

50376
1990
103

70 468

50376
1990
103

THESE

N° d'ordre 541

présentée à

L'UNIVERSITE DES SCIENCES ET TECHNIQUES DE LILLE FLANDRES-ARTOIS

pour obtenir le titre de DOCTEUR de l'UNIVERSITE
en GEOSCIENCES

par

Xavier CAPET



**Paléoenvironnements et diagenèse
argileuse dans le domaine Caraïbe au
Cénozoïque**

soutenue le 1^{er} Juin 1990 devant la commission d'examen:

Président:

H. CHAMLEY

Rapporteurs:

C. BECK

P. DEBRABANT

Examineurs:

J.P. CADET

A. DESPRAIRIES

A. MASCLE

- AVANT-PROPOS -

A l'issue de ce travail, commencé en Novembre 1987, il m'est très agréable de remercier tous ceux qui ont aidé à sa réalisation:

- **Mr le Pr. H. CHAMLEY** m'a accueilli dans son laboratoire et m'a toujours suivi avec beaucoup de disponibilité et d'intérêt. Il m'a prodigué des directives éclairées et des critiques stimulantes. Je tiens à lui exprimer ma profonde gratitude pour le temps qu'il m'a consacré.

- **Mr le Pr. C. BECK** m'a confié ce sujet et a permis ma participation à la campagne de sismique et seabeam SEACARIB II à bord du N/O Jean Charcot en Novembre et Décembre 1987. Il a su être à l'écoute des problèmes que j'ai pu rencontrer. J'ai apprécié ses qualités humaines et sa constante bonne humeur lors d'une mission au Vénézuéla. Je le remercie très sincèrement.

- **Mr le Pr P. DEBRABANT** ne m'a jamais refusé son aide pour "décortiquer" une analyse chimique récalcitrante, m'évitant de m'engager sur des pentes glissantes. Il a, de plus, accepté la charge de rapporteur, qu'il en soit chaudement remercié.

- **Mr le Pr A. DESPRAIRIES** m'a toujours reçu très chaleureusement au laboratoire de géochimie des roches sédimentaires d'Orsay. Ses suggestions au sujet des smectites m'ont été précieuses. Il a accepté de juger ce mémoire, je l'en remercie vivement.

- **Mr A. MASCLE, Ingénieur de recherche à l'Institut Français du Pétrole**, a souvent facilité nos rapports avec l'Ocean Drilling Program et a bien voulu juger ce travail. Je lui en suis très reconnaissant.

M'ont aussi apporté leur soutien:

- **Mr le Pr. M. STEINBERG**, qui m'a accueilli dans le DEA d'Orsay et qui a souvent manifesté de l'intérêt à l'avancement de mon travail.

- **Mr ESPITALIE** qui m'a permis d'utiliser gracieusement le Rock-Eval, à l'I.F.P. de Rueil-Malmaison.

- **Mr J-F DECONINCK**, qui a su me consacrer un temps précieux au sujet de l'analyse thermique différentielle et qui m'a initié à la théorie et à la pratique de la diffraction de rayons X lors de mon stage de DEA.

- **Mr P. RECOURT** dont la compétence et la célérité m'ont souvent été utiles quand un fichier s'absentait.

- **Mr M. ROCHE** pour son analyse des palynofaciès.

Ce travail n'aurait pu être réalisé sans le savoir technique et la collaboration de plusieurs personnes:
Mr DEREMEAUX, responsable du microscope électronique.
Mr LEMAGUER pour son aide lors des analyses à la microsonde.
Mesdames BREBION, BOCQUET, DUJARDIN, Messieurs CARPENTIER et BALLENGHIEN. Ils m'ont soulagé d'une partie des contraintes matérielles pour réaliser ce mémoire.

Je tiens également à remercier tous ceux qui ont toujours été d'agréable compagnie:
Au Vénézuéla et sur la Mer des Caraïbes: l'équipe scientifique de la mission SEACARIB II, l'Indiana Beck Travel Tour, Francia Galea-Alvarez, Alfredo di Gregorio-Perrez, Oliver Macsotay, Jean-François Stéphan.
A Lille: Anne Bouquillon, Philippe Clabaut, Hervé Coulon, Lahcen Daoudi, Mohammed Maaté, Olivier Vicaire et tous les membres du laboratoire de dynamique sédimentaire et structurale et du laboratoire de paléontologie.

L'avant-propos de ce mémoire est l'occasion pour moi de remercier mes Parents, Thierry, Dominique, Pidou et Isabelle. C'est à eux que je dédie cet ouvrage.

AVANT-PROPOS	1
TABLE DES MATIERES	3
INTRODUCTION	9
LEGENDE GENERALE DES FIGURES	11

CHAPITRE I: CARACTERISTIQUES DES DOMAINES D'ETUDE
--

A) CADRE GEOGRAPHIQUE ET GEODYNAMIQUE	13
1) CONTEXTE GEOGRAPHIQUE	13
2) EVOLUTION GEODYNAMIQUE DU SUD ET DE L'EST DE LA PLAQUE CARAIBE	15
2-1) Le Valanginien	15
2-2) Le Campanien inférieur	15
2-3) Le Crétacé supérieur	16
2-4) L'Eocène moyen	16
2-5) Le Miocène inférieur	17
2-6) L'Actuel	18
B) LE PRISME D'ACCRETION DE LA RIDE DE LA BARBADE	18
1) MORPHOLOGIE	18
2) CLIMAT	21
3) COURANTS MARINS	23
3-1) Les courants profonds	23
3-2) Les courants de surface	23
C) LE VENEZUELA SEPTENTRIONAL	24
1) APERÇU SUR LA GEOGRAPHIE PHYSIQUE DU VENEZUELA SEPTENTRIONAL	24
2) GRANDS TRAITs GEOLOGIQUES DU VENEZUELA SEPTENTRIONAL	25
3) LA CHAÎNE CARAIBE	27
3-1) Organisation géologique	27
3-2) La Chaîne Caraïbe dans l'Oriente vénézuélien et à Trinidad et Tobago	27
3-2-1) Les unités internes	27
3-2-2) Le bassin de Curapano	28
3-2-3) L'avant-pays de la Chaîne Caraïbe	28
3-3) La bordure occidentale de la Chaîne Intérieure Orientale	28
3-4) Stratigraphie succincte de la bordure occidentale de la Chaîne Intérieure Orientale	31

CHAPITRE II: MATERIEL ET METHODES D'ETUDE
--

A) LOCALISATION DES ECHANTILLONS	33
1) Domaine océanique (LEG 110 ODP)	33
2) Domaine continental	34
2-1) coupe du Rio Querecual	35
2-2) Coupe de la Vallée Vidono	35
2-3) Coupe du Park Andres Eloy Blanco	35
2-4) Coupe de la Via Alterna	35
B) ECHANTILLONAGE	36
1) Sédiments marins	36
2) Coupes à terre	37
C) METHODE D'ETUDE	37
1) DESCRIPTION LITHOLOGIQUE	37
1-1) Système de classification des sédiments	37
1-2) Frottis	38
2) ETUDE MINERALOGIQUES	39
2-1) Diffractométrie des rayons X	39
2-1-1) Caractéristiques de l'appareil	39
2-1-2) Préparation des fractions argileuses: pâtes ou agrégats orientés	40
2-1-3) Poudres désorientées: préparation et interprétation	40
2-1-4) Traitement des données	41
2-2) Méthode de détermination de la nature chimique des chlorites à partir des diffractogrammes de rayons X	42
2-2-1) Rappels généraux au sujet des chlorites	42
2-2-2) Répartition des atomes de fer	43
2-2-3) Calcul du nombre d'atomes de fer	44
2-2-4) Limites de la méthode	45
2-3) Analyse thermique	45
2-3-1) Appareillage et principe	45
2-3-2) Utilisation des résultats	47
3) METHODES GEOCHIMIQUES	49
3-1) Calcimétrie	49
3-2) Spectrophotométrie d'absorption moléculaire et atomique	49
3-3) Microanalyses	49
3-3-1) Principe et appareillage	49
3-3-2) Préparation des échantillons	50
3-3-3) Exploitation des résultats	50
3-4) Dosage du carbone organique et du soufre	50
3-4-1) Avec l'analyseur Leco CS 125	50
3-4-2) Rock-Eval	50
4) MICROSCOPIE ELECTRONIQUE EN TRANSMISSION	51

CHAPITRE III: LES SITES O.D.P.

A) INTRODUCTION	53
B) DATATIONS	53

PARTIE I: LE SITE 672

A) STRUCTURE GEOLOGIQUE.....	55
B) CHIMIE DES EAUX INTERSTITIELLES	56
C) DONNEES PHYSIQUES.....	58
D) LITHOLOGIE	59
E) ENVIRONNEMENT ET PROCESSUS DE DEPOT.....	64
F) TAUX DE SEDIMENTATION ET FLUX SEDIMENTAIRES	68
1) Vitesses de dépôt.....	68
2) Flux sédimentaires.....	69
G) LES MINERAUX ARGILEUX.....	73
1) Minéralogie des argiles.....	73
1-1) Diffractométrie des rayons X.....	73
1-1-1) Les cortèges argileux	73
1-1-2) Comparaison des cortèges argileux des Sites 672 et 543.....	77
1-2) Microchimie.....	78
1-2-1) La smectite.....	78
1-2-2) La kaolinite	79
1-2-3) L'illite.....	79
1-3) Observation au M.E.T.....	79
2) Flux sédimentaire des argiles.....	80
H) ORIGINE DES ARGILES DU SITE 672.....	82
1) Origine des minéraux argileux dans les sédiments.....	82
2) Corrélation entre lithologie et minéralogie des argiles.....	84
3) Diagenese d'enfouissement	84
4) Mode de formation des argiles.....	84
I) INTERPRETATION: RECONSTITUTION DES PALEOENVIRONNEMENTS.....	87

PARTIE II. LE SITE 671

A) DATATIONS ET STRUCTURE GEOLOGIQUE	95
B) LITHOLOGIE	97
C) ENVIRONNEMENT ET PROCESSUS DE DEPOT.....	101
D) LES CIRCULATIONS DE FLUIDES AU SEIN DU PRISME D'ACCRETION.....	101
E) MINERALOGIE DES ARGILES.....	104
1) Diffraction de rayons X.....	104
1-1) Les cortèges argileux.....	104
1-2) Les zéolites.....	109
1-3) Comparaison de la minéralogie des argiles des sites 671 et 672.....	110
1-4) Pourcentage, cristallinité de la smectite et taux d'interstratification illitique dans les feuillets de smectite.....	110
1-5) Analyse des réflexions (060) des smectites.....	115
2) Microchimie	116
2-1) Les smectites.....	116
2-2) La kaolinite.....	124
2-3) L'illite.....	124
3) Analyse thermique différentielle	124
4) Observation au M.E.T.....	129
F) DISCUSSION ET CONCLUSIONS	129

**CHAPITRE IV:
LES SEDIMENTS TERTIAIRES DU VENEZUELA NORD-ORIENTAL**

A) CONTEXTE TECTONO-SEDIMENTAIRE	135
1) Lithologie de la coupe du Rio Querecual	135
2) COLONNE STRATIGRAPHIQUE DE LA REGION DE PUERTO LA CRUZ.....	137
2-1) Lithologie de la coupe de la Vallée Vidono	138
2-2) Lithologie de la coupe du Park Andres Eloy Blanco	139
2-3) Coupe de la Via Alterna.....	140
2-3-1) Lithologie de la coupe de la Via Alterna	140
2-3-2) Granulométrie des quartz.....	145
2-3-3) Géochimie de la roche totale.....	146
3) Comparaison sédimentologique des secteurs du Rio Querecual et de Puerto la Cruz	148
4) Problème des grès et des dykes.....	148
4-1) Les grès stratifiés et lenticulaires.....	148

4-2) Les filons clastiques	149
5) Environnement et mode de dépôt	150
B) MINERALOGIE DES ARGILES.....	152
1) Coupe du Río Querecual	152
1-1) Minéralogie des argiles	152
1-2) Corrélacion entre lithologie et minéralogie des argiles	152
2) Région de Puerto-la Cruz	154
2-1) Coupe de la vallée Vidono	154
2-1-1) Minéralogie des argiles.....	154
2-1-2) Corrélacion entre lithologie et minéralogie des argiles.....	156
2-2) Coupe du park Eloy Blanco.....	157
2-2-1) Minéralogie des argiles.....	157
2-2-2) Corrélacion entre lithologie et minéralogie des argiles.....	158
2-3) Coupe de la Via Alterna.....	158
2-3-1) Minéralogie des argiles.....	158
2-3-2) Corrélacion entre lithologie et minéralogie des argiles.....	160
3) Conclusions	160
C) DIAGENESE DES ARGILES; APPORTS DE LA CHIMIE.....	162
1) Comparaison des assemblages argileux des différentes coupes	162
1-1) Construction de la colonne composite de la région, de Puerto la Cruz à partir de la minéralogie des argiles	162
1-2) Comparaison de la minéralogie des argiles des différents secteurs	164
2) Chimie des minéraux argileux	164
2-1) Etude par analyse à la microsonde.....	164
2-2) Nature chimique des chlorites par diffraction de rayons X	167
3) Comparaison géochimie de la roche totale et minéralogie des argiles	168
4) Maturation de la matière organique.....	170
4-1) Pyrolyse Rock-Eval	170
4-2) Analyse optique.....	171
D) INTERPRETATIONS	172
1) les minéraux argileux.....	172
* Les minéraux interstratifiés illite/smectite.....	172
* La chlorite.....	172
* L'illite	174
* La kaolinite	174
2) Profondeur maximale d'enfouissement des séries et processus diagenétiques.....	174
2-1) hypothèse d'une pile sédimentaire sus-jacente complète	176
2-2) hypothèse d'une pile sédimentaire réduite	176
E) CONCLUSIONS	177

CHAPITRE V: COMPARAISONS ET CONCLUSIONS GENERALES
--

A) COMPARAISONS	179
B) CONCLUSIONS	180
1) RECONSTITUTION DES PALEOENVIRONNEMENTS	180
2) LES MIGRATIONS DE FLUIDES	181
3) LA DIAGENESE.....	182
C) PERSPECTIVES	182
BIBLIOGRAPHIE	185
LISTE DES TABLEAUX ET DES FIGURES	201
PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES	
ANNEXES	

* la recherche des **causes et modalités de la diagenèse argileuse du secteur vénézuélien.**

Le mémoire s'articule en cinq chapitres:

Le chapitre I présente les caractéristiques géographiques, géologiques, climatiques et courantologiques des domaines d'étude.

Le chapitre II concerne les méthodes et techniques analytiques mises en oeuvre pour caractériser les propriétés minéralogiques et physico-chimiques des sédiments et des argiles.



















Le chapitre III s'intéresse aux Sites O.D.P.. **Sa première partie** s'attache à l'étude et l'interprétation en termes de paléoenvironnements des sédiments et des minéraux argileux du Site 672. **Sa deuxième partie** considère les possibilités de transformations minéralogiques et chimiques des smectites du Site 671 en relation avec les zones tectonisées ou de passages de fluides.

Le chapitre IV concerne une étude des sédiments du secteur vénézuélien et la diagenèse des argiles.

Le chapitre V s'attache à la comparaison des différents secteurs géographiques étudiés, à la synthèse des interprétations et aux perspectives de recherches à envisager.









LEGENDE DES FIGURES

LITHOLOGIE

	Argile, Argilite		Boue à Radiolaires
	Pélite		Boue carbonatée
	Pélite silteuse		Calcaire
	Pélite très silteuse		Calcaire bioclastique à algues
	Pélite silteuse calcaire		Calcaire bioclastique à Foraminifères
	Argilite calcaire		Calcaire silto-gréseux
	Grès, Sable		Calcaire fortement silto-gréseux
	Siltstone		Cendres volcaniques
	Grès a ciment calcaire		Glauconie

DIFFRACTOMETRIE DE RAYONS X

MINERAUX ARGILEUX

	CHLORITE		SMECTITE
	ILLITE		KAOLINITE
	MINERAUX INTERSTRATIFIES (10-14)		PALYGORSKITE
	MINERAUX INTERSTRATIFIES (14-14)		PYROPHYLLITE

MINERAUX ASSOCIES

Q: Quartz
F: Feldspath
A: Amphibole
C: Clinoptilolite
Go: Goethite

Gi: Gibbsite
P: Pyroxène
O: Opale c.t.
L: Lepidocrossite

CHAPITRE I:

CARACTERISTIQUES DES DOMAINES D'ETUDE

CHAPITRE I:

- CARACTERISTIQUES DES DOMAINES D'ETUDE -

A) CONTEXTE GEOGRAPHIQUE ET GEODYNAMIQUE:

1) Contexte géographique

Le domaine Caraïbe, d'une superficie d'environ trois millions de km², s'étend des Grandes Antilles au Nord jusqu'au continent sud-américain au Sud, et de l'isthme d'Amérique Centrale à l'Ouest jusqu'à l'arc des Petites Antilles à l'Est. Ce domaine comprend donc la Mer des Caraïbes et les terres émergées périphériques (fig. 1).

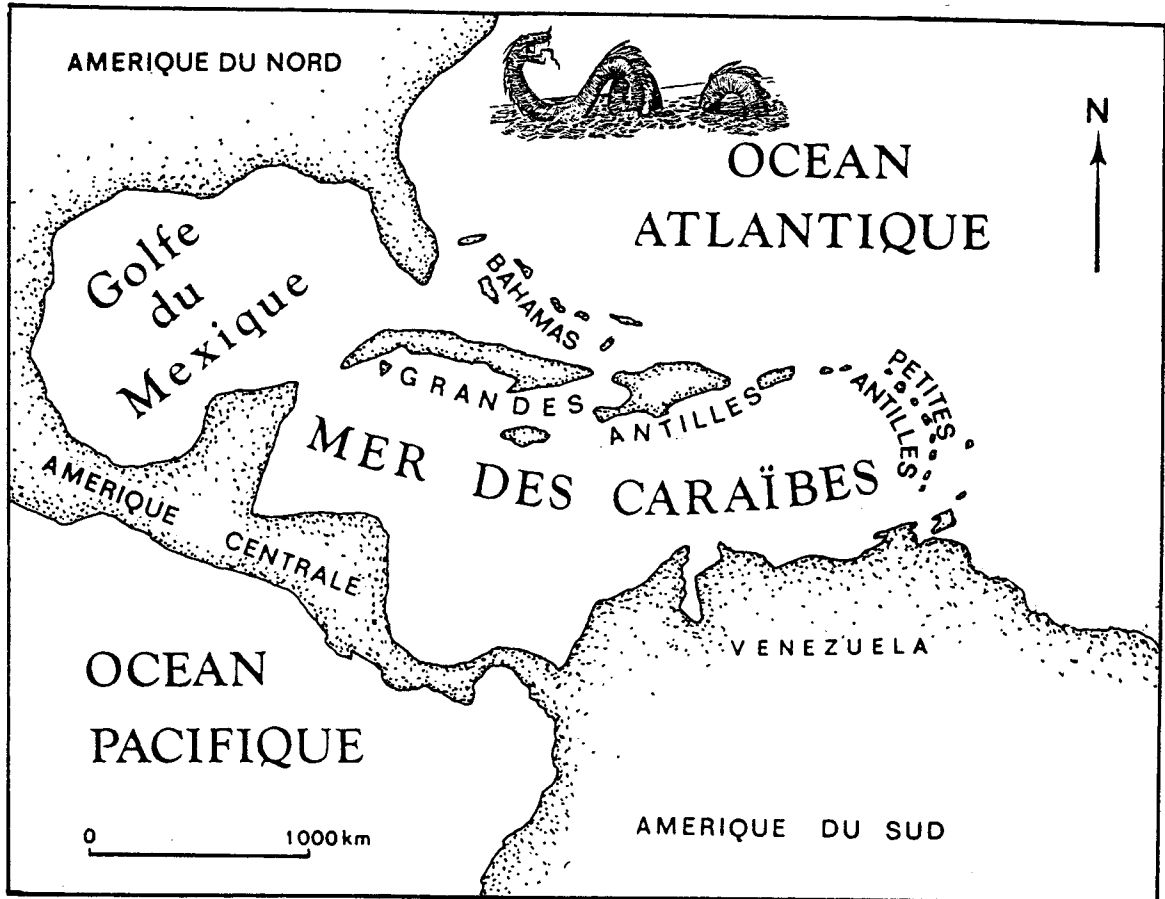


Fig. 1: Cadre géographique simplifié du Domaine marin Caraïbe.

La Mer des Caraïbes recouvre la plaque Caraïbe actuelle, l'un des plus petits domaines lithosphériques qui découpent la surface de notre planète. La bordure sud-orientale de la Mer des

Caraïbes correspond aux reliefs de la Chaîne Caraïbe qui appartient essentiellement au Vénézuéla septentrional (fig. 2). La bordure orientale est constituée de l'arc volcanique des Petites Antilles et du complexe d'accrétion d'avant-arc associé (fig. 2). Cet arc volcanique, qui s'égrène en une vingtaine d'îles principales, dessine une courbe de 850 km de longueur (de Saba au Nord à Grenade au Sud) et de 450 km de rayon de courbure.

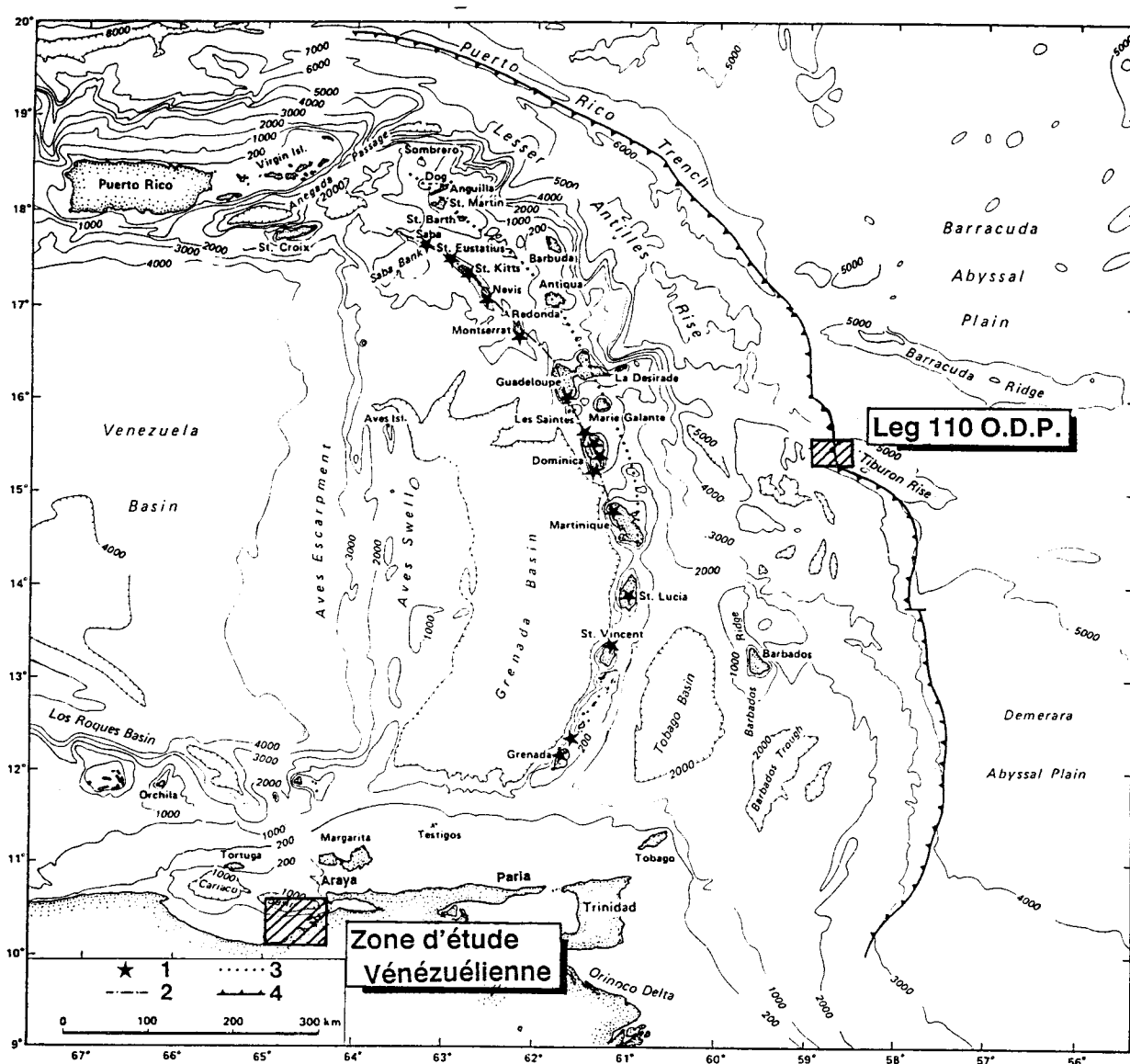


Fig. 2: Bathymétrie de l'Est-Caraïbe et des régions avoisinantes (simplifié d'après CASE et HOLCOMBE, 1980). 1= volcans; 2= arc interne; 3= arc externe; 4= front de déformation.

Cet arc s'étend depuis la marge continentale sud-américaine (Vénézuéla Oriental) jusqu'au passage d'Anegada qui marque la limite actuelle avec les Grandes Antilles. Les plus grandes îles se situent au centre de l'archipel qui comprend actuellement de nombreux volcans actifs (fig. 2). Ces volcans émettent des laves qui varient des basaltes aux rhyolites (WESTERCAMP, 1979). Le volcanisme antillais Néogène se manifeste sur toutes les îles des Petites Antilles (MAURY et WESTERCAMP, 1985).

2) Evolution géodynamique du Sud et de l'Est de la plaque Caraïbe:

Les données exposées dans ce paragraphe sont tirées en grande partie des travaux de LECLERE-VANHOEVE et STEPHAN (1985).

2-1) Valanginien-Santonien: (fig. 3)

Entre 125 Ma et 80 Ma, l'expansion entre l'Amérique du Nord et le Gondwana fait apparaître un océan téthysien qui se prolonge entre les deux Amériques. Une subduction se met en place à l'Ouest et engendre un volcanisme qui préfigure l'arc des Grandes Antilles (LECLERE-VANHOEVE et STEPHAN, 1985). Le début de cette période (Hauterivien supérieur) correspond à une réorganisation majeure dans le mouvement des plaques, avec l'arrêt de l'ouverture téthysienne entre l'Amérique du Nord et le Gondwana (AUBOUIN et al., 1977), et le début de séparation entre l'Amérique du Sud et l'Afrique.

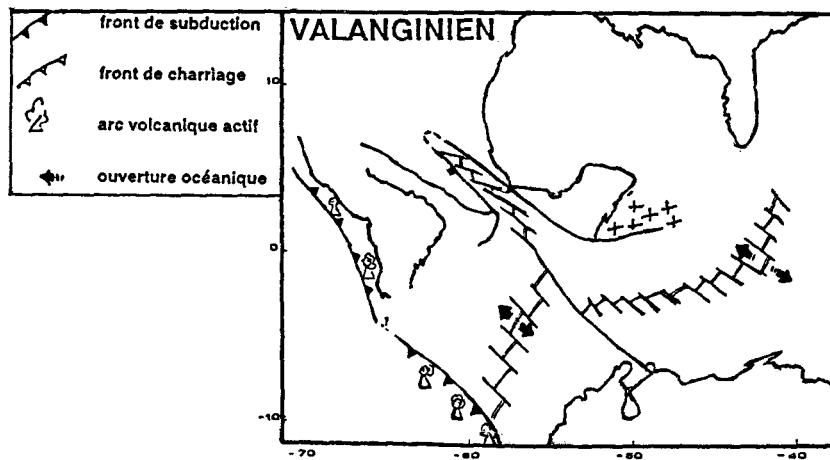


Fig. 3: Le Domaine Caraïbe au Valanginien (d'après LECLERE-VANHOEVE et STEPHAN, 1985).

2-2) Campanien inférieur-Paléocène: (fig. 4)

Entre 80 Ma et 65 Ma, un fragment du paléo-Pacifique, affecté par un volcanisme tholéïtique fissural à l'origine des actuels bassins Caraïbes, s'individualise entre un accident préfigurant l'actuel escarpement de Hess au Nord, et un accident parallèle hypothétique au Sud. Un arc volcanique au Sud-Ouest constitue l'esquisse de l'isthme de l'Amérique Centrale. La vitesse de déplacement absolu de la plaque Caraïbe est alors de 3,1 cm/an.

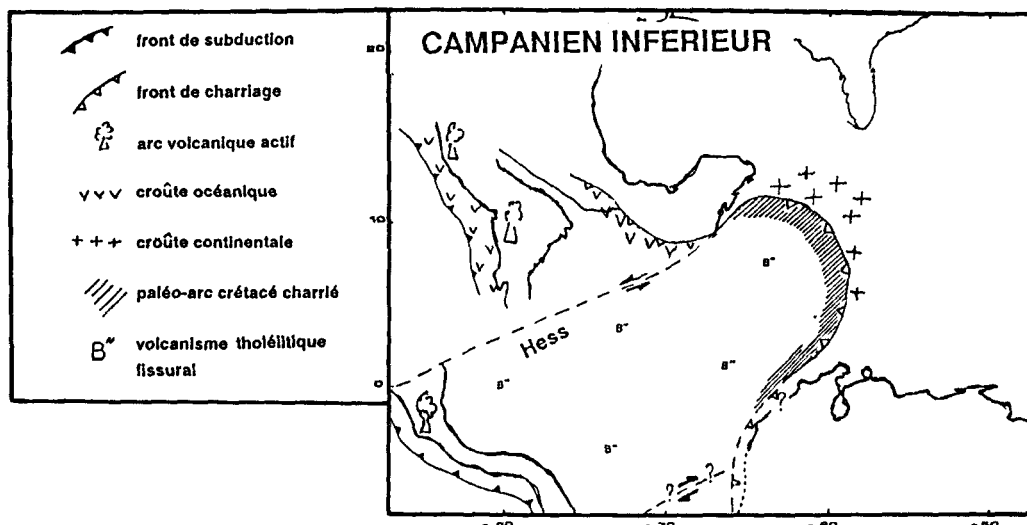


Fig. 4: Le Domaine Caraïbe au Campanien inférieur (d'après LECLERE-VANHOEVE et STEPHAN, 1985).

2-3) Paléocène-Eocène moyen: (fig. 5)

La vitesse de déplacement absolu de la plaque Caraïbe est d'environ 1,8 cm/an entre 65 Ma et 45 Ma (LECLERE-VANHOEVE et STEPHAN, 1985). A l'Est, le proto-arc des Petites Antilles se met en place sur un substratum constitué en partie du paléo-arc crétacé. Au sud, l'affrontement entre le paléo-arc crétacé et le continent américain entraîne une tectonisation de domaines de plus en plus externes (STEPHAN, 1982; BECK, 1983). Ce dispositif précède le serrage sub-E.W. (N.105), effectif à la fin de l'Eocène, qui est responsable du jeu décrochant dextre de la faille de Bonoco.

A cette époque, il y aurait arrêt du volcanisme d'arc ou tout au moins une forte réduction de l'activité. En effet, l'extinction du proto-arc Est-Caraïbe (Petites Antilles et Aves) se produit vers 65 Ma et la reprise du volcanisme sur les Petites Antilles n'a lieu que vers 56 Ma (Eocène inférieur) (ANDREIEFF *et al.*, 1987). La ride d'Aves (fig. 2), alors inactive, entame un processus de subsidence.

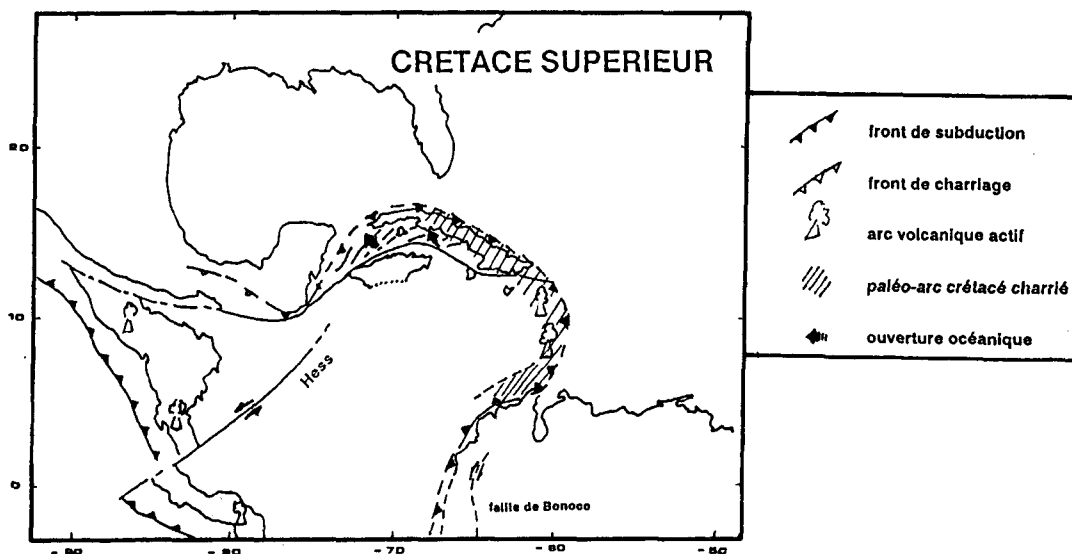


Fig. 5: Le Domaine Caraïbe au Crétacé supérieur (d'après LECLERE-VANHOEVE et STEPHAN, 1985).

2-4) Eocène moyen-Miocène inférieur: (fig. 6)

Entre 45 et 21 Ma, le déplacement (1,8 cm/an) de la plaque Caraïbe est contrôlé par l'ouverture de la ride médio-Cayman, l'arc des Petites Antilles étant déjà partiellement mis en place. SPEED (1985) suggère que la collision effective entre les plaques Caraïbe et Sud-Américaine s'est produite à 35 Ma au niveau du Golfe de Cariaco (fig. 2). Cette collision a engendré un point de suture, qui a ensuite migré vers l'Est à la suite du déplacement de la plaque Caraïbe, et qui se situerait actuellement au niveau de la Péninsule de Paria (fig. 2).

Un arrêt du volcanisme de l'arc ancien se produit vers la fin de l'Oligocène inférieur, ce qui est corroboré par la distribution stratigraphique des niveaux de cendres dans la "Formation Océanic" de la Barbade et le forage 543 du Leg D.S.D.P. 78A (ANDREIEFF *et al.*, 1987).

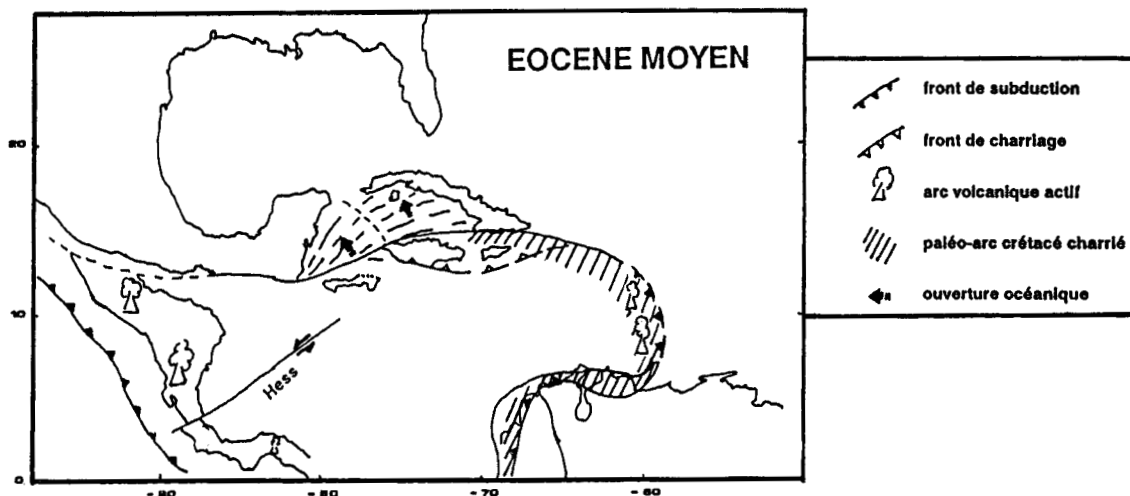


Fig. 6: Le Domaine Caraïbe à l'Eocène moyen (d'après LECLERE-VANHOEVE et STEPHAN, 1985).

2-5) Miocène inférieur-Actuel: (fig. 7)

Sur les façades Nord et Nord-Ouest de l'Amérique du Sud, le système de failles Oca el Pilar et Bonoco impose son jeu dextre et s'accompagne du début de serrage sub-E.W. qui crée des plis et des chevauchements dans les Andes. La plaque Caraïbe montre alors un déplacement "absolu" de 2,2 cm/an.

La reprise du volcanisme s'effectue vers la base du Burdigalien et suivant une géométrie différente: l'arc récent. Une lacune de sédiments volcaniques d'une durée de 8 Ma apparaît entre environ 30 et 22 Ma (ANDREIEFF *et al.*, 1987).

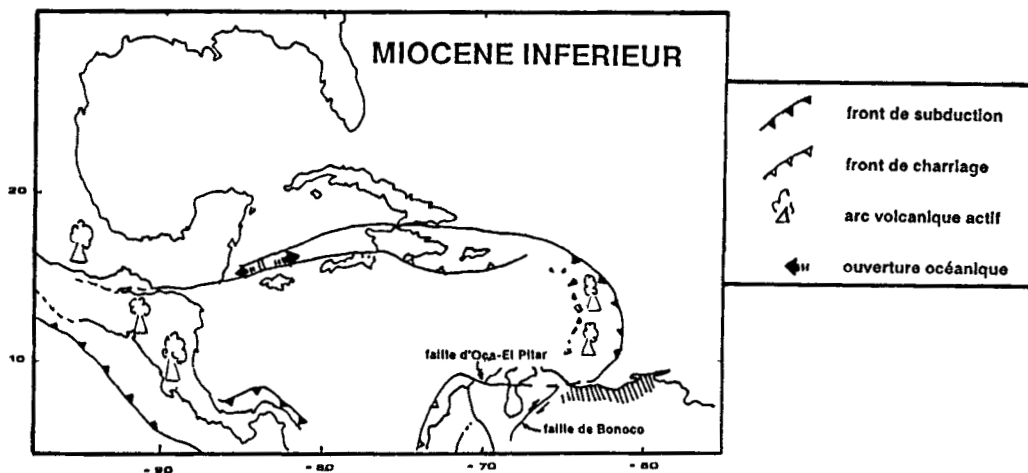


Fig. 7: Le Domaine Caraïbe au Miocène inférieur (d'après LECLERE-VANHOEVE et STEPHAN, 1985).

2-6) Actuel: (fig. 8)

La plaque Caraïbe se déplace vers l'Est entre les plaques Amérique du Nord et Amérique du Sud, à un taux moyen de 2 cm par an (MAC DONALD et HOLDCOMBE, 1978; Plaque-tectonic map of the circum-pacific region, northeast quadrant, 1981). Ce mouvement s'exprime à l'Est par la subduction antillaise, au niveau de laquelle la croûte océanique atlantique plonge sous la plaque Caraïbe. Il détermine également le fonctionnement en coulissage des frontières Nord (coulissage senestre) et Sud de la plaque Caraïbe (coulissage dextre). Ce dernier mouvement correspond à celui de la faille El Pilar actuellement active au Vénézuéla et à Trinidad (ROBERTSON et BURKE, 1989).

