaisseur des argiles, sous la LS érosive sus-jacente.

Le modèle sédimentologique proposé (Fig. III.3), les LS et MI, ainsi que l'interprétation en termes de stratigraphie séquentielle, sont intégrés dans un modèle sédimentologique - séquentielle de l'intervalle Calcaire B - Calcaire A inférieur (Fig. IV.8).

IV.5. SYNTHÈSE. STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE

L'analyse séquentielle et les corrélations diagraphiques permettent de proposer que l'intervalle Calcaire B-Calcaire A inférieur du bassin Oriente comprennent cinq séquences majeures de dépôt :

* La première séquence (Albien supérieur) de type transgressive (IT)-régressive (PHN) comprendrait la partie supérieure du Calcaire B basal et la partie inférieure du Calcaire B massif, avec un MI marqué par des nodules calcaires et de pyrite (Fig. III.2). La LS de base se situerait au sommet des Grès T. Cette séquence se termine par une surface très accidentée karstifiée (LS).

* La deuxième séquence majeure (Albien supérieur) comprend la partie supérieure du Calcaire B massif et le Calcaire B s. s.. Le MI serait localisé au sommet du Calcaire B s. s.. Il s'agirait donc d'une séquence essentiellement transgressive, le PHN ayant été érodé lors du hiatus de la limite Albien-Cénomanién.

* La troisième séquence majeure de dépôt (Cénomanién inférieur) comprend l'Argile U et le Calcaire U inférieur. La LS de base correspond au hiatus de l'Albien terminal-Cénomanién basal. Après un mince IT, le MI se situerait dans la partie inférieure des Argiles U (excellente ligne-temps à l'échelle du bassin). Le reste des Argiles U et le Calcaire U inférieur, strato-croissants, constitueraient le PHN.

Dans les Argiles U, Jaillard et al. (III/1996a) mentionnent des discontinuités dont on ne peut déterminer s'il s'agit de résédimentations ou de surfaces d'érosion majeure. Le Calcaire U inférieur est constitué de bancs calcaires à bases érosives constituant autant de discontinuités. Les calcaires, transgressifs et de milieu assez ouvert,

constitueraient des IT mineurs, culminant avec des MI situés au sein des intercalations argileuses, peu au-dessous du banc calcaire sus-jacent.

Les deux séquences suivantes, présentent en général, de bas en haut, la même organisation :

- une LS inférieure ravinante et érosive,
- un IT gréseux de haute énergie, grano-décroissant, de milieu estuarien à marin,
- un MI argileux ou silteux, marin, de faible énergie (excellentes ligne-temps),
- un PHN calcaire strato-croissant.

* La quatrième séquence (\approx Cénomaniens moyen) comprend le Grès U inférieur (IT) et le Calcaire U supérieur (PHN). Dans le détail, on reconnaît dans les grès une ou plusieurs discontinuités, mineures mais assez bien corrélées dans le bassin, délimitant des séquences constituées par le seul IT. Comme pour le Calcaire U inférieur, le Calcaire U supérieur semble être constitué par la superposition de séquence transgressives, calcaires (IT) et argileuses (MI), progradantes en grand.

* La cinquième séquence (\approx Cénomaniens moyen à supérieur) comprend le Grès U supérieur (IT). Le MI est situé peu au-dessous de la LS, la plus grande partie du PHN ayant été érodé (s'il s'est déposé) lors du hiatus (LS) du Cénomaniens supérieur - Turonien inférieur.

* La sixième séquence de dépôt est constituée par les calcaires strato-croissants progradants (PHN) de plate-forme carbonatée de basse énergie, de la partie basale du Calcaire A inférieur.

Dans la zone subandine, cette séquence pourrait reposer directement sur la troisième séquence de dépôt, impliquent une lacune d'une grande partie du Cénomaniens et du Turonien basal. L'existence de ce hiatus dans la partie Ouest du bassin (zone subandine, Auca), et peut-être localement dans le reste du bassin, a d'importantes implications sur l'origine des roches mères. En effet, la roche mère potentielle associée à l'événement océanique anoxique mondial de la limite Cénomaniens-Turonien (OAE-2 de Schlanger & Jenkyns (1976) *in*: Mello et al. (1993)) y a été érodée.

* La septième séquence de dépôt comprend le reste du Calcaire A inférieur. La LS basale est corrélée avec la surface de karstification observée dans la zone subandine (Fig. III.2). Après un mince IT strato-décroissant, le MI est marqué par des faciès laminés à ammonites naines constituant une excellente ligne-temps à l'échelle du bassin. Le reste du Calcaire A inférieur est composé de séquences de progradation de plate-forme carbonatée (PHN).

* Pendant l'Albien supérieur-Turonien inférieur, la subsidence a varié dans le bassin. Ainsi, vers la limite Cénomaniens inférieur-Cénomaniens moyen, la zone de subsidence maximale auparavant située à l'Ouest migre à l'Est du bassin, la zone Subandine étant soumise à l'érosion. Autour de la limite Cénomaniens-Turonien, la subsidence s'inverse à nouveau, l'Ouest du bassin redevenant la zone de subsidence maximale. Ceci suggère des mouvements de bascule, probablement liés à l'activité tectonique des zones occidentales de la marge qui reste à étudier.

* Les profils diagraphiques Est-Ouest et Nord-Sud montrent que les Grès U inférieur et supérieur ont une forme chenalisée (Fig. IV.7), avec une probable orientation des axes des dépôts Est-Nord-Est, puis qu'ils ne sont recoupés que par le profil Nord-Sud et que les paléocourants sont principalement orientés NE-SO (Taha 1994).

CHAPITRE V. CONCLUSIONS

Cet étude propose un modèle sédimentologique (Fig. III.3) et séquentielle (Fig. IV.8) pour l'intervalle Calcaire B - Calcaire A inférieur du bassin Oriente d'Équateur, en ajoutant des nouvelles unités stratigraphiques dans la Zone U.

La stratigraphie proposée pour cet intervalle est, de bas en haut, Calcaire B (Calcaire B inférieur, Calcaire B massif, et Calcaire B s. s.), Zone U (Argile U, Calcaire U inférieur, Grès U inférieur, Calcaire U supérieur, et Grès U supérieur), et Calcaire A inférieur. Les unités du Calcaire B sont mieux différenciables vers l'Ouest du bassin, tandis que celles de la Zone U le sont dans le centre du bassin.

L'étude biostratigraphique, sédimentologique et séquentielle de cet intervalle a permis d'établir les conclusions suivantes:

Biostratigraphie

Dans les puits du bassin Oriente, l'âge du Calcaire B déterminé par les microfossiles (foraminifères, nannofossiles calcaires et palynomorphes) est Albien supérieur-Cénomancien inférieur pour les parties inférieure et moyenne de l'unité, et Cénomancien inférieur pour la partie supérieure. Toutefois, Jaillard et al. (III/1996a) sur les indications de la microfaune et la découverte dans la partie moyenne du Calcaire B de l'ammonite *Mortoniceras (Deiradoceras) sp.*, ont admis un âge Albien supérieur (partie moyenne). Dans le bassin Oriente l'âge du Calcaire B serait donc également Albien supérieur (partie moyenne), la possibilité qu'il atteigne le Cénomancien inférieur devant être confirmée par des ammonites.

L'âge de la Zone U déterminé par foraminifères, nannofossiles, et surtout palynomorphes est Cénomancien inférieur pour la partie inférieure de la zone, Cénomancien inférieur à moyen pour la partie moyenne, et Cénomancien moyen à supérieur pour la partie supérieure.

L'âge du Calcaire A dans le bassin Oriente et la zone Subandine Nord, indiqué par l'étude des microfossiles ainsi que par sa position stratigraphique, serait Turonien inférieur élevé à Turonien supérieur. Jaillard et al. (III/1996a), en se basant sur les travaux publiés (Wasson et Sinclair 1922, Tschopp 1953, Mills 1969, 1971a,b,c) et les indications de la microfaune (dans le Río Misahuallí et le puits Pungarayacu-30), ont proposé un âge Turonien inférieur élevé à Turonien moyen.

Les données biostratigraphiques analysées confirment que le hiatus du Turonien proposé par Robertson Research (1985, 1988) dans le bassin n'existe pas. Le hiatus du Cénomancien supérieur à Turonien inférieur supposé par Mills (1969, 1971a,b,c) et Jaillard et al. (III/1996a), serait associé à une baisse eustatique pendant le Cénomancien supérieur.

Sédimentologie

Le milieu de dépôt du Calcaire B est de plate-forme clastique et carbonatée plus anoxique vers le sommet, de plus faible énergie vers le Nord-ouest du bassin.

Pour la Zone U le milieu de dépôt l'Argile U est de plate-forme clastique boueuse, anoxique, de basse énergie, relativement profonde à peu profonde.

Les calcaires U inférieur et supérieur sont de plate-forme mixte carbonatée (principalement) et clastique, ouverte, peu profonde, d'énergie faible à bonne.

L'environnement de dépôt des Grès U inférieur et supérieur est principalement estuarien et de plate-forme clastique marine (ouverte de haute énergie, peu profonde, avec influence des marées), en contexte transgressif. Vers le Craton Guyanais (vers l'Est du bassin), les Grès U comprennent de plus en plus d'intercalations fluviales distales influencées par les marées.

Le Calcaire A inférieur dans le Nord du bassin est de plate-forme carbonatée peu profonde confinée, de faible énergie, anoxique au sommet. Vers l'Est du bassin, il serait de plate-forme interne clastique et carbonatée, de plaine tidale gréseuse et de front deltaïque. Dans la partie centrale et sud du bassin le Calcaire A est de plate-forme carbonatée peu profonde, et montre une tendance à un milieu plus ouvert et plus subsident vers le Sud (Pérou).

Dans les Grès U inférieur et supérieur les faciès identifiés sont de barre tidale, plaine tidale gréseuse, chenaux tidaux, plage, plaine tidale boueuse, faciès subtidaux, et plate-forme marine clastique ouverte. Ces grès sont interprétés comme des séquences de remplissage de vallées incisées estuariennes (peu profondes en raison de la très faible paléopente de la plate-forme au Crétacé) au dessus d'une surface de ravinement et d'un conglomérat basal transgressif.

Le modèle sédimentologique proposé pour l'intervalle Albien supérieur - Turonien inférieur serait valable principalement dans la partie centrale du bassin. En effet, les sédiments gréseux sont érodés vers l'Ouest du bassin, et vers l'Est l'influence continentale est de plus en plus présente et les périodes d'émersion seraient plus longues et fréquentes. Dans le Sud, la connaissance du Cénomaniens ne permet pas d'établir des conclusions définitives.

Corrélations diagraphiques

Le Calcaire B de la partie nord-ouest du bassin (10 à 22 m d'épaisseur dans la zone Subandine Nord) disparaissent latéralement vers l'Est (~ 1 m dans le puits Yuturi-1, absent à Tiputini M-1). Le Calcaire B a pu se déposer de façon diachrone, du sud vers le nord du bassin, pendant la transgression de l'Albien terminal.

Les corrélations diagraphiques montrent que les Grès U ne passent pas latéralement vers l'Ouest du bassin aux calcaires connus dans la zone subandine, comme on pouvait le supposer.

Dans la zone Subandine Nord et dans la partie centre Ouest du bassin, le Calcaire U inférieur (Cénomaniens inférieur) est directement surmonté par le Calcaire A inférieur. Il manque donc (par érosion) les unités Grès U inférieur, Calcaire U supérieur et Grès U supérieur. Ce hiatus du Cénomaniens moyen à Turonien basal démontre que la lacune sédimentaire proposée par Mills (1969, 1971abc) et Jaillard et al. (III/1996a) existe bien.

En utilisant les diagraphies on a mis en évidence que pendant l'Albien supérieur - Turonien inférieur il y a eu un changement de la subsidence et une migration des dépôts-centres. Ainsi, lors du dépôt du Calcaire B et de l'Argile U (Albien supérieur à Cénomaniens inférieur), la partie la plus subsidente du bassin était le centre Ouest et la zone Subandine. Puis, pendant le dépôt de l'intervalle Grès U inférieur (principalement) et supérieur (≈ Cénomaniens moyen à supérieur), la zone la plus subsidente était à l'Est. Enfin, pendant le dépôt du Calcaire A inférieur (Turonien inférieur), la zone la plus subsidente est de nouveau à l'Ouest du bassin et dans la zone subandine.

Les profils diagraphiques Est-Ouest et Nord-Sud montrent que les Grès U inférieur et supérieur ont une forme chenalisée, avec une probable orientation des axes des dépôts Est-Nord-Est. Dans le centre-est du bassin apparaît un mince corps gréseux intercalé ("Grès U moyen") qui se confond vers l'Est avec les deux Grès U.

L'existence de ce hiatus a d'importantes implications sur l'exploration pétrolière, puisque la roche-mère potentielle associée à l'événement océanique anoxique mondial de la limite Cénomaniens-Turonien a été érodée. De plus, ces précisions stratigraphiques, sédimentologiques et séquentielles ont des conséquences directes sur l'estimation géométrique des pièges stratigraphiques et des réserves pétrolières prouvées du bassin Oriente d'Équateur.

Analyse séquentielle

Les limites des séquences (LS) majeures identifiées sont celles de la base du Calcaire B inférieur, du Calcaire B massif (Albien supérieur), du contact entre le Calcaire B massif (Albien terminal - Cénomaniens basal) et de la base des Grès U

inférieur et supérieur, du contact entre le Grès U supérieur et Calcaire A inférieur, et celle de la partie basale du Calcaire A inférieur. Ces LS ont une extension régionale sauf celle de la base du Grès U supérieur, principalement visible dans le centre du bassin, et celle de la base du Grès U inférieur qui n'existe plus au Nord du bassin. La LS située entre le Calcaire B et l'Argile U n'est pas visible en diagraphies. Elle ne serait identifiable qu'au moyen d'études biostratigraphiques et géochimiques détaillées sur les carottes et affleurements. Des LS mineures existent dans les corps gréseux U inférieur et U supérieur, mais seraient limitées latéralement à l'Est par le Craton Guyanais, et disparaîtraient par érosion vers l'Ouest du bassin.