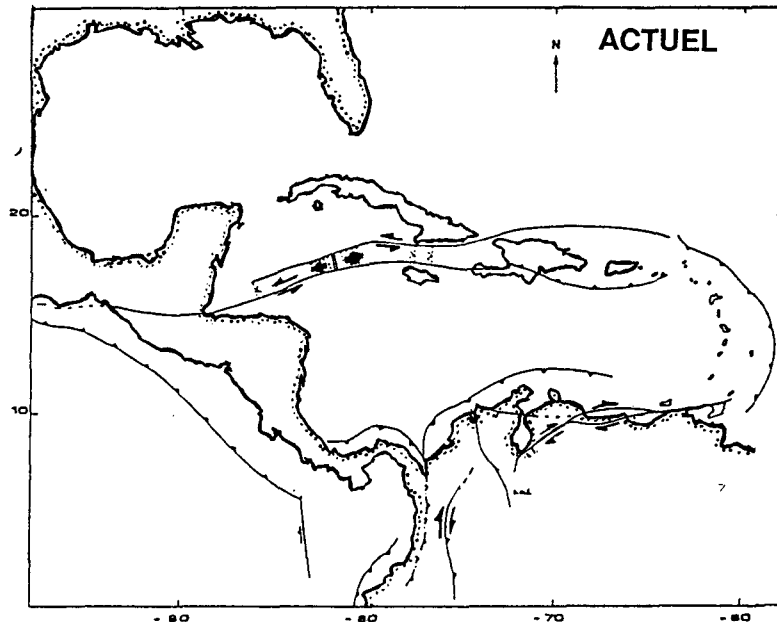


Fig. 8: Le Domaine Caraïbe à l'Actuel (d'après LECLERE-VANHOEVE et STEPHAN, 1985).

B) LE PRISME D'ACCRETION DE LA RIDE DE LA BARBADE:

1) Morphologie.

Les marges actives, qui s'accompagnent de la subduction d'une plaque océanique sont identifiables à la surface du globe par les séismes et le volcanisme qui leurs sont associés. Dans un certain nombre de cas, le plongement de la plaque induit la formation d'un prisme d'accrétion. Celui-ci résulte de l'empilement des sédiments initialement déposés sur la croûte océanique en cours de subduction.

Les prismes d'accrétion occupent la bordure interne (côté continental ou arc insulaire) de la fosse océanique. Dans le cas du prisme ou ride de la Barbade, celui-ci dépasse largement l'espace de la fosse et vient chevaucher sur près de 200 km la plaque océanique avant qu'elle ne subisse effectivement la subduction (fig. 9).

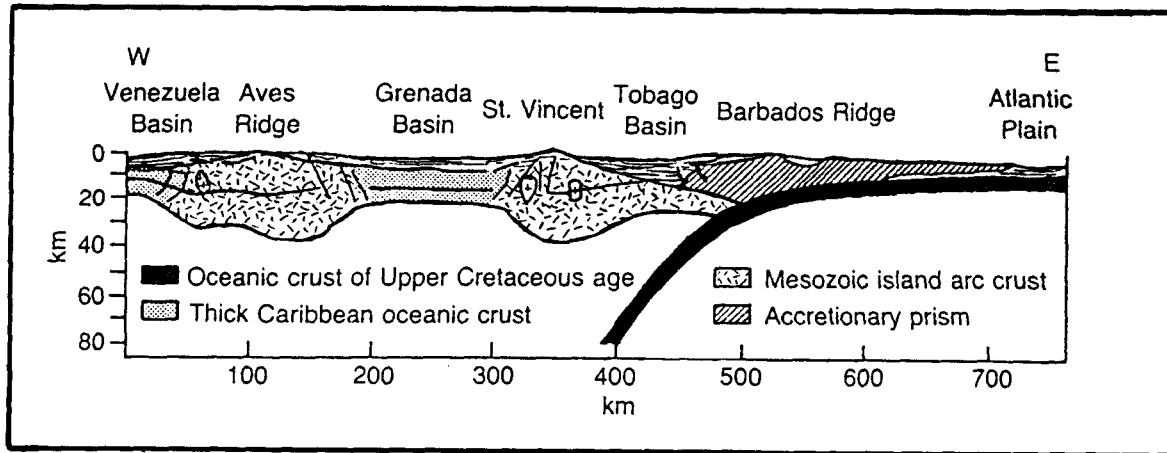


Fig. 9: La marge des Petites Antilles dans le contexte géologique de l'Est-Caraïbe (MASCLE *et al.*, 1985). La zone hachurée correspond à l'extension actuelle du prisme d'accrétion.

La ride de la Barbade constitue donc l'expression morphologique d'un vaste prisme d'accrétion sédimentaire. Ce complexe s'est développé - et continue de se développer - à l'avant arc des petites Antilles en réponse d'une part à la subduction de la croûte océanique sous les petites Antilles et d'autre part à l'alimentation terrigène depuis l'extrémité nord-est du continent sud américain et de ses grands fleuves (WESTBROOK, 1975; BIJU-DUVAL *et al.*, 1978; SPEED, 1981; MASCLE *et al.*, 1985). La subduction paraît active depuis le Paléocène supérieur-Eocène inférieur, au moins pour l'extrémité nord (ANDREIEFF *et al.*, 1984; 1986).

Le prisme (fig. 10) est une véritable montagne sous-marine culminant à +325 m au dessus du niveau marin dans l'île de la Barbade et dont la base se situe à des profondeurs de 2500 et 5000 m respectivement à l'Est et l'Ouest. Sa longueur du Nord au Sud est d'environ 1000 km, pour une largeur croissant de 50 km au Nord à 300 km au Sud.

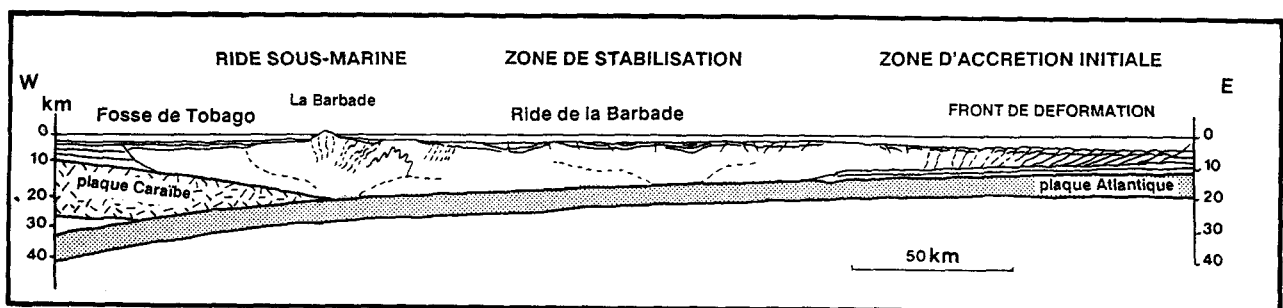


Fig. 10: Coupe schématique du prisme d'accrétion des Petites Antilles.

Il est possible de distinguer trois zones successives d'Est en Ouest: une **zone d'accrétion initiale**, une large **zone de stabilisation** et une **ride sous-marine** supportant l'île de la Barbade (fig. 10). L'agencement de ces diverses unités correspond à l'équilibre actuel du prisme en réponse à la subduction de la croûte océanique sous l'arc insulaire des Petites Antilles.

La **zone d'accrétion initiale** est séparée de la plaine abyssale par un front de déformation. Elle correspond à la désolidarisation, en totalité ou pro parte, de la couverture sédimentaire de la croûte océanique. Cette désolidarisation se fait par le jeu de plis anticlinaux, limités à l'Est par des failles inverses de vergence Ouest. Les niveaux supérieurs accrétés se séparent des séries inférieures subductées par un niveau particulier dit niveau de décollement. Ce niveau de décollement emprunte généralement des zones de moindre résistance mécanique telle une limite de couche et peut s'approfondir par l'intermédiaire d'une rampe (fig. 11). Ce processus en rampes et décollement produit l'accrétion, à la base du prisme, d'un système d'écailles tectoniques constituées des sédiments successivement subductés (fig. 11).

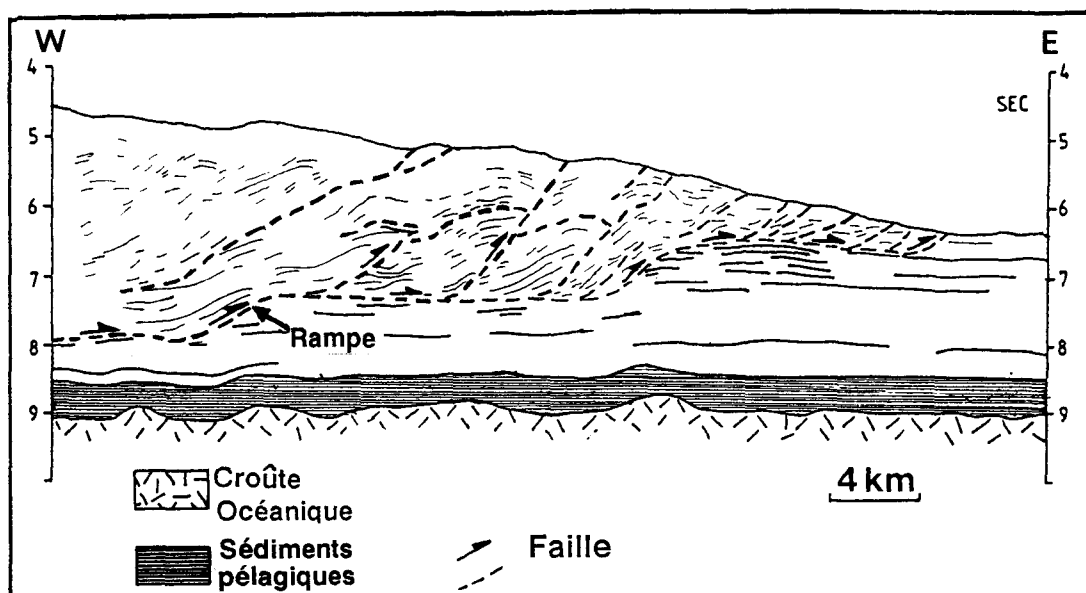


Fig. 11: Profil sismique interprété du prisme d'accrétion, montrant le processus en rampes qui permet la création du niveau de décollement (simplifiée d'après BROWN et WESTBROOK, 1988). Ce profil sismique est situé dans la partie frontale du prisme à la latitude 13°20 N.

La zone d'accrétion initiale (fig. 10) forme une faible pente qui reflète l'état d'équilibre entre les sédiments, les forces gravitaires et les forces de cisaillement s'exerçant sur le niveau de décollement.

La **zone de stabilisation** (fig. 10) apparaît comme une région de déformations tectoniques superficielles et modérées, pouvant toutefois conduire à la formation de petits bassins sédimentaires. Les contraintes cisailantes demeurent probablement faibles comme le suggère la morphologie peu accentuée.

La **ride sous-marine** se situe à l'aplomb de la zone où la plaque Atlantique subducte sous la plaque Caraïbe. La surrection du prisme résulterait du chevauchement partiel des sédiments sur la plaque chevauchante par l'intermédiaire de failles inverses. Le pendage de ces failles est de sens

opposée à celui des failles du front de déformation (fig. 10). Ces phénomènes tectoniques induisent l'accrétion des sédiments déposés dans les bassins d'avant-arc.

Dans l'île de la Barbade, affleurent les séries anciennes et fortement plissées du prisme. Toutefois aucun stade de métamorphisme, même précoce, n'est atteint. Les séries sont donc restées sous des conditions de pression et de température relativement faibles.

La partie de la plaine abyssale atlantique qui fait face à l'arc des Petites Antilles s'approfondit du Sud (moins de 3000 m) au Nord (6000 m). Ce gradient bathymétrique résulte des apports sédimentaires provenant de l'Amérique du Sud, principalement grâce au réseau de drainage de l'Amazone et de l'Orénoque. Le sens Sud-Nord des courants de surface (DAMUTH et FAIRBRIDGE, 1970; EMBLEY et LANGSETH, 1977), ainsi que l'épaisseur décroissante parallèle des sédiments (7 km au Sud de 11° N à 200 m à 19° N au niveau des Petites Antilles) reflètent le mode de formation et l'origine géographique des sédiments.

2) Climat.

Le caractère majeur de la région Caraïbe est la remontée en latitude des climats tropicaux pluvieux et donc la disparition de la zone aride qui accompagne habituellement le Tropique. Cette appartenance de l'archipel au domaine tropical humide, résulte de sa situation à l'ouest de l'océan Atlantique: la façade occidentale est plus arrosée que l'orientale par suite d'une prédominance de la circulation d'Est -Alizés et courants marins (voir paragraphes suivants)- qui véhicule chaleur et humidité. Ces caractères sont renforcés par l'insularité permettant la pénétration des influences marines, par les masses montagneuses entraînant de puissantes pluies et par l'exceptionnelle convergence de courants marins chauds vers la "Méditerranée américaine" qui joue le double rôle d'accumulateur thermique et de puissante machine à évaporer.

Les Antilles baignent donc constamment dans un air chaud et humide, de type subéquatorial, sans fortes variations de température (2 à 3° d'amplitude thermique dans les Petites Antilles). L'archipel reçoit l'essentiel de ses pluies en été et connaît une sécheresse assez marquée en hiver. A titre d'exemple, le total annuel des précipitations que l'on observe en Martinique ou en Guadeloupe peut excéder 8000 mm au dessus de 1000 m d'altitude et 2000 mm sur les plaines littorales.

Par suite des conditions atmosphériques générales et de ses reliefs, la côte vénézuélienne possède un climat différent de type subaride à longue saison sèche qui sera évoqué ultérieurement (Cf. 3-1).

Les effets éoliens dans la région Caraïbe sont compliqués par la structure stratifiée de l'atmosphère et la variation saisonnière de la situation verticale des couches atmosphériques (NEWELL *et al.*, 1972) (fig. 12).

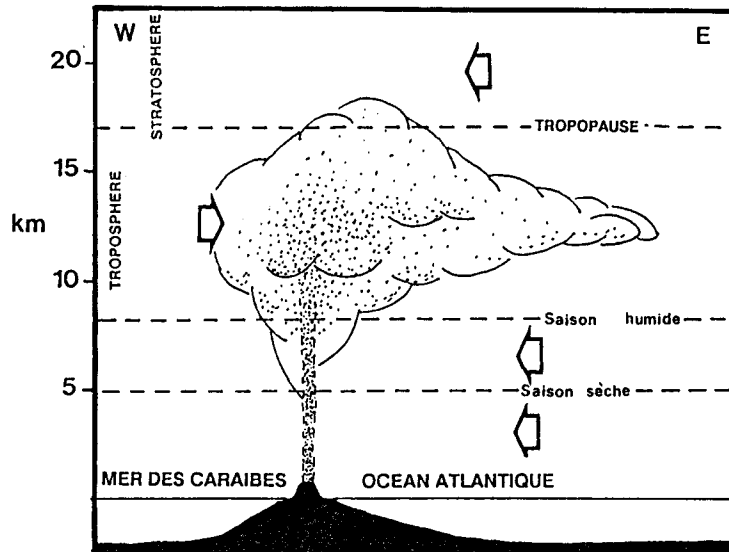


Fig. 12: Stratification des masses d'air et direction des vents prédominants dans la région Caraïbe.

Les vents prédominants dans la région Caraïbe sont les alizés d'est dont la vitesse moyenne est de 20 km/h. Ils se situent à une hauteur de 5 km au dessus du niveau de la mer en été et 8 km en hiver. Dans la partie supérieure de la troposphère (18 à 20 km), prédominent des vents de direction Est dont la vitesse moyenne est de 50 à 90 km/h.

La direction des vents de la stratosphère est principalement vers l'Ouest à des vitesses de 20 km/h, ce qui permet des retombées de cendres volcaniques sur la Jamaïque lors de l'éruption de la Soufrière en 1902.

3) Courants marins.

Les courants de surface et les courants profonds (fig. 13) ont une influence importante sur le transport des sédiments terrigènes provenant de l'Amérique du Sud et des cendres volcaniques issues de l'arc volcanique des Petites Antilles.

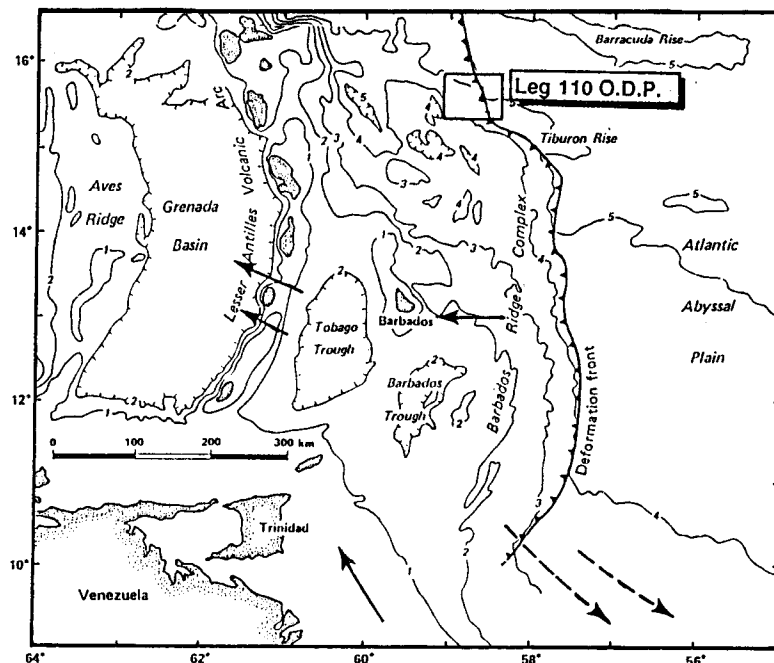


Fig. 13: Localisation et direction des courants marins dans la région Caraïbe.

3-1) Les courants profonds:

L'Antarctic Bottom Water: Située immédiatement à l'Ouest de la ride médio-Atlantique et jusque 53°W, cette masse d'eau se déplace vers le Nord. De par sa situation assez éloignée du prisme d'accrétion, elle ne participe plus actuellement à la construction de ce dernier. Elle a pu toutefois influencer la sédimentation lors des phases antérieures d'élargissement océanique.

le Western Boundary Undercurrent: ce courant se déplace vers le Sud ou Sud-Ouest (fig. 13, 14) le long des Petites Antilles à une vitesse de 1 à 3 cm/s (MAC COY, 1969). Il permet la formation des contourites observées au Nord du plateau de Demerara (WRIGHT, 1984a).

3-2) Les courants de Surface:

Le courant équatorial: ce courant s'écoule vers l'Ouest et passe entre les îles des Petites Antilles (fig. 13, 14) à des vitesses pouvant atteindre 30 cm/s. Sa profondeur moyenne est de 1000m. Il est capable de ramener les cendres volcaniques vers l'arc des petites Antilles, et de transporter vers le Bassin de Grenade les sables volcaniques déposés dans les passages peu profonds situés entre les îles (SIGURDSSON *et al.*, 1980). Ce courant paraît particulièrement puissant car METCALF (1976) lui attribue un débit de $26.10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ à travers les quatre passages majeurs inter-îles du Sud de l'arc.

Le courant de Guyane: ce courant se dirige vers le Nord-Ouest (fig. 13, 14), le long de la marge continentale Sud-américaine (METCALF, 1976). Il permet le transport du matériel terrigène silto-argileux provenant des rivières du Nord-Est de l'Amérique du Sud vers le prisme d'accrétion.

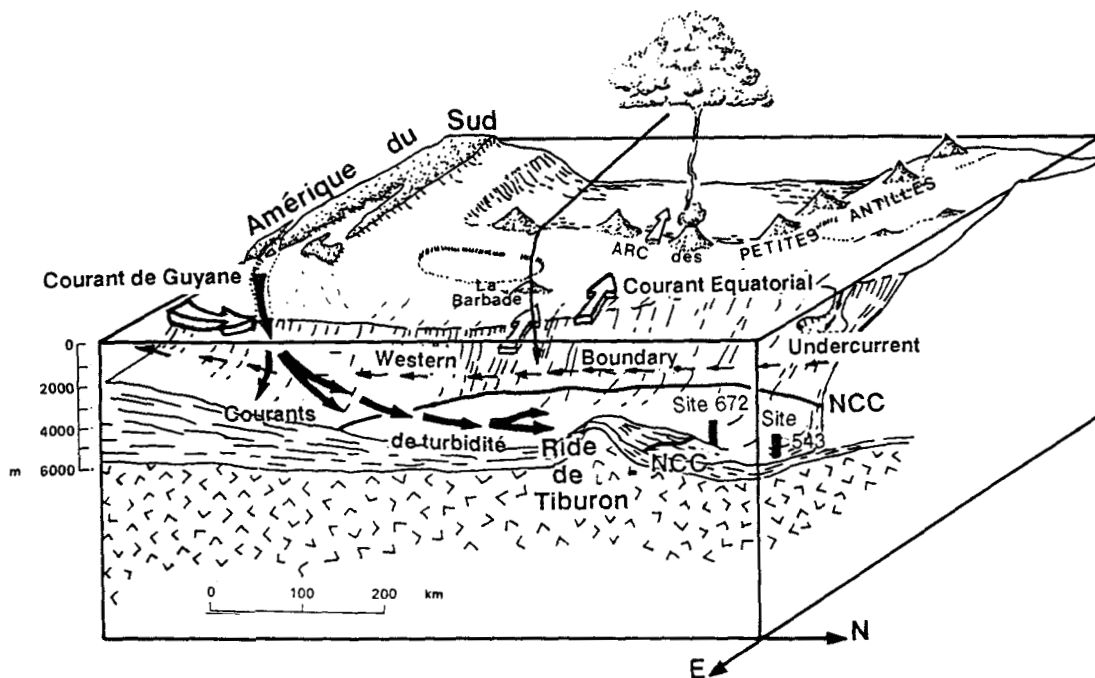


Fig. 14: Profondeur approximative et direction des courants marins dans la région Caraïbe. Les courants de surface sont représentés par des flèches blanches, les courants profonds sont représentés par des flèches noires.

C) LE VENEZUELA SEPTENTRIONAL:

1) Aperçu sur la géographie physique du Vénézuéla Septentrional:

La figure 15 représente les grands traits de la géographie physique du Vénézuéla septentrional.

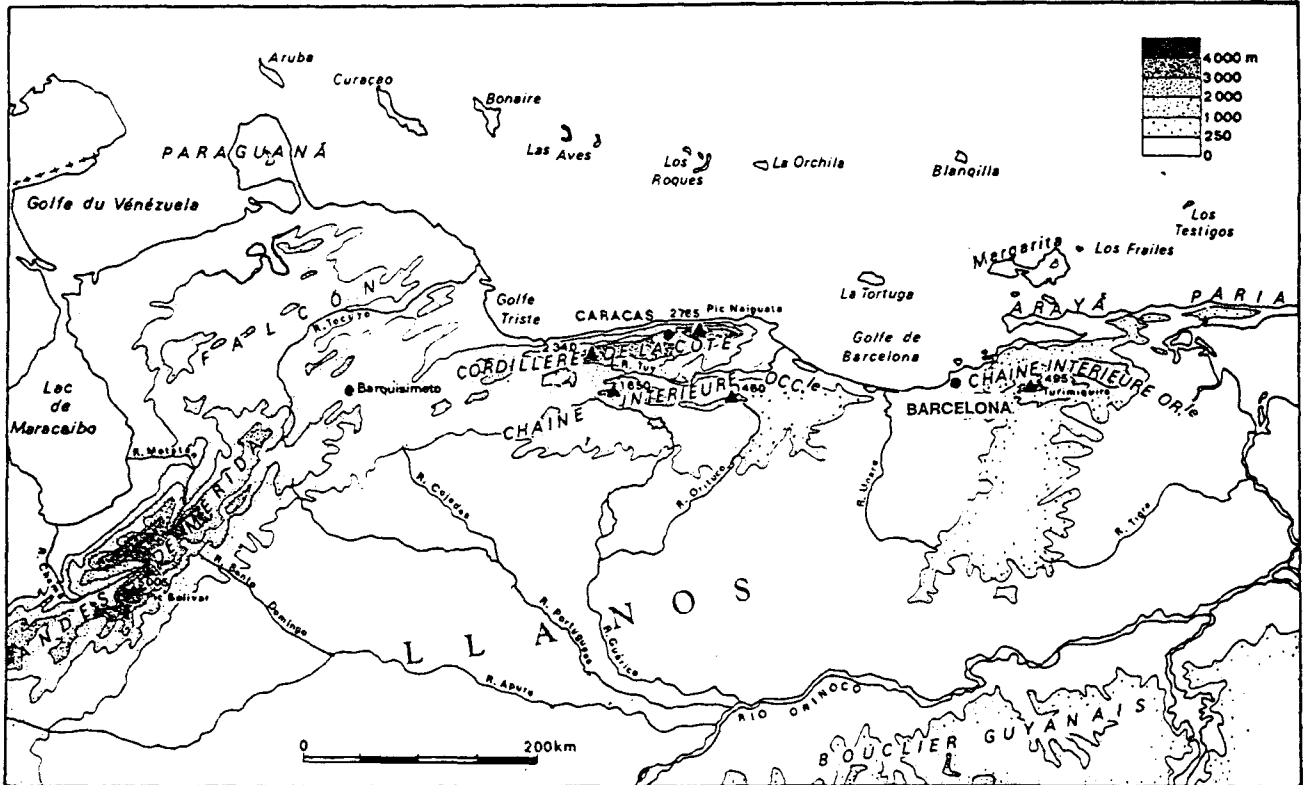


Fig. 15: Orographie et hydrographie simplifiée du Vénézuéla septentrional (modifié d'après BECK, 1985).

Il est possible de distinguer du Sud au Nord:

- * **le Bouclier guyanais:** il débute immédiatement au sud de l'Orénoque par une région d'altitude moyenne et très peu accidentée. Plus vers le Sud, apparaissent de grands plateaux, dépassant 2000m d'altitude. La végétation est de type forêt amazonienne. Le climat est chaud et humide à contraste saisonnier très peu marqué.
- * **les "Llanos" ou grandes plaines:** le contraste saison sèche - saison des pluies y est beaucoup plus marqué qu'au Sud de l'Orénoque. L'arrivée des pluies transforme ces grandes étendues de savanes desséchées en une région où d'immenses secteurs sont totalement inondés. Ces llanos constituent la majeure partie du bassin versant septentrional de l'Orénoque dont le delta débouche dans l'océan Atlantique Sud. Seul le rio Unare et ses affluents détermine un transit vers la Mer des Caraïbes.
- * **les Cordillères:** Andes de Mérida et Cordillère Caraïbe (Chaîne Caraïbe). Les premières, qui

correspondent au rameau nord-oriental du système andin culminent à plus de 5000 m. La Cordillère Caraïbe est un système composite de moindre altitude: elle comprend un bourrelet côtier (Cordillère de la Côte) et un bourrelet intérieur (Chaîne de l'Intérieur). La Chaîne de l'Intérieur est subdivisée en deux Unités géographiques: une Chaîne Intérieure Occidentale et une Chaîne Intérieure Orientale (Serrania del Interior Oriental). La Chaîne Intérieure Orientale est une chaîne globalement orientée Est-Ouest, de 200 km de longueur et de 60 à 70 km de large. Elle culmine à 2596 m d'altitude (Cerro Turimiquire). Cette chaîne s'étend du Golfe de Parya à l'Est, au secteur de Barcelona à l'Ouest et de la dépression de la faille de El Pilar au Nord au bassin de Maturin au Sud. Dans les régions de la Chaîne Intérieure, le contraste saison sèche - saison humide est relativement faible et le couvert végétal est principalement représenté par des arbustes épineux. Dans les vallées, les écoulements permanents permettent le développement d'une végétation luxuriante de type forêts-galeries.

* **le Falcon:** cette région est formée d'une série de chaînons d'altitude moyenne, localement escarpés.

2) Grands traits géologiques du Vénézuéla Septentrional.

Les principaux reliefs mentionnés précédemment correspondent à trois entités géologiques majeures du Vénézuéla (fig. 16).

* **Les Andes de Mérida** correspondent à l'extrémité nord-orientale de la Chaîne Andine. Elles se composent d'un bâti précambrien et paléozoïque (fig. 16), sur lequel existent une couverture sédimentaire continentale datée du Jurassique et une couverture sédimentaire marine carbonatée néritique et détritique d'âge Crétacé-Paléogène. Des panneaux du socle précambrien emprunté au craton guyanais, sont remontés à la faveur d'événements tectoniques récents (Plio-quaternaire), essentiellement verticaux.

* **La Cordillère Caraïbe** correspond à la Chaîne Caraïbe, dont les caractères seront détaillés ultérieurement. Elle se prolonge vers l'Est dans les îles de Trinidad et de Tobago. Vers l'Ouest, elle chevauche une des extrémités de la Chaîne Andine (STEPHAN, 1977), en l'occurrence les Andes de Mérida (fig. 16).

* **Les plateaux et collines des provinces guyanaises** et amazoniennes appartiennent au Bouclier Guyanais où affleurent des ensembles magmatiques et métamorphiques précambriens. Le Bouclier Guyanais est recouvert, du Sud au Nord, de sédiments détritiques d'âge Quaternaire, puis Pliocène et Miocène (fig. 16).

* **Deux grands bassins** plissés oligo-miocènes affleurent partiellement. Le bassin de Guarico-Maturin (fig. 16), en position frontale par rapport à la Chaîne Caraïbe, correspond au raccord topographique

progressif entre les "llanos" et la Chaîne Intérieure Occidentale. Le bassin du Falcon (fig. 16) s'appuie à la fois sur la Chaîne Caraïbe et sur son autochtone andin.

De grands accidents verticaux décrochants ou normaux découpent le Vénézuéla septentrional et possèdent une expression topographique très nette. Les principaux d'entre eux sont notés sur la figure 16.

3) La Chaîne Caraïbe:

3-1) Organisation géologique:

L'organisation géologique de la Chaîne Caraïbe fut analysée à la lueur du concept de chaîne géosynclinale par BUTTERLIN (1972 a et b) et AUBOUIN (1974). Dès 1972 apparaissent les premières interprétations de la formation de la Chaîne Caraïbe en termes de tectonique globale. Actuellement, les schémas d'organisation de la Chaîne Caraïbe tendent à démontrer une organisation de type alpin (Cf. notamment STEPHAN *et al.*, 1980).

Cette cordillère Caraïbe appartient à la zone de suture et de collision qui, de l'Equateur, au bord du Pacifique et jusqu'à Tobago, à l'orée de l'Atlantique jalonne la paléo-frontière Sud de la plaque Caraïbe. Au Miocène moyen, après deux pulsations tectoniques, l'essentiel de la Chaîne Intérieure Orientale est soulevé. Mais la chaîne n'acquiert ses reliefs définitifs qu'après un dernier soulèvement au Miocène moyen tout à fait terminal.

Au Vénézuéla, la Chaîne Caraïbe chevauche directement la plate-forme guyanaise (fig. 16). La Chaîne Caraïbe est découpée par de grands accidents dextres sismiquement actifs qui constituent le système de failles Bonoco-El Pilar (frontière Sud actuelle de la plaque Caraïbe) (fig. 16). La branche de Bonoco est active depuis la fin de l'Eocène moyen (STEPHAN, 1982). Le déplacement actuel le long de cette faille est de 0,3 à 1,4 cm/an (SCHUBERT, 1980). Le déplacement cumulé depuis l'Eocène est évalué à une centaine de kilomètres (STEPHAN, 1977, 1982). L'ampleur du déplacement cumulé est diversement estimé: de 15 km (METZ, 1968) à 457 km (ALBERDING, 1957). La faille de El Pilar aurait fonctionné depuis le Miocène, avec une activité maximum au Miocène moyen dans le secteur de la Chaîne Intérieure Orientale (ROSSI, 1985).

3-2) La Chaîne Caraïbe dans l'Orient Vénézuélien et à Trinidad et Tobago:

La Chaîne Caraïbe est un édifice de nappes à ophiolites et à métamorphisme mésozoïque. Elle est constituée dans l'Orient Vénézuélien des Unités internes, du bassin de Carupano et d'un avant-pays plissé.

3-2-1) Les Unités internes (Chaîne Caraïbe sensu stricto): elles se juxtaposent à l'avant-pays par le jeu de la faille de El Pilar. L'édifice de nappes n'est pas complet et ne se compose que de deux Unités (fig. 16):

* L'unité de la Cordillère côtière, qui représente la majeure partie de la péninsule d'Araya-Paria est constituée d'une série métasédimentaire de plate-forme d'âge jurassico-crétacé (KUGLER, 1974; VIERBUCHEN, 1978; STEPHAN *et al.*, 1980; CAMPOS, 1981; CHEVALIER *et al.*, 1985).

* L'unité frange côtière-Margarita borde la côte nord de façon discontinue et constitue la majeure partie de la péninsule de Paragochoa (partie orientale de l'île de Margarita). Cette unité consiste en un ensemble métaophiolitique débité en nappes et polymétamorphisé dans le faciès schistes bleus-schistes verts et amphibolites. Les ophiolites possèdent une couverture de schistes et marbres d'âge probablement Cénomaniens dans lesquels s'intercalent des blocs ophiolitiques et un volcanisme *in situ*. L'Eocène moyen à faciès flysch puis le Miocène supérieur, séparés par des discordances angulaires, complètent la couverture sédimentaire (HUNTER, 1978).

* La nappe Villa de Cura-unité des Antilles Hollandaises pourrait être représentée par l'ensemble volcano-plutonique de Tobago qui appartient à un paléo-arc allochtone, en contact tectonique avec l'unité de la Cordillère côtière du Nord de l'île (GIRARD, 1981).

3-2-2) Le bassin de Curapano (fig. 16):

La série sédimentaire de ce bassin, s'étendant de Tobago à l'Est au détroit de Margarita-Arya à l'Ouest, comprend deux ensembles (CAMPOS, 1981):

* Un ensemble de base d'âge crétacé volcano-sédimentaire, non métamorphique.

* Une série cénozoïque discordante, d'âge éocène à actuel, correspondant à des dépôts de bassins.

3-2-3) L'avant-pays de la Chaîne Caraïbe est juxtaposé à la Chaîne Caraïbe *sensu stricto* (Unités internes) par le décrochement dextre de la faille de El Pilar. Il est représenté au Vénézuéla par la Chaîne Intérieure Orientale et à Trinidad par les Central et Southern Range. La Chaîne Intérieure Orientale est découpée en blocs par de grands accidents dextres: les failles de Urica et San Francisco (fig. 17).

3-3) Secteur d'étude: La bordure occidentale de la Chaîne Intérieure Orientale:

Le secteur d'étude vénézuélien est limité au Nord et à l'Ouest par la Mer des Caraïbes, au Sud par la faille de Urica. Il correspond à la région de Barcelona-Puerto la Cruz et de Bergantin (fig. 17).

Barcelona (40000 ha) est la capitale de l'état de Anzoatégui, Puerto la Cruz (62000 ha) en étant le centre industriel et économique. Bergantin (12000 ha) est une localité de moyenne importance située à 35 km au sud-est de Barcelona. La région consiste en une série de collines d'altitude moyenne (1000-1500 m) formées de roches sédimentaires d'âge crétacé et tertiaire. Structuralement, la région de Barcelona-Puerto la Cruz représente le plongement d'un anticlinorium affecté de deux systèmes de failles: le système d'Urica et le système de San Francisco (BELLIZIA *et al.*, 1976).

Du point de vue géodynamique, cette région se situe à l'extrémité Nord de la plaque Sud Américaine, juste au Sud de la faille El Pilar. Cette faille est considérée comme faisant partie du système décrochant de grande étendue géographique ayant permis le déplacement vers l'Est de la plaque Caraïbe (BECK, 1985; ROBERTSON *et BURKE*, 1989)

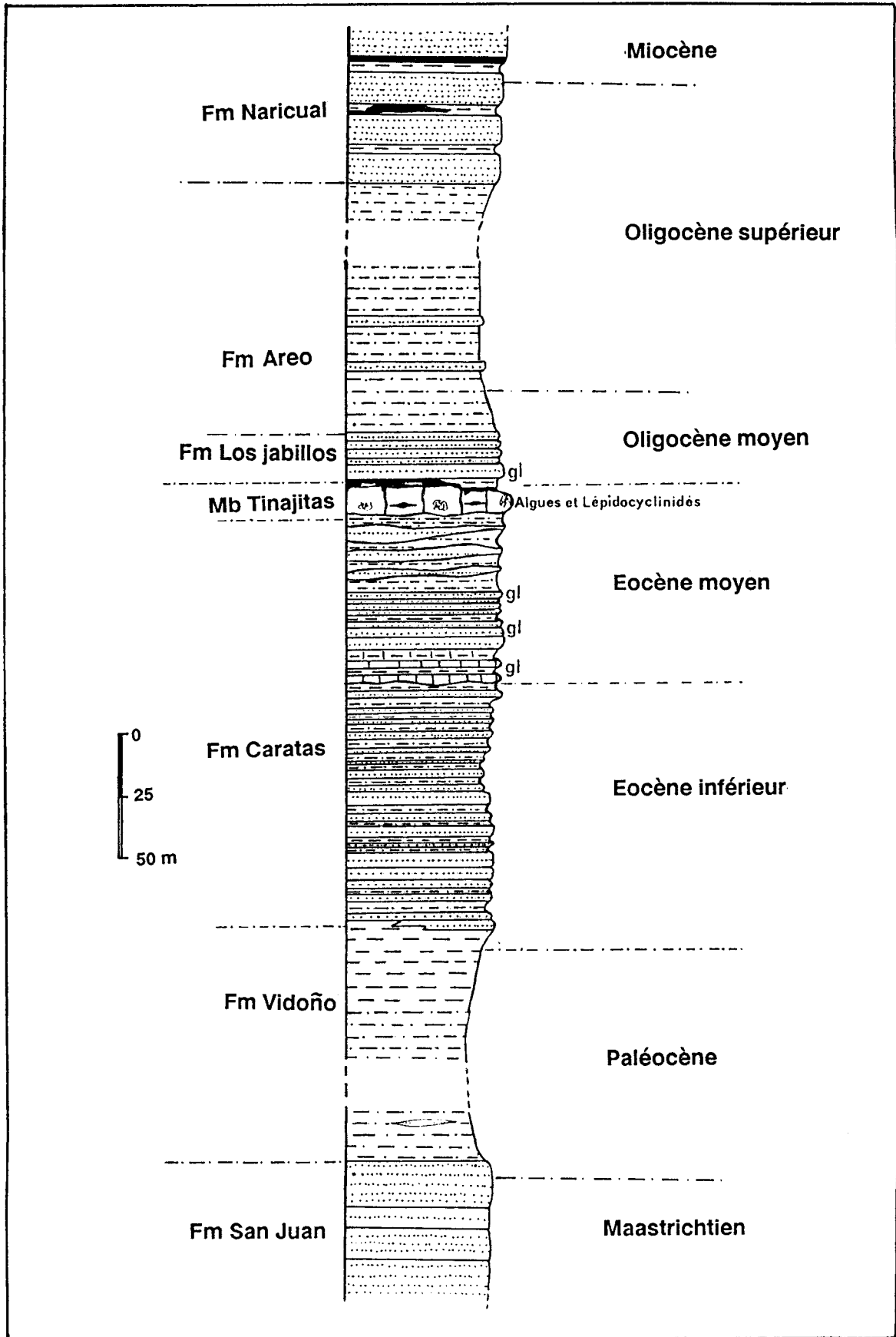


Fig. 18: Stratigraphie simplifiée des sédiments maastrichtiens à miocènes de la bordure occidentale de la Chaîne Intérieure Occidentale (bloc de Bergantin).