Les maxima d'inondation (MI, ligne-temps) majeures dans le bassin sont celles de la partie inférieure de l'Argile U et celle de la partie inférieure du Calcaire A inférieur. Leur extension serait régionale et elles pourraient être identifiées tant dans le Sud du bassin Putumayo (Colombie) que dans le Nord du bassin Marañón (Pérou). Les MI situés au sommet des grès U inférieur (d'extension à peu près régionale) et U supérieur (localisée au centre et Est du bassin), seraient latéralement limités à l'Est du bassin par le Craton Guyanais. Les autres MI localisés dans les deux corps de grès U n'auraient qu'une extension locale.

Ces surfaces permettent de définir sept séquences de dépôt dans l'intervalle Albien supérieur-Turonien inférieur, comprenant respectivement (1) le Calcaire B basal et la partie inférieure du Calcaire B massif, (2) la partie supérieure du Calcaire B massif et le Calcaire s. s.; (3) l'Argile U et le Calcaire U inférieur; (4) le Grès U inférieur et le Calcaire U supérieur; (5) le Grès U supérieur et une partie des argiles sus-jacentes; (6) la base du Calcaire A inférieur, et enfin (7) le reste du Calcaire A inférieur.

L'interprétation proposée est résumée sur la Figure V.1.

- ALEMAN A & MARKSTEINER R, (1993), Mesozoic and Cenozoic Tectonic Evolution of the Marañón Basin in Southern Colombia, Eastern Ecuador and Northeastern Peru, Abstracts of the AAPG/SVG International Congress/Exhibition, March 14-17, 1993, Caracas, AAPG Bulletin, V.77, N°2, p.301.
- BALDOCK J W, (1982), Geología del Ecuador: Boletín Explicativo del Mapa Geológico de la República del Ecuador, E: 1 : 1'000.000, Ministerio de Recursos Naturales y Energéticos, Quito, 70p.
- BALKWILL H R, RODRIGUE G, PAREDES F I & ALMEIDA J P, (1995), Northern Part of the Oriente Basin, Ecuador: Reflexion Seismic Expressions of Structures, *in*: A J Tankard, R Suárez S, and H J Welsink, Petroleum Basins of South America: AAPG Memoir 62, pp.559-571.
- BENAVIDES V, (1956), Cretaceous System in Northern Peru, American Museum of Natural History Bulletin, New York, 108, 352-494.
- BENITEZ S, ORDOÑEZ M, ZAMBRANO I, MONTENEGRO J, TOALA G, GARCIA M, COTRINA J & VILEMA W, (X/1996), Evolución Estratigráfica del Miembro Inferior de la Formación Napo en el Campo Libertador, VII Congreso Ecuatoriano de Geología, Quito, pp.53-65.
- BERRONES G & COTRINA J, (X/1996), Estudios de subsidencia y decompactación en el noreste de la Cuenca Oriental, Implicaciones Tectónicas, VII Congreso Ecuatoriano de Geología, Petróleos y Medio Ambiente, Quito, pp.248-258.
- BERRONES G, (V/1994), Evolución Geodinámica de la Estructura Tiputini-Ishpingo, desde el Jurásico Inferior hasta el Reciente, Laboratorio de Geología Labogeo, Distrito Guayaquil, PetroProducción, rapport technique interne # -PPG-94, Guayaquil, 08 figures, 18p.
- BERRONES G, (XI/1994), Análisis de la Subsidencia del prospecto Pañacocha-Paujil, desde el Jurásico Superior hasta el Reciente, Laboratorio de Geología Labogeo, Distrito Guayaquil, PetroProducción, rapport technique interne #025A-PPG-94, Guayaquil, 08 figures, 16p.
- BERRONES G, (1992), Estudio de la subsidencia de la Cuenca Oriental ecuatoriana entre el Jurásico superior y el Reciente, Symposium Nationale: Investigación y Desarrollo Tecnológico en el Area de Hidrocarburos, CONUEP-PetroProducción Eds., tome 2, pp.937-968, Quito.
- BOGGS S Jr., (1995), Principles of sedimentology and stratigraphy, second edition, 774p., New Jersey.
- BRISTOW C R & HOFFSTETTER R, (1977), Lexique Stratigraphique International, Vol. V, 5 a 2, Équateur, CNRS Eds., Paris, 410p., Paris.
- CANFIELD R W, DIAZ R N & MONTENEGRO J, (VIII/1985), El Campo Cononaco del Oriente Ecuatoriano, II Simposio Bolivariano "Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas", 13 annexes.
- CLIFTON H E, (1992), Estuarine deposits, *in*: SCHOLLE P A & SPEARING Eds., Sandstone depositional environments, AAPG Publication, pp.179-181, Tulsa.
- COLLIN-DELAVAUD A, (1993), Le guide de l'Équateur et des îles Galápagos, Editions La Manufacture, Lyon, 343p.
- CONOCO, (I/1987), Año Number 1, Block 16, Ecuadorian Oriente, Conoco Ecuador Limited Co., Quito, rapport interne reservé, Centro de Documentation de PetroProducción, Quito.
- CONTRERAS C, JAILLARD E & PAZ M, (1996), Subsidence History of the North Peruvian Oriente (Marañón Basin) since the Cretaceous, Résumés étendus, Troisième symposium international sur la Géodynamique andine, ORSTOM Eds., Collection Colloques et Séminaires, Saint-Malo (France), du 17 au 19 septembre 1996, pp.327-330.
- CORELAB, (V/1989), Petrographic Study for Texas Petroleum Company (Ecuador), Shushufindi A-68, Core Laboratories, Western Atlas International, a Litton/Dresser Co., rapport technique (fichier #349010) pour Texaco Co., rapport interne, Centro de Documentation de PetroProducción, Quito.
- CORELAB, (VIII/1990), Litological description for PetroAmazonas, Shushufindi B-70 well, Core Laboratories, Western Atlas International, a Litton/Dresser Co., rapport technique (fichier # 340029) pour Texaco Co., rapport interne, Centro de Documentation de PetroProducción, Quito.
- DALRYMPLE R W, ZAITLIN B A, & BOYD R, (1992), Estuarine facies models: Conceptual basis and stratigraphic implications, Journal of Sedimentary Petrology, 62: 1130-1146, Tulsa.
- DAVILA F, (1990), Geodinámica Plio-Cuaternaria de la Cuenca Latacunga-Ambato, Callejón Interandino: sector entre Salcedo y Píllaro, Thèse d'Ingénieur Géologue présentée à la Facultad de Geología, Minas y Petróleos de l'Escuela Politécnica Nacional, 192p., Quito.

- DE RAAF J. F. M. & BOERSMA J. R., (1971), Tidal deposits and their sedimentary structures (Seven examples from Western Europe), *Geologie en Mijnbouw*, Volume 50(3): 479-504.
- DIAZ R, (XI/1995), Informe Geológico Campo Limoncocha, Departamento de Geología, SubGerencia de Exploración y Desarrollo, Petroproducción, Quito, Centre de Documentation technique de Petroproducción, 06p., 04 figures.
- EL ALBINI A, CARON M, DECONINCK J-F, ROBASZINSKY F, AMEDRO F, DAOUDI L, EZAIDI A, TERRAB S & THUROW J, (1997), Origines et significationn sédimentologique de la nodulisation dans les dépôts anoxiques du Turonien inférieur du bassin de Tafaya (Maroc), *C. R. Acad. Sci. Paris*, t.324, série II a, *Sédimentologie*, pp.09-16, Paris.
- ELLIOT T, (1986), Deltas, in: READING H G Eds.: *Sedimentary Environments and Facies*, second edition reprinted (1989), pp.113-154, Oxford.
- FAUCHER B & SAVOYAT E, (1973), Esquisse géologique des Andes de l'Équateur, *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, (2), Vol.XV, Fasc.1.2, Paris, pp.115-142.
- FAUCHER B, VERNET R, BIZON G, BIZON J J, GREKOFF N, LYS M &, SIGAL J, (1971), *Sedimentary Formations in Ecuador. A stratigraphical and micropaleontological survey*, Bureau des Études Indust. Coop. (BEICIP), Institut Français du Pétrole, 3 Vol., 220p.
- FEKETE ASSOCIATES INC., (VIII/1994), Preliminar Report of the Geological Model of the Puma Field, Oriente Basin, Ecuador, Fekete Associates Inc., Canada, rapport interne, Centro de Documentation de PetroProducción, Quito.
- FREY R. W. & PEMBERTON S. G., (1984), Trace fossil facies models, in: Walker R. G., ed., *Facies Models* (2nd. ed.): St. John's, Geoscience Canada, Reprint Series 1, pp. 189-207.
- GEYER O F, (1974), Der Unterjura (Santiago-Formation) von Ekuador, *N. Jb. Geol. Palaont. Mh.*, Stuttgart, H.9, pp.525-541.
- GONZALEZ A E, (1971), Cretaceous palynological studies in the Oriente Basin, Eastern Ecuador, Texpet Caracas Laboratory, rapport interne pour CEPE, PetroProducción, Quito, Caracas, 38p.
- GRIGGS P H, (20/XII/1972), Palynological study of the 20 sidewall cores of the Yuralpa-1 well, Oriente Basin, Ecuador, rapport technique # 11776 de Texaco Trinidad Inc. Geological Laboratory pour Texpet, Caracas, 02p.
- GRIGGS P H, (25/IX/1973), Palynological study of the twenty nine ditch samples of the 4980'-6270' interval of the Vinita-1 well, Oriente Basin, Ecuador, rapport technique # 11862 de Texaco Trinidad Inc. Geological Laboratory pour Texpet, 01p.
- GRIGGS P H, (30/V/1972), Palynological Analysis of the 31 core samples of the Sacha-14 well, Oriente Basin, Ecuador, rapport technique #11699 de Texaco Trinidad Inc. Geological Laboratory pour Texpet, Caracas, 02p.
- GRIGGS P H, (30/V/1972), Palynological Analysis of the 67 core samples of the Sacha-18 well, Oriente Basin, Ecuador, rapport technique # 11697 de Texaco Trinidad Inc. Geological Laboratory pour Texpet, Caracas, 02p.
- GROSHENY D & MALARTRE F, (1997), Stratégies adaptatives des foraminifères planctoniques et cortèges sédimentaires. Application au Cénomanién-Turonien du bassin du Sud-Est de la France, *C. R. Acad. Sci. Paris*, t.324, série II a, pp.491-497, Paris.
- GUEVARA de ROJAS G, (04/VII/1978), Informe del Estudio Micropaleontológico del Núcleo de base del Pozo Charapa-3, CEPE, Sección Geología, Quito., 03p.
- HALL P L & CALLE J, (1982), Geochronological control of the main tectonic-magmatic events of Ecuador, *Earth Science Review*, 18, 215-239, Amsterdam.
- HAQ B U, HANDERBOL J &, VAIL P R, (1988), Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change, *The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication #42*, pp.94-101, Tulsa.
- HOBBS G W, (1975), Stratigraphy of Cretaceous and Jurassic system exposed in the Cutucú mountains, rapport interne ECUA-141 de PetroProducción, Quito, 11p.
- JAILLARD E, (1994), Kimmeridgian to Paleocene tectonic and geodynamic evolution of the Peruvian (and Ecuadorian) margin, in: *Cretaceous tectonics in the Andes*, J A Salfity Eds., pp.101-167, *Earth Evolution Sciences, Fried. Vieweg & Son, Braunschweig/Wiesbaden*.
- JAILLARD J, (IX/1996), Sedimentary Model for the Oriente Basin of Ecuador during Cretaceous times, Résumés étendus, Troisième symposium international sur la Géodynamique andine, ORS-TOM Eds., *Collection Colloques et Séminaires*,

Saint-Malo (France), du 17 au 19 septembre 1996, pp.395-398.

JAILLARD E, SOLER P, CARLIER G &, MOURIER T, (1990), Geodynamic evolution of the northern and the central Andes during early to middle Mesozoic times: a Thetyan model, *Journal of the Geological Society*, Vol. 147, pp.1009-1022, London.

JAILLARD E, avec la collaboration de: ORDOÑEZ M, HUAMAN C, JIMENEZ N, RIVADENEIRA M y, ZAMBRANO I, (XII/1994), Síntesis Estratigráfica del Cretáceo y Paleógeno de la Cuenca Oriental del Ecuador, Parte I, Síntesis Bibliográfica, Informe del Convenio ORSTOM-PetroProducción, Quito, 136p. + annexes.

JAILLARD E, avec la collaboration de: ANDRADE R, DAVILA C, DIAZ R, HUAMAN C, JIMENEZ D, MONTENEGRO J, RIVADENEIRA M, TORO J &, VILLAGOMEZ R, (III/1996b), Síntesis Sedimentológica del Cretáceo de la Cuenca Oriental del Ecuador, Informe Final del Convenio ORSTOM-PetroProducción, Quito, 88p + annexes.

JAILLARD E, avec la collaboration de: CARON M, DHONT A, BENGTONSON P, BULOT CAPPETTA H, L, HUACHO J, HUAMAN C, JIMENEZ D, JIMENEZ N, NERAUDAU D, RIVADENEIRA M, VILLAGOMEZ R &., ZAMBRANO I, (III/1996a), Síntesis Estratigráfica del Cretáceo y Paleógeno de la Cuenca Oriental del Ecuador, Parte II, Datos Nuevos y Discusión, Informe del Convenio ORSTOM-PetroProducción, Quito.