3-4) Stratigraphie succincte de la bordure occidentale de la Chaîne Intérieure Orientale: (fig. 18)

La zone étudiée, localisée dans la bordure occidentale de la Chaîne Intérieure Orientale, montre une concordance entre les différentes formations plissées du Paléogène, qui est lui-même concordant au-dessus des sédiments maastrichtiens.

Le Maastrichtien (Formation San Juan) est constitué de puissantes séries gréseuses, stratifiées, contenant des foraminifères d'eau profonde.

Le Paléocène (Fm Vidoño) est grésopélitique avec une très forte prédominance des pélites, dont les limites de bancs sont souvent peu marquées. L'Eocène inférieur (Fm Caratas) est plus gréseux, avec des bancs mieux différenciés. L'Eocène moyen (Fm Caratas) est marqué par l'apparition de bancs calcaires et d'horizons glauconitiques dans un faciès de même type que celui de l'Eocène inférieur. L'Eocène moyen se termine par des bancs de calcaires bioclastiques à algues et lépidocyclinidés (membre Tinajitas). Ces bancs calcaires s'achèvent par une surface encroûtée et un niveau de lumachelle ferrugineuse à coquilles dissoutes. L'Eocène supérieur est absent (GALEA-ALVAREZ, 1985) tout comme dans de nombreuses régions du Vénézuéla septentrional, notamment en Falcon (DIAZ de GAMERO, 1977 b).

Les grès quartzeux, parfois glauconieux, immédiatement susjacents aux bancs calcaires bioclastiques (fig. 18) appartiennent à la formation Los Jabillos, dont l'âge mal déterminé est au moins oligocène moyen. La Formation Areo d'âge oligocène moyen-supérieur est composée de pélites légèrement silteuses à intercalations de grès.

L'Oligocène supérieur et le Miocène basal (Formation Naricual) constituent une puissante succession (1800 m dans le secteur de Naricual) de grès à intercalation de pélites à plantes et à niveaux de charbon (GONZALES DE JUANA *et al.*, 1980).

CHAPITRE II:
MATERIEL ET METHODES D'ETUDE

CHAPITRE II: - MATERIEL ET METHODES D'ETUDE -

A) ORIGINE DES ECHANTILLONS:

1) Domaine océanique (LEG 110 ODP)

Ce domaine correspond au plus grand nombre d'échantillons analysés. La mission ou Leg 110 du programme international O.D.P. (Ocean Drilling Program), réalisée du 26 Juin au 16 Août 1986 à bord du navire foreur Sedco-bp 471 "JOIDES RESOLUTION" avait pour objectif d'étudier une portion frontale du vaste prisme d'accrétion sédimentaire dont la ride de la Barbade constitue l'expression morphologique. Les sites du Leg O.D.P 110 sont situés à 15°30 N à la latitude de l'île de la Dominique (fig. 19).

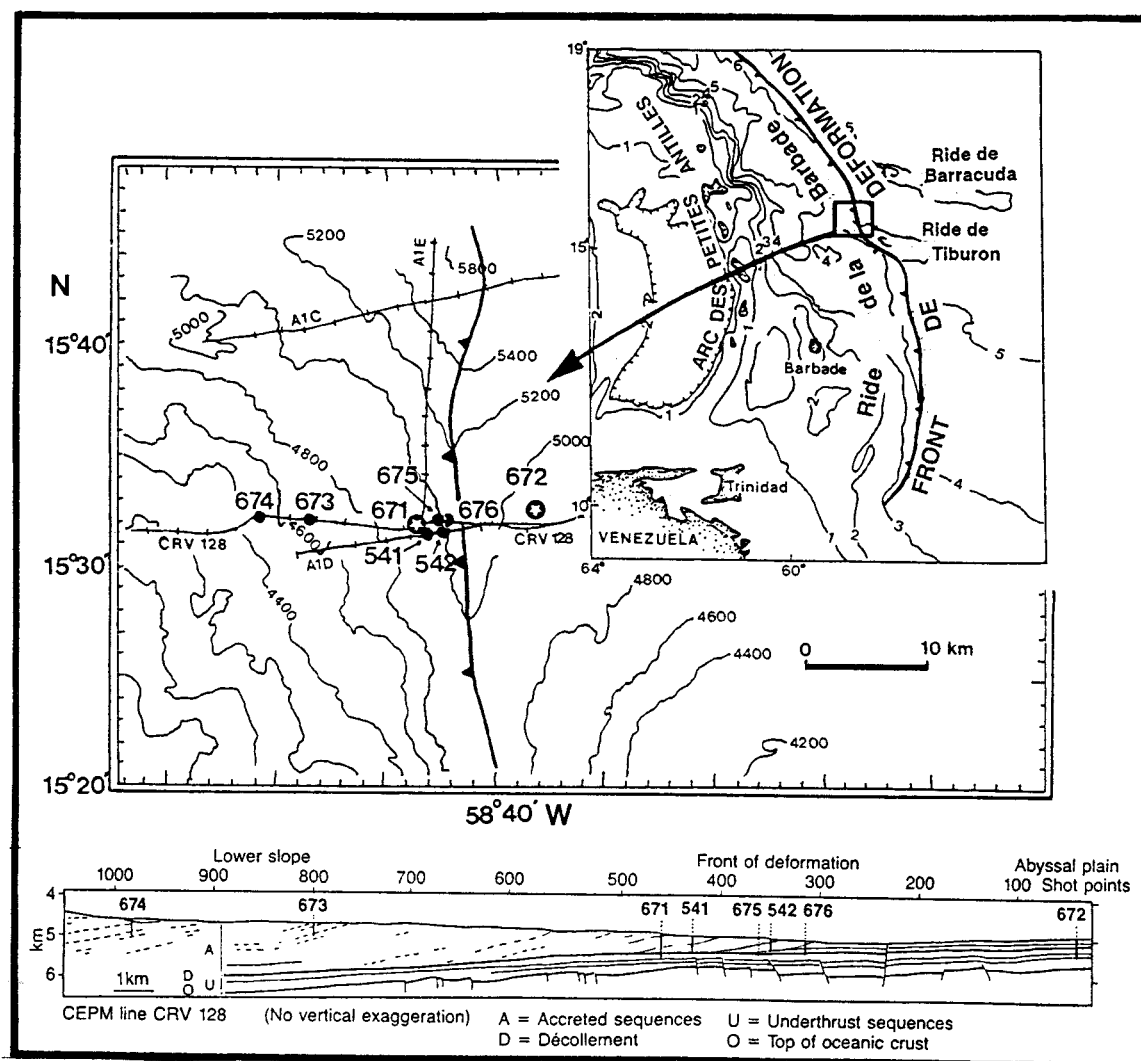


Fig. 19: Carte bathymétrique (seabeam) et localisation des Sites du Leg O.D.P. 110, de certains Sites du Leg D.S.D.P. 78A et des profils sismiques multifaisceaux (isobathes de profondeur en mètres). En cartouche, carte de localisation générale (contours bathymétriques en km) (d'après MASCLE *et al.*, 1988).

Ce Leg a permis de réaliser 8 forages le long d'une coupe débutant à six km du front de déformation du prisme d'accrétion de la ride de la Barbade (Site 672) et se terminant à une quinzaine de km à l'arrière de celui-ci (Site 674).

Le Site 672 est localisé à 6 km à l'Est du front de déformation, à 15°32,40'N et 52°38,46'W dans la plaine abyssale atlantique (fig. 19), à 10 km à l'Est du Site 671 et à 20 km au Sud du site 543 (Site de référence du Leg D.S.D.P. 78A). Le Site 672 se situe donc au pied de l'extrémité nord-ouest de la ride de Tiburon (fig. 20), où celle-ci intercepte le complexe d'accrétion. La pente océanique y est de 1,5°, avec un pendage vers le Nord-ouest. Le sommet de la Ride de Tiburon est à environ 4000 m de profondeur, soit 1000 m au dessus de l'altitude du site 672 et à 31 km environ de celui-ci. Un seul forage a été réalisé à ce site, sous 4973 m d'eau.

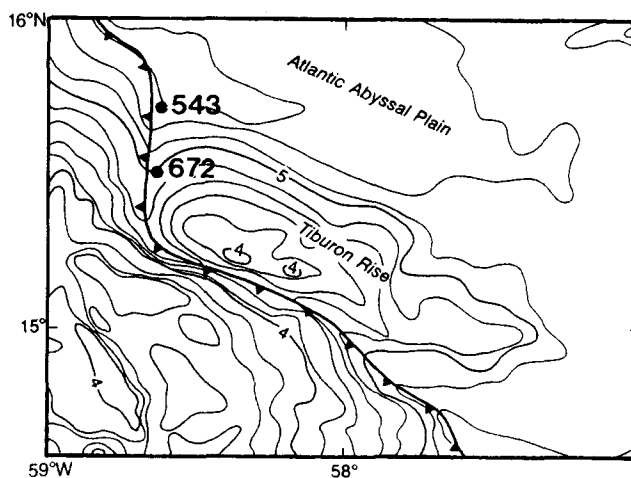


Fig. 20: Localisation des Sites 671 (O.D.P.110) et 543 (D.S.D.P. 78A) par rapport à la ride de Tiburon.

Le site 671 est situé à 5 km à l'ouest du front de déformation du prisme d'accrétion de la Barbade (fig. 1) dans la région frontale du prisme. Quatre forages furent réalisés: 671A, 671B, 671C, 671D. Le forage étudié est le 671B, est localisé à 15°31,55'N et 58°43,95'W. Ce site a été foré sous 4925 m d'eau.

2) Domaine continental

Les échantillons d'origine continentale ont été collectés lors d'une mission au Vénézuéla en Mars 1988.

Les conditions d'accessibilité et d'affleurement ont permis le levé et l'échantillonnage de quatre coupes, situées au Nord-Est du pays, dans la région de Barcelona-Puerto la Cruz (fig. 21). Il s'agit de sédiments indurés et plissés de la bordure occidentale de la Chaîne Intérieure Orientale. Ces sédiments sont datés du Paléocène à l'Oligocène.

2.1) **Coupe du Rio Querecual:** au Sud de Bergantín, les formations San Juan et Caratas affleurent le long du Rio Querecual. Les sédiments s'étagent du Maastrichien supérieur à l'Eocène moyen (fig. 21).

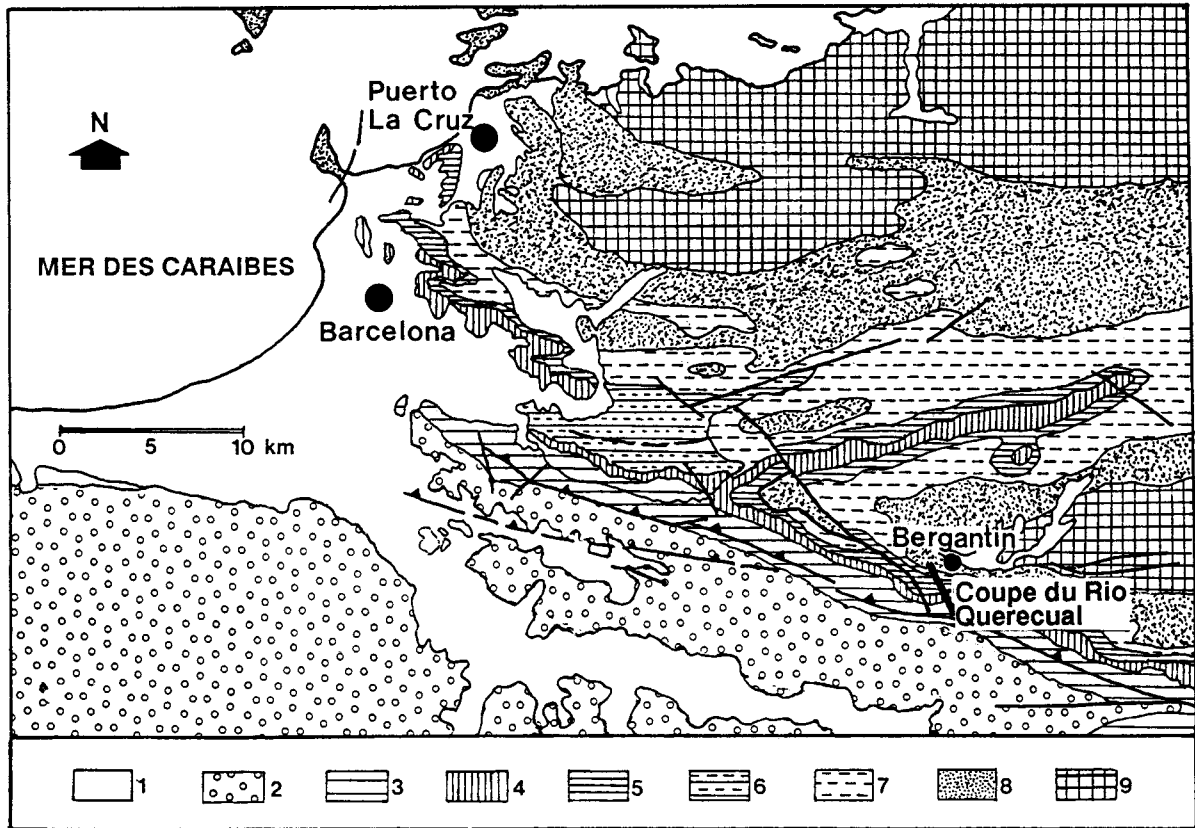


Fig. 21: Carte géologique de la Région de Barcelone et de localisation de la Coupe du Rio Querecual. 1. Quaternaire; 2. Miocène; 3. Oligo-Miocène (Fm Naricual); 4. Oligocène (Fm Los Jabillos-Areo); 5. Eocène; 6. Eocène- Oligocène; 7. Crétacé-Paléocène (Fm Vidoño); 8. Crétacé supérieur; 9. Crétacé inférieur.

2.2) **Coupe de la Vallée Vidoño:** au Sud de Puerto la Cruz (fig. 22), la coupe recouvre des sédiments de la formation Vidoño datés du Paléocène inférieur au Paléocène supérieur.

2.3) **Coupe du Park Andres Eloy Blanco:** située au sein de la localité de Puerto la Cruz, elle permet l'étude du contact entre les formations Vidoño (Eocène inférieur) et Caratas (Eocène inférieur-Eocène moyen), et le passage de l'Eocène inférieur à l'Eocène supérieur (fig. 22).

2.4) **Coupe de la Via Alterná:** le long de cette route joignant Puerto la Cruz à Barcelona, les sédiments appartiennent à la base de la formation Caratas (Eocène moyen) et son membre Tinajitas (Eocène moyen terminal), puis aux formations Los Jabillos (Oligocène moyen) et Areo (Oligocène moyen-supérieur) (fig. 22). L'Eocène supérieur y est absent.

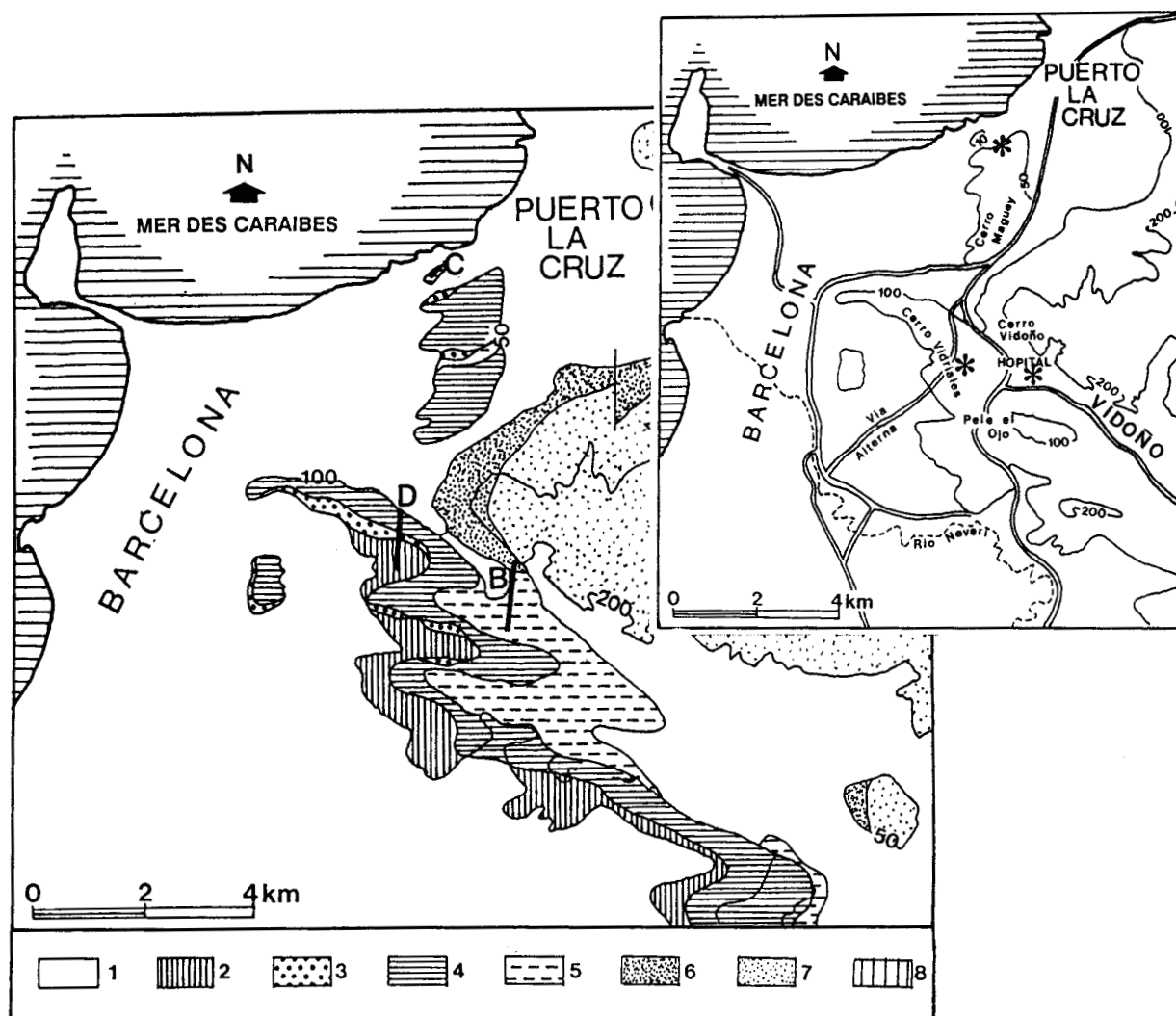


Fig. 22: Carte géologique des environs de Barcelona et localisation des coupes. 1. Plio-Quaternaire; 2. Oligocène (Fm. Los Jabillos-Areo); 3. Eocène moyen terminal (Mb Tinajitas); 4. Eocène moyen-Eocène inférieur (Fm Caratas); 5. Paléocène (Fm Vidoño); 6. Maastrichtien (Fm San Juan); 7. Crétacé supérieur; 8. Crétacé inférieur.
En cartouche: Localisation des coupes dans la région proximale de Barcelona. B= Coupe de la Vallée Vidoño; C= Coupe du Park Andres Eloy Blanco; D= Coupe de la Via Alterna.

B) ECHANTILLONNAGE:

1) Sédiments marins

Les échantillons marins proviennent de deux forages ODP: 671B et 672A. Une récupération excellente a permis d'obtenir des carottes de grande qualité. Pour le forage 672A, 53 carottes ont été récupérées, représentant une longueur de 495 m. Le forage 671B a permis la récupération de 74 carottes, représentant une longueur de 695 m. Pour les deux forages, les échantillons ont généralement été collectés à une équidistance de 3 m, mais ceci ne présente pas un caractère systématique.

2) Coupes à terre

L'objectif essentiel étant l'établissement d'une stratigraphie lithologique et minéralogique, les échantillons sont prélevés tous les mètres avec une maille plus serrée lors des changements de faciès. Le climat hydrolysant de cette région vénézuélienne a imposé un choix très strict des coupes et des échantillons. Seuls des affleurements extrêmement frais ou permettant un échantillonnage dénué d'altération supergène ont été retenus. 92 échantillons sont étudiés sur l'ensemble des coupes.

C) METHODES D'ETUDE:

1) Description lithologique

1-1) Système de classification des sédiments.

Le système de classification utilisé est celui défini par l'Ocean Drilling Program. La description des carottes, des frottis et les données de calcimétrie servent de base à la définition lithologique.

Les sédiments terrigènes sont classés en fonction de la taille des particules les constituant, selon la classification de WENTWORTH (1922). 5 groupes majeurs sont reconnus (fig. 23). Les termes inscrits en gras correspondent au matériel consolidé, leurs équivalents non consolidés en caractères italiques. Les termes anglais sont indiqués entre parenthèses.

De nombreux qualificatifs sont possibles pour préciser la nature exacte du sédiment et ses composants mineurs (par exemple: glauconitique, feldspathique...). Les sédiments terrigènes contenant entre 10 et 30 % de carbonate de calcium sont qualifiés de carbonatés en accord avec les normes O.D.P. De même, la description des structures sédimentaires est celle utilisée durant le leg 110 (fig. 24).

Les couleurs des sédiments forés sont déterminées grâce à la table des couleurs de sols de MUNSELL.

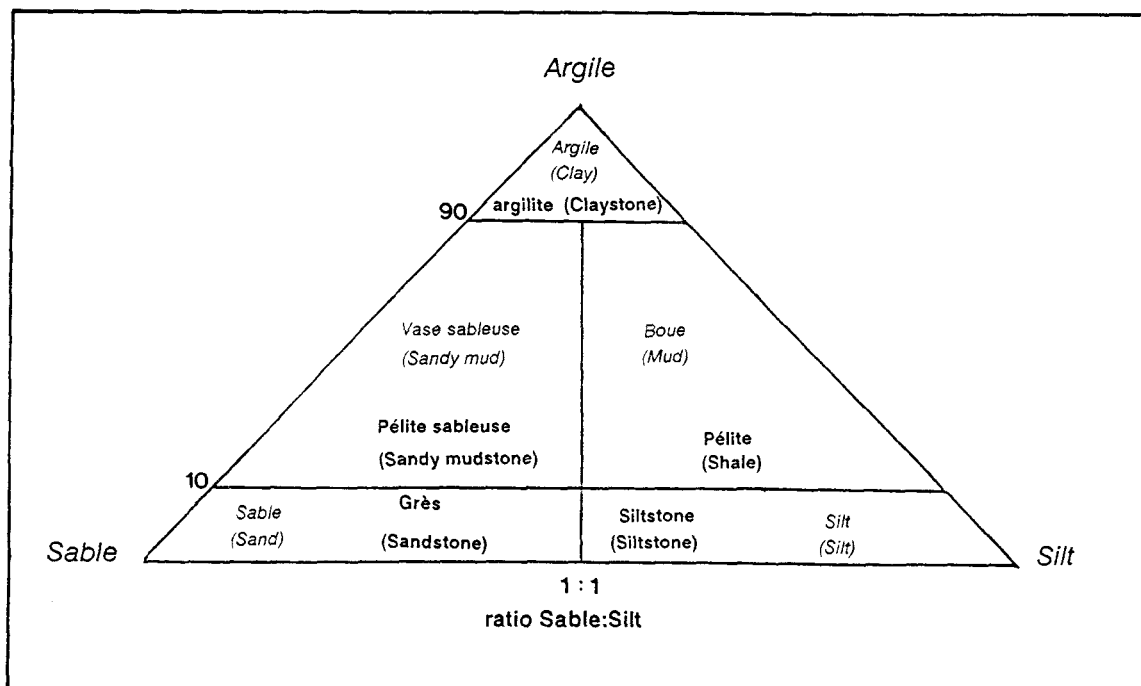


Fig. 23: Classification utilisée pour les sédiments terrigènes et les roches sédimentaires.

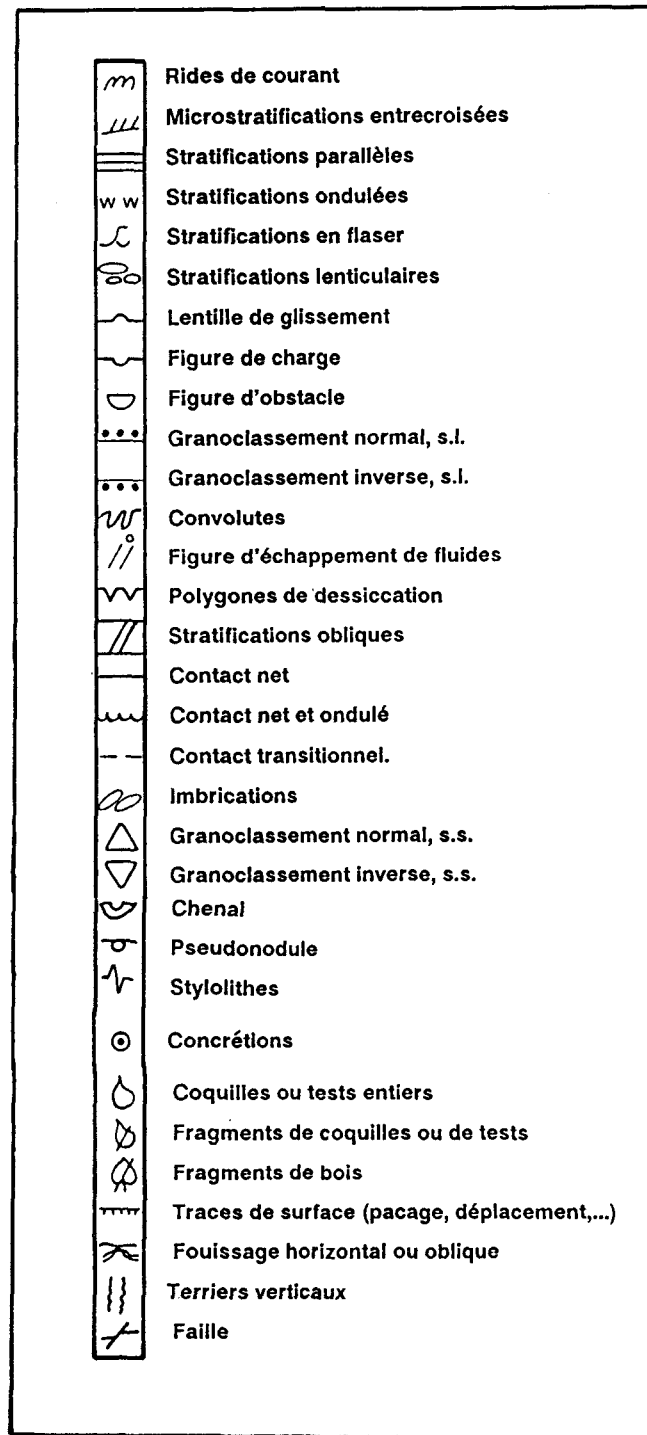


Fig. 24: Symboles des figures sédimentaires.

1-2) Frottis

Pour tous les échantillons des Sites 672A et 671B, la texture et la composition du sédiment, ainsi que la texture et la composition de sa fraction terrigène, sont analysées. Pour ce faire, chaque échantillon est tamisé et divisé en trois fractions: supérieure à 63 μm , comprise entre 63 et 32 μm , inférieure à 32 μm .

Des frottis et parfois des lames minces sont ensuite réalisés pour le comptage au microscope. Le contenu en fraction biogène calcaire (foraminifères et nannoplancton) est principalement basé sur les comptages par frottis et corrélé avec les données obtenues par dosage en calcimétrie ou à la bombe à carbonates lors de la campagne. Les résultats sont donnés avec une marge d'erreur de 5%.

2) Etude minéralogique

2-1) Diffractométrie des rayons X

La technique utilisée en routine au laboratoire de sédimentologie de Lille a été décrite par HOLTZAPFFEL (1985). Il ne sera donné ici que les principales étapes de la préparation des échantillons.

2-1-1) caractéristiques de l'appareil (tab. 1).

L'appareil utilisé est un diffractomètre Philips 1730. L'installation se compose d'un générateur haute tension, d'un tube fixe de rayons X à anticathode au cuivre, d'un goniomètre et d'une chaîne de comptage reliée à un enregistreur.

En routine, les mesures sont faites sous une tension de 40 kV et une intensité de 25 mA. Les conditions analytiques complètes sont données dans le tableau 1.

	PARAMETRES	REGLAGES EN ROUTINE		
		PATES ORIENTEES	POUDRES DESORIENTEES	
SOURCE	ANTICATHODE	au cuivre : raie $K\alpha_1$ = 1,54		
	INTENSITE	25 mA		
	TENSION	40 kV		
	PUISSANCE (mA x kV)	1000 W		
GONIOMETRE	DISTANCE SOURCE-ECHANTILLON ET ECHANTILLON-FENTE DE DIVERGENCE	173 mm		
	OUVERTURE	FENTE FD1	1°	
		FENTE F	0,1°	
		FENTE FD2	1°	
	VITESSE DE ROTATION	1° 20/mn	1 ou 2° 20/mn	
DISTANCE ANGULAIRE D'ANALYSE	de 2,49 à 28,51° 2 θ (essais naturels) de 2,49 à 14,51° 2 θ (après traitements)	de 2,49 à 60° 2 θ		
SYSTEME D'ANALYSE	COMPTEUR	proportionnel		
	DIMENSION FENETRE	7 x 18 mm		
	GAIN	x 16		
	TENSION DETECTEUR	2 x 905 V		
	SENSIBILITE	1000 cps / sec.	400 ou 1000 cps/sec.	
	CONSTANTE TEMPS	2 sec.	2 sec.	
ENREGISTREMENT	VITESSE DEFILEMENT	1 cm /mn	1 à 2 cm / mn	

Tab. 1: Réglages diffractométriques utilisés en routine pour l'analyse des préparations orientées et désorientées, et pour l'étude de la raie 060 (In HOLTZAPFFEL, 1985).

2-1-2) Préparation des fractions argileuses: pâtes ou agrégats orientés

Après avoir été broyés ou délités, les échantillons subissent une décarbonatation à l'acide chlorhydrique N/5. L'excès d'acide est lavé par centrifugations successives jusqu'à défloculation du matériel argileux. Les échantillons sont ensuite homogénéisés, puis la fraction inférieure à 2 μm est récupérée par sédimentation suivant la loi de Stokes (les deux centimètres supérieurs de la suspension sont prélevés après une sédimentation d'1h40mn). Cette fraction est alors centrifugée. Le culot ainsi obtenu est étalé sur une lame de verre rainurée (technique des pâtes orientées). Deux lames sont généralement réalisées pour permettre l'obtention de trois diffractogrammes en routine (sur les échantillons naturels, sur les échantillons glycolés et les échantillons chauffés).

Les échantillons peuvent faire l'objet de plusieurs types de traitements:

** en routine:*

- Saturation à l'éthylène-glycol.

Après un premier passage aux rayons X correspondant au naturel, la lame est placée sous vide dans une cloche contenant de l'éthylène-glycol pendant une nuit environ. Ce traitement a pour but de faire gonfler les smectites afin de permettre leur identification.

- Chauffage.

La deuxième lame est chauffée à 490° C pendant 2h. Cette température est choisie pour détruire la kaolinite tout en conservant les chlorites (LUCAS et JEHL, 1961). Après ce traitement, les minéraux de la famille des smectites et des vermiculites sont déshydratés de façon irréversible.

** traitements particuliers:*

- La saturation au potassium permet de mettre en évidence la présence de vermiculite

- La saturation à l'hydrazine-hydraté a pour but de distinguer la kaolinite en présence de chlorite. La méthode utilisée est similaire à celle utilisée pour la saturation à l'éthylène-glycol, mais la durée de la manipulation est réduite à une heure. Cette saturation permet le déplacement d'une partie des feuillets de kaolinite à 10,4 Å, sans modification de la chlorite.

- Le traitement à l'eau oxygénée: les échantillons défloculés ou non sont placés sur bain de sable à 70°C en présence de quelques cc d'eau oxygénée. Cette manipulation permet l'élimination de la matière organique qui peut altérer l'aspect des diffractogrammes.

2-1-3) Poudres désorientées: préparation et interprétation.

La roche est séchée, finement broyée et homogénéisée. La poudre obtenue est déposée dans le logement d'une plaque spéciale en aluminium. L'échantillon est ensuite passé aux rayons X sur une

distance angulaire importante (2,5 à 60,1° 2θ). Les minéraux désorientés donnent des réflexions sur toutes les principales familles de plans réticulaires qui constituent leurs structures cristallines. L'interprétation des diagrammes obtenus s'effectue au moyen de tableaux et de clefs, tels les fichiers de l'A.S.T.M. (American Society for Testing Materials) et les données de BRINDLEY et BROWN (1980). Les résultats sont exprimés à l'aide d'une échelle d'abondance relative.

2-1-4) Traitement des données.

L'analyse des diffractogrammes permet de faire une évaluation qualitative et semi-quantitative du cortège argileux et une estimation qualitative des minéraux de la roche totale (Cf. HOLTZAPFFEL, 1985). D'autres paramètres sont étudiés sur les diffractogrammes d'argiles.

* Indices de cristallinité

-Illite (KUBLER, 1966):

Il correspond à la largeur à mi-hauteur du pic à 10 Å sur essai glycolé, exprimé en $1/10^\circ 2\theta$ (fig. 25).

-Smectite:

Il existe deux méthodes permettant d'évaluer l'état de cristallisation des smectites à partir de leur réflexion d(001) sur l'essai glycolé:

* L'indice S correspond à l'angle d'ouverture, exprimé en degré (fig. 25).

* Indice de BISCAYE (fig. 25): l'indice correspond au rapport v/p où v est la hauteur de la vallée bordant le pic de la smectite vers les petits angles et p la hauteur du pic de la smectite.

Pour les deux minéraux, la cristallinité est d'autant meilleure que l'indice est plus faible.

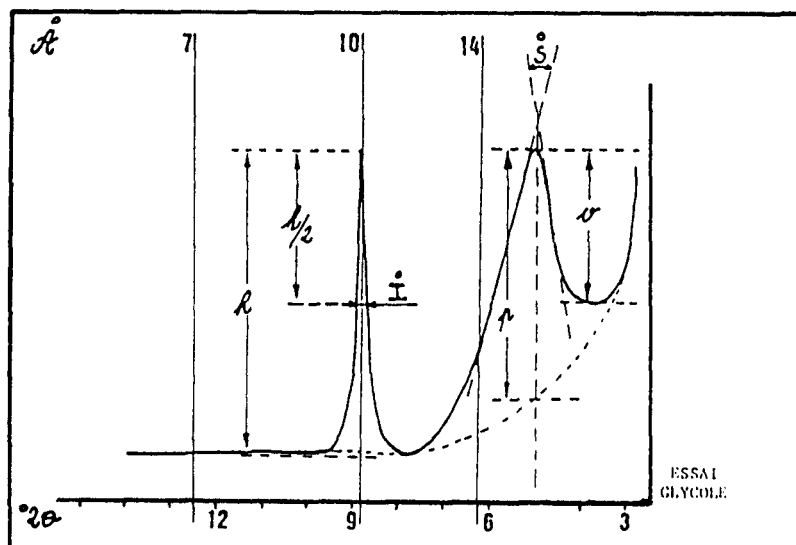


Fig. 25: Principe de mesure de la cristallinité de l'illite et de la smectite sur le diffractogramme de l'essai glycolé.

*Rapports de hauteurs de pics

Ils permettent d'apprécier les variations des proportions des minéraux deux à deux.

- 17 Å / 10 Å : Smectite / Illite (essai glycolé) : E.G.

- 3,57 Å / 3,54 Å :Kaolinite / Chlorite (essai naturel): E.N.
- 10 Å / 3,57 Å: Illite / Kaolinite (E.G. ou E.N.)
- 10 Å / 3,54 Å: Illite / Chlorite (E.G. ou E.N.)

2-2) Méthode de détermination de la nature chimique des chlorites à partir des diffractogrammes de rayons X (BRINDLEY et BROWN, 1980):

2-2-1) Rappels généraux au sujet des chlorites:

Les chlorites sont des minéraux 2/1/1 ou T/O/T/O dont les couches tétraédriques sont formées de tétraèdres SiO_4 où Si est souvent substitué par Al. Le déficit de charges qui en résulte est compensé par un excès de charge soit dans le feuillet T/O/T soit dans la couche brucitique (octaèdres (Mg, Fe) $(\text{OH})_6$). Dans le cas des chlorites communes les octaèdres sont occupés par des cations divalents ($3R^{2+}$) ce qui leur confère un caractère trioctaédrique. Toutefois, de nombreuses combinaisons semblent possibles: (tab. 2). La multiplicité des combinaisons possibles ne permet que de donner une formule structurale générale: (fig. 26).

Feuillet T.O.T. trioctaédrique et feuillet brucitique trioctaédrique :	<u>CHLORITE TRI-TRIOCTAEDRIQUE</u> (type classique)
Feuillet T.O.T. trioctaédrique et feuillet brucitique dioctaédrique :	<u>CHLORITE TRI-DIOCTAEDRIQUE</u> (type non décrit)
Feuillet T.O.T. dioctaédrique et feuillet brucitique trioctaédrique :	<u>CHLORITE DI-TRIOCTAEDRIQUE</u> (ex. : cookeite, manandonite)
Feuillet T.O.T. dioctaédrique et feuillet brucitique dioctaédrique :	<u>CHLORITE DI-DIOCTAEDRIQUE</u> (ex. : dombaïssite)

Tab. 2: Structure des chlorites (In HOLTZAPFFEL, 1985)

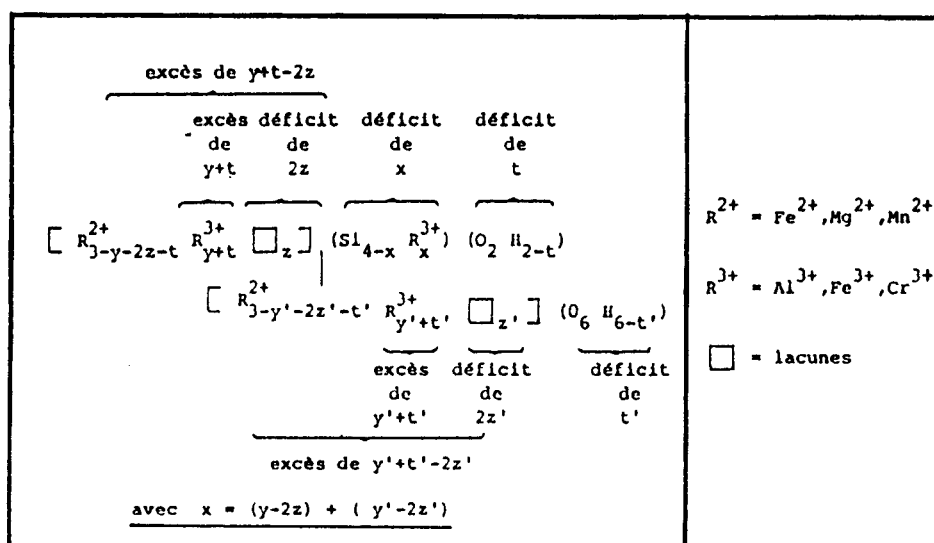
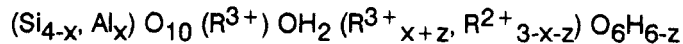


Fig. 26: Formule structurale générale des chlorites (in HOLTZAPFFEL, 1985).