JAILLARD E, avec la collaboration de: CARON M, DHONT A, ORDOÑEZ M, ANDRADE R, BENGTONSON P, BULOT L, CAPPETTA H., DAVILA C, DIAZ R, HUACHO J, HUAMAN C, JIMENEZ D, JIMENEZ N, MONTENEGRO J, NERAUDEAU D, RIVADENEIRA M, TORO J, VILLAGOMEZ R &, ZAMBRANO I, (XII/1995), Síntesis Estratigráfica y Sedimentológica del Cretáceo de la Cuenca Oriental del Ecuador, Resumen del Informe Final del Convenio ORSTOM-PetroProducción, rapport interne non publié, 25p., Quito.

JAILLARD E, ORDOÑEZ M, BENITES S, JIMENEZ N, MONTENEGRO G &, ZAMBRANO I, (1995), Basin development in an Accretionary, Oceanic-Floored Fore-Arc Setting: Southern Coastal Ecuador During Late Cretaceous-Late Eocene Time, Ecuador, *in*: A J Tankard, R Suárez S, and H J Welsink, *Petroleum Basins of South America: AAPG Memoir 62*, pp.615-632.

KREISA R. D. & MOIOLA R. J., (1986), Sigmoidal tidal bundles and other tide-generated sedimentary structures of the Curtis

Formation, Utah, *Geological Society of America Bulletin*, 97: 381-387.

KRONMAN G E, RUSHWORTH S W, JAGIELLO K &, ALEMAN A, 1995, Oil and Gas Discoveries and Basin Resource Predictions in Latin America, *in*: A J Tankard, R Suárez S, and H J Welsink, *Petroleum Basins of South America: AAPG Memoir 62*, pp.53-61.

KUMMEL B, (1948), Geological reconnaissance of the Contanama region, Peru, *Geological Society of America Bulletin*, Boulder, 59, 1217-1266.

LABOGEO, (II/1994), Estudio Geológico del Pozo Paujil-1, Laboratorio de Geología Labogeo, Guayaquil, PetroProducción, rapport technique interne # 003-PPG-94, Guayaquil, 121p.

LABOGEO, (III/1995), Análisis Bioestratigráfico de los Pozos: Conga Sur-1, Conga-2, Tiputini-1, Singue-1, VHR-6, VHR-3, Laboratorio de Geología, Guayaquil, PetroProducción, rapport interne # 003-PPG-95, Guayaquil, 16p.

LABOGEO, (IV/1996), Estudio Geológico del Pozo Biguno-1, Laboratorio de Geología, Guayaquil, PetroProducción, rapport inedit # 005-PPG-95, Guayaquil. 179p.

LABOGEO, (IV/1996), Estudio Geológico del Pozo Ocano-1, Laboratorio de Geología Labogeo, Guayaquil, PetroProducción, rapport interne # 001-PPG-96, Guayaquil, 158p.

LABOGEO, (IV/1996), Estudio Geológico del Pozo Shushufindi-86, Laboratorio de Geología Labogeo, Guayaquil, PetroProducción, rapport interne #002-PPG-96, Guayaquil, 122p.

LABOGEO, (V/1993), Pozo Puma-2, Núcleo Arenisca "T" y "U", Sedimentología, Bioestratigrafía, Geoquímica, Litoestratigrafía, Laboratorio de Geología Labogeo, Guayaquil, PetroProducción, rapport interne, Guayaquil, 90p.

LABOGEO, (V/1993), Sedimentología - Bioestratigrafía - Geoquímica - Litoestratigrafía, Ishpingo-1, Laboratorio de Geología Labogeo, Guayaquil, PetroProducción, rapport interne # 06-PPG-93, Guayaquil.

LABOGEO, (V/1994), Estudio Geológico del Pozo Pungarayacu-30 (Tomo 1: (Sedimentología), Tomo 2 (Bioestratigrafía, Geoquímica orgánica), Tomo 3 (Litoestratigrafía), Tomo 4 (Granulometría), Laboratorio de Geología Labogeo, Guayaquil, PetroProducción, rapport interne # PPR-GL-121 (1-4)-94, Guayaquil, 547p.

- LABOGEO, (V/1995), Correlación Estratigráfica de las Formaciones Cretácicas entre los Pozos: Tiputini (Minas)-1, Tambococha-1, Ishpingo 1 y 2, Laboratorio de Geología Labogeo, Guayaquil, PetroProducción, rapport interne # 007-PPG-95, Guayaquil, 86p.
- LABOGEO, (VI/1994), Estudio Geológico del Pozo Pañacocha-2, Tomo 1: (Resumen Ejecutivo, Sedimentología, Bioestratigrafía, Geoquímica Orgánica), Tomo 2 (Litoestratigrafía), Laboratorio de Geología Labogeo, Guayaquil, PetroProducción, rapport interne # 031-PPG-94, Guayaquil, 238p.
- LABOGEO, (VI/1995), Estudio Geológico del Pozo Conga Sur-1, Laboratorio de Geología, Guayaquil, PetroProducción, rapport interne # , Guayaquil, 179p.
- LABOGEO, (VI/1995), Estudio Geológico del Pozo Peña Blanca-1, Laboratorio de Geología Labogeo, Guayaquil, PetroProducción, rapport interne #, Guayaquil, 173p.
- LABOGEO, (VII/1993), Informe de 5 Muestras del Pozo VHR-6, Laboratorio de Geología Labogeo, Distrito Guayaquil, PetroProducción, rapport technique interne, Guayaquil, 01 tables.
- LABOGEO, (VII/1993), Sedimentología - Bioestratigrafía - Geoquímica - Litoestratigrafía, Pozo Lago Agrio-37, Laboratorio de Geología Labogeo, Guayaquil, PetroProducción, rapport interne # 06-PPG-93, Guayaquil, 168p.
- LABOGEO, (VII/1995), Estudio Geológico del Pozo Huachito-1, Laboratorio de Geología Labogeo, Guayaquil, PetroProducción, rapport interne, Guayaquil, 187p.
- LABOGEO, (VIII/1993), Estudio Geológico del Pozo Tambococha-1, Tomo 1: Síntesis Geológica, Sedimentología, Bioestratigrafía, Geoquímica, Tomo 2: Litoestratigrafía, Laboratorio de Geología Labogeo, Guayaquil, PetroProducción, rapport interne # PPR-GL-12, Guayaquil, 317p.
- LABOGEO, (X/1995), Informe Geológico, Pozo Armadillo-1, Laboratorio de Geología Labogeo, Guayaquil, PetroProducción, rapport interne # 018-PPG-95, Guayaquil, 174p.
- LABOGEO, (XII/1991), Estudios de Núcleos, Pozo Auca-25 PetroAmazonas, Laboratorio de Geología Labogeo, Distrito Guayaquil, PetroProducción, rapport technique interne, Guayaquil.
- LABOGEO, (XII/1993), Estudio Geológico del Pozo Sacha-126, Laboratorio de Geología Labogeo, Guayaquil, PetroProducción, rapport interne #015-PPG-93, Guayaquil, 126p.
- LABOGEO, (XII/1994), Estudio Bioestratigráfico y Geoquímico del Pozo Pacayacu-5, Laboratorio de Geología Labogeo, Guayaquil, PetroProducción, rapport interne # 031-PPG-94, Guayaquil, 158p.
- LABOGEO, (1994), Estudio geológico del pozo Pungarayacu-30, rapport interne de PetroProducción, Guayaquil, 4 volumes.
- LAMMONS J M , (01/IV/1974), Palynological Analysis of the 11 ditch samples of the 290'-6590' interval in the Oglan A-1 well, Oriente Basin, Ecuador, rapport technique #11896 de Texaco Trinidad Inc. Geological Laboratory pour Texpet, Caracas.
- LAMMONS J M, (03/IV/1974), Palynological Analysis of the sidewall cores of Conambo-1 well, Oriente Basin, Ecuador, rapport technique #11898 de Texaco Trinidad Inc. Geological Laboratory pour Texpet.
- LAMMONS J M, (05/X/1976), Palynological study of the 49 core samples Auca-16 well, Oriente Basin, Ecuador, rapport technique #12036 de Texaco Trinidad Inc. Geological Laboratory pour Texpet, Caracas, 03p.
- LAMMONS J M, (14/VI/1977), Palynological Analysis of the twenty nine composite ditch samples from the 8010'-10608' interval in the West Sacha-1 well, Oriente Basin, Ecuador, rapport technique # 12066 de Texaco Trinidad Inc. Geological Laboratory pour Texpet, Caracas, 04p.
- LAMMONS J M, (14/X/1976), Palynological study of the 35 amples (9 ditch samples from 580'-4330' and, 26 samples of conventionally cored intervall from 4420'-7900') of the Yuturi-1 well, Oriente Basin, Ecuador, rapport technique # 10032 de Texaco Trinidad Inc. Geological Laboratory pour Texpet, 04p.
- LASCANO M, (IV/1994), Estudio Sedimentológico del Pozo Payamino-15, Arenisca U, (9050'-9080'), Departamento de Investigación y Laboratorios, PetroProducción, Centre de documentation de PetroProducción, Quito, 15p..
- LEEDER M R, (1982), Sedimentology, Seventh impression 1992, 344p., London.
- LEGOUX O, GOFAS S, BOUROLLEC J, LAMOTTE D, JEANNOU A, LEDUC J P, CHENNAUX G, LE TRAN K &, BARANGER R, (VIII/1989), Ecuador - Block 14 - Sunka 1 Laboratory Studies: Biostratigraphy, Sedimentology, Organic Geochemistry, ELF Aquitaine Production Co., rapport interne EP/S/EXP/Lab. n°89/115RP, Pau.