Toutefois par but de simplification, mais aussi par le fait que les chlorites les plus fréquemment rencontrées sont de ce type, la formule générale retenue pour la demi-maille sera:



L'épaisseur des feuillets chloritiques (001) varie de 14 Å à 14,3 Å. Les réflexions harmoniques utilisées sont situées à 7,07 Å: (002); 4,72 Å: (003); 3,52 Å: (004) (fig. 9).

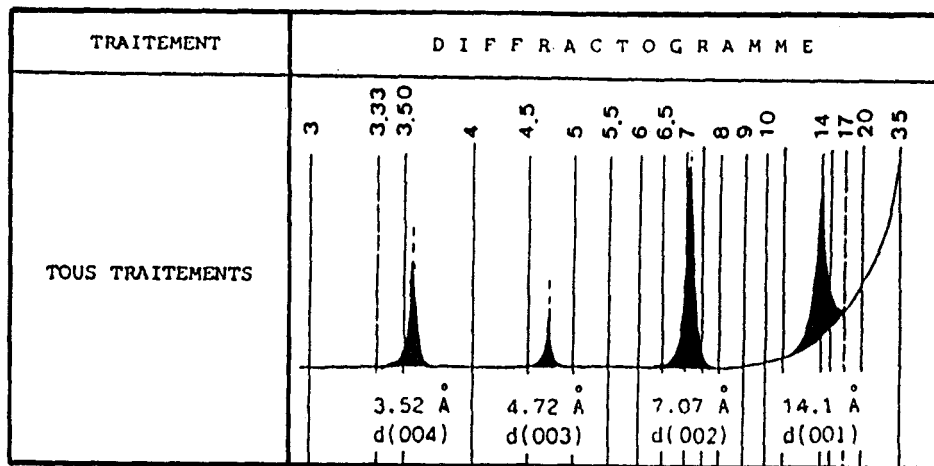


Fig. 27: Diffractogramme type de chlorite.

La structure des chlorites permet un grand nombre de substitutions (Si par Al, Mg par Al, Fe^{2+} , Fe^{3+} ou Mn^{2+}). Ces substitutions peuvent affecter les positions et les intensités des réflexions aux rayons X. La raie (001) est affectée principalement par les remplacements de Si par Al (HEY, 1954). Toutefois, la nature plus ou moins ferrifère des couches octaédriques des chlorites peut être approchée grâce à différents rapports de pics: $I(001)/I(002)$ et $I(001)_{\text{ch}}/I(001)_{\text{gl}}$ où ch indique une mesure faite sur l'essai chauffé et gl une mesure sur l'essai glycolé. En effet, les chlorites ferrifères montrent des intensités de réflexion d'ordre impair faibles, voir très faibles par rapport à celles des réflexions d'ordre pair. De plus, les chlorites ferrifères présentent une intensification de la raie (001) au chauffage par rapport à l'essai glycolé (in THIRY *et al.*, 1983).

Par ailleurs, le rapport $(I(001) + I(003))/I(002)$ est faible pour les chlorites ferrifères, alors qu'il est généralement supérieur à 1,2 pour les chlorites typiquement magnésiennes (THIRY *et al.*, 1983).

2-2-2) Répartition des atomes de fer

Le calcul du degré d'asymétrie donne des renseignements sur la distribution des atomes de fer dans les couches octaédriques du minéral (BRINDLEY et BROWN, 1980). Le calcul du rapport $I(003)/I(001)$ donne une valeur permettant d'obtenir directement la valeur du degré d'asymétrie D en se reportant dans le tableau 3. Si $D=0$, les atomes de fer sont également répartis dans les deux couches octaédriques, si D est inférieur à 0 le fer est en excès dans le feuillet brucitique, si D est supérieur à 0 un déficit de fer existe dans ce feuillet. Dans les deux derniers cas, une correction des intensités des

réflexions d'ordre impair est nécessaire avant d'estimer le nombre d'atomes de fer présents dans la structure. La correction s'effectue grâce à la formule suivante:

$$\frac{I(\text{sym})}{I(\text{asym})} = \frac{F(\text{sym})^2}{(F(\text{sym}) - D \times d(001))^2}$$

où $I(\text{asym})$ est l'intensité de la raie mesurée, $I(\text{sym})$ est la valeur de l'intensité recherchée, $F(\text{sym})$ la valeur du facteur de structure $F(001)$ pour $D=0$ (valeurs données dans le tableau 4), D le degré d'asymétrie, $d(001)$ la différence de contribution du facteur de structure $F(001)$ pour un atome lourd et pour un atome léger (ici respectivement Fe et Mg). Cette dernière valeur est également prise dans le tableau 4.

	D	I(003)/I(001) CuK
	(Mg, Al) _{12-y} Fe _y (Si, Al) ₈ O ₂₀ (OH) ₁₆ (Brindley et Brown, 1980). D = degré d'asymétrie	+4
	+3	0,102
	+2	0,189
	+1	0,363
	0	0,754
	-1	1,821
	-2	5,874

Tab. 3: Rapport d'intensité pour déterminer la distribution des cations lourds dans les octaèdres des chlorites (BRINDLEY et BROWN, 1980).

Δ = valeur utilisée dans la correction des intensités des réflexions pour le degré d'asymétrie.		
D	(001)	(003)
+4	94,0	68,1
+3	81,2	79,3
+2	68,4	90,8
+1	55,7	102,3
0	43,0	114,0
-1	30,5	125,7
-2	18,6	137,5
Δ	12,4	11,7

Tab. 4: Facteur de structure F des réflexions d'ordre impair (001) pour les chlorites de composition (Mg,Al)_{12-y} Fe_y (Si,Al)₈ O₂₀ (OH)₁₆ (BRINDLEY et BROWN, 1980).

2-2-3) Calcul du nombre d'atomes de fer

Le nombre d'atomes de fer est calculé grâce aux rapports: $(I(002) + I(004))/(I(001) + I(003))$ et $(I(002) + I(004))/(I(003))$, ceci en tenant compte des corrections d'intensités des réflexions d'ordre impair si D est différent de 0. Les valeurs ainsi obtenues sont reportées dans le tableau 5, qui permet d'obtenir le nombre d'atomes de fer: Y .

Y	$\frac{I(002) + I(004)}{I(003) + I(001)}$ CuK	$\frac{I(002) + I(004)}{I(003)}$ CuK
0	1,024	2,382
2	1,523	3,544
4	2,136	4,972
6	2,863	6,664
8	3,700	8,604
10	4,658	10,81
12	5,736	13,35

Tab. 5: Rapport d'intensité pour déterminer le nombre d'atomes lourds (Y), pour les chlorites de composition $(Mg,Al)_{12-y} Fe_y (Si,Al)_8 O_{20} (OH)_{16}$ (BRINDLEY et BROWN, 1980).

2-2-4) Limites de la méthode

Du fait des réflexions employées dans les calculs, la présence de kaolinite ou de vermiculite introduit des erreurs. Il faut donc que les pourcentages de ces minéraux soient très faibles ou nuls, et que le calcul graphique des intensités puisse s'affranchir de leur présence.

De plus, la méthode de BRINDLEY et BROWN (1980) ne concerne que des chlorites ferromagnésiennes. La présence d'autres cations bivalents entraîne des modifications du facteur de structure qui se répercutent sur les corrections des intensités des réflexions d'ordre impair.

La méthode permet d'estimer la variation de nature chimique des minéraux et les variations de répartition des atomes de fer dans la structure au sein d'une même série ou d'une série à une autre, bien plus qu'elle ne permet une quantification précise du nombre d'atomes de fer. Toutefois, cette méthode permet une vérification des résultats obtenus à la microsonde électronique dans le cas de placages d'oxydes de fer amorphes sur les particules analysées.

2-3) Analyse thermique

2-3-1) Appareillage et principe:

L'appareil utilisé est un thermanalyseur de marque SETARAM type TAG 24, couplé à un contrôleur à microprocesseurs qui assure l'automatisation de la réalisation de l'essai selon les paramètres définis par l'opérateur. L'ensemble est relié à un micro-ordinateur Hewlett Packard, qui permet l'enregistrement des données et leur sortie sur table traçante.

Les expérimentations sont réalisées de 0° à 1000° ou 1200° C, dans des creusets en platine et sous atmosphère d'argon. La quantité d'échantillon soumise à l'analyse est de 50 mg de matériel de fraction granulométrique de 1 ou 2 μm . La fraction granulométrique et la compaction de l'échantillon sont constantes pour l'ensemble des échantillons.

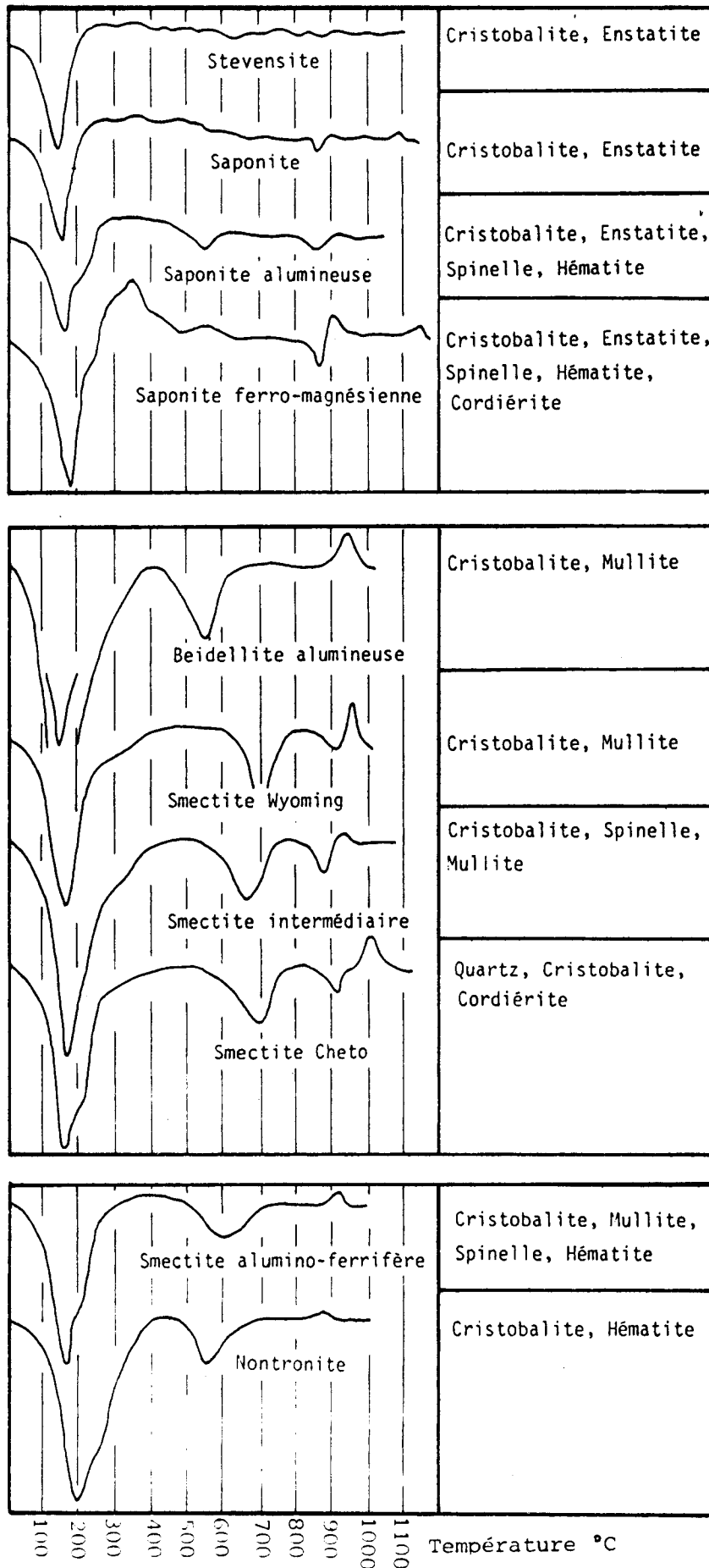


Fig. 28: Courbes d'analyses thermiques différentielles des principales familles de smectites (d'après COULON, 1987).

Deux techniques d'analyse thermique sont utilisées: l'analyse thermique différentielle (ATD) et l'analyse thermogravimétrique (ATG). L'analyse thermique peut être employée comme méthode complémentaire de détermination des minéraux argileux. Elle permet de mettre en évidence les variations se produisant dans un échantillon, lorsque celui-ci est soumis à une élévation régulière de température. On peut ainsi détecter les variations de masse (courbe ATG), et les réactions ou changements d'état de l'échantillon marqués par des absorptions d'énergie (effets endothermiques) ou des libérations d'énergie (effets exothermiques) sur la courbe ATD.

Les courbes ATD obtenues sont fonction de la structure cristalline et de la composition chimique des matériaux étudiés, et révèlent en partie leur nature minéralogique (CAILLERE *et al.*, 1982). Les courbes ATG permettent de relier les pertes de poids à la température et à la place des constituants dans la structure (CAILLERE *et al.*, 1982). Ces courbes permettent surtout une approche quantitative de la réaction.

2-3-2) Utilisation des résultats

Les argiles subissent au cours du chauffage trois réactions principales (fig. 28):

- une réaction endothermique vers 100 à 200°C liée au départ de l'eau adsorbée (déshydratation). Cet effet peut être accompagné d'un épaulement dû au départ d'eau liée aux cations divalents (PATERSON et SWAFFIELD, 1987). Ces réactions s'accompagnent d'une perte de masse.

- un deuxième effet endothermique compris entre 400 et 700°C qui traduit la perte d'eau de structure liée aux octaèdres (déshydroxylation). La température de réaction dépend de la composition chimique de ces derniers.

- un effet exothermique qui peut être précédé d'un effet endothermique et qui correspond à la décomposition, puis à la recristallisation du matériel. Cette réaction se situe entre 800 et 1000°C.

Cette méthode analytique est plus particulièrement utilisée ici pour l'étude des smectites. Les nombreux travaux effectués sur les smectites permettent de définir 10 espèces bien typées (fig. 28), appartenant à deux groupes: les smectites trioctaédriques (magnésiennes) et les smectites dioctaédriques (alumineuses et ferrifères) (LUCAS et TRAUTH, 1965; CHANTRET *et al.*, 1971; TRAUTH, 1977).

Les smectites trioctaédriques (magnésiennes ou ferreuses) sont caractérisées par la formation de minéraux de recristallisation magnésiens enstatite ($MgSiO_3$) et cordiérite ($Mg_2Al_4Si_5O_{18}$). Le deuxième pic endothermique, quand il existe, n'apparaît généralement pas avant 800 à 900°C. Il est suivi immédiatement de la recristallisation. Il n'existe donc pas de phase de transition anhydre entre la déshydroxylation et la recristallisation des smectites trioctaédriques.

Dans ce groupe, on distingue quatre espèces:

- les stévensites (moins de 1% d' Al_2O_3) ne présentent pas de deuxième pic endothermique en dessous

de 1000°C;

- les saponites magnésiennes se distinguent par leur deuxième pic endothermique vers 800-900°C;
- les saponites ferrifères présentent un faible pic endothermique vers 500-600°C;
- les saponites alumineuses se caractérisent par la présence d'un pic endothermique précédant immédiatement la recristallisation vers 900°C.

Les smectites dioctaédriques (alumineuses et ferrifères).

Les smectites alumineuses recristallisent avec l'apparition de la mullite ($\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{13}$), de spinelle (MgAl_2O_4) et de la cordiérite ($\text{Mg}_2\text{Al}_4\text{Si}_5\text{O}_{18}$) quand la teneur en MgO est suffisante. Le deuxième pic endothermique est important et situé entre 500 et 700°C. On distingue quatre espèces:

- les smectites cheto (aluminomagnésiennes): la réaction exothermique (b) est séparée de la troisième réaction endothermique par un plateau d'autant plus long que le rapport $\text{MgO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ est important.
- les smectites intermédiaires à tendance cheto: l'écart entre les réactions exo-endothermiques à 850°C est moins importante que pour les smectites cheto.
- les smectites wyoming (alumineuses) sont caractérisées par un pic endothermique (a) suivi immédiatement d'un pic exothermique entre 900 et 950°C.
- les smectites ferrifères permettent l'apparition de l'hématite (Fe_2O_3) au cours de la recristallisation. On en distingue deux types:
 - les beidellites (alumino-ferrifères) dont la courbe est proche des smectites wyoming mais avec un deuxième pic endothermique vers 500-650°C. Le troisième effet endothermique de ces smectites est très atténué comme pour les beidellites très alumineuses.
 - les nontronites se caractérisent par un pic endothermique à température modérée (500-550°C) et un effet endothermique relativement faible vers 800-900°C.

Tous les intermédiaires sont possibles entre ces espèces bien définies. On définit alors les minéraux comme appartenant à une série comprise entre deux pôles. Les variations au sein d'une même série ou entre les séries sont fonction de nombreux facteurs:

- la position du premier pic endothermique (déshydratation) est influencée par la nature des cations interfoliaires et par l'énergie d'hydratation des molécules d'eau qui leurs sont associées. Il peut exister un écart de 30°C entre des smectites sodiques et potassiques (CAILLERE *et al.*, 1982). L'eau liée aux cations divalents possède une énergie d'hydratation plus importante et est libérée à une température plus élevée, créant un épaulement sur le premier pic endothermique.

- la position du deuxième pic endothermique (déshydroxylation) est liée au rapport $\text{MgO}/\text{Fe}_2\text{O}$ et au taux de substitution tétraédrique. Les argiles les plus substituées et/ou les plus ferrifères présentent en général un deuxième pic endothermique à des températures plus basses (CHANTRET *et al.*, 1971).

la position et l'intensité des pics liés aux réactions de recristallisation vers 900-1000°C pour la série dioctaédrique sont aussi dépendantes des teneurs en MgO et Fe_2O_3 (TRAUTH et LUCAS, 1967; CHANTRET *et al.*, 1971). La température du troisième pic endothermique et son intensité diminuent au

fur et à mesure de la diminution relative de MgO par rapport à la somme $Al_2O_3 + Fe_2O_3$.

3) Méthodes géochimiques

3-1) Calcimétrie.

Les dosages de $CaCO_3$ sont effectués au calcimètre de BERNARD. Le principe et la manipulation sont donnés dans VATAN (1967). La reproductibilité des mesures est de l'ordre de 3 à 5% selon les concentrations.

3-2) Spectrophotométrie d'absorption moléculaire et atomique.

Le dosage des éléments majeurs et des traces par spectrophotométrie d'absorption moléculaire et atomique nécessite la mise en solution de la roche par divers types d'attaques chimiques. Après broyage fin, homogénéisation et séchage, trois types d'attaques sont réalisées. L'ensemble du processus analytique (PINTA, 1971) est rappelé par DECONINCK (1982).

- *Attaque fluo-nitrique sous pression.*

Elle permet d'éviter le dosage gravimétrique de la silice à partir de l'attaque alcaline. Cette attaque, faite à l'autoclave, permet le dosage spectrophotométrique (absorption atomique) de la silice et de l'alumine.

- *Attaque alcaline.*

Cette méthode se résume en l'attaque par de l'acide chlorhydrique d'un fondu de roche par un carbonate double ($Na K CO_3$). Elle permet le dosage de CaO, MgO, Fe_2O_3 , Sr, Mn, Zn par absorption atomique.

- *Attaque fluoro-perchlorique.*

Elle permet le dosage spectrophotométrique de TiO_2 (par colorimétrie), de K_2O , Na_2O , et des traces Ni, Li, Co, Cr, Cu, Pb et V par absorption atomique.

Le matériel de mesure se compose d'un spectrophotomètre Perkin-Elmer 5000 et d'un colorimètre Perkin-Elmer 55 E. La précision analytique est de 3% pour les éléments majeurs et de 10% pour les éléments traces.

3-3) Microanalyses

3-3-1) Principe et appareillage

Le microanalyseur à sonde électronique (abrégé couramment en "microsonde électronique") utilisé est une microsonde de type CAMEBAX entièrement automatisée selon la version "micro". Elle est équipée de trois spectromètres qui permettent l'utilisation simultanée de trois cristaux analyseurs. Les

éléments suivants sont analysés: Si et Ca par référence à l'andratite, Al et Na par référence à l'albite, K par référence à l'orthose, Fe^{3+} , Mg, Ti et S par référence à des oxydes purs. Les résultats obtenus sont corrigés des effets de numéro atomique, absorption et fluorescence et sont exprimés en concentration massique d'oxydes (DEBRABANT *et al.*, 1985).

La microsonde ne permettant pas de distinguer Fe^{3+} de Fe^{2+} , tout est comptabilisé sous forme de Fe^{3+} .

3-3-2) Préparation des échantillons.

La technique de récupération de la fraction inférieure à $2 \mu\text{m}$ est identique à celle utilisée pour la réalisation de pâtes orientées en vue de l'analyse diffractométrique. 100 mg de cette fraction argileuse séchée et homogénéisée sont dilués dans 10 ml d'eau ultra pure. 2 ml de cette solution sont ajoutés à 10 ml de butylamine-synthèse (défloculant). Le tout est dispersé aux ultra sons pendant 15 mn. Une goutte est ensuite déposée sur un support de graphite parfaitement poli. Avant analyse, on vaporise sur la préparation un film de carbone d'environ 250 \AA d'épaisseur.

3-3-3) Exploitation des résultats

Pour limiter les erreurs dues à la petite taille des particules, on procède à un nombre relativement grand d'analyses (40) sur un même échantillon. Les résultats sont ensuite normés à 100% afin de permettre des comparaisons directes. On regroupe les particules de composition chimique identique ou voisine. On identifie ainsi des familles argileuses homogènes ou évolutives pour lesquelles on calcule les compositions moyennes ou extrêmes. Les formules structurales sont construites sur les bases proposées par DEER *et al.* (1963), WEAVER et POLLARD (1973), CAILLERE *et al.* (1982).

3-4) Dosage du carbone organique et du soufre:

3-4-1) Avec l'analyseur Leco CS 125.

L'échantillon décalcifié est calciné dans un courant d'oxygène. Les gaz de combustion, déshydratés, sont amenés dans une cellule de mesure soumise à un rayonnement infra rouge. Sachant que CO_2 et SO_2 absorbent les IR à 4,3 mm et 7,4 mm, un détecteur approprié enregistre tous les $1/4$ de seconde l'énergie transmise à ces longueurs d'onde. L'analyse s'arrête quand les concentrations en CO_2 et SO_2 sont nulles. Les différentes lectures sont alors intégrées et corrigées en fonction de divers paramètres. Les résultats sont donnés directement en pourcentage de C et de S, avec une précision relative de 0,5%.

L'appareil utilisé permet des mesures fiables et précises. La rapidité des analyses en fait en outre un excellent outil de routine.

3-4-2) Avec l'analyseur Rock-Eval

20 échantillons ont été analysés par pyrolyse Rock-Eval à l'I.F.P. de Rueil-Malmaison sur un appareil RE II. Cette technique permet de connaître l'origine de la matière organique, son degré de

maturation et d'estimer à quelle température maximale cette dernière a été portée. Le principe et les diverses applications de cette méthode sont développés dans les travaux de ESPITALIE *et al.* (1985 a et b, 1986) et seules les grandes lignes en sont rappelées ici.

Deux cycles sont nécessaires pour l'analyse complète d'un échantillon:

* La pyrolyse qui se décompose en deux étapes:

- 1) la volatilisation des hydrocarbures libres, gaz et huile (isotherme 300°, 3 mn)
- 2) la pyrolyse sensu stricto, entre 300° et 600°, qui détermine le CO₂ provenant du craquage de la matière organique non extractible (kérogène) et la quantité des produits.

* L'oxydation qui correspond à la combustion de la matière organique résiduelle en fin de pyrolyse. Celle-ci se produit à 600° pendant 7 mn.

Plusieurs paramètres sont déterminés:

S₁: quantité d'hydrocarbures libres volatilisés,

S₂: potentiel pétrolier résiduel dépendant du type de matière organique et de la teneur en carbone organique total,

S₃: teneur en CO₂ provenant du kérogène des hydrocarbures lourds,

COT: contenu en matière organique total (somme du carbone organique pyrolysé et du carbone organique résiduel),

T max: température maximale de pyrolyse dépendant des index d'hydrogène (IH) et d'oxygène (IO). ces deux index correspondent respectivement à S₂ en mg d'hydrocarbures par g de COT et S₃ en mg de CO₂ par g de COT. Ces index permettent d'autre part de caractériser la matière organique.

3-5) Microscopie électronique en transmission:

L'appareil utilisé est un J.E.O.L. 100 cx. La préparation des échantillons est identique à celle décrite par TRAUTH *et al.* (1977). La fraction < 2 μm, défloculée et en suspension est diluée dans une solution de Buthylamine à 2/1000 jusqu'à ce que le liquide devienne trouble (2 à 10 gouttes de la fraction fine pour 5cc de solution de Buthylamine).

Une goutte de ce liquide est ensuite déposée sur une grille de cuivre recouverte, au préalable, d'un film de collodion (2 % de collodion dans de l'amylicétate). Cette grille est ensuite séchée à 25-30°

L'étude au microscope électronique à transmission permet un contrôle visuel de la détermination diffractométrique des cortèges argileux. L'observation au MET permet notamment l'identification certaine et la quantification des argiles fibreuses (palygorskite et sépiolite), dont les faibles quantités peuvent passer inaperçues sur les diffractogrammes.

CHAPITRE III:
LES SITES O.D.P.

CHAPITRE III:

- LES SITES O.D.P. -

A) INTRODUCTION:

L'ensemble de l'arc volcanique et du complexe d'accrétion avant-arc associé, ont fait l'objet de nombreuses études pétrologiques, géophysiques, morphologiques et sédimentologiques (DOREL, 1978; WESTERCAMP, 1979; BIJU-DUVAL *et al.*, 1982; STEIN *et al.*, 1982; SPEED *et al.*, 1984; WESTBROOK *et al.*, 1984; WRIGHT, 1984; VALERY *et al.*, 1985;...)

Une première étude par forage de la région frontale du prisme d'accrétion, en face du haut-fond de Tiburon (Sites 541, 542, 543; demi-Leg 78 A du programme D.S.D.P.) avait permis une première observation de chevauchements et de redoublements de séries (BIJU-DUVAL *et al.*, 1981). Néanmoins, le décollement majeur séparant la partie accrétée de la série sédimentaire de la partie sous-charriée n'avait pu être traversé alors qu'il le fut pour le site 671 lors du Leg 110. De plus, le Leg 78-A ayant montré une expulsion progressive des eaux interstitielles des sédiments, le rôle de la pression des fluides dans les zones de subduction et dans les structures tangentielles associées avait été souligné. Une étude systématique de la chimie des eaux interstitielles et des fluides associés fut donc menée pour les six sites du Leg 110.

Deux des sites sont ici étudiés, les Sites 672 et 671 et plus particulièrement les forages 672 A et 671 B.

B) DATATIONS:

L'ensemble des datations, pour les deux sites, a été fait à bord par P. Andreieff, M. Clark et T. Sakaï.

Biostratigraphie des Radiolaires

Les datations sont effectuées à partir des travaux de RIEDEL et SAN FILIPPO (1978) pour la tranche d'âge Eocène moyen-Miocène inférieur. L'Eocène supérieur a demandé l'utilisation des sous-zones définies par SAUNDERS *et al.* (1984).

Biostratigraphie des nannofossiles calcaires

La biostratigraphie des nannofossiles est basée sur les zonations de GARTNER (1977) pour le Pléistocène, et les zonations de BUKRY (1973, 1975) et OKADA et BUKRY (1980) pour les sédiments antérieurs à la limite Plio-Pléistocène.

Biostratigraphie des Foraminifères planctoniques

La zonation définie par BOLLI *et al.* (1985) a été employée durant le Leg 110. Toutefois l'absence de certains marqueurs (*Globorotalia margaritae* et *Globorotalia miocenica*) dans les

séquences du Pliocène inférieur ont conduit à l'utilisation de *Globigerinoïdes conglobatus* et de *Globigerinoïdes obliquus* pour définir respectivement les limites Miocène - Pliocène et Pliocène inférieur - Pliocène supérieur.

Core	Age	Nannofossils	Foraminifers	Radiolaria
1				
2	early Pleistocene	<i>Pseudo-emiliana lacunosa</i>	<i>Globorotalia truncatulinoides</i>	/ / / / /
3				
4				
5				
6	late Pliocene	CN12	<i>G. rosaeensis</i>	/ / / / /
7				
8				
9				
10	early Pliocene	CN11	PL5	<i>Globorotalia miocenica</i> Zone
11				
12				
13	late Miocene	CN10	PL3/4	<i>Globorotalia margaritae</i> Zone
14				
15				
16				
17				
18				
19	early Miocene	CN9b	PL2	<i>Neogloboquadrina humerosa</i> Zone
20				
21				
22				
23				
24				
25				
26	late Oligocene	CN8	PL1	/ / / / /
27				
28	early Oligocene	CP19	<i>G. ciperensis</i>	/ / / / /
29				
30				
31				
32				
33				
34				
35				
36				
37				
38				
39	late Eocene	CP18	<i>Globorotalia opima</i> Zone	/ / / / /
40				
41	middle Eocene	CP16	<i>Truncorotaloides rohri</i> Zone	/ / / / /
42				
43				
44				
45				
46				
47				
48	early Eocene	CP15	<i>Morozovella lehneri</i> Zone	/ / / / /
49				
50				
51				
52				
53				

Fig. 29: Biostratigraphie du forage 672A (d'après MASCLE *et al.*, 1988).

PARTIE I: LE SITE 672

Des 800 m de sédiments surmontant la croûte océanique (d'âge Sénonien supérieur supposé), seuls les 500 m supérieurs ont été carottés ce qui représente 53 carottes. Les sédiments couvrent une période s'étageant de l'Eocène inférieur au Pléistocène inférieur (fig. 29).

A) STRUCTURE GEOLOGIQUE

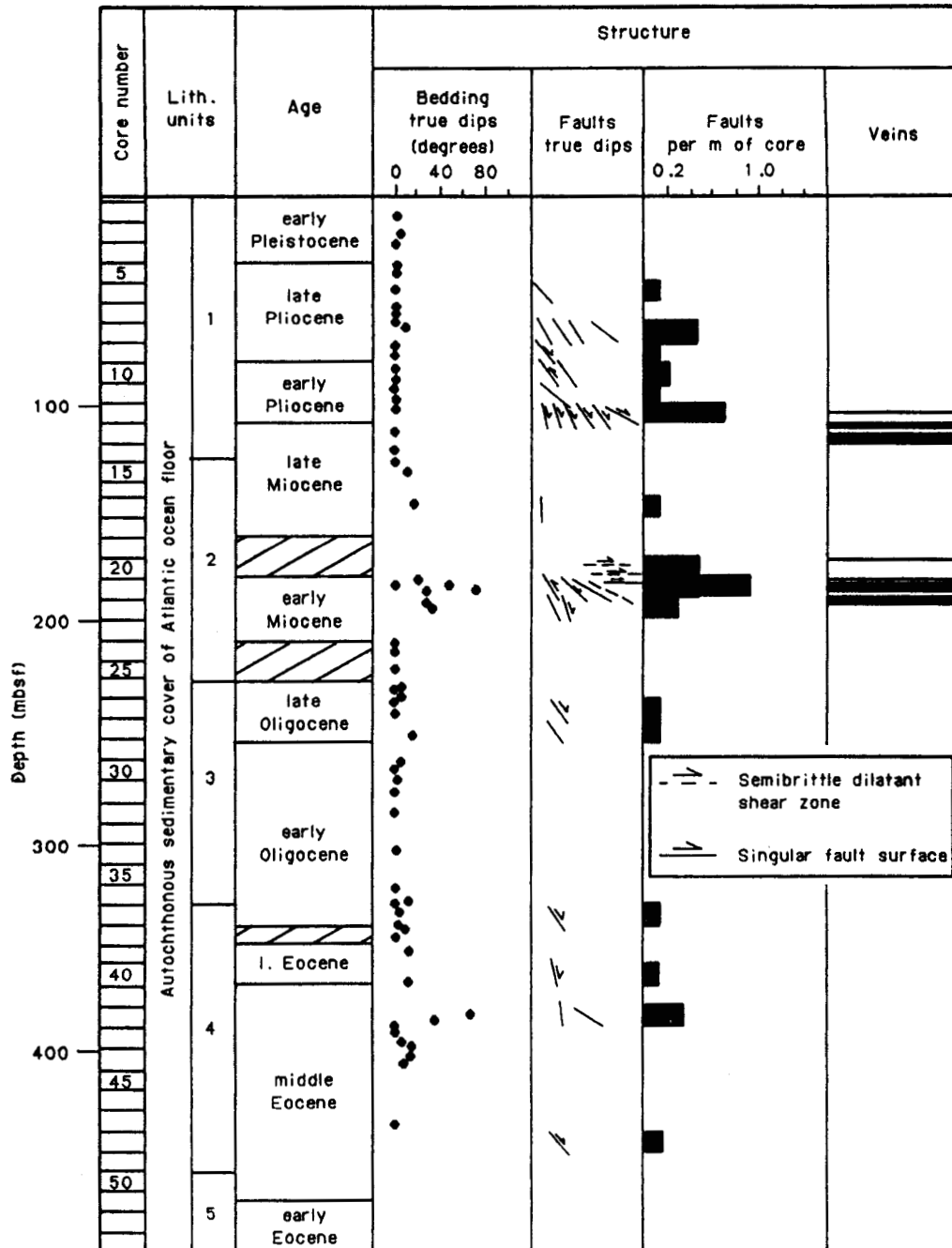


Fig. 30: Forage 672A: Structures et figures tectoniques (d'après MASCLE *et al.*, 1988). Le sens du mouvement est indiqué par les flèches.

Le Site 672 montre quelques zones perturbées par la tectonique. Toutefois, sur l'ensemble du forage la densité de fractures est très faible avec en moyenne une faille, souvent mineure, tous les 10 m (fig. 30). En fait, seuls les niveaux compris entre 80 et 110 m (carottes 10X-12X) et 170 et 200 m (carottes 20X-21X) ont été réellement fortement affectés par un début de la tectonisation (MASCLE *et al.*, 1988).

Les failles normales dominent, sauf dans les carottes (20X et 21X), où elles sont principalement inverses. Ces dernières semblent préfigurer le chevauchement associé à la progradation vers l'Est du prisme d'accrétion (MASCLE *et al.*, 1988).

Au total, les sédiments forés au site 672 montrent une empreinte tectonique assez nette, mais la colonne stratigraphique reste ordonnée. Ce site sera donc pris comme référence, du fait de son éloignement relatif du front de déformation.

B) CHIMIE DES EAUX INTERSTITIELLES:

Les eaux interstitielles ont été analysées afin de connaître le pH, l'alcalinité, la salinité et les teneurs en sulfates, chlorures, calcium, magnésium, potassium, sodium, silice et ammoniacque (fig. 31).

La méthode d'obtention des eaux interstitielles est décrite en détail par MANHEIM et SAYLES (1974) et BLANC *et al.* (1986). Les principes de dosages pour les différents paramètres sont explicités en détail dans MASCLE *et al.* (1988).

Chlorures: les profils profondeur-concentration (fig. 31) en chlorures dissous montrent un profil classique dans les 100 premiers mètres. Par contre de fortes concentrations sont observées dans le niveau riche en Radiolaires (190 mètres) et à 310 et 352 mètres. De plus, un minimum apparaît dans la zone définie comme le futur décollement 216 mètres. Chaque maximum en chlorures est accompagné par un maximum de sodium et potassium.

Gaz dissous: les données recueillies au cours du Legs 110 sont résumées sur la figure 32 et montrent un maximum du méthane à 216 mètres. Ni une origine thermogénique, *in situ*, du méthane (gradient géothermique de 79° C/km), ni une production biogénique par respiration microbienne anaérobie (CLAYPOOL et KAPLAN, 1974) ne semblent être possibles. Seule une advection du méthane par les eaux à faibles chlorinités peut rendre compte des concentrations déterminées (MASCLE *et al.*, 1988).

En résumé, la composition des eaux interstitielles du Site 672 ne le présente pas comme un réel site de référence représentatif d'un environnement océanique normal. Les anomalies en méthane et en chlorure attestent d'un passage de fluide dans la future zone de décollement (MASCLE *et al.*, 1988).

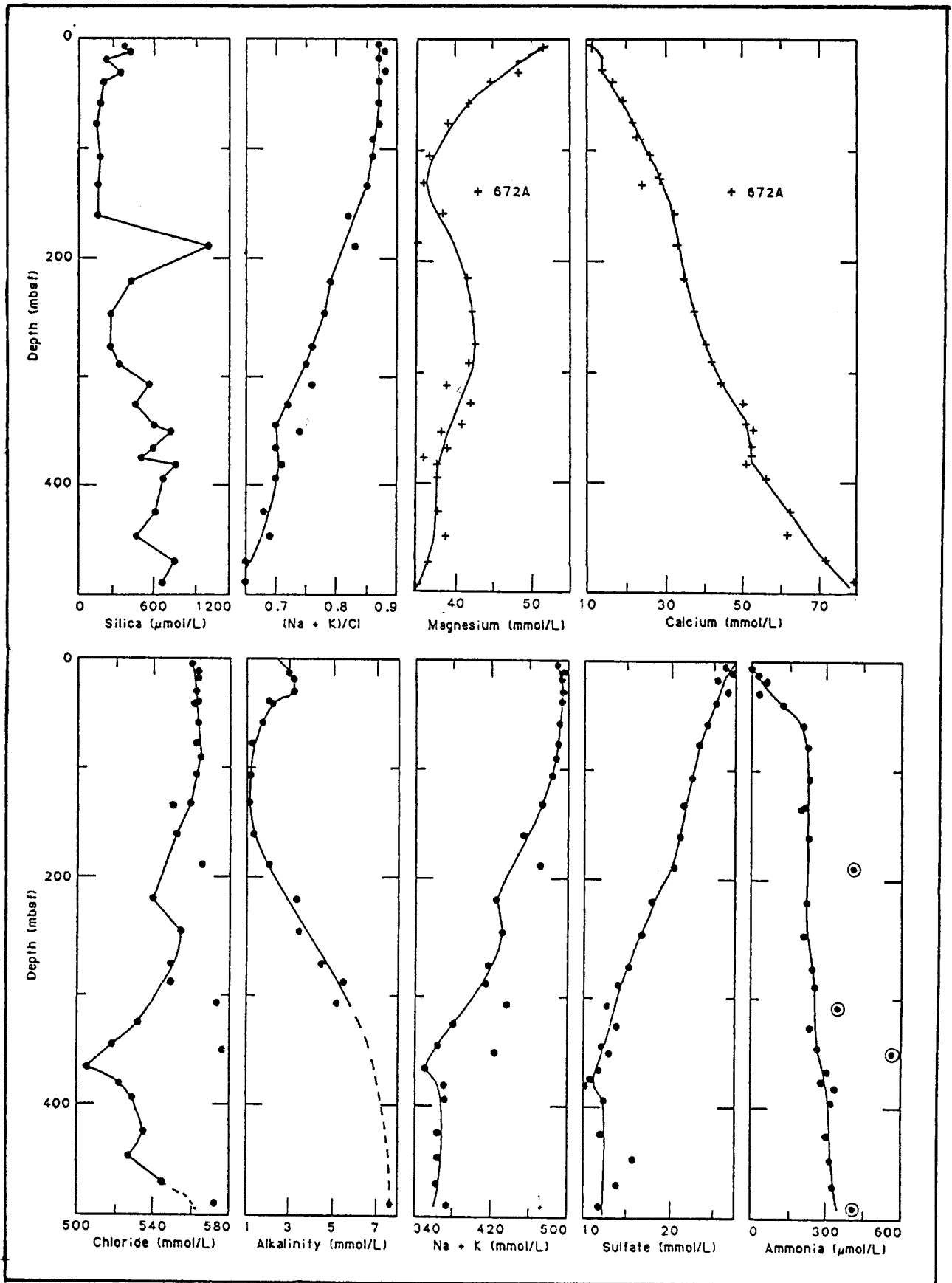


Fig. 31: Distribution verticale des éléments chimiques dissous (forage 672A) (d'après MASCLE *et al.*, 1988).