- LEGOUX O, GOFAS S, BOUTET, LEDUC J P, CHENNAUX G, LE TRAN K, FAGGIONATO J L & BOUROLLEC J, (16/IV/1990), Ecuador - Block 14, Yampuna-1, Cretaceous Serie, Laboratory Results: Biostratigraphy, Sedimentology, Diagenesis, Organic Geochemistry and Reflected Light Analysis of the Organic Matter, ELF Aquitaine Production Co., rapport interne EP/S/EXP/Lab. Pau n°90/32RP, 04 tables, 15 figures, 04 annexes, 31 photos, 9 cartes, 84 figs.
- LUSHR R D, (28/XII/1976), Foraminiferal Report of 126 core samples of Auca-16 Well, Oriente Basin, Ecuador, rapport technique # 12041 de Texaco Trinidad Inc. pour Texaco Petroleum Company, Quito, 03p.
- LUSHR R D, (30/XII/1976), Biostratigraphical Report of core samples of Yuturi-1 Well, Oriente Basin, Ecuador, rapport technique # 12044 de Texaco Trinidad Inc. pour Texaco Petroleum Company, Quito, 02p.
- MacEACHERN J. & PEMBERTON G., (1994), Ichnological aspects of incised-valley fill systems from the Viking Formation of the Western Canada Sedimentary Basin, Alberta, Canada, *in*: Incised-valley systems: origin and sedimentary sequences, Edited by R. W. Dalrymple, R. Boyd, & B.A. Zaitlin, SEMP (Society for Sedimentary Geology), Special Publ. # 51, pp.129-157, Tulsa.
- MACELLARI C E, (1988), Cretaceous paleogeography and depositional cycles of western South America, *Journal of South American Earth Sciences*, 1, 4: 373-418.
- MAROCCO R, (1991), El Neógeno del Ecuador: estratigrafía y organización secuencial de la sedimentación marina y continental, *Résumés du Sexto Congreso Ecuatoriano de Ingeniería en Geología, Minas, Petróleos y Geotecnia*, 12-16/XI/1991, Guayaquil, 08p. plus figs.
- MATHALONE J M P & MONTOYA M, (1995), Petroleum Geology of the subandean Basins of Peru, *in*: A J Tankard, R Suárez S, and H J Wellsink, *Petroleum Basins of South America: AAPG Memoir 62*, pp.423-444.
- MELLO M L, KOUTSOUKOS E A M & ERAZO W Z, (1993), The Napo Formation, Oriente Basin, Ecuador; Hydrocarbon Source Potential and Paleoenvironmental Assessment, *in*: Cretaceous Carbonate Platforms, Torísimo J A, Scott R W & Marse J P Eds., *American Association of Petroleum Geologist Memoir 56*, 488p, pp.167-181.
- MILLS S J, (1972a), Micropaleontological examination of cuttings and cores from well Guayusa-1, Anglo Ecuadorian Oilfields Ltd., Ecuadorian Oriente Geological Note N° 24, rapport interne pour CEPE s/n, PetroProducción, Quito, 06p.
- MILLS S J, (1972b), Micropaleontological examination of cuttings and cores from well Marañacu-1, Anglo Ecuadorian Oilfields Ltd., Ecuadorian Oriente Geological Note N° 25, rapport interne pour CEPE s/n, PetroProducción, Quito, 05p.
- MILLS S J, (1972c), A review of micropaleontological evidence from de ecuadorian Oriente, Anglo Ecuadorian Oilfields Ltd., Ecuadorian Oriente Geological Note N° 26, rapport interne pour CEPE s/n, PetroProducción, Quito, 21p.
- MILLS S J, (1969), Preliminary studies on the micropaleontology of some stratigraphical units in the Western Oriente of Ecuador, Anglo Ecuadorian Oilfields Ltd., Ecuadorian Oriente Geological Note N° 11, rapport interne pour CEPE s/n, PetroProducción, Quito, 22p.
- MOBIL, (VIII/1994), Zona Noroeste de la Cuenca del Napo de Ecuador, Convenio Mobil Oil - PetroEcuador, Dallas, rapport interne, Centre de Documentation de PetroProducción, Quito.
- MONTENEGRO G & GARCIA M, (X/1996), Estudio Geoquímico de los Crudos del Oriente Ecuatoriano, le X Congreso Latinoamericano de Perforación COLAPER 1996 et VII Congreso Ecuatoriano de Geología, Quito.
- MOURIER T, BENGTON P, BONHOMME M, BUGÉ E, CAPPETTA H, CROCHET J-Y, FEIST M, HIRSCH K, JAILLARD E, LAUBACHER G, LEFRANC J-P, MOULLADE M, NOBLET C, PONDS D, REY J, SIGE B, TAMBAREAU Y & TAQUET P, (1988), The Upper Cretaceous - Lower Tertiary marine to continental transition in the Bagua basin, Northern Peru, *Newsletters on Stratigraphie*, 19, 143-177, Stuttgart.
- ODIN G S, (1994), Geological Time scale, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 318, série II, 59 à 71.
- ODIN G. S., (1985), Significance of green particles (glaucony, berthierine, chlorite) in arenites, *in*: Provenance of arenites, edited by G. G. Zuffa, pp. 279-307, Cosenza.
- ORDOÑEZ M, JIMENEZ N, ZAMBRANO I, SUAREZ J, RICAURTE J, (XII/1989), Análisis Bioestratigráfico y Paleoecológico del Pozo Tivacuno-1, Laboratorio de Geología, SubGerencia Regional Guayaquil, Corporación Estatal Petrolera Ecuatoriana CEPE, rapport interne # DPG-89, Guayaquil.
- ORDOÑEZ M, ZAMBRANO I, JIMENEZ N, (VIII/1991), Informe Bioestratigráfico y Paleoecológico del Pozo Charapa-4, Laboratorio de Geología Labogeo, Guayaquil, PetroPro-