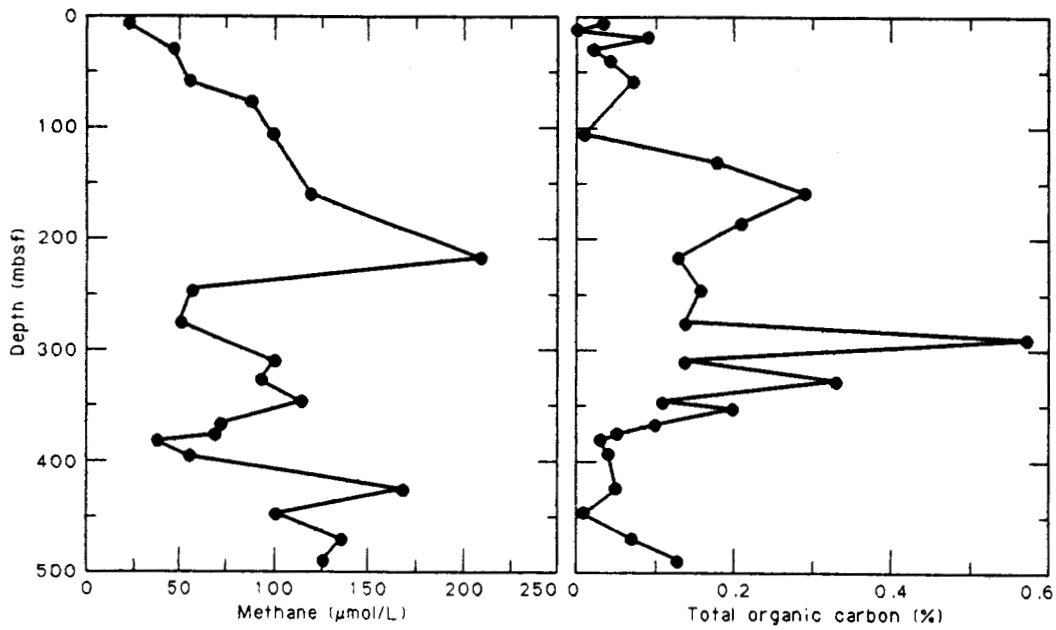


Fig. 32: Distribution verticale du méthane et de la matière organique (forage 672A) (d'après MASCLE *et al.*, 1988).

C) DONNEES PHYSIQUES:

Les propriétés physiques des sédiments sont reportées en annexe 1. La densité totale, la densité du grain, la porosité et la teneur en eau ont été mesurées (MASCLE *et al.*, 1988). De plus, les courbes de pression hydrostatique et lithostatique ont été calculées à partir de la densité totale et en tenant compte des conditions de pression hydrostatique interstitielle (fig. 33). Le gradient géothermique calculé au site 672 est de 79°C/km (fig. 33).

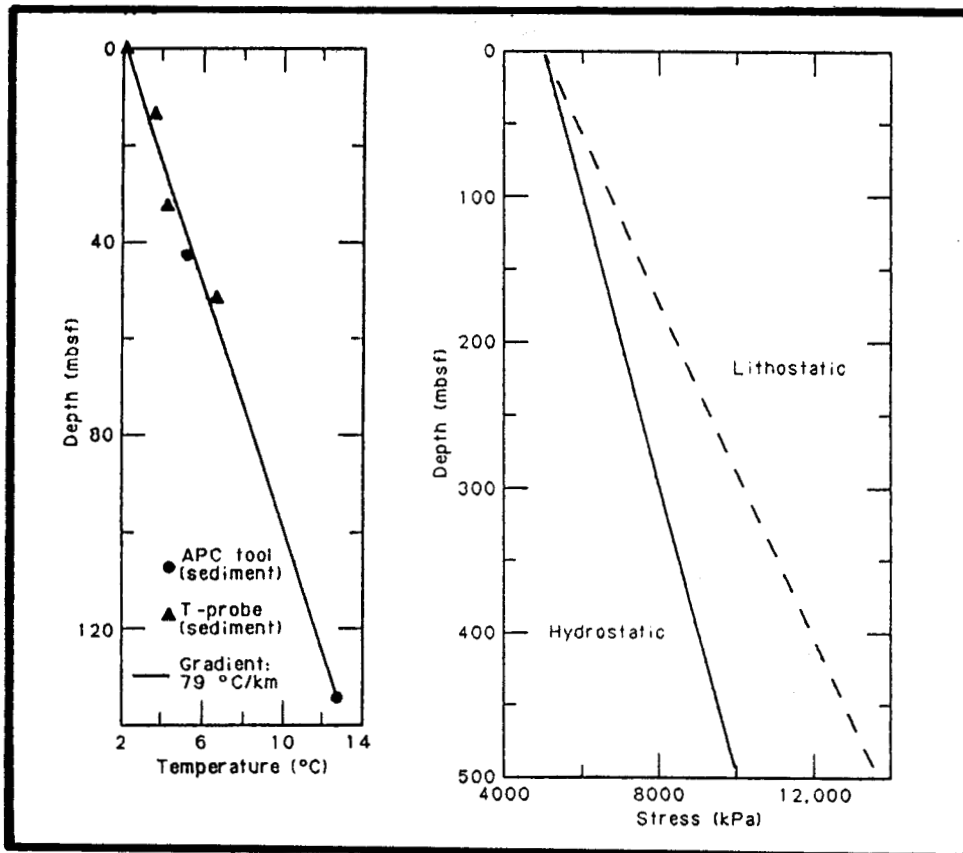


Fig. 33: Gradient géothermique mesuré et pression lithostatique et hydrostatique dans la section sédimentaire du forage 672A (d'après MASCLE *et al.*, 1988).

D) LITHOLOGIE:

Les 494 m de sédiments forés au site 672 sont datés de l'Eocène inférieur au Pléistocène inférieur. Les sédiments varient de boues calcaires à des argillites siliceuses.

La colonne lithologique a été divisée à bord en 5 unités sur les bases de la description visuelle des carottes, des données de la calcimétrie et des observations de frottis. A ces observations s'ajoute l'analyse des frottis que nous avons faites pour chaque échantillon étudié en diffraction des rayons X. La minéralogie totale est étudiée en fonction de la texture et la composition du sédiment, puis exprimée en pourcentages cumulés de 4 phases principales (argile, quartz, calcite et biogène siliceux) et de phases mineures (amphiboles, pyroxènes, carbonates authigénétiques). La fraction terrigène du sédiment est ensuite étudiée en fonction de sa texture et de sa minéralogie, représentée en pourcentages cumulés de ses phases majeures (quartz, argile, glauconie, microcline) et de phases mineures (tourmaline, zircon). L'ensemble de ces données est représenté sur la figure 34.

Unité 5: 455.8-493.8 m (carottes 50X-53X- Eocène inférieur-Eocène moyen).

Cette unité est principalement constituée d'argillites siliceuses ou argillites silteuses, non calcaires et non bioturbées. On observe de nombreux changements de couleur du vert foncé au marron en passant par le rouille. Le contenu en Radiolaires varie de 5 à 50 % et des traces de quartz silteux existent. L'opale c.t. représente un des composants majeurs de l'unité 5.

Unité 4: 332.3-455.9 m (carottes 36X-49X -Oligocène inférieur-Eocène moyen).

Cette unité se compose d'alternances de marnes ou de boues calcaires, d'argillites, d'argiles et de siltstones. De plus, des intercalations de sable quartzeux apparaissent. Ces sables sont légèrement calcaires, glauconitiques et contiennent parfois du microcline, ainsi que des traces de glaucophane et de zircon (fig 34). L'épaisseur des bancs de sable varie de 1cm à 60 cm. La dimension des grains de sable avoisine 150 μ m. Les sables présentent un contact basal franc et des horizons plus silteux laminés. Ces lits montrent un granoclassement normal et passent à des argillites non calcaires. Les minéraux rencontrés sont surtout du quartz à extinction ondulante, de la glauconie et du microcline.

Les silts sont parfois calcaires et contiennent localement de la glauconie, de rares grains de microcline et parfois quelques fragments de Foraminifères benthiques. Les silts ou argiles silteuses montrent des épaisseurs de 5 à 60 cm.

Des stratifications entrecroisées et des "convolute beds" sont fréquents dans les sables, les siltstones et les argillites silteuses.

Les argillites de cette unité sont non calcaires et leur épaisseur varie de 0,15 m à 6 m d'épaisseur.

Les marnes ou les boues calcaires de cette unité se présentent en bancs fréquemment silteux et souvent indurés, de 0,1 à 1,5 m d'épaisseur et de couleur vert clair. Des slump apparaissent couramment dans la partie inférieure des bancs de marnes. Ces lits de marnes montrent un granoclassement normal et passent à des argillites non calcaires.

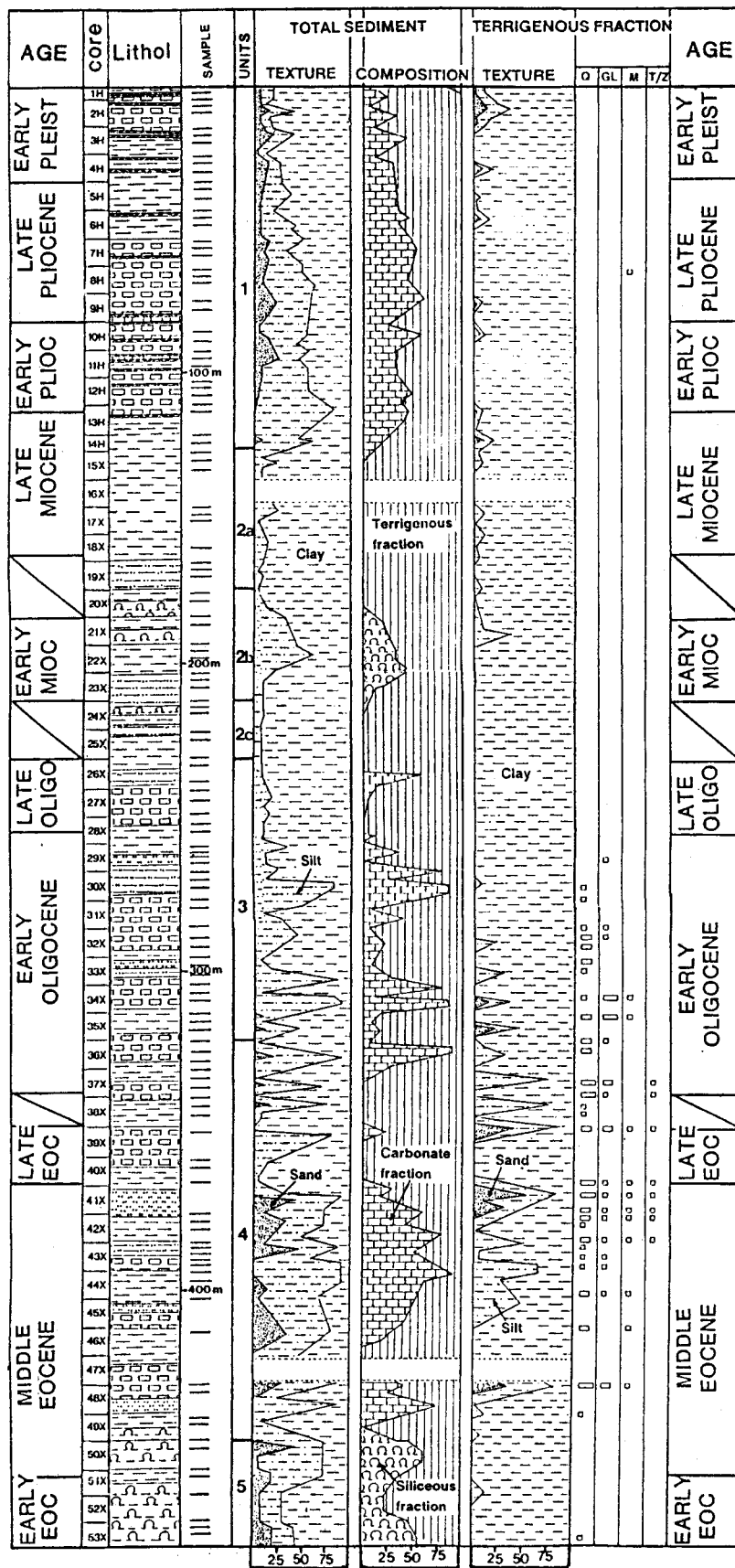


Fig. 34: Nature, texture et composition des sédiments et leur fraction terrigène dans le forage 672A.

Q: quartz; Gl: glauconie; M: microcline; T/Z: tourmaline/zircon.

Les marnes présentent deux types de lithologie: la première (carottes 41X à 43X) est la plus courante de type wackestone à packstone et contient des Foraminifères bien préservés, des quartz de taille supérieure à 63 µm et de rares fragments d'échinodermes dispersés dans une matrice micritique et assez argileuse. D'autres faciès (carotte 49X), plus rares, consistent en calcaires fins à niveaux sableux ou silteux laminés et localement ferrugineux. Les Foraminifères et les Radiolaires y sont fragmentés et recristallisés. Des traces de glauconite, de microcline et de glaucophane peuvent y être observées.

De nombreux échantillons de l'unité 4 contiennent une forte concentration en opale c.t.. Elle apparaît dans les niveaux riches en carbonates entre 409 et 441m.

Unité 3: 227.8-332.3 m (carottes 26X-35X -Oligocène supérieur-Oligocène inférieur).

Cette unité est caractérisée par une sédimentation rythmique et présente une lithologie similaire à celle de l'unité 4. Elle se distingue de l'unité 2 par la présence d'horizons carbonatés.

Les argilites sont généralement non ou peu calcaires, moyennement bioturbées et de couleur vert olive. Les argiles sont généralement de couleur marron avec un pourcentage de carbonate de 0 à 30 % (transition aux marnes). Ils sont dénués de bioturbations et montrent localement des laminations parallèles.

Les siltstones sont non calcaires et se situent à la base de l'unité 3 ou apparaissent en fines lamines dans les argiles. Ils montrent des laminations parallèles ou des stratifications entrecroisées et passent souvent à des argiles. Les siltstones sont constitués de quartz à extinction ondulante, de traces de glauconie et de minéraux métamorphiques (des traces de microcline couramment associé au quartz et des traces de glaucophane, carottes 26X à 38X).

Les marnes ou les boues calcaires sont gris pâle et contiennent jusqu'à 85% de calcaire. Les sommets de bancs marneux montrent des terriers, communément remplis par les argiles sus-jacentes. Les carottes 26X à 29X montrent des intervalles de marnes qui passent graduellement aux argilites, argiles et silts. Au contraire les carottes 30X à 36X montrent des marnes à nannofossiles qui possèdent un contact franc avec les séquences sous-jacentes et des sommets de séquence très bioturbés.

Unité 2: 123.3 - 227.8 m (carottes 15X-25X - Miocène supérieur-Oligocène supérieur).

Elle se différencie de la précédente par la disparition des carbonates, puis leur réapparition à l'approche de l'unité 1

Sous-unité 2c: 208.8-227.8 m (carottes 24X-25X - Miocène inférieur - Oligocène supérieur)

Elle consiste en des argilites et des argiles variés (marron, bleu-vert et olive-gris). La fraction terrigène constitue la totalité du sédiment. Le contenu en lits de cendres est faible et les sédiments ne sont que moyennement bioturbés.

Sous-unité 2b: 170.8-208.8 m (carottes 20X-23X - Miocène inférieur).

Cette unité consiste en des argilites et des argilites siliceuses de couleur marron à orange foncé. Les Radiolaires et les spicules d'éponges forment de 5 à 35 % du sédiment. La fréquence des lits de cendres volcaniques et surtout l'abondance en cendres proprement dites sont beaucoup plus importantes que dans l'unité 2a (fig. 35). L'intensité des bioturbations décroît avec la profondeur. Des bioturbations de type *Zoophycos* et *Chondrites* (SEILACHER, 1967), ont été reconnues (MASCLE *et al.*, 1988). Des Radiolaires sont fréquemment rencontrés dans les carottes 21X et 22X. Des zéolites (clinoptilolite) ont été reconnues dans la carotte 23X. De plus, cette unité est remarquable par une porosité élevée et la présence de failles (MASCLE *et al.*, 1988). L'ensemble de ces données suggère que les sédiments de cette unité sont équivalents à ceux de la zone de décollement du site 671 (Cf partie II, par. B).

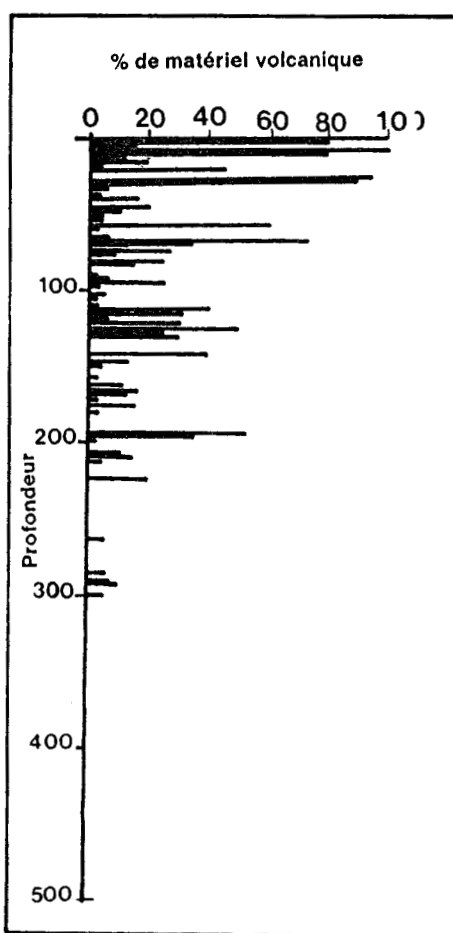


Fig. 35: Localisation et pourcentage d'éléments d'origine volcanique dans les sédiments du forage 672A (d'après MASCLE *et al.*, 1988).

Sous-unité 2a: 123.3-170.8 m (carottes 15X-19X - Miocène supérieur).

Il s'agit d'argiles vertes et olive-gris. Dans les lits sont présents des quartz arrondis de taille silto-sableuse à extinction ondulante. La fraction terrigène constitue la totalité du sédiment. Les lits de cendres existant sont communément bioturbés, mais avec une intensité beaucoup plus faible que dans l'unité 1

Unité 1: 0-123.3 m (carottes 1H-14X - Pléistocène inférieur-Miocène supérieur).

Il s'agit d'argiles carbonatées, de boues calcaires et de marnes. Les teneurs en carbonates varient de 5.6 à 78 %, avec une dominance de 20 à 45 % de carbonate. La fraction terrigène est constituée principalement d'argile où apparaissent de façon épisodique des lits plus sableux ou silteux, qui peuvent représenter jusqu'à 15% de la fraction terrigène. Dans certains lits sont présents des quartz et des feldspaths arrondis dont l'extinction ondulante atteste une origine métamorphique ou plutonique.

La plupart des frottis montre jusqu'à 2% de spicules d'éponge et/ou de Radiolaires. Le contenu en lit de cendres volcaniques est important comparé à celui de l'unité 2 (fig. 35). Ces lits de cendres volcaniques, généralement très bioturbés, apparaissent tout au long de l'unité 1 (fig. 35) avec une fréquence moyenne de 2 à 5 lits par carotte. Ces cendres volcaniques sont vitreuses ou cristallines. Les minéraux de la fraction grossière (>63 µm) les plus communs sont du quartz relativement anguleux, des feldspaths (surtout des plagioclases), de la hornblende, de l'orthopyroxène et du clinopyroxène, des minéraux opaques et du verre volcanique. Ces minéraux d'origine volcanique se rencontrent dans et hors des lits de cendres suite à la bioturbation. La fraction fine des lits de cendres est essentiellement constituée d'argile.

Les conclusions suivantes peuvent être déduites des observations de la fraction grossière :

1- Le matériel volcanique constitue la principale composante grossière des sédiments du Miocène inférieur au Pléistocène, il reflète un volcanisme calco-alcalin et son origine est probablement l'arc des Petites Antilles.

2- L'assemblage quartz-glaucophane-microcline, souvent accompagné de grains poly-cristallins et de glauconite parfois légèrement altérée, reflète l'apport continental de l'Eocène moyen au Miocène inférieur. De plus, la présence de glaucophane suggère que le matériel érodé est au moins en partie originaire des schistes bleus présents dans la Chaîne Caraïbe du Vénézuéla (BECK *et al.*, 1990). L'absence de matériel volcanique indique soit une absence d'activité de l'arc volcanique des petites Antilles (ANDREIEFF *et al.*, 1987), soit l'éloignement du site à cette époque

3- La fraction grossière à Radiolaires de l'Eocène indique une sédimentation franchement pélagique sans apports détritiques grossiers dérivés du continent ou de l'arc volcanique.

4- Le contenu en plagioclases reflète plus particulièrement la localisation des lits de cendres (fig. 36). En effet, dans les unités 1 et 2 où les lits de cendres sont nombreux, les pourcentages de plagioclases atteignent parfois 35%, tandis que dans les unités 3, 4, et 5 sans lits de cendres leur pourcentage n'excède pas 6 %

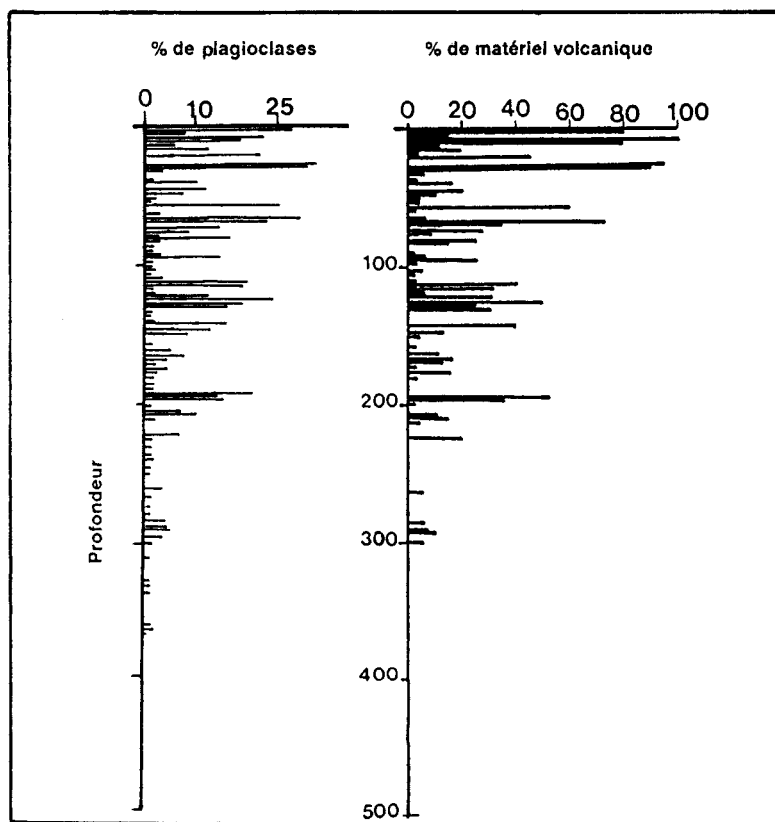


Fig. 36: Contenu en plagioclases de la section sédimentaire du forage 672A, comparé au contenu en matériel volcanique.

5- Les niveaux les plus riches en matière organique se rencontrent de l'Eocène supérieur à l'Oligocène inférieur; la matière organique d'origine continentale y est la principale composante (MASCLE *et al.*, 1988).

E) ENVIRONNEMENT ET PROCESSUS DE DEPOT

Unité 5: Eocène inférieur-Eocène moyen (fig. 37).

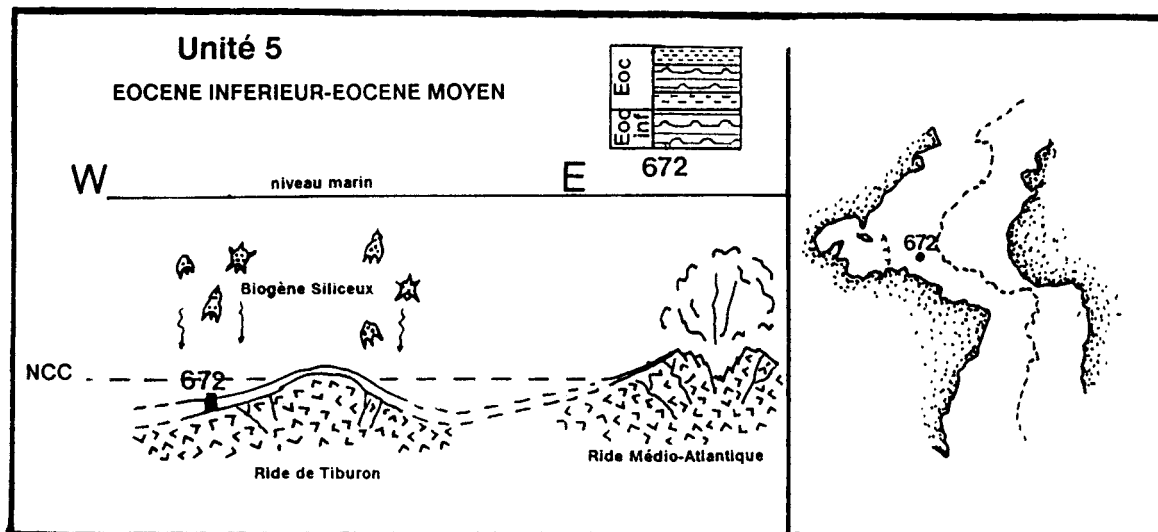
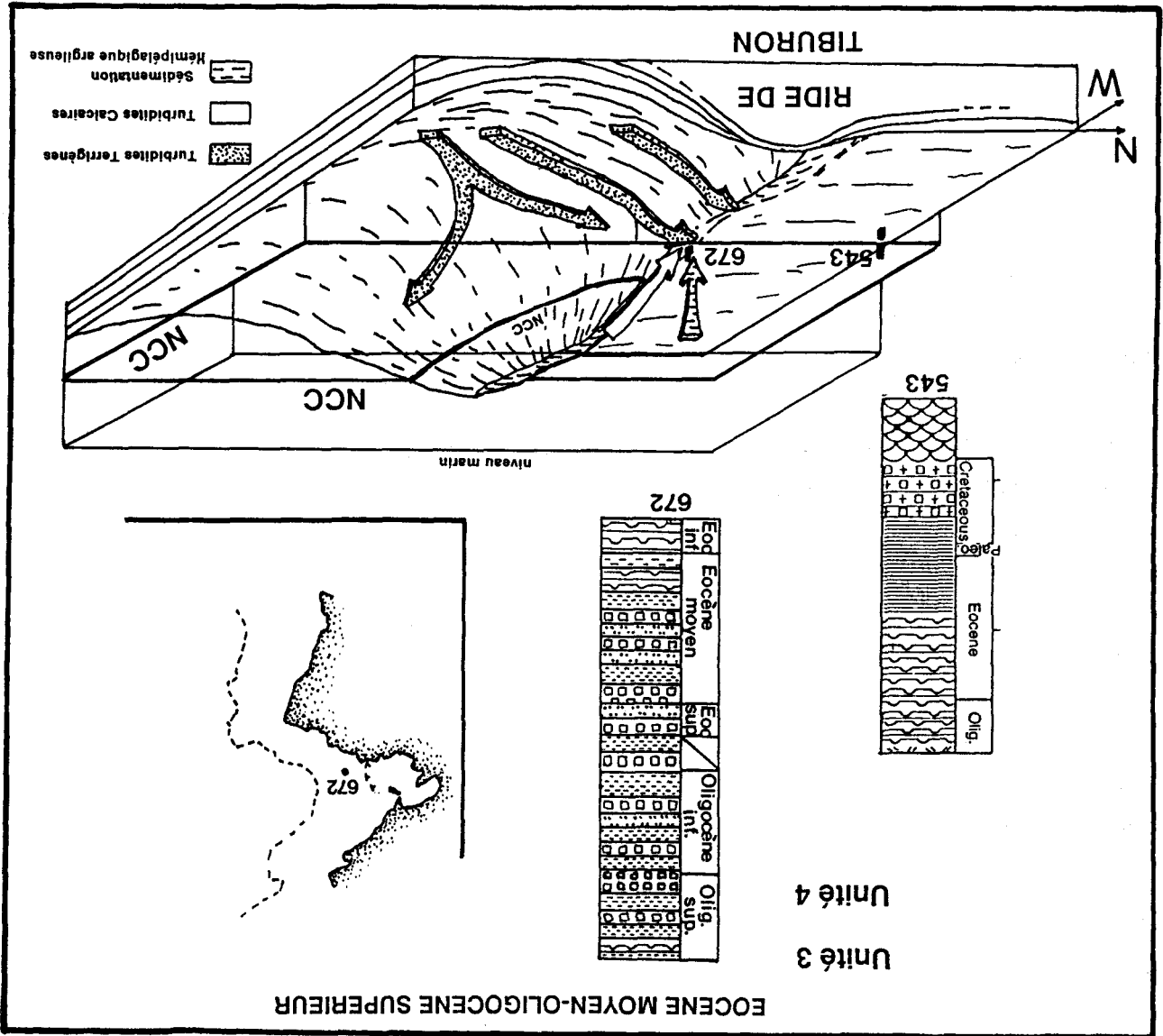


Fig. 37: Environnement et processus de dépôt, dans l'unité lithologique 5 du forage 672A.

A partir de l'Éocène moyen et jusqu'à la transition Éocène supérieur-Oligocène, le matériel terrigène grossier, existant sur la ride de Tiburon, représente un exemple de dépôt sur la pente d'un haut-fond. Ces sédiments, originaires du continent sud américain (assemblage de quartz, microcline et glaucophane) et plus particulièrement du système deltaïque du proto-Orénoque (STAINFORTH, 1978; BECK et al., 1990; ROBERTSON et BURKE, 1989), peuvent avoir subi une resédimentation par des courants turbiditiques, dont la fraction la plus fine aurait remonté la pente (upslope turbidite) (DOLAN et al., 1989). Des courants turbiditiques ont d'ailleurs été mis en évidence pour les sédiments actuels de

Fig. 38: Environnement et processus de dépôt, dans les unités lithologiques 4 et 3 du forage 672A.



Unité 4: Éocène moyen-transition Éocène supérieur-Oligocène (fig. 38).

La combinaison d'argile et de silice biogénique, qui constituent la quasi-totalité des sédiments de l'unité 5 indique une sédimentation hémipélagique en dessous du niveau de compensation des carbonates (NCC).

cette région (WRIGHT, 1984). Les types de figures sédimentaires rencontrées (granoclassement normal des particules, contact basal franc et passage sommital graduel aux argiles (MASCLE *et al.*, 1988)) et la succession lithologique confirment l'hypothèse de l'existence de courants turbiditiques durant cette période.

Les cartes d'isopaques des sédiments montrent que la ride de Tiburon a acquis son relief et surtout sa morphologie actuelle par les dépôts de lits terrigènes sur une structure existant depuis la formation de la croûte océanique au Crétacé supérieur (DOLAN *et al.*, 1989). De plus, à cette même période, les taux de sédimentation du Site 543 du Leg D.S.D.P 78A augmentent de façon importante par apport terrigène (WRIGHT, 1984). Il semble donc que la partie la plus fine des turbidites ait pu passer au dessus de la ride de Tiburon et atteindre le Site 543. La fraction plus grossière de ces turbidites se serait déposée sur la pente sud de la ride qui aurait alors joué le rôle de barrière. Le cheminement exact suivi par ces turbidites a été oblitéré par la migration vers l'Est du prisme d'accrétion et le déplacement du cours de l'Orénoque (PINDELL et BARRETT, 1989).

Les marnes de l'unité 4 montrent un contact basal franc, des laminations, des stratifications entrecroisées et des structures de slumps, les traces de bioturbations n'existant que dans leur partie supérieure (MASCLE *et al.*, 1988). L'abondance des nannofossiles et l'existence de ces lits marneux sur la pente de la ride de Tiburon suggère une origine moins profonde des constituants sédimentaires. Les figures sédimentaires suggèrent un dépôt rapide, qui permet d'interpréter ces marnes comme des dépôts de slumpings ou de turbidité. Les intercalations argileuses de l'unité 4 reflètent alors le bruit de fond de la sédimentation pélagique.

La sédimentation de l'unité 4 se présente donc comme un phénomène complexe qui subit les influences de deux systèmes de turbidites, des turbidites terrigènes originaires du continent Sud américain et des turbidites calcaires en provenance de zones élevées de la ride de Tiburon, qui viennent perturber la sédimentation pélagique.

Unité 3: Eocène supérieur-Oligocène supérieur (fig. 38)

De l'Eocène supérieur à l'Oligocène supérieur, les apports de matériel terrigène silteux et argileux se poursuivent, cependant que les apports sableux ont cessé. Sporadiquement, de la silice biogénique apparaît. Les marnes de cette unité semblent avoir deux origines, l'une due aux courants de turbidité, l'autre à un dépôt pélagique. Du fait de la présence de carbonates d'origine pélagique, le site était au dessus du NCC ou peut être entre le niveau de compensation des Foraminifères et le niveau de compensation du nanoplancton calcaire. Si tous les carbonates proviennent de la ride de Tiburon, le site était sous le NCC durant le dépôt des sédiments de l'unité 3. La présence d'argillites et d'argillites silteuses totalement dépourvues de contenu carbonaté suggère plutôt une sédimentation sous le NCC.

Unité 2: Miocène inférieur-Miocène supérieur (fig. 39)

L'unité 2 traduit un retour à une sédimentation pélagique franche. L'alimentation terrigène est dominée par des argiles, avec peu de sables et silts. Durant le Miocène inférieur, se déposent des argillites à Radiolaires représentant une sédimentation sous le N.C.C. L'apparition des lits de cendres

dans les sédiments Miocène indique soit une plus grande proximité de l'arc volcanique des Pettes Antilles, soit une activité volcanique accrue de ce dernier, ou encore une imbrication des deux phénomènes.

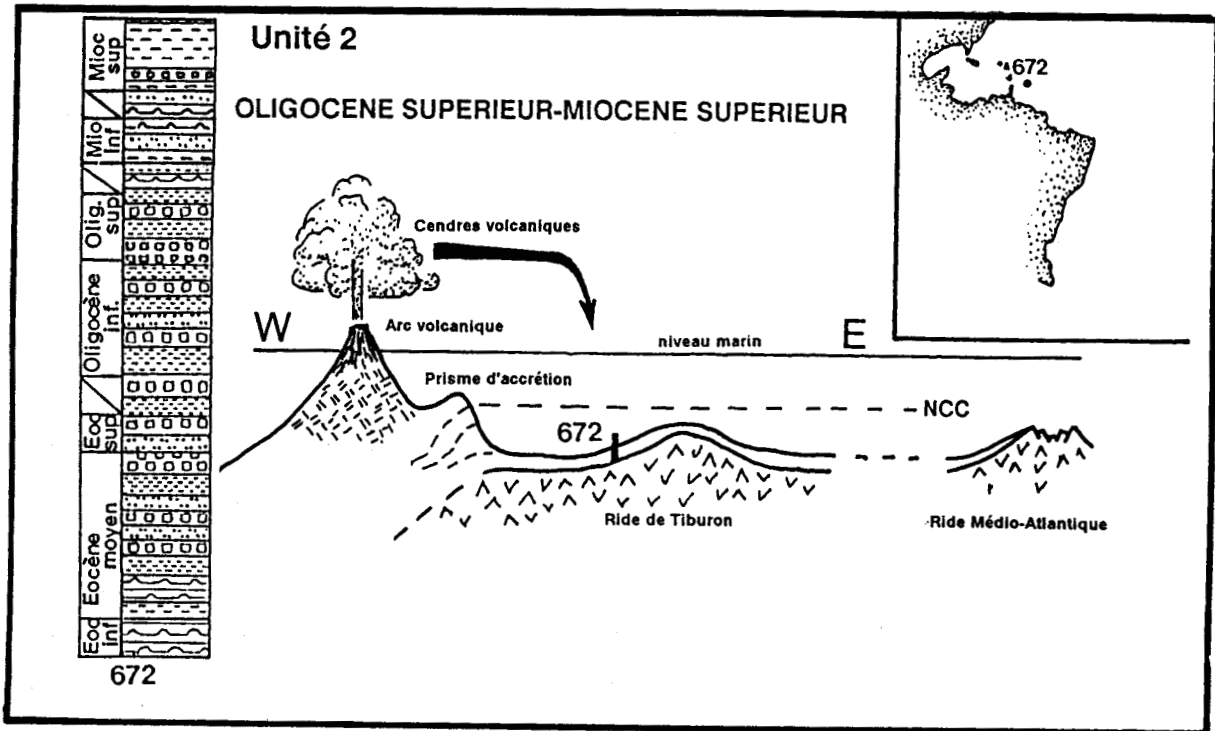


Fig. 39: Environnement et processus de dépôt, dans l'unité lithologique 2 du forage 672A.