- ducción, rapport interne # 33-PPG-91, Guayaquil, 10p.
- POLLARD J. E., GOLDRING R., & BUCK S. G., (1993), Ichnofabrics containing Ophiomorpha: significance in shallow waters interpretation, *Journal of Geological Society*, **150**: 149-164, London.
- RAYNAUD J-F, BOUROULLEC J, HOMEWOOD P &, VILLANOVA M, (1993), Équateur, bassin de l'Oriente: Étude palynologique d'un intervalle Crétacé supérieur sur 20 puits. Étude sédimentologique des grès M1, rapport inedit ELF-Aquitaine Production, 98p., 19 lames.
- REINECK H E & SINGH I B, (1980), *Depositional Sedimentary Environments, With Reference to Terrigenous Clastics*, second edition, 549p., 683 Figs., Berlin.
- RIVADENEIRA M & SANCHEZ H F, (1991), Consideraciones geológicas del pre-Aptense en la Cuenca Oriente, Résumés du Sexto Congreso Ecuatoriano de Ingeniería en Geología, Minas, Petróleos y Geotecnia, 12-16/XI/1991, Guayaquil, 40p. plus figs.
- RIVADENEIRA M, (IX/1996), Cretaceous-Paleogene Stratigraphic Sequences and the Early Andean Orogenic Events in the Ecuadorian Oriente Basin, Résumés étendus, Troisième symposium international sur la Géodynamique andine, ORSTOM Éd., Collection Colloques et Séminaires, Saint-Malo (France), du 17 au 19 septembre 1996, pp.469-471.
- RIVADENEIRA M, (XI/1995), Geología del Borde Oriental de la Cuenca Oriente, SubGerencia de Exploración y Desarrollo, PetroProducción, Primer Congreso de Petróleo, Geología y Medio Ambiente y, Exposición Tecnológica Afín, XI/95, 10 figures, 03 tables, 14p, Quito.
- RIVADENEIRA M, (1994), Los Reservorios Calcáreos de la Cuenca Oriente Ecuatoriana, Quinto Congreso Brasileiro de Petróleo e Conexpo ARPEL'94, Río de Janeiro, 12p.
- RIVADENEIRA M, DAVILA C &, TORO ALAVA J, (XI/1995), La Arenisca M1 en la Cuenca Oriente ecuatoriana, Primer Congreso de Petróleo, Geología y Medio Ambiente y, Exposición Tecnológica Afín, Quito.
- ROBERTSON RESEARCH, (VI/1985), Evaluación Geológica de Cuatro Pozos en la Cuenca Sur-Oriente (Amazonas-1, Balsaura-1, Huito-1 y Maraón-1), Ecuador, Robertson Research (US) Inc.
- ROBERTSON RESEARCH, (1985), Evaluación Geológica de cuatro pozos en la Cuenca Sor-Oriente, Ecuador, rapport inédit ECUA-230, PetroProducción, Quito.
- ROBERTSON RESEARCH, ELAND H B, GONZALES G E, MARSHALL P R, MATTEWS S L, PEART M E, RICHARDS F, & VAROL O, (1988), The Biostratigraphie, Palaeoenvironment and Petroleum Geochemistry in the interval 8330'-10120' in the Conoco Ecuador Ltd. Cowi-1 well, Oriente Basin, Ecuador, rapport inédit ECUA-226, PetroProducción, Quito.
- ROBERTSON RESEARCH, MILES N E &, PEART M E, (1988a), Palynofacies analysis of the selected core samples from the Conoco Ecuador Limited Daimi-1 and Amo-1 wells, Oriente Basin, Ecuador, rapport inédit ECUA-227, 15pp., PetroProducción, Quito.
- ROMEUF N, AGUIRRE L, SOLER P, FÉRAUD G, JAILLARD E &, RUFFET G, (1995), Middle Jurassic volcanism in the Northern and Central Andes, *Revista Geológica de Chile, Servicio Nacional de Geología y Minería*, **22**, 2, 245-259, Santiago, 09 figs., 03 tables.
- ROSANIA G & MORALES P, (04/I/1987), Compilación Paleogeográfica del Oriente Ecuatoriano, II Congreso Andino de la Industria del Petróleo et, Oro y Petróleo (Review du Colegio de Ingenieros Geólogos, de Minas y Petróleos du Pichincha, Ecuador), Quito, pp.27-33.
- ROSANIA G & SILVA F, (1990), Paleogeografía del Cretácico (Albiense-Turonense) del Oriente Ecuatoriano, Tercer Congreso Andino de la Industria del Petróleo, Quito, 14 figures, pp.03-28.
- SALCEDO G, (05/VI/1990), Disposición y Posición Estructural de las Formaciones Cretácicas y Terciarias Paleógenas en la Cuenca Oriente del Ecuador, PetroBras Internacional S A - BrasPetro, rapport inédit, Centre de documentation de PetroProducción, Quito.
- SHANLEY K W, McCABE P J, & HETTINGER R D, (1992), Tidal influence in Cretaceous fluvial strata from Utah, USA: a key to sequence stratigraphic interpretation, *Sedimentology*, **39**: 905-930.
- SHANMUGAM G, POFFENBERGER M &, TORO ALAVA J, (III/1996), Tide-dominated Estuarine Facies in the Hollin and Napo ("T" and "U") Formations, Sacha Field, Oriente Basin, Ecuador, Convenio de Estudios Conjuntos e Intercambio Técnico entre Amoco-Mobil-PetroProducción, rapport interne, Dallas, USA, 36p., 06 tables, 47 figures.
- SIGAL J, (1969), Quelques acquisitions récentes concernant la chronostratigraphie des formations sédimentaires de l'Équateur, *Revista*

Española de Micropaleontología, Vol. I, núm. 2, pp. 205-236.

SMITH L, (VI/1989), Regional Variations in Formation Water Salinity, Hollin and Napo Formations (Cretaceous), Oriente Basin, Ecuador, American Association of Petroleum Geologist Bulletin, 73, 6, 757-776.