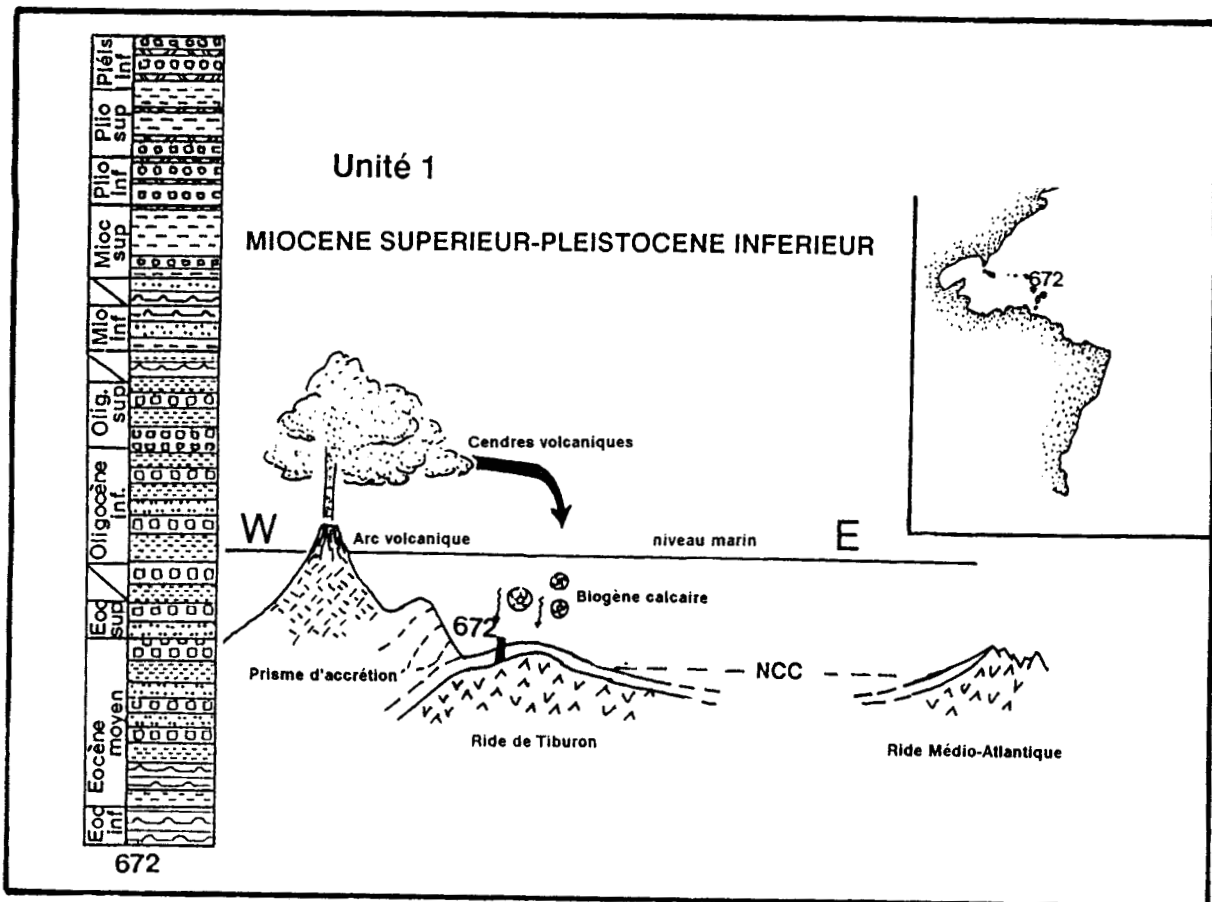


Fig. 40: Environnement et processus de dépôt, dans l'unité lithologique 1 du forage 672A.

Unité 1: Miocène supérieur-Pléistocène inférieur (fig. 40).

La présence de nannofossiles et de Foraminifères indique une sédimentation au dessus du NCC. La taille plus importante de tous les constituants terrigènes, ainsi que certaines cendres cristallines, montrent une plus grande proximité de l'arc volcanique des Petites Antilles.

En résumé, les unités 1, 2 et 5 sont caractérisées par une sédimentation hémipélagique relativement homogène. Les unités 3 et 4 montrent une sédimentation alternante dépourvue de cycles réguliers, résultat de la resédimentation de divers matériels terrigènes, pélagiques ou hémipélagiques.

F) VITESSE DE DEPOT ET FLUX SEDIMENTAIRES

1) Vitesse de dépôt

Les vitesses de dépôt ne sont pas calculées pour des intervalles fixes de temps, mais en fonction des données de la biostratigraphie (tab. 6). De plus, les turbidites calcaires n'étant pas autochtones, deux vitesses de dépôt sont calculées: une première tenant compte de l'ensemble du matériel sédimentaire du site et une seconde où la fraction sédimentaire due aux turbidites calcaires a été retranchée. La sédimentation carbonatée "autochtone" (unités 1 et 2), n'appartenant pas à un processus de dépôt par resédimentation, est maintenue dans le calcul. Les vitesses de dépôt en tenant compte des turbidites et en les retranchant sont donnés dans le tableau 6.

		taux de sédimentation total (m/Ma)	taux de sédimentation "autochtone" (m/Ma)
carottes 53X-51X	Eocène inférieur-Eocène moyen	5	5
carottes 50X-43X	Eocène moyen	26,6	16,2
carottes 42X-40X	Eocène moyen-Eocène supérieur	5,4	4,2
carottes 39X-36X	Eocène supérieur-Oligocène inférieur	17,3	15
carottes 35X-29X	Oligocène inférieur	18	12
carottes 28X-24X	Oligocène supérieur-indéterminé	10	9
carottes 23X-22X	Miocène inférieur	-	0,9
carottes 22X-21X	Miocène inférieur	-	6,1
carottes 20X-19X	indéterminé	-	4
carottes 18X-17X	Miocène supérieur	-	9,5
carottes 16X-13H	Miocène supérieur	-	11,5
carottes 12H-10H	Pliocène inférieur	-	14,6
carottes 9H-5H	Pliocène supérieur	-	28,8
carotte 4H-1H	Pléistocène inférieur	-	25,5

Tab. 6: Taux de sédimentation pour le Site 672.

L'ensemble des données est reproduit dans la figure 41 où les vitesses de dépôt sont représentées en fonction du temps.

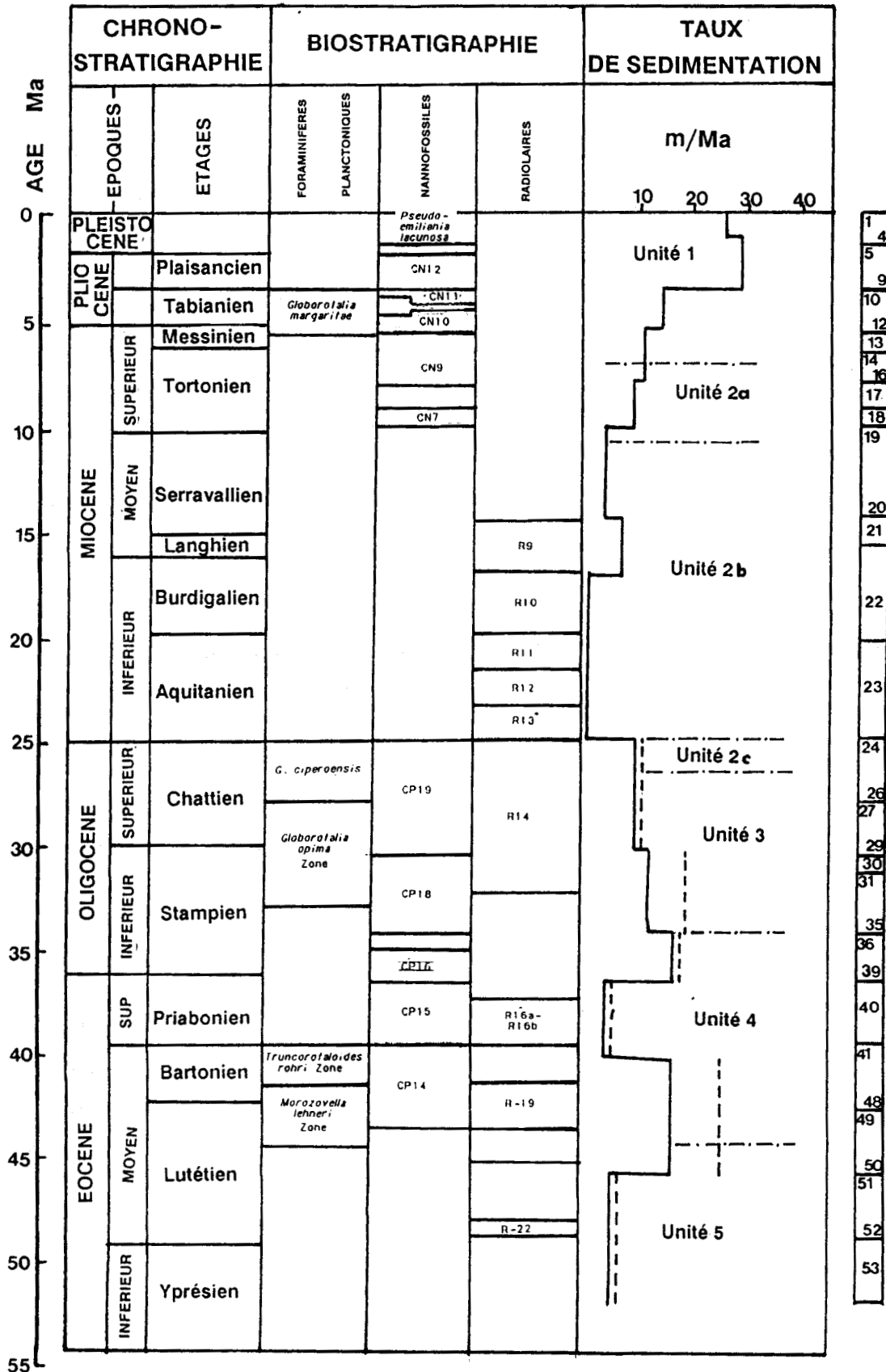


Fig. 41: Vitesse de dépôt pour le forage 672A. Traits pleins: vitesse de dépôt en otant la fraction due aux turbidites calcaires; tirets: vitesse de dépôt de la totalité du sédiment.

2) Flux sédimentaires

Les variations de la porosité et de la densité des sédiments influent fortement sur le calcul des flux sédimentaires. L'intervention de ces paramètres dans les calculs aboutissent à des résultats en $g/(cm^2 \cdot 10^3 \text{ ans})$ (VAN ANDEL *et al.*, 1975; WORSLEY et DAVIES, 1979a et 1979b). Les flux sédimentaires totaux F_t sont calculés pour chaque changement de densité, de porosité ou de vitesse de dépôt grâce à l'équation proposée par VAN ANDEL *et al.* (1975):

$$F_t = (D - 0,01025 P) \times (0.1 S)$$

où D est la densité sèche du sédiment moyen en g/cm^3 , P la porosité du sédiment en %, S la vitesse de dépôt en m/Ma. Cette équation est basée sur l'hypothèse que les changements de porosité et de densité résultent davantage de la compaction que de la cimentation. Les valeurs de la porosité et de la densité sont celles issues des données du Leg 110 (annexe 1) (MASCLE *et al.*, 1988).

Les flux sédimentaires corrigés en fonction du pendage dF_t sont calculés de la façon suivante:

$$dF_t = F_t (\cos p)$$

où p est le pendage moyen de la série sédimentaire en °

Les flux sédimentaires sont ensuite divisés en flux sédimentaire de carbonates dF_tC , flux sédimentaire du au biogène siliceux dF_tS et flux sédimentaire terrigène dF_tT , de la façon suivante:

$$dF_tC = dF_t (C)$$

$$dF_tS = dF_t (S)$$

$$dF_tT = dF_t - dF_tC - dF_tS$$

où C est le pourcentages de carbonate et S le pourcentage de biogène siliceux.

Le flux sédimentaire terrigène est divisé en flux sédimentaire argileux et flux sédimentaire silto-sableux par la formule:

$$dF_tA = dF_tT (A)$$

$$dF_tG = dF_tT - dF_tA$$

où dF_tA est le flux sédimentaire argileux, A le pourcentage d'argile et dF_tG est le flux sédimentaire silto-sableux.

La prise en compte dans les calculs des turbidites calcaires montre des flux sédimentaires totaux dépassant 2,5 à 3 $g/cm^2 \cdot 10^3 \text{ ans}$ (fig. 42). Les flux sédimentaires "autochtones" totaux calculés pour le site 672 s'étagent de 0,1 à 2,6 $g/cm^2 \cdot 10^3 \text{ ans}$. Ces valeurs correspondent à celles données fréquemment aux flux sédimentaires pélagiques (VAN ANDEL *et al.*, 1975; SHEPHARD et MAC MILLEN, 1982). Les fortes valeurs sont en relation avec les turbidites terrigènes. On note plusieurs faits: à l'Eocène moyen et durant l'Oligocène, les vitesses de dépôt et par conséquent les flux sédimentaires sont importants. Le Miocène inférieur montre un vitesse de dépôt réduit. A partir du Miocène supérieur, les vitesses de dépôts et les flux sédimentaires augmentent et conservent de fortes valeurs du Pliocène inférieur au Pléistocène inférieur.

La différenciation entre flux terrigène et flux carbonaté fait apparaître un pic au Pliocène inférieur sur la courbe du flux terrigène et une zone de valeurs importantes à la base du Pléistocène inférieur.

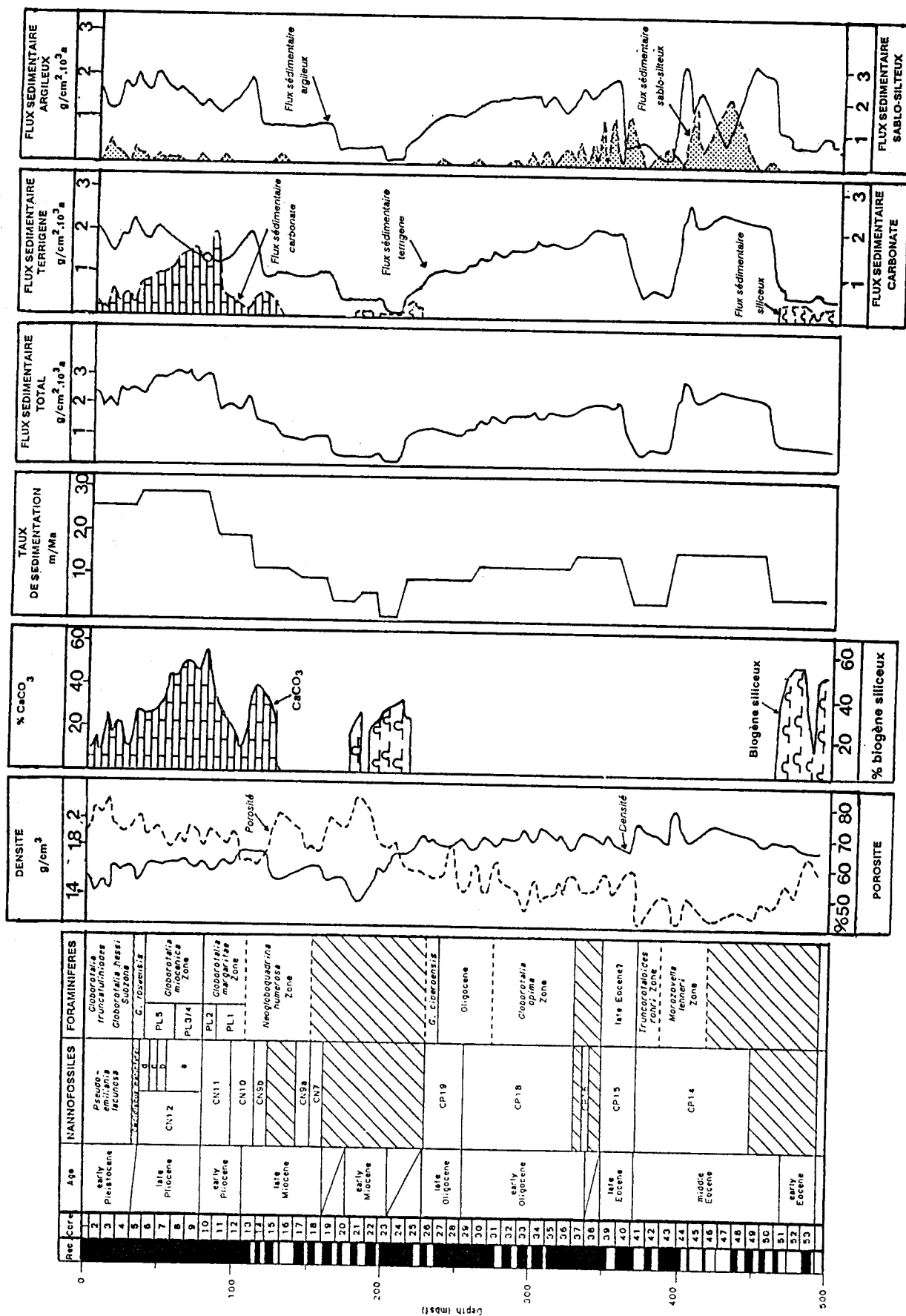


Fig. 42: Flux sédimentaire total, calcaire, biosiliceux, terrigène, silto-sableux et argileux pour le forage 672A.

Les résultats obtenus peuvent être comparés avec ceux calculés par WRIGHT (1984) pour le site 543 (fig. 43). Les variations des flux sédimentaires sont similaires, mais le flux terrigène montre des valeurs plus élevées pour le Site 672 que pour le 543. Ce phénomène peut être attribué à la présence de la ride de Tiburon qui fait barrière aux apports grossiers vers le site 543. Le flux sédimentaire carbonaté est plus important pour le site 672, ce qui s'accorde avec sa profondeur moins importante.

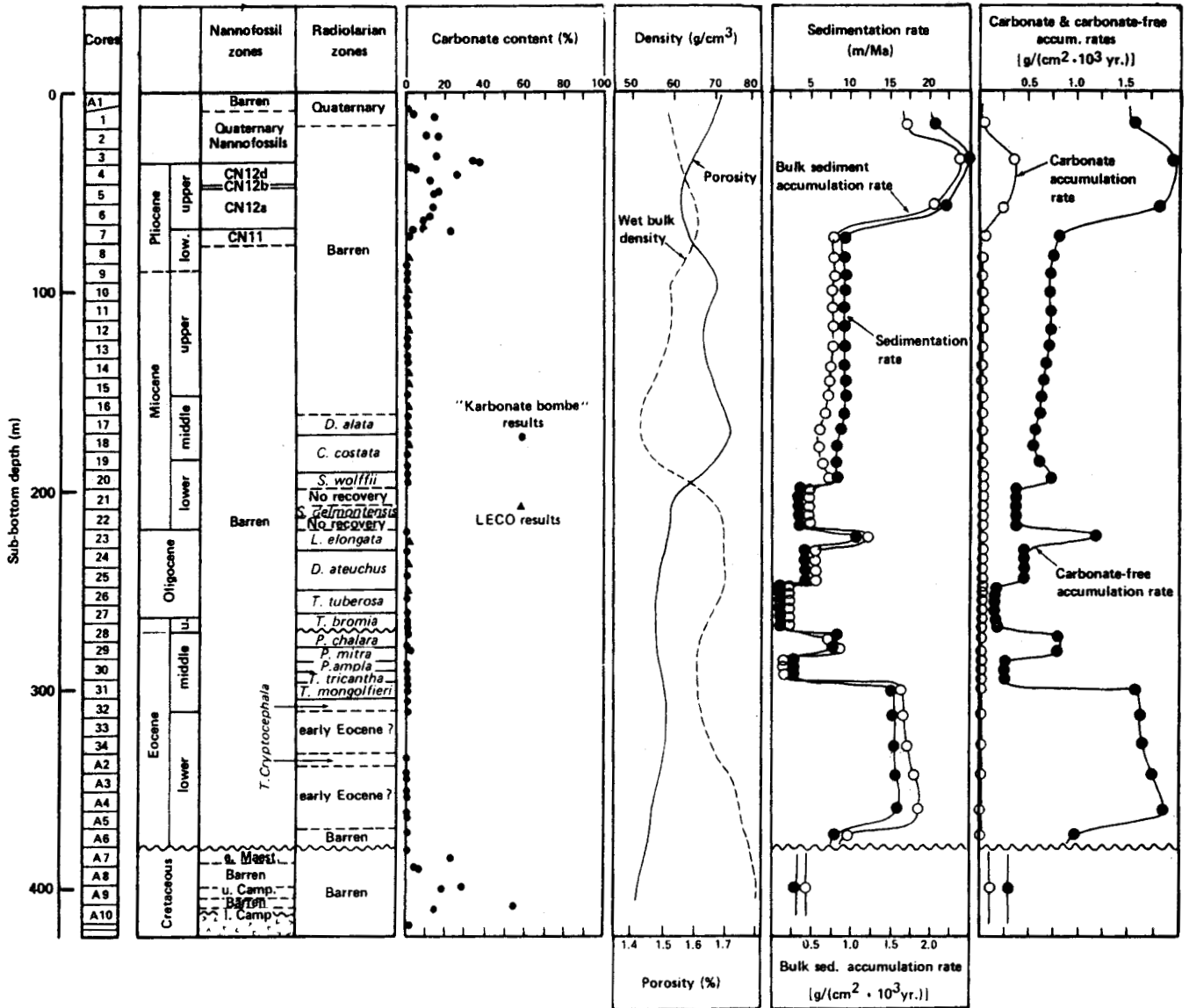


Fig. 43: Flux sédimentaire total, calcaire, biosiliceux et terrigène pour le forage 543 (d'après WRIGHT, 1984).

G) LES MINÉRAUX ARGILEUX

1) Minéralogie des argiles.

1-1) Diffractométrie des rayons X.

1-1-1) Les cortèges argileux

La diversité des cortèges argileux a conduit à définir des unités minéralogiques à partir de l'apparition ou de la disparition d'un minéral, ou encore de grandes variations des cortèges argileux. Ces unités minéralogiques seront ultérieurement utilisées dans la reconstitution des paléoenvironnements.

A l'Eocène inférieur et moyen (Unités minéralogiques I et II), la smectite est le minéral le plus abondamment rencontré (60-90%) (fig. 44a et 45). Ce minéral est accompagné d'illite (3-7%), de kaolinite (5-35%), et de 0 à 5% d'interstratifiés irréguliers de type (10-14) et (14-14). La palygorskite apparaît uniquement dans la partie la plus basale de cette section. La chlorite n'est présente que dans la partie supérieure de l'Eocène moyen. La cristallinité de l'illite varie de 0.4° à $0.65^\circ 2\theta$. L'opale c.t. et la clinoptilolite, en quantités abondantes, constituent avec le quartz et les feldspaths, l'ensemble des minéraux associés (fig. 44).

De l'Eocène supérieur au Miocène inférieur (Unité minéralogique III (fig. 44a, 44b et 45), la smectite (50-80%) reste le minéral argileux dominant. La kaolinite (10-40%) et l'illite (5-20%) montrent de grandes et rapides variations de pourcentages. La chlorite (0-10%) et les minéraux interstratifiés irréguliers 10-14 et 14-14 (0-5%) sont peu représentés. La palygorskite et la pyrophyllite n'apparaissent qu'à l'Eocène supérieur et dans la partie la plus basse de l'Oligocène inférieur. La cristallinité de l'illite varie de 0.4° à $0.8^\circ 2\theta$, les valeurs les plus faibles apparaissant au sommet de l'unité. Le quartz et les feldspaths, relativement abondants, s'accompagnent de lépidocrocite, de gibbsite et de clinoptilolite présentes en quantité variable (fig. 44).

Du Miocène moyen au Pléistocène inférieur (Unité minéralogique IV) (fig. 44b et 45), l'abondance de la smectite (30-85%) diminue tandis que celles de la kaolinite (3-25%), de l'illite (7-30%) et de la chlorite (0-10%) augmentent (fig. 44b). La cristallinité de l'illite s'étage de 0.25° à $0.4^\circ 2\theta$. Les minéraux interstratifiés irréguliers sont presque toujours présents, mais en teneurs peu élevées. Quartz et feldspaths sont présents en quantité abondante. L'opale c.t., la gibbsite et la lépidocrocite sont aussi présentes. L'amphibole apparaît épisodiquement en relation avec les lits de cendres volcaniques.

Les unités minéralogiques qui ont pu être définies à partir des assemblages argileux, ne coïncident généralement pas avec les unités lithologiques précédemment établies. Toutefois, les unités IVb et 1, IVa et 2a, IIIc et 2b, 2c ont des limites communes.

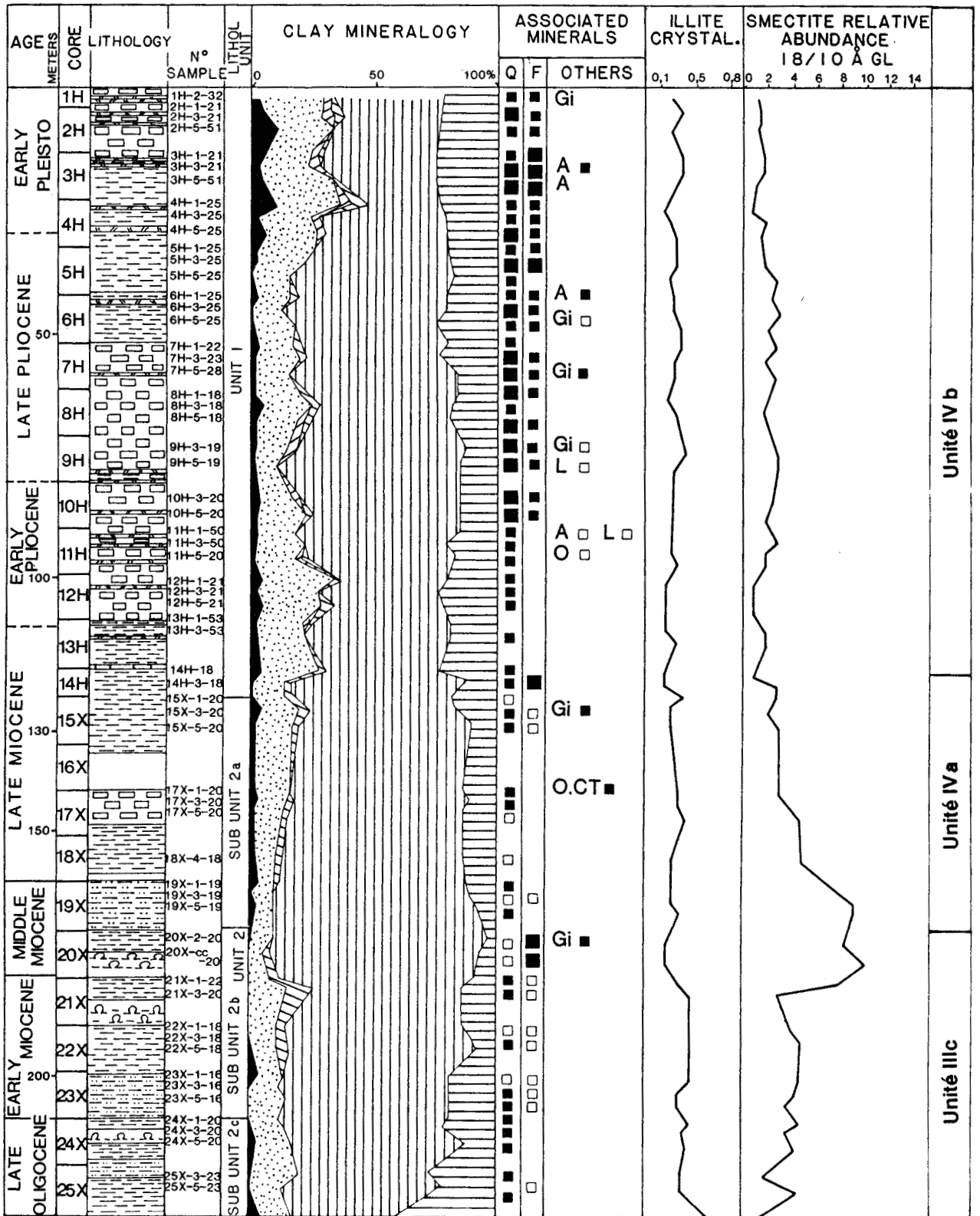


Fig. 44b: Site 672: Minéralogie des argiles. Partie supérieure.

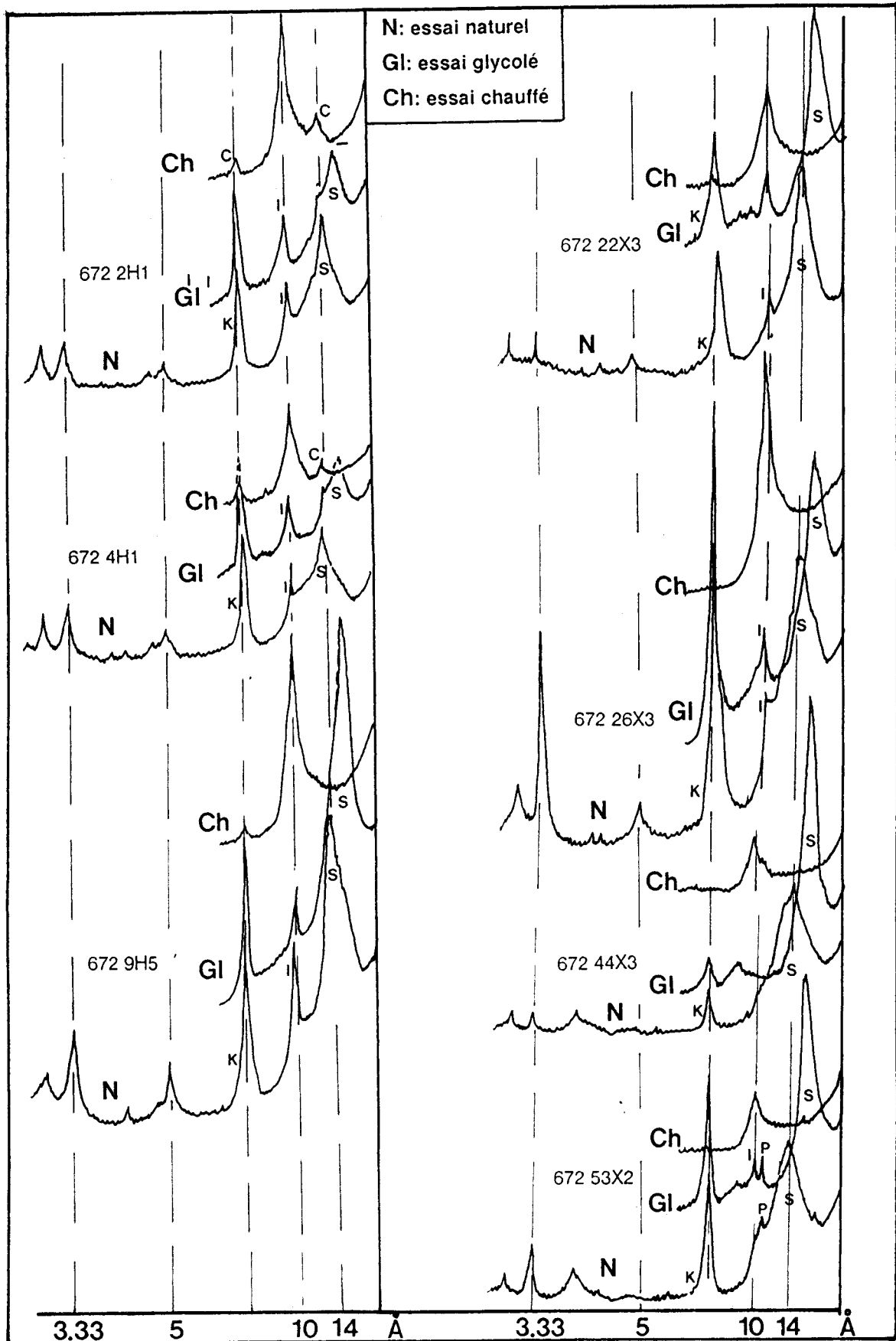


Fig. 45: Diffractogrammes de rayons X d'échantillons représentatifs des variations des cortèges argileux du forage 672A. I: illite; S: smectite; C: chlorite; K: kaolinite.

1-1-2) Comparaison des variations des cortèges argileux des sites 672 et 543 (Leg D.S.D.P. 78A):

Le Site 543 foré à 3 km du front de déformation, mais à 20 km plus au Nord que le site 672 a permis d'étudier une section sédimentaire dont les sédiments s'étagent du Campanien au Pléistocène inférieur. Mais le Pliocène, Miocène, Eocène et Maastrichien sont des séries condensées. De plus, le paléocène était quasi-absent. La comparaison entre les Sites 672 et 543 (LATOUCHE et MAILLET, 1984; PUDSEY, 1984) montre des variations similaires aux mêmes époques (fig. 46)

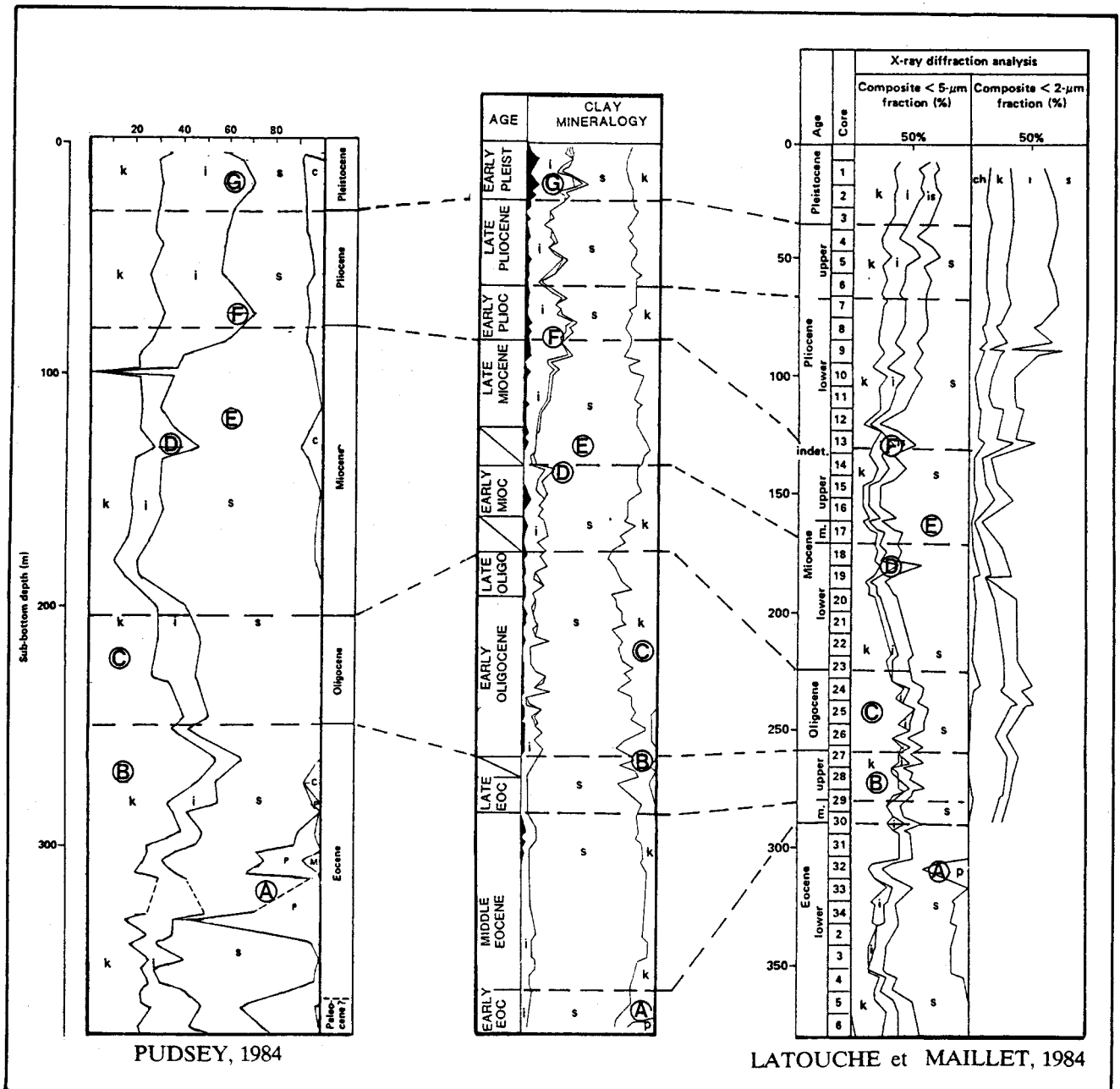


Fig. 46: Comparaison des variations des cortèges argileux aux Sites 672 et 543 (d'après LATOUCHE et MAILLET, 1984; PUDSEY, 1984). I: illite; S: smectite; C: chlorite; K: kaolinite; P: palygorskite.

1-2) Microchimie:

Afin de mettre en évidence les différentes sources d'apports du Site 672 et, plus particulièrement de distinguer les smectites dues à l'altérations des cendres volcaniques de celles héritées, une étude de la composition chimique des minéraux argileux a été entreprise.

Trois échantillons ont été choisis: un lit de cendres volcaniques, 11H-1 (Pliocène inférieur); un échantillon dénué d'influence volcanique, mais situé dans le futur décollement (MASCLE *et al.*, 1988), 22X-3 (Miocène inférieur); un échantillon dénué d'influence volcanique et hydrothermale, 15X-1 (Miocène supérieur). Les diffractogrammes de ces échantillons sont représentés en annexe (Cf annexe: diffractogrammes du Site 672).

1-2-1) Les smectites

Ech.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	K ₂ O	Na ₂ O	CaO
11H1	57.96	29.64	1.26	5.46	0.99	2.40	0.79	1.46
15X1	54.21	30.12	3.02	7.02	0.60	3.21	0.60	1.20
22X3	61.25	18.75	4.37	9.37	1	2.15	1.8	1.25

Tab. 7: Compositions chimiques moyennes des smectites du Site 672.

11H1 : (Si_{3.51} Al_{0.49}) (Al_{1.62} Fe_{0.25} Mg_{0.09} Ti_{0.05}) K_{0.20} Na_{0.10} Ca_{0.10} O₁₀ (OH)₂

15X1 : (Si_{3.33} Al_{0.67}) (Al_{1.50} Fe_{0.32} Mg_{0.32} Ti_{0.03}) K_{0.26} Na_{0.08} Ca_{0.09} O₁₀ (OH)₂

22X3 : (Si_{3.77} Al_{0.23}) (Al_{1.13} Fe_{0.43} Mg_{0.40} Ti_{0.05}) K_{0.17} Na_{0.22} Ca_{0.08} O₁₀ (OH)₂

11H1: DT=0.49 DO=0.01 DI=0.50

15X1: DT=0.67 DO=0.01 DI=0.68

22X3: DT=0.23 DO=0.32 DI=0.55

DT représente la charge du tétraèdre, DO la charge de l'octaèdre et DI la charge de la couche interfoliaire.

Les compositions chimiques des smectites les classent dans la série beidellite-montmorillonite. Elles sont relativement alumineuses, toutefois l'échantillon 22X3 présente des smectites à plus fort pourcentage de fer. Des études plus poussées sur la chimie des smectites, notamment par l'utilisation des raies de diffraction X (060) et par analyse thermique différentielle, seront exposées ultérieurement par comparaison aux analyses des smectites du site 671.

1-2-2) La kaolinite:

Ech.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	K ₂ O	Na ₂ O	CaO	total
672 11H1	50.47	39.76	1.33	3.85	0.82	1.03	0.65	0.32	98.23
672 15X1	51.63	41.24	0.49	1	0.46	0.83	0.11	0.62	96.38

Tab. 8: Compositions chimiques des kaolinites des échantillons 11H1 et 15X1 du Site 672.

672 11H1: (Si_{1.98} Al_{0.02}) (Al_{1.77} Fe_{0.11} Mg_{0.08} Ti_{0.02}) K_{0.05} Na_{0.05} Ca_{0.01} O₅ (OH)₄

672 15X1: (Si₂) (Al_{1.90} Fe_{0.03} Mg_{0.03} Ti_{0.01}) K_{0.04} Na_{0.01} Ca_{0.03} O₅ (OH)₄

Les kaolinites des deux échantillons montrent des compositions chimiques très voisines, ne se différenciant que faiblement par leurs teneurs en fer et magnésium.

1-2-3) L'illite:

Ech.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	K ₂ O	Na ₂ O	CaO	total
672 11H1	49.71	33.1	0.71	3.2	0.41	7.4	0.9	1.1	96.53

Tab. 9: Composition chimique moyenne des illites de l'échantillon 672 11H1.

672 11H1: (Si_{3.22} Al_{0.78}) (Al_{1.74} Fe_{0.16} Mg_{0.07} Ti_{0.02}) K_{0.61} Na_{0.11} Ca_{0.07} O₁₀ (OH)₂

DT = 0.78 DO = 0.08 DI = 0.86

Du fait de leur rareté, les illites des échantillons 15X1 et 22X3 n'ont pu être analysées.