STOVER L E, (1965), Cretaceous coccoliths and associated nannofossils from France and the Netherlands, Micropaleontology, 12: 133-167.

TAHA M, (II/1994), Analysis of Siliciclastic Reservoirs of the Napo and Hollin Formations in Pañacocha-2, Oriente Basin, Ecuador, Schlumberger Surencó S A, rapport, Centre de documentation de PetroProducción, Quito.

THOMAS G, LAVENU A & BERRONES G, (1995), Évolution de la Subsidence dans le Nord du bassin de l'Oriente équatorien (Crétacé supérieur à Actuel), C. R. Acad. Sci. Paris, t. 320, série II a, p. 617 à 624.

TORO ALAVA J, (III/1994), Geodinámica de la Cuenca Sedimentaria Progreso, Provincia del Guayas, Escuela Politécnica Nacional, Facultad de Géologie, Mines et Pétroles, Thèse d'Ingénieur Géologue, Quito, 94 figs., 39 tables, 06 annexes, 470p.

TORO ALAVA J. & MEDINA G., (XI/1995), Estudio Sedimentológico y otros de la Arenisca G2 y U, en el Núcleo 7 del Pozo Yuturi-1, Laboratorio de Geología, Unidad de Investigación y Laboratorios, PetroProducción, Quito, 15p., 01 anexes.

TORO ALAVA J., (V/1996), Estudio Sedimentológico Integral y de Radiación Gama de la Arenisca U en el Núcleo 2 del Pozo Ishpingo-1 (5357'-5420'), Laboratorio de Geología, Unidad de Investigación y Laboratorios, PetroProducción, Quito, 09p., 02 tables, 02 annexes.

TORO ALAVA J., (VI/1996), Estudio Sedimentológico Integral y de Radiación Gama de la Arenisca U, en el Núcleo 5 del Pozo Tiputini-1 (Minas, 4786'-4830'), Laboratorio de Geología, Unidad de Investigación y Laboratorios, PetroProducción, Quito, 10p., 02 annexes.

TORO ALAVA J., (XII/1995), Estudio Sedimentológico y de Radiación Gama del Núcleo 4 del Pozo Tambococha-1 (5472'-5503'), Laboratorio de Geología, Unidad de Investigación y Laboratorios, PetroProducción, Quito, 08p., 01 tables, 01 anexes.

TSCHOPP H J, (1953), Oil Exploration in the Oriente of Ecuador, American Association of Petroleum Geologist Bulletin, 37: 2303-2347.

UNESCO, (1981), Atlas Géologique du Monde, Feuille 4: Amérique du Sud, E: 1: 10 millions, Bureau de cartographie géologique internationale Paris, Paris.

UNOCAL ECUADOR LTD., KYUNG-IN ENERGY LTD., UNION PACIFIC PETROLEUM ECUADOR LTD., NEDLLOYD ENERGY (ECUADOR) BV &, UNOCAL CANADA LTD., (II/1991), Evaluación Técnica del Bloque 13, Oriente Ecuador, Centre de Documentation de PetroProducción rapport # PPR-GL-203 (1 de 4), Quito.

VERA R & GAVILANEZ E, (1985), Características Petrográficas de Areniscas y Conglomerados de la Formación Tiyuyacu, Conglomerado Oriente, Ecuador, reviu Politécnica, Monographie de Géologie # 4, Vol. 10, N° 1, Quito, 01 figures, pp.183-186.

VILLAGOMEZ R, (VI/1995), Estudio de la Formación Hollín y la Transgresión Albiana en la Subcuenca Napo del Oriente Ecuatoriano, Thèse d'Ingénieur Géologue présenté a l'Escuela Politécnica Nacional, Quito, 543 figures, cartes, 89p.

VILLAGOMEZ R, JAILLARD E, BULOT L, RIVADENEIRA M &, VERA R, (1996), The Aptien-Late Albian marine transgression in the Oriente Basin of the Ecuador, Résumés étendus, Troisième symposium international sur la Géodynamique andine, ORSTOM Eds., Collection Colloques et Séminaires, Saint-Malo (France), du 17 au 19 septembre 1996, 521-524.

WASSON T & SINCLAIR J H, (1927), Geological exploration East of the Andes in Ecuador, AAPG Bulletin, 11: 1253-1281, Tulsa.

WESTERN ATLAS INTERNATIONAL, (X/1992), Estudio Geológico para PetroAmazonas, Auca-30, Reporte Final, Western Atlas International, Core Laboratories, Bogotá, 56p., 04 tables, 02 figures, 14 lames, annexes (enregistrements litologiques-sédimentologiques et mineralogiques).

WESTERN ATLAS INTERNATIONAL, (1992), Estudio Geológico para PetroAmazonas, Auca-31, Reporte Final, Western Atlas International, Core Laboratories, Bogotá, 49p., 04 tables, 02 figures, 09 lames, annexes (enregistrements lithologiques et minéralogiques).

WHITE H, SKOPEC R A, RAMIREZ F A, RODAS J A &, BONILLA G, (1995), Reservoir Characterisation of the Hollin and Napo Formations, Western Oriente Basin, Ecuador, *in*: A J Tankard, R Suárez S, and H J Welsink, Petroleum Basins of South America: AAPG Memoir 62, 559-571.

WHITE H., (1991), Sedimentology of the Napo and Upper Hollin Formations Block 7, Oriente Basin, Exploration Geological Services, Oryx Energy Co., Dallas, rapport interne code Oryx-44A-001-1991 dans le Centre de Documentation de PetroProducción, 51p.

YOUNG R, HARMS C J &, MORA C L, (XI/1995), The Nature and Origin Of Clastic Reservoirs of Block 16, Oriente Basin, Ecuador, and the Effect on Hydrocarbon Trapping and Recovery, Primer Congreso de Petróleo, Geología, Medio Ambiente y, Exposición Tecnológica Afín, Quito.

ZAITLIN B. A, DALRYMPLE R. D., & BOYD R., (1994), The stratigraphic organization of incised-valley systems asociated with relative sea-level changes, *in*: Incised-valley systems: origin ans sedimentary sequences, Edited by R. W. Dalrymple, R. Boyd, & B.A. Zaitlin, SEMP (Society for Sedimentary Geology), Special Publication # 51, pp.45-60, Tulsa.

ZAMBRANO I & SUAREZ J, (XI/1991), Estudio Palinológico del Pozo Tivacuno-1 de la Cuenca Oriental Ecuatoriana y su correlación con los Pozos Pungarayacu-30 y Vinita-1, VI Congreso Ecuatoriano de Ingeniería en Geología, Minas, Petróleo y Geotecnia, XI/1991, Guayaquil, 16 figures, 28p.

ZAMBRANO I, avec la collaboration de: ORDÓÑEZ M & JIMENEZ N, (III/1997), Estudio bioestratigráfico de muestras de núcleos de 8 pozos Cuenca Oriental, Laboratorio de Geología Labogeo, Guayaquil, PetroProducción, rapport inteme # 006-PPG-97, Guayaquil.