1-3) Observation au Microscope Electronique à Transmission.

11 échantillons de fraction inférieure à 2 μm provenant de notre échantillonnage et 2 échantillons fournis par A. DESPRAIRIES (Laboratoire de Géochimie des Roches Sédimentaires, Orsay-Paris Sud) ont été observés. Il s'agit des échantillons 4H-1, 5H-3, 5H-5, 7H-5, 17X-1, 19X-1, 20X-2, 20X-cc, 35X-5, 38X-3, 38X-5 et 4H-4, 32X-1 (Pl. I).

Sur l'ensemble des échantillons, on note la présence de deux types de smectites: des "smectites à bords enroulés ou en tissu froissé" (Pl. I, photos A et B) et des "smectites floconneuses" (Pl. I, photo B). Les smectites à bord enroulés sont généralement d'une taille supérieure à celle des smectites floconneuses. Ces dernières présentent le plus souvent une croissance de lattes, qui ont déjà

été décrites dans de nombreux cas (HOFFERT, 1980; LOUAIL, 1981; JEANS *et al.*, 1982; HOLTZAPFFEL, 1983, 1984, 1986; STEINBERG *et al.*, 1984, 1985; POLLASTRO, 1985; TAZAKI *et al.*, 1986; INOUE *et al.*, 1987; BOUQUILLON, 1987). Les "smectites à bords enroulés", par contre, ne montrent qu'exceptionnellement une croissance de lattes. La présence des "smectites à bords enroulés" semble lié à l'existence de matériel volcanique et de son état d'altération (Tab. 10).

Ech.	origine du matériel volcanique	abondance	état	type morphologique	présence de lattes	autres minéraux
4H1	bioturbation	A	frais	floconneuses TA; enroulées P		
5H5	bioturbation	A	frais	floconneuses TA		
7H5	bioturbation	P	altéré	floconneuses A; enroulées P	oui	K
17X1	bioturbation	A	peu altéré	floconneuses A; enroulées P	oui	K-Paly
20Xcc	bioturbation	TA	altéré	floconneuses R; enroulées A		K-Paly
33X1	lit	TA	altéré	floconneuses R; enroulées TA		
35X5		-		floconneuses TA		K
38X3		-		floconneuses TA	oui	K-I

Tab. 10: Morphologies des smectites. TA: très abondant, A: abondant, P: présent, R: rare, -: absent.

La bibliographie (CHAMLEY *et al.*, 1983, 1985) montre que certaines smectites d'altération sous-marine de basalte ou de cendres volcaniques possèdent cette morphologie particulière en "tissu froissé". Mais, la morphologie des smectites d'altération sous marine est très variée. Toutefois, l'observation ici faite indique une corrélation entre l'abondance de ce type de minéraux et la présence de verre volcanique. Il est donc possible d'imaginer que les smectites à bords enroulés proviennent plutôt de l'altération des verres volcaniques.

2) Flux sédimentaire des argiles.

Le calcul du flux sédimentaire argileux permet une approche de la quantité de matériel argileux accumulé pendant un laps de temps donné. L'analyse de la fraction fine des échantillons par diffractométrie de rayons X permet la subdivision du cortège argileux en pourcentages représentant l'abondance relative d'un minéral par rapport aux autres minéraux argileux. Le flux sédimentaire argileux représentant la totalité de l'assemblage, l'introduction des pourcentages d'abondance relative dans le calcul, permet d'estimer un flux sédimentaire pour l'illite, la chlorite, la smectite et la kaolinite. Cette approche a été réalisée afin de distinguer la différence de signification d'un pourcentage minéralogique lors d'une période à faible vitesse de dépôt et lors d'une période à vitesse de dépôt élevée. Ce type de calcul ne permet pas une analyse minéral par minéral au cours d'une période

donnée, mais les variations du flux sédimentaire d'un même minéral au cours du temps (fig. 47).

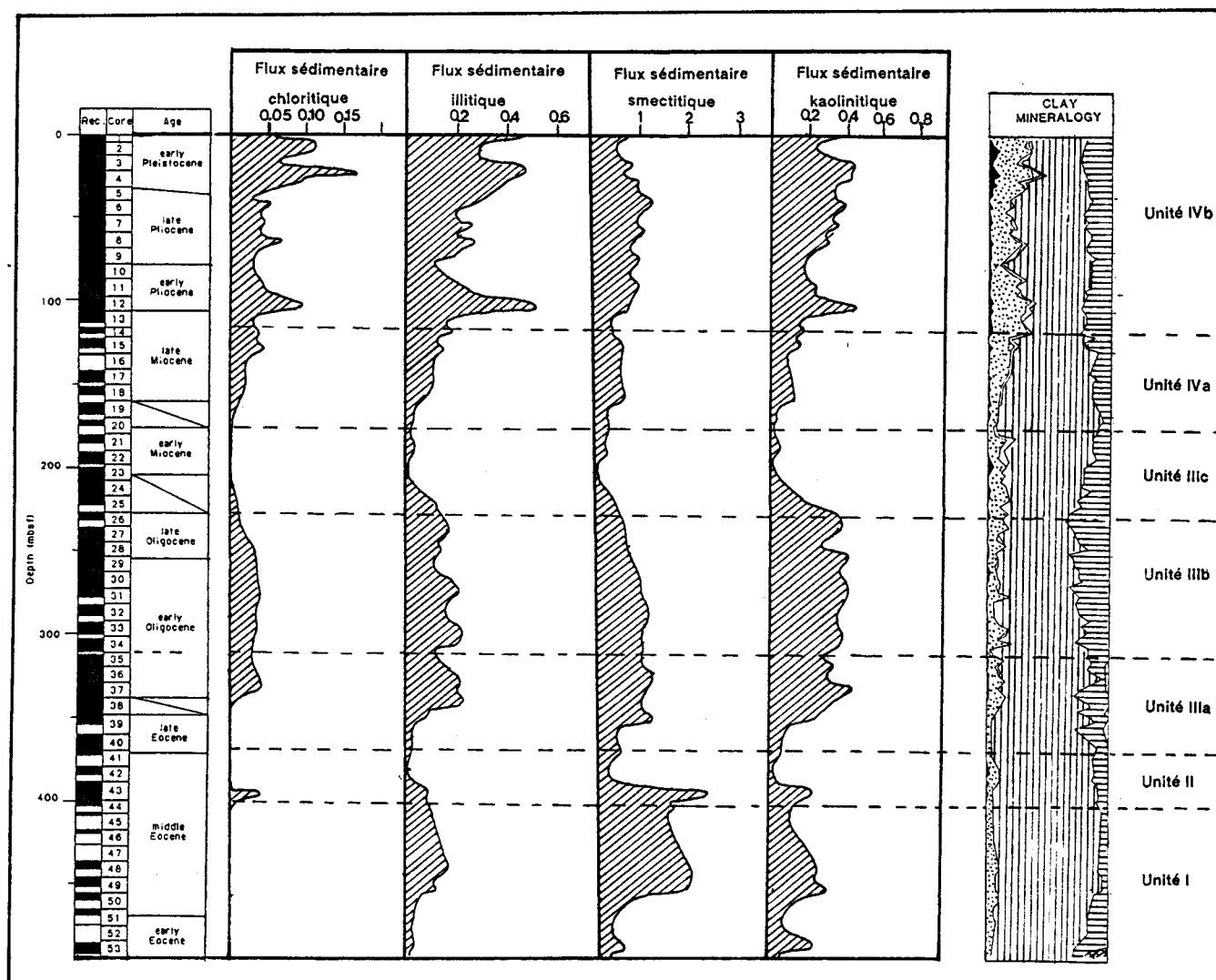


Fig. 47: Flux sédimentaires des minéraux argileux et minéralogie des argiles.

Les périodes à fort pourcentage de smectites correspondent aux faibles flux sédimentaires argileux (carottes 42X-39X, 22X-17X), exception faite de l'Eocène moyen. Réciproquement, les forts taux d'accumulation sont plutôt corrélés à des enrichissements des cortèges argileux en illite et chlorite (minéraux primaires) ou kaolinite.

Le taux d'accumulation de chlorite montre deux périodes de production importante: l'Oligocène et l'intervalle Miocène supérieur-Pléistocène où s'individualisent deux pics. Le premier apparaît dans la partie basale du Pliocène inférieur (carottes 12H-11H), le second dans la partie basale du Pléistocène inférieur. Ces périodes d'accumulation de chlorite se corrélaient avec celles de l'illite, qui montre un taux d'accumulation où l'on retrouve les deux pics précédemment décrits. Pour ces deux minéraux, les flux sédimentaires montrent une augmentation à partir du Miocène.

Le taux d'accumulation de la kaolinite décrit une évolution similaire à celle des minéraux

primaires à partir de l'Oligocène. Toutefois, le pic 4H-3H est moins individualisé dans les carottes, et l'Eocène moyen représente une période de forte accumulation.

Ces données seront discutées ultérieurement (Cf. Par.I).

H) ORIGINE DES ARGILES DU SITE 672.

1) Origine des minéraux argileux dans les sédiments.

Avant de rechercher de quelle manière les assemblages argileux peuvent refléter les environnements contemporains de la sédimentation, il convient d'envisager les modifications qui peuvent survenir pendant ou après le dépôt. Ce n'est que dans le cas où ces transformations diagénétiques sont absentes ou modérées, locales ou à bilan minéralogique constant que la démarche paléogéographique peut être abordée.

Selon Millot (1964), trois processus principaux interviennent pour rendre compte de la genèse des argiles

- 1)héritage
- 2)transformation
- 3)néoformation

L'héritage: Les minéraux argileux des sédiments sont dits hérités s'ils ne subissent pas de modifications, lors de leur transport ou de leur sédimentation. Les minéraux argileux sont alors directement issus du milieu continental, soit par désagrégation mécanique des roches, soit par l'altération chimique (minéraux des sols dus à des altérations météorologiques). Lors de l'évolution post sédimentaire, les minéraux argileux peuvent demeurer stables si les conditions chimiques et thermodynamiques le permettent. Ils contribuent dans ce cas à des reconstitutions paléogéographiques, paléoclimatiques, paléocourantologiques et tectoniques.

Transformations: ces mécanismes donnent naissance à de nouvelles associations minérales par réarrangement structural des minéraux préexistants. Les transformations se produisent sur les sédiments des milieux évaporitiques ou les sédiments sous l'influence de ces milieux (KISCH, 1983), mais aussi sur les sédiments déposés lentement; par exemple les argiles rouges des grands fonds (HOFFERT, 1980).

De tels mécanismes se produisent également sous l'effet de l'augmentation de la pression et de la température (diagénèse tardive d'enfouissement) (DUNOYER de SEGONZAC, 1969; KISCH, 1983), mais aussi sous l'influence de la nature des ions et de leur concentration dans les eaux interstitielles.

La diagénèse d'enfouissement se marque généralement par la disparition des smectites, de la kaolinite et des minéraux fibreux (fig. 48).

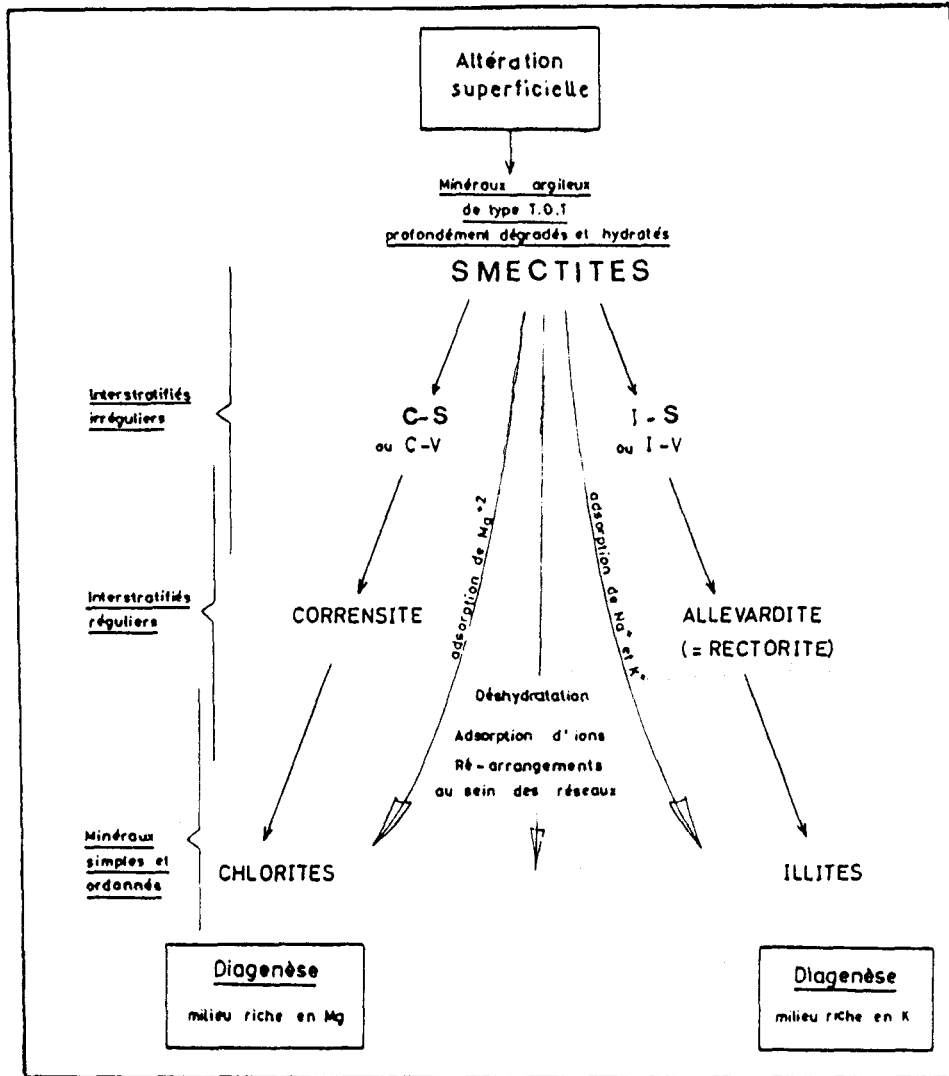


Fig. 48: Evolution diagénétique des smectites au cours de l'enfouissement lithostatique (d'après DUNOYER DE SEGONZAC, 1969).

Les smectites évoluent en interstratifiés (10₁-14₅) de plus en plus riches en feuillets illitiques (PERRY et HOVER, 1970; EBERL, 1980; LAHANN et ROBERTSON, 1980; AHN et PEACOR, 1986). Lorsque les effets thermodynamiques augmentent, les interstratifiés tendent à la régularité et la cristallinité de l'illite s'améliore

La transformation de smectites en chlorite est fréquente dans les milieux riches en magnésium ou parfois en fer (KISCH, 1983). Au cours de la transformation d'un minéral simple vers un autre, divers minéraux interstratifiés réguliers apparaissent. La kaolinite reste stable, évolue en espèces polymorphes (dickite, nacrite) ou simplement se détruit, en accord avec son environnement chimique (CHAMLEY 1989).

Néoformations: les édifices cristallins croissent à partir des solutions ioniques existantes dans le milieu de formation. Ces mécanismes se produisent peu après la sédimentation (smectites)

(HOFFERT, 1980), mais aussi plus tardivement, notamment dans les milieux poreux sous l'action des fluides (kaolinite) (WILSON et PITTMAN, 1977).

Transformation et néoformation sont difficilement différenciables, car de nombreux phénomènes correspondent à des transitions entre ces deux mécanismes.

2) Corrélation entre lithologie et minéralogie des argiles:

Lithologie et minéralogie des argiles sont indépendantes (fig. 49). Pour une même lithologie, les pourcentages des composants argileux montrent des variations importantes. Il n'est pas possible d'établir une caractérisation des turbidites calcaires, des turbidites terrigènes ou des dépôts hémipélagiques à partir des fractions relatives des composants argileux. Seuls, les horizons volcano-détritiques montrent parfois une augmentation du pourcentage de smectite. Ceci est lié à l'état d'altération des verres volcaniques.

3) Diagenèse d'enfouissement.

La minéralogie des argiles du site 672 ne met en évidence aucune polarité ou aucun changement minéralogique de sens constant du haut vers le bas du forage (fig. 44a et b), ce qui indique l'absence de diagenèse. Cela est confirmé par l'absence d'amélioration vers le bas de la cristallinité de l'illite et la diminution de ses pourcentages, et par l'ubiquité des formes minérales de transition (minéraux interstratifiés irréguliers)

4) Mode de formation des argiles.

Aucun signal de diagenèse tardive des argiles n'ayant été reconnu, les minéraux argileux sont considérés comme provenant principalement des processus d'altération et d'érosion des sols et des roches des régions adjacentes (BISCAYE, 1965; CHAMLEY, 1979, 1981) et, en moindre proportion, de l'altération sous marine des cendres volcaniques. Par ce processus d'héritage, ils peuvent indiquer l'origine géographique, le type de roches mères et les conditions auxquelles étaient soumis les sols au moment de leur formation

Afin de disposer d'une méthode de travail il convient de rappeler succinctement le mode de formation des principales espèces minérales argileuses en milieu continental.

Les périodes à climat froid et sec ou à climat très sec gênent la formation des sols; les roches du substratum sont altérées de façon physique et les minéraux argileux reflètent la composition des roches mères (CHAMLEY 1989).

Les périodes de stabilité tectonique, sous climat chaud et humide conduisent à la formation de

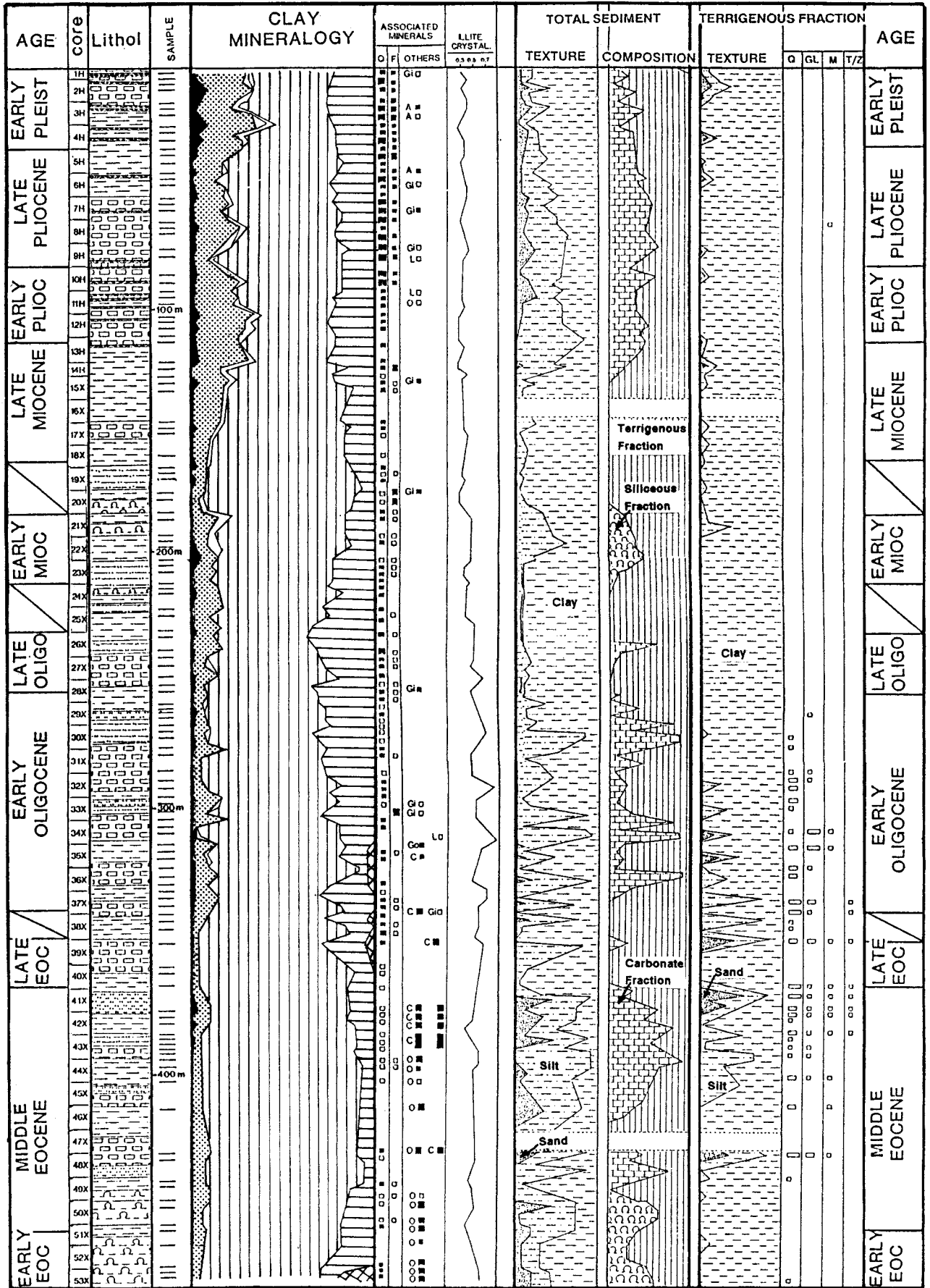


Fig. 49: Comparaison lithologie/minéralogie des argiles.

kaolinite et de smectites pédogénétiques. La production des smectites est maximale dans la partie aval et mal drainée des bassins versants sous climat chaud à humidité contrastée (PAQUET, 1970).

La kaolinite tend à se former dans la partie amont des bassins, là où la morphologie déclinive et une pluviosité constante permettent une hydrolyse et surtout un drainage importants.

Au contraire, un climat chaud et sec détermine une altération physique plutôt que chimique, conduisant à des minéraux essentiellement issus des roches-mères

Les climats tempérés permettent une hydrolyse suffisante pour provoquer la transformation des minéraux des substrats rocheux des illites ouvertes, des minéraux interstratifiés, des smectites de dégradation mal cristallisées et parfois des vermiculites apparaissent. Les minéraux interstratifiés irréguliers résultent de l'altération ménagée de minéraux primaires et sont donc souvent associés à ces minéraux. Ils caractérisent généralement les climats tempérés humides.

Les argiles fibreuses sont généralement formées dans des bassins péri-marins ou lacustres confinés, sous climat aride. Elles sont parfois liées aux croûtes pédologiques (MILLOT 1964)

L'instabilité tectonique contrarie les processus d'hydrolyse et la formation des manteaux d'altération. Les minéraux argileux hérités des altérations semblent, de ce fait, issus de sols soumis à des conditions peu hydrolysantes. Ils sont souvent riches en illite et chlorite.

Depuis les travaux de DELANY *et al.* (1967) et de GRIFFIN et GOLDBERG (1969), de nombreux auteurs ont réalisé des études au sujet de la minéralogie des argiles dans la région des Caraïbes. JULIUS et PONS (1972) ont montré que la smectite et la kaolinite étaient les deux seuls minéraux argileux présents dans les sols de la Martinique, et il en est de même pour le reste de l'arc insulaire (BEAVEN et DUMBLETON, 1966; PONS et JULIUS, 1984). Il faut noter que les sols cénozoïques issus de l'arc ancien contiennent des smectites et de la kaolinite, alors que les sols issus de l'arc récent ne produisent que de la smectite. Les études menées sur les sédiments déposés actuellement au large des Petites Antilles (PAUTRIZEL et PONS, 1981), de la Guyanne (JANTEL, 1982), et des embouchures de l'Orénoque et de l'Amazone indiquent que l'illite et la chlorite sont originaires de la partie septentrionale de l'Amérique du sud (DAMUTH et FAIRBRIDGE, 1970; EMBLEY et LANGSETH, 1977; GIBBS, 1977; EISMA *et al.*, 1978; BOUYSSSE *et al.*, 1980). Transportées par les fleuves de cette région, elles arrivent en mer où elles migrent vers le Nord-Ouest sous l'action de courants de surface, principalement le courant de Guyanne. Le courant de Guyanne porte une charge en argile d'une composition proche de celle du delta amazonien, (60% smectite, 12% illite, 14% kaolinite, 12% chlorite) (GANDAIS, 1987), mais différent de celui de la rivière amazonienne, (26% smectite, 28% illite, 36% kaolinite) (GIBBS, 1967). Ce phénomène est dû à la sédimentation différentielle des minéraux argileux (GIBBS, 1967). Au voisinage de l'arc des Petites Antilles, l'illite et la chlorite sont diluées par les produits argileux locaux, la kaolinite et la smectite. Toutefois, les éléments traces, dosés dans les minéraux argileux et révélant les

caractéristiques des roches mères (MOSSER, 1980), montrent que la contribution des sédiments sud américain à la sédimentation à l'Ouest de l'arc est plus importante que celle des Petites Antilles (GANDAIS, 1987), et ceci surtout à partir de la limite Pléistocène-Holocène.

I) INTERPRETATION: RECONSTITUTION DES PALEOENVIRONNEMENTS

Unité minéralogique I: (Carottes 53X-44X - Eocène inférieur-Eocène moyen)

L'Amazone coule vers l'Océan Pacifique (DAMUTH et KUMAR, 1975) et le Proto-Orénoque est le seul grand fleuve connu pouvant alimenter la région où se trouve le Site 672. BECK *et al.* (1990) situent, à l'Eocène moyen, un delta profond au niveau de l'actuel lac de Maracaïbo.

Les cortèges argileux sont dominés par la smectite et la kaolinite. Ces minéraux argileux sont actuellement couramment rencontrés dans les régions humides équatoriales ou tropicales, ce qui correspond avec les données climatiques de l'Eocène. Par ailleurs, les sols développés sur les roches éruptives, courantes dans la région Caraïbes, sont très riches en smectites (PONS et JULIUS, 1984). Les faibles pourcentages de minéraux primaires, illite et chlorite, sont en accord avec ce climat. La cristallinité de l'illite montre des valeurs assez importantes, ce qui suggère des conditions climatiques assez hydrolysantes. Les faibles pourcentages de minéraux primaires suggèrent une période de stabilité tectonique, qui a pu favoriser le développement de sols peu drainés où se forme la smectite.

Une diminution de la kaolinite apparaît au cours de cette période, en même temps qu'un flux terrigène très faible et un dépôt marqué de silice biogénique (carottes 53X-50X). Le même phénomène a été décrit sur la Ceara Rise au Site D.S.D.P. 354, où un fort développement de kaolinite (90% du cortège argileux) au Maastrichtien supérieur est suivi par une augmentation de smectite au Paléocène (ZIMMERMAN, 1977). Cette évolution correspond à des lithologies identiques à celles du Site 672 à l'Eocène inférieur et moyen. Toutefois, à la différence du Site 672, le Site 354 présente, entre le Maastrichtien et le Paléocène, une discordance attribuée à l'accélération des courants de fond provenant de l'Antarctique (BERGGREN, 1980). L'accélération des mêmes courants de fond pourrait s'être produite plus tard au Site 672, situé plus au Nord que le 354 et dans une position plus médiane de l'Océan Atlantique. Les courants auraient alors érodé une partie des dépôts sédimentaires et produit le flux sédimentaire apparemment plus faible enregistré au site 672 lors du dépôt de la kaolinite. L'augmentation ultérieure de la smectite ne peut pas être attribuée à ce processus. En effet, les Sites 357 D.S.D.P (Rio Grande Rise) et 356 (Sao Paulo Plata) montrent les mêmes variations minéralogiques que le Site 354, alors qu'ils sont à l'écart des courants de fond.

Deux hypothèses peuvent expliquer l'augmentation de la smectite au Paléocène pour les Sites les plus méridionaux, à l'Eocène pour le forage 672. (1) Se basant sur la présence de clinoptilolite à cette époque, ZIMMERMAN (1977) propose une origine volcanique de la smectite. Toutefois, la

clinoptilolite n'est pas un marqueur systématique d'une influence volcanique puisqu'elle existe couramment dans des sédiments banals (VON RAD et RÖSCH, 1972; STONECIPHER, 1976). (2) Pour CHAMLEY *et al.* (1984), l'augmentation de la smectite au Paléocène est due à une stabilité tectonique des masses continentales soumises à un climat chaud à humidité contrastée. Cette conformation morphologique et climatique permet le développement de régions faiblement drainées favorisant la formation de smectites (diminution des processus hydrolysant par pénépléation des reliefs continentaux) ou favorisant un engorgement ionique des complexes d'altération aux dépends des sols kaoliniques (MILLOT, 1980). On notera que cette augmentation des pourcentages de smectite se corrèle avec une augmentation du flux sédimentaire argileux.

Unité minéralogique II: (Carottes 43X-41X - Eocène moyen)

L'apparition de chlorite et la légère augmentation des pourcentages d'illite et de kaolinite (fig. 44) peuvent être associés à une phase tectonique qui a affecté le nord du Vénézuéla à l'Eocène moyen (STEPHAN, 1985; BECK, 1986). Cette faible modification des pourcentages semble due au fait que cette activité tectonique fut principalement sous-aquatique et peu marquée à terre. Toutefois, la présence de turbidites terrigènes et l'importance des flux sédimentaires terrigènes traduisent une certaine instabilité des marges à la base de cette unité.

Unité minéralogique III: (Carottes 40X-20X - Eocène supérieur-Miocène inférieur)

Sous-unité minéralogique IIIa: (Carottes 40X-35X - Eocène terminal-Oligocène inférieur) (fig. 50)

La palygorskite apparaît, associée à une augmentation des pourcentages de kaolinite, puis de l'illite et de la chlorite. Les modifications semblent résulter d'une activité tectonique (TOMBLIN, 1975), qui entraîne l'érosion des sols à kaolinite et la mise à l'affleurement des substratums à minéraux primaires. Cette phase tectonique est maximale à la fin de l'Eocène moyen. Elle se marque par des sédiments de faible profondeur et un hiatus de l'Eocène supérieur. Cette phase tectonique correspond selon STEPHAN (1985) à une déformation transpressive par le jeu de décrochements, qui a affecté le nord du Vénézuéla et ses marges. Elle aurait permis la création de bassins en pull-apart. La palygorskite a pu se former dans ces bassins marginaux. Les cortèges argileux à illite et kaolinite suggèrent que l'instabilité tectonique s'est poursuivie durant tout l'Oligocène inférieur. BECK (1986) émet d'ailleurs l'hypothèse d'une compression W-E à la limite Eocène-Oligocène, avec création de bassins molassiques. La faiblesse des reliefs construits par les décrochements (BECK, 1986), ainsi que les conditions climatiques chaudes et humides du Paléogène pourraient expliquer la faible augmentation des minéraux primaires provenant des substrats dénudés. De plus, la situation géographique de l'Orénoque, à l'Ouest de sa position actuelle, ne permettait pas une reprise importante des sédiments par les courants alimentant le Site 672. Les conditions climatiques hydrolysantes favorisaient plutôt le développement de kaolinite ; cette dernière a pu être évacuée grâce

à la phase tectonique des régions amont bien drainées où elle s'était formée. L'ensemble de cette période correspond à un flux sédimentaire accru de la kaolinite.

L'instabilité tectonique est également soulignée par des turbidites importantes tant au point de vue nombre que pourcentage d'éléments grossiers dans la phase terrigène. De plus, après avoir montré de très faibles valeurs dans les carottes 43X et 42X, le flux terrigène silto-sableux et argileux subit une augmentation importante, en accord avec l'existence d'une activité tectonique rajeunissant les reliefs et accélérant les processus d'érosion.

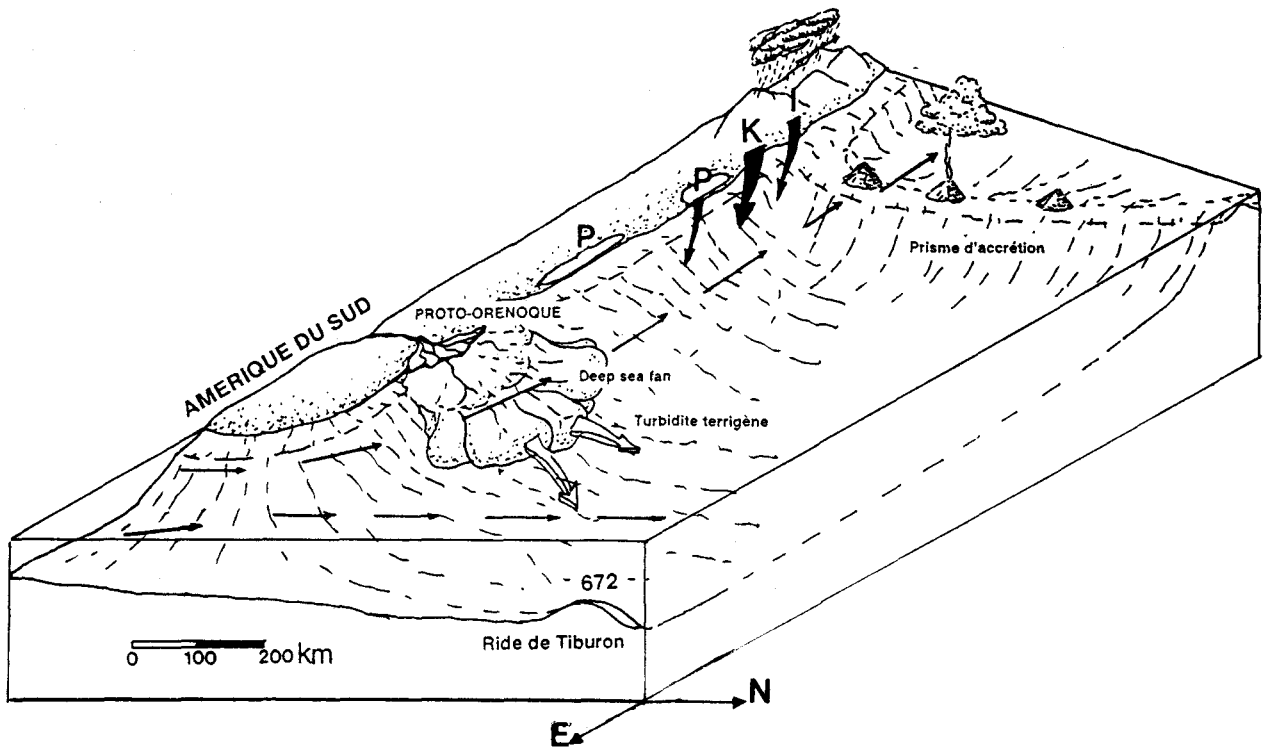


Fig. 50: Reconstitution des paléoenvironnements continentaux de l'Eocène terminal à l'Oligocène inférieur. Sm: smectite; I: illite; K: kaolinite; Ch: chlorite

Sous-unité minéralogique IIIb: (Carottes 34X-26X - Oligocène inférieur)

L'augmentation de la kaolinite et la présence irrégulière de l'illite et de la chlorite, suggèrent la persistance des processus d'érosion évoqués précédemment. Toutefois, la diminution progressive des flux sédimentaires terrigènes semble indiquer une diminution quantitative des processus d'érosion.

Sous-unité minéralogique IIIc: (Carottes 25X-20X - Oligocène supérieur-Miocène inférieur)

L'arc des Petites Antilles serait situé, à cette époque, à 600 km à l'Ouest de sa position actuelle. L'Orénoque se trouverait à l'Ouest de son lit actuel (STAINFORTH, 1978) et coulerait suivant un tracé similaire à celui que suit actuellement le rio Unare (fig. 51). Un large delta et un important éventail détritique lui sont alors associés ainsi que l'attestent les grès du "Scotland district" à la Barbade (BALDWIN *et al.*, 1986; KASPER et LARUE, 1986).

Cette sous-unité se caractérise par une décroissance des pourcentages de kaolinite et la disparition progressive de la chlorite. Cela peut être corrélé avec la fin de l'activité tectonique dans le nord de l'Amérique du sud et sur ses marges. De plus, à l'Oligocène inférieur et jusqu'au Miocène inclus, les marges continentales vénézuéliennes ont subi une lente subsidence qui a permis la formation de l'actuel bassin Est vénézuélien (BECK et al., 1990; ROBERTSON et BURKE, 1989). Les vitesses de dépôt et les flux sédimentaires terrigènes sont décroissants tout au long de cette période, pour atteindre les valeurs les plus faibles du forage (fig. 41 et 42). De plus, il y a disparition à cette époque des apports turbiditiques terrigènes. Ces phénomènes peuvent être corrélés avec le déplacement vers l'Est de la péninsule d'Arya-Paria (fig. 51), qui a obstrué l'estuaire de L'Orénoque et obligé sa migration vers l'Est. La migration de la partie Sud-Est de la plaque Caraïbe semble donc avoir progressivement isolé le site 672 d'une des sources l'alimentant. La persistance d'illite suggère une poursuite des processus d'érosion. Ce dernier minéral argileux peut indiquer des apports provenant de régions non équatoriales, ou avoir été formé dans des régions équatoriales mais à des altitudes importantes marquées par un climat froid. La possibilité d'apport d'illite en provenance de l'Amazonie est toutefois peu vraisemblable, le fleuve se déversant encore à cette époque dans l'Océan Pacifique. Il est possible que la genèse de l'illite se soit faite sur la péninsule d'Arya-Paria constituée de terrains métamorphiques et constamment sujette à une instabilité tectonique.

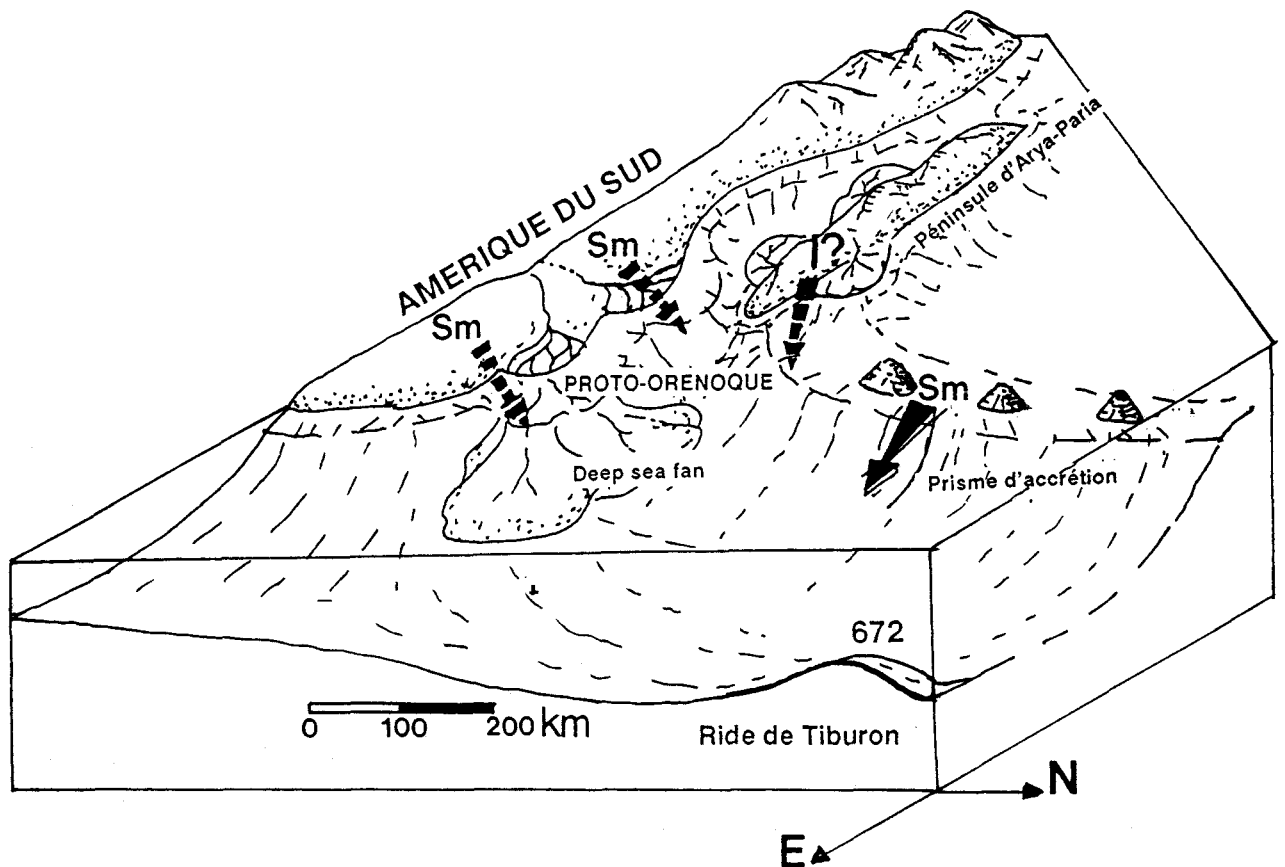


Fig. 51: Reconstitution des paléoenvironnements continentaux de l'Oligocène supérieur au Miocène inférieur. Sm: smectite; I: illite; K: kaolinite; Ch: chlorite.

Unité minéralogique IV: (Carottes 19X-1H - Miocène moyen-Pléistocène inférieur).

La phase tectonique débutant à l'Eocène et liée au déplacement du prisme Caraïbe, continue sa propagation d'Ouest en Est (SPEED, 1985; BECK, 1986). Les dernières phases tectoniques sont donc de plus en plus proches du Site 672 et auront donc tendance à marquer plus fortement de leur empreinte la minéralogie, surtout si l'on admet les processus de sédimentation différentielle qui limitent la flottabilité des minéraux primaires et donc leur dispersion (GIBBS, 1967).

Sous-unité minéralogique IVa: (Carottes 19X-14X - Miocène moyen-Miocène supérieur).

Dans un premier temps, les pourcentages de smectites augmentent. Cela peut résulter de la reprise de sols à smectites, produits d'altération aérienne des roches éruptives de l'arc volcanique (JULIUS et PONS, 1984), par suite d'une submersion généralisée de ce dernier (TOMBLIN, 1975). Puis, les minéraux primaires augmentent et les flux sédimentaires terrigènes montrent des valeurs en accroissement, signe du début de la phase tectonique.

Sous-unité minéralogique IVb: (Carottes 14X-1H - Miocène supérieur-Pléistocène inférieur) (fig. 52).

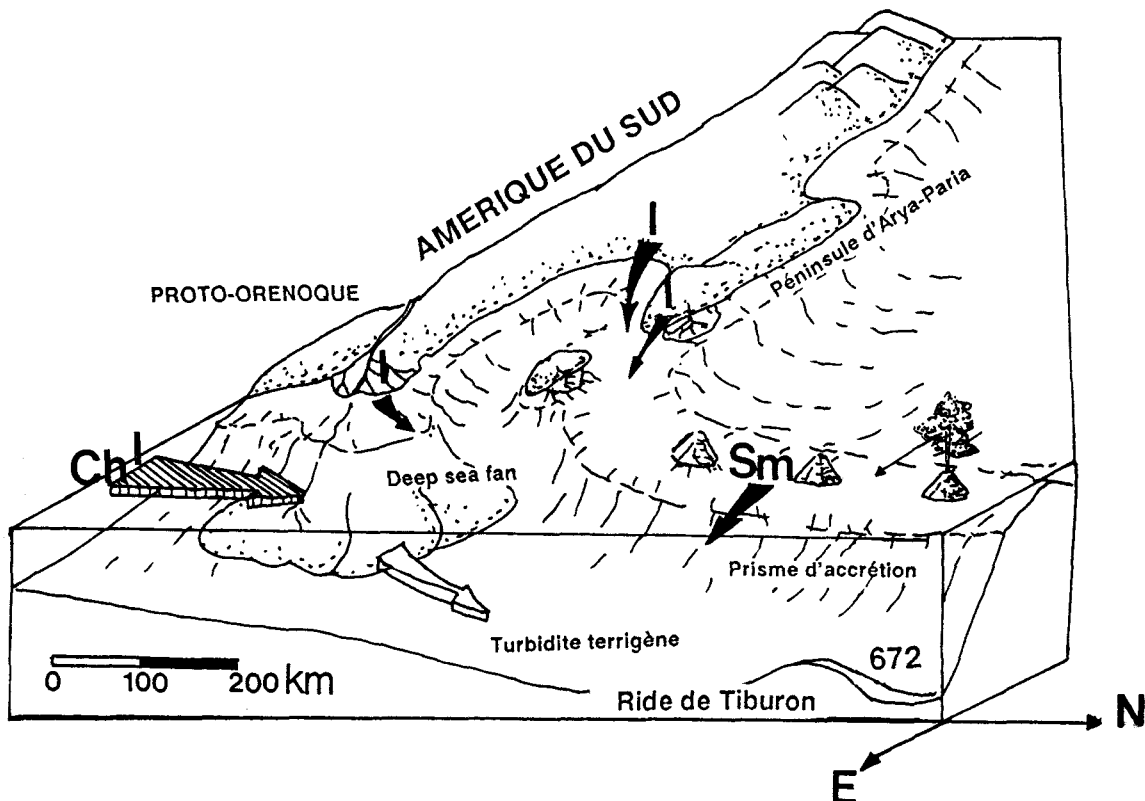


Fig. 52: Reconstitution des paléoenvironnements continentaux du Miocène supérieur au Pléistocène inférieur. Sm: smectite; I: illite; K: kaolinite; Ch: chlorite. Flèche hachurée: Courant Guyanais.

Dans cette sous-unité, les cortèges argileux diffèrent assez nettement des précédents. Les

pourcentages de smectites diminuent alors que ceux des minéraux primaires augmentent. Ces résultats reflètent d'abord la poursuite de la phase tectonique identifiée précédemment. De plus, l'Amazone, dont le drainage était auparavant vers l'Océan Pacifique, a subi une modification géographique de son réseau de drainage par suite de l'amorce de la surrection andine. Il en est résulté la formation de vastes lacs dans son bassin actuel, puis le déversement du fleuve dans l'Océan Atlantique au Miocène supérieur ou au Pliocène inférieur (DAMUTH et KUMAR, 1975). Enfin, durant le Cénozoïque, les courants ont progressivement dévié vers le Nord-Ouest et migré le long des côtes d'Amérique du sud (BERGGREN et HOLLISTER, 1974). Cette migration a apparemment été accélérée par la fermeture de l'isthme de Panama au Pliocène inférieur (HEATH et VAN ANDEL, 1973; BERGGREN, 1980).

Deux épisodes minéralogiques, marqués par de plus forts pourcentages d'illite et de chlorite, peuvent être observés dans cette sous-unité.

Le premier épisode, associé à une forte augmentation du flux terrigène, apparaît à la limite Miocène supérieur-Pliocène inférieur (Carottes 13X-12X-11X). Il correspond au plus grand apport illitique du Site 672 (fig. 47). Durant cette période, une phase tectonique importante existe dans la partie Est de la chaîne Vénézuéla-Trinidad, marquée à 4 Ma par la surrection du bassin Est vénézuélien et l'effondrement du bassin de Cariaco (BECK *et al.*, 1990; ROBERTSON et BURKE, 1989). Il est possible alors d'imaginer que l'augmentation des minéraux primaires soit due à une double influence: celle de l'Amazone, qui se déverse alors dans l'océan Atlantique, drainant les produits de la tectonique andine, repris par les courants, et celle de la tectonique vénézuélienne. Le pic, qui apparaît sur les courbes du flux sédimentaire illitique et chloritique, semble plutôt résulter de l'activité accrue de la tectonique vénézuélienne, car elle représente un phénomène plus limité dans le temps; la tectonique andine, quant à elle, se poursuit après cette période.

Le second épisode se situe à la limite Pliocène supérieur-Pléistocène inférieur. L'augmentation des minéraux primaires, associée à un taux d'accumulation accru d'illite et chlorite, peut être corrélé avec des mouvements tectoniques qu'ont subis les Andes (STEPHAN, 1986). Cette influence s'ajoute au refroidissement mondial depuis le Miocène (FRAKES, 1979) qui détermine une augmentation généralisée de l'illite, la chlorite et du quartz. Dans la région étudiée, l'augmentation de ces minéraux peut aussi résulter de la modification du réseau de drainage de l'Amazone et/ou de la migration vers l'Ouest de l'Orénoque. Ce dernier processus a amené son embouchure dans une position plus favorable à la reprise des sédiments par les courants de surface alimentant le site 672. Le faible enregistrement des premières phases tectoniques dans la minéralogie des argiles pourrait résulter de l'éloignement du delta de l'Orénoque vis-à-vis des courants susceptibles de transporter les argiles vers le Site 672. L'enregistrement modéré des phases tectoniques à partir du Miocène peut provenir du mélange des minéraux primaires originaires d'Amérique du Sud avec les assemblages argileux originaires des Petites Antilles, où la kaolinite et la smectite sont dominantes. Pour GANDAIS (1987), ce

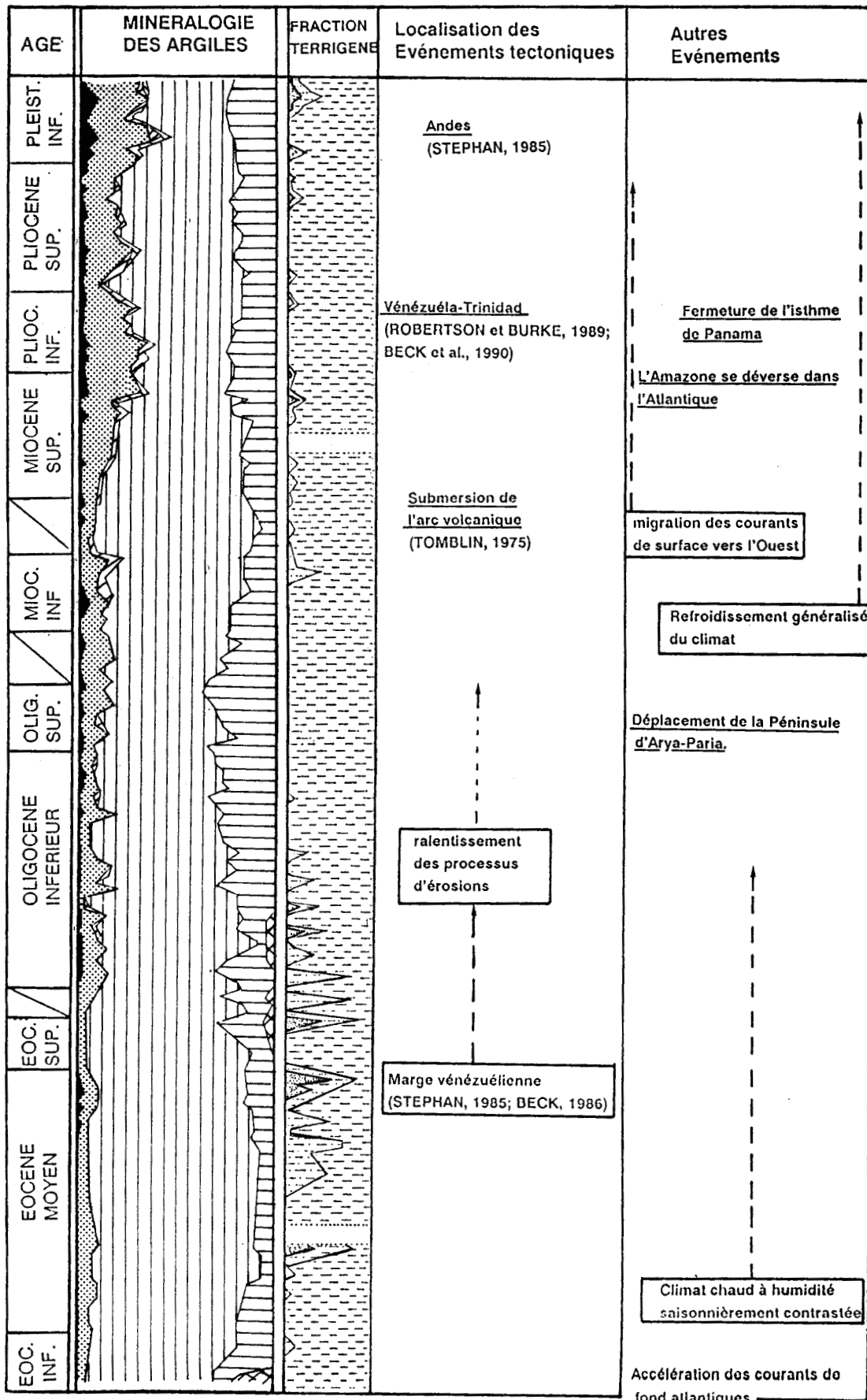


Fig. 53: Synthèse des événements ayant pu influencer la genèse et la sédimentation des argiles au Site 672.

mélange est estimé, dans la fosse de Grenade, à 60% provenant de l'Amérique du Sud et 40% de l'Arc des Petites Antilles.

Minéraux associés

Les quartz peuvent être hérités de trois sources: l'arc des Petites Antilles, le Continent Sud-Américain et le Continent Africain par apport éolien. L'augmentation de l'abondance en quartz de la base vers le sommet du site 672 à partir de l'Eocène moyen et jusqu'au Pléistocène inférieur semble être liée à une augmentation en minéraux argileux primaires (Illite et chlorite). Cette augmentation peut provenir du refroidissement climatique mondial du Cénozoïque. Les grandes quantités de quartz rencontrées de l'Eocène supérieur au Miocène inférieur sont par contre plus directement associées à une érosion mécanique des roches favorisées par l'activité tectonique.

Les feldspaths semblent provenir de deux origines distinctes: une origine volcanique et une origine purement sédimentaire. Dans le cas des feldspaths d'origine volcanique ceux ci sont généralement associés aux amphiboles et aux pyroxènes. L'abondance décroissante de ces minéraux en profondeur est attribuée à une plus grande distance séparant le site à l'arc au cours du temps mais peut être aussi à un style de volcanisme moins explosif au cours du temps (ANDREIFF *et al.*, 1987)

Ainsi, il semble que le matériel érodé des domaines montagneux sud américains participe grâce au transport par l'Amazonie et l'Orénoque à la sédimentation de la Ride de la Barbade. L'ensemble des données et des interprétations du site 672 est rassemblé dans la figure 53.

PARTIE II: LE SITE 671

A) DATATIONS ET STRUCTURE GEOLOGIQUE:

Les datations ont été faites à bord par P. Andreieff, M. Clark et T. Sakai (fig. 54).

Core no.	Age	Nannofossils (Gartner, 1977; Okada, Bukry, 1980; Okada, Bukry, 1981)	Foraminifera (Berggren, 1983; Boll, and Premoli-Silva, 1973; Rogli and Boll, 1973)	Radiolaria (Riedel and Sanfilippo, 1978)
0				
1	early Pleistocene	<i>Pseudoemiliana lacunosa</i> NN19	<i>Globorotalia truncatulinoides</i> Zone	Ousternary and reworked Eocene/Oligocene
2		<i>Helicosphaera sellii</i> NN19		
3		<i>Calcidiscus macintyre</i> NN19	<i>Globorotalia hessi</i> subzone	
4				
5	late Pliocene	CN12d NN18	<i>Globorotalia tosaensis</i> Zone	
6		CN12b NN16		
7		CN12a NN16	<i>Globorotalia miocenica</i> Zone	
8				
9	early Pliocene	CN11 NN15	<i>Globorotalia margaritae</i> Zone	
10				
11		CN10c NN13/14		
12		CN10a NN12		
13	Miocene	CN9b NN11	<i>Neogloboquadrina humerosa</i> Zone	
14				
15	early Pleistocene	<i>Pseudoemiliana lacunosa</i> NN19	<i>Globorotalia truncatulinoides</i> Zone	
16				
17			<i>Globorotalia hessi</i> subzone	
18		<i>Helicosphaera sellii</i> NN19		
19				
20		<i>Calcidiscus macintyre</i> NN19		
21				
22		<i>Globorotalia viola</i>	Barren	
23	late Pliocene	CN12d NN18		<i>Globorotalia tosaensis</i> Zone
24		CN12c NN17		<i>Globorotalia miocenica</i> Zone
25		CN12b NN16		
26		CN12a NN16		
27		CN12a-11b NN16/15		
28				
29	early Pliocene	CN11 NN15		<i>Globorotalia margaritae</i> Zone
30				
31				
32		CN10c NN13/14		
33				
34				
35		CN10b NN12		
36				
37	late Miocene	CN10a NN12	<i>Neogloboquadrina humerosa</i> Zone	
38				
39				
40		CN9b NN11		
41				
42				
43				
44		Barren	Barren	
45				
46	late Miocene	CN9a NN11	<i>Neogloboquadrina humerosa</i> Zone?	
47		CN8a NN10		
48				
49				
50		Barren		
51				
52		CN9a??		
53				
54				
55				
56		Barren		
57				
58	late Oligocene	CP19 NP24/25	<i>Reworked middle Eocene</i>	Indeterminate
59				
60				
61				
62	early Oligocene	CP18 NP23	<i>Globorotalia opima</i> Zone/ <i>Globigerina ciperoensis</i> Zone	Barren
63				
64			<i>Eocene</i>	
65			Barren	
66				
67		Barren		
68		No recovery		
69	early Oligocene	CP17 NP23	Barren	Barren
70				
71				
72		CP16 NP22		
73		Barren		
74		Reworked		
75				Indeterminate

Fig. 54: Biostratigraphie du forage 671B (d'après MASCLE *et al.* 1988)

Le site 671 a non seulement permis d'atteindre le décollement principal et de le traverser, mais a recoupé trois écaillles tectoniques superposées et une partie de la série sous-charriée (fig. 55)

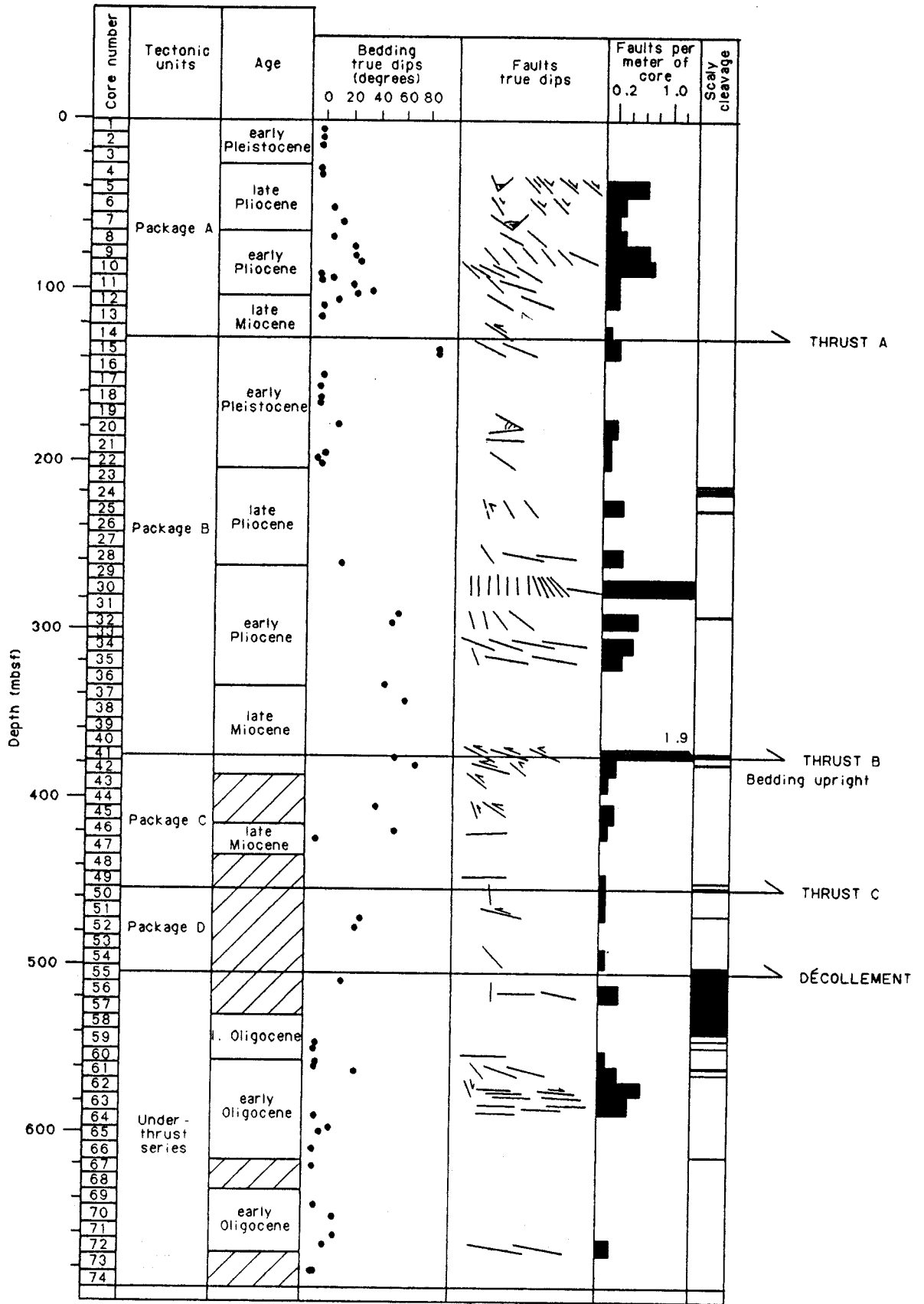


Fig. 55: Forage 671B: Structures et figures tectoniques (d'après MASCLE *et al.*, 1988). Le sens du mouvement est indiqué par les flèches.

La longueur totale de la section forée est de 691,2 m. La première faille, notée A, se situe à 128 m dans la carotte 14X et montre un pendage de 50°. La faille est indiquée par un redoublement biostratigraphique, elle sépare l'unité A (Pléistocène inférieur à Miocène supérieur) de l'unité B (Pléistocène inférieur à Miocène supérieur).

Une seconde faille notée B a été recoupée dans la carotte 41X à 375 m. Elle sépare les séries de l'unité B de celles de l'unité C (Miocène supérieur). Cette faille ne montre pas clairement de redoublement biostratigraphique, elle a été déterminée par la texture écailleuse qui apparaît à ce niveau. Cette zone paraît exceptionnellement épaisse comme le montrent les carottes 38X à 42X qui appartiennent la même biozone CN9b.

La troisième faille (C) rencontrée est définie par une texture écailleuse dans les carottes 49X et 50X à 455 m. L'unité C est d'âge Miocène supérieur.

La zone du décollement a été traversée immédiatement au delà de 500 m. Elle est indiquée par une séquence de 40 m d'épaisseur constituée d'argile et d'argilite fortement écailleuses. Les séries sous-jacentes au décollement montrent une disparition progressive de la texture écailleuse des sédiments.

Pour résumer le site 671b est pénétré par 4 failles chevauchantes, la dernière étant considérée comme le niveau de décollement.

B) LITHOLOGIE

Les sédiments forés au site 671 sont datés de l'Oligocène inférieur au Pléistocène inférieur. Ils varient des argilites aux marnes avec des intercalations de sable dans la partie basale de la colonne lithologique (fig. 56).

Les 4 unités lithologiques déterminées à bord sont différentes des unités tectoniques précédemment décrites (MASCLE *et al.*, 1988).

On se réfère aux mêmes techniques d'observation et d'analyse de la minéralogie que celles utilisées pour le Site 672 (Cf sous-chap. I, Par. D)

Unité 1: 0-389.6m (Carottes 1h-43x - Pléistocène inférieur-Miocène supérieur).

Il s'agit d'argilites et d'argiles silteuses ou non, et de marnes (fig. 56). Des intercalations de cendres volcaniques fortement bioturbées apparaissent tout au long de l'unité. Le contenu en carbonate des échantillons décroît fortement dans sa partie basale. Des spicules d'éponges sont fréquemment rencontrés en faible quantité. Les sédiments sont généralement de couleur olive à gris, mais des intervalles de couleur marron existent en association avec les zones faillées.

Unité 2:

Sous-unité 2a: 389.6-491.7m (Carottes 43X-53X - Miocène supérieur) (fig. 56).

Elle consiste en 102 m d'argilites de couleur olive-gris plus ou moins silteuses, avec un passage

carbonaté dans les carottes 46X et 48X. Seules les carottes 46X et 47X ont pu être datées. Les cendres volcaniques sont plus rares dans cette unité.

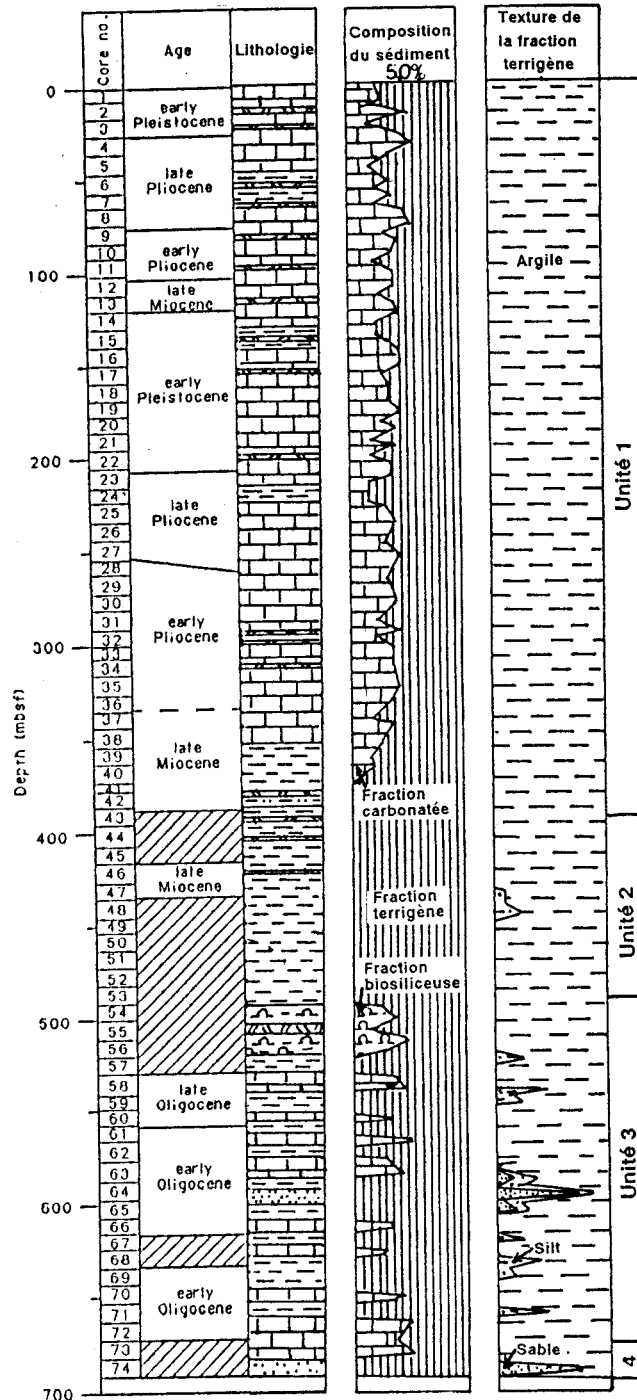


Fig. 56: Age, nature et texture des sédiments du forage 671B.

Sous-unité 2b: 491.7-510.7m (Carottes 53X-55x - Age indéterminé)

Constituée d'argilites de couleur marron, cette unité se distingue de la précédente par sa couleur. Des sphérules de 1 à 2 mm et une veine de 1mm d'épaisseur constitué uniquement de clinoptilolite apparaissent dans la carotte 55X.



Sous-unité 2c: 510.7-529.7m (Carottes 56X-57x - Age indéterminé)

Cette unité est constituée de 19 m d'argilites de couleur olive, avec parfois des sphérules de clinoptilolite.

Unité 3: 529.7-681.7 m (Carottes 58X-73X - Oligocène inférieur-Oligocène supérieur)

Cette unité de 146 m d'épaisseur se caractérise par des alternances d'argilites silteuses et non silteuses de couleur verte ou gris-olive et de marnes vert pâle (fig. 56). Les bancs d'argilites possèdent une épaisseur de 0.2 à 1.2 m, les bancs marneux de 5 à 30 cm seulement. Les marnes montrent un contact basal franc et des intervalles laminés avec une partie sommitale fortement bioturbée. Les intervalles silteux présentent fréquemment des stratifications entrecroisées et des laminations planes de quelques millimètres d'épaisseur. Leur minéralogie révèle une fraction typiquement terrigène formé de quartz arrondis, de plagioclases et parfois des traces de glaucophane et de microcline. De la glauconie est couramment associée à la fraction terrigène. Les pourcentages de carbonate varient de 0 à 45%, en effet, les argilites sont généralement dépourvues de fraction carbonatée.

Unité 4: 681.7-691.2 m (Carottes 73X-74X - Oligocène inférieur)

Constituée d'argilites silteuses vertes et de sable quartzeux à glauconie vert pâle, elle se distingue de la précédente unité par sa couleur, mais aussi par l'abondance de matériel sableux et silteux (fig. 56). La datation de ces horizons repose sur une corrélation stratigraphique avec le site 543. Les sables et les silts sont peu classés. Les grains sableux sont sub-arrondis tandis que les silts sont anguleux. L'extinction ondulante des grains de quartz leur confère un caractère ignéométamorphique.

Remarques:

1- un changement brutal des caractéristiques des sédiments apparaît à la base du décollement entre les unités 2c et 3. Les sédiments au-dessus du décollement sont bioturbés, contiennent de nombreux lits de cendres et peu de figures sédimentaires. Les sédiments en dessous du niveau de décollement présentent des changements de couleur marqués, des figures sédimentaires bien préservées et non perturbées par la bioturbation (MASCLE *et al.*, 1988). Les lits de cendres sont rares et le pourcentage de matériel sédimentaire de taille relativement élevée est important.

2- Les unités tectoniques A et B présentent des séries de même âge, mais la minéralogie des deux unités est différente (fig. 57). Ce phénomène suggère que la partie supérieure du Pléistocène inférieur est absente de l'unité A (MASCLE *et al.*, 1988). Ce phénomène est confirmé par l'étude minéralogique qui suit. Par ailleurs, la sédimentation miocène est différente. La plus forte teneur en carbonate de calcium de l'unité A peut traduire une sédimentation produite à une profondeur plus faible que celle de l'unité B.

AGE	Unité tectonique A	Unité tectonique B
Pléistocène inf.	% de calcite = 25-40	au-dessus de 150m: % de calcite = 0-10 en-dessous de 150m: % de calcite = 20-40
Pliocène	Même minéralogie dans les deux unités	
Miocène	% de calcite = 20-35 % d'argile = 35-65	% de calcite = 0-15 % d'argile = 65-100

Fig. 57: Composition moyenne des sédiments des unités tectoniques A et B du Site 671.

3- Une bioturbation intense à faible apparaît dans les carottes du Site 671. 4 genres d'ichnofossiles ont été reconnus (MASCLE *et al.*, 1988): *Chondrites*, *Planolites*, *Zoophycos* et *Teichichnus*. Tous ces genres appartiennent à l'ichnofaciès *Zoophycos*, SEILACHER (1967), commun dans des conditions de dépôt en milieu calme et bathyal à sédimentation argileuse continue.

4- Comme dans le site 672, les lits de cendres ont subi une forte bioturbation et la disparition des lits de cendres dans les niveaux profonds peut être due à l'altération du matériel volcanique. L'observation du matériel volcanique montre qu'il est principalement constitué de lattes de plagioclases et de verre volcanique frais ou dévitrifié. Les minéraux accessoires des cendres sont la hornblende, les orthopyroxènes et clinopyroxènes. Dans les lits épais, les cristaux se situent plus généralement à la base et les verres au sommet (MASCLE *et al.*, 1988), suggérant une accumulation par chute de poussière éolienne (air-fall). De façon générale, l'absence de structure interne des lits et l'homogénéité de la taille des particules laissent supposer une ségrégation par voie éolienne plutôt que par des courants de turbidité. Si certains lits ne sont composés que de verre ou de cristaux, le plus souvent, ils comprennent un mélange des deux composants. La prédominance des cristaux sur les verres pourraient suggérer une distance proximale du site par rapport à l'arc des petites Antilles, mais la rareté des verres dans certains échantillons peut résulter du vannage par les courants ou de l'altération. Nos observations des différentes fractions granulométriques suggèrent que le matériel volcanique du site 672 est généralement moins abondant et de taille inférieure à celui du site 671, ce qui peut s'expliquer par un éloignement plus important des émissaires. Une similitude de localisation des lits de cendres existe cependant. La densité de lits de cendres est maximum du Pléistocène au Pliocène, puis plus faible au Miocène. Les cendres sont absentes sous la transition Miocène-Oligocène. Certaines lacunes peuvent être expliquées par une diagenèse différentielle ou une relative faiblesse de résolution de la biostratigraphie.

Les vitesses de sédimentation ne sont pas calculés sur ce site, car l'épaississement des séries dû au failage intense ne peut être corrigé. Les vitesses de sédimentation ne reflètent plus uniquement la sédimentation, mais aussi l'influence de la tectonique, les deux phénomènes n'étant pas discernables.

C) ENVIRONNEMENT ET PROCESSUS DE DEPOT:

Les lits silteux à nombreux Foraminifères de l'unité 4 représentent probablement des sédiments pélagiques déposés sur un haut fond du même type que la ride de Tiburon, et resédimentés à la base de la pente de cette ride ou dans la plaine abyssale. L'apparition de slumps dans la carotte 61 et l'évidence de microfossiles Eocène resédimentés (MASCLE *et al.*, 1988) confirment cette hypothèse. La rareté des lits de cendres à l'Oligocène suppose une distance importante entre le site et l'arc volcanique, ou une faible activité de ce dernier à cette époque (ANDREIEFF *et al.*, 1987).

Les sédiments de l'unité 3, en-dessous du niveau de décollement, présentent de nombreuses figures sédimentaires témoins de phénomènes de resédimentation. Comme pour le Site 672, la nature exacte de ces courants n'est pas connue. Certains échantillons montrent des parties de séquences de Bouma (MASCLE *et al.*, 1988), mais la plupart des lits silteux ne présentent aucune des caractéristiques rencontrées dans une turbidite, l'existence de dépôts par des courants de fond ne doit, de ce fait, pas être négligée. Les sédiments terrigènes de taille sableuse à silteuse suggèrent par leur composition (quartz, microcline et glaucophane) qu'ils sont originaires de l'Amérique du Sud. L'abondance de ce type de sédiments dans les unités 3 et 4 indique un apport de l'Amérique du Sud à l'Oligocène, ce qui peut être corrélé avec une activité tectonique plus importante comme cela a été décrit pour le site 672 (Cf Partie I, par. 1).

Un changement brutal des caractéristiques des sédiments apparaît à la base du décollement entre les unités 2c et 3. Les sédiments au-dessus sont bioturbés, contiennent de nombreux lits de cendres et peu de figures sédimentaires. Ils semblent être déposés en milieu pélagique à hémipélagique.

Dans les unités lithologiques 1 et 2, le pourcentage de carbonate de calcium varie de 10 et 40 % pour l'unité 1, il est rarement supérieur à 1% dans l'unité 2. Ce changement montre l'augmentation de la sédimentation carbonatée hémipélagique depuis le Miocène supérieur. L'absence de turbidites terrigènes peut résulter du dépôt des sédiments du site 671 sur un haut fond, au-dessus du niveau de dépôt des turbidites.

L'ensemble de ces données (turbidites calcaires et terrigènes) suggère un environnement et des processus de dépôt similaires à ceux du Site 672.

D) CIRCULATIONS DE FLUIDES AU SEIN DU PRISME D'ACCRETION:

Les sédiments des bassins océaniques ont en moyenne un contenu en eaux interstitielles compris entre 50% pour les plus récents et 30% pour les plus anciens, ceci variant en fonction de la lithologie (Annexe 2). Les mesures de porosité effectués sur les carottes de différents sites ont

démontrés que les sédiments expulsaient une partie de l'eau interstitielle en se compactant. Aux effets d'enfouissement s'ajoutent ceux de la charge tectonique. Ainsi, les sédiments du Pliocène inférieur dans la plaine abyssale atlantique renferment 40 % d'eaux interstitielles (poids total) et une porosité de 65 %, dans l'échelle B du site 671, le contenu en eaux interstitielles et la porosité tombent à 30 et 50 %, respectivement (MASCLE *et al.*, 1988).

Le niveau stratigraphique correspondant au niveau de décollement (argiles à Radiolaires du Miocène inférieur) présente une porosité de 75 %, alors que les niveaux sus- et sous-jacents ont des porosités maximales de 60 % (Annexe 2). La différence de porosité et donc de contenu en eaux interstitielles ne s'explique pas uniquement par des différences de lithologie. En effet, des processus d'advection de fluides en provenance des parties internes du prisme ont été mis en évidence dans ce niveau (MASCLE *et al.*, 1988). La circulation des fluides dans des milieux à très faible perméabilité initiale (sables argileux, argiles à Radiolaires,...) résulterait de la création d'une perméabilité par fracturation hydraulique, impliquant la présence de pressions de fluide élevées.

Les marqueurs géochimiques qui se sont révélés les plus sensibles sont les ions chlorures Cl^- et manganèse Mn^{++} , et le méthane CH_4 (fig. 58). Le log des concentrations montre des teneurs anormales de ces trois éléments au niveau du décollement si on les compare à celles obtenues pour les séries accrétées et les séries sous-charriées. Les anomalies en silice correspondent aux niveaux contenant des radiolaires.

Les caractéristiques isotopiques du méthane lui confèrent une origine thermogénique (BLANC *et al.*, 1988; MASCLE *et al.*, 1988). La production de méthane n'est possible qu'à des températures supérieures à 60° C, or la température du niveau de décollement est d'environ 21°C (gradient géothermique de 43°C/km considéré constant). Les teneurs anormales en méthane ne peuvent donc s'expliquer que par des phénomènes d'advection d'eaux provenant des parties plus chaudes et internes du prisme, le long des zones à grande perméabilité.

Dans la plupart des sites forés en océan ouvert, les profils concentration-profondeur en chlorures dissous ne montrent que peu de variations durant les derniers millions d'années. Le profil en chlorure du puits 671B montre un minimum très net dans la zone de décollement à 550 m de profondeur. BLANC *et al.* (1988) pensent que ce minimum est dû à l'advection d'eaux appauvries en chlorures originaires des zones internes du prisme. Le profil des chlorinités du Puits 671B montre un gradient des concentrations qui s'étend sur environ 200 m (d) dans la série sédimentaire accrétée. En prenant un coefficient de diffusion (D) de $5 \cdot 10^{-6} \text{ cm}^2/\text{s}$ et en appliquant la loi de Taylor $d = (2Dt)^{1/2}$, où t représente le temps, on obtient $t = 1$ à 1,5 MA, ce qui peut signifier que l'apport d'eaux appauvries en chlorures existe depuis ce laps de temps. De plus, cet apport a été suffisamment continu pour maintenir les faibles concentrations de la zone de décollement. Le gradient de concentration en-dessous de la zone de décollement montre une augmentation plus rapide qui peut être associée avec les faibles coefficients de diffusion des horizons argileux moins poreux (Cf annexe 2). Les faibles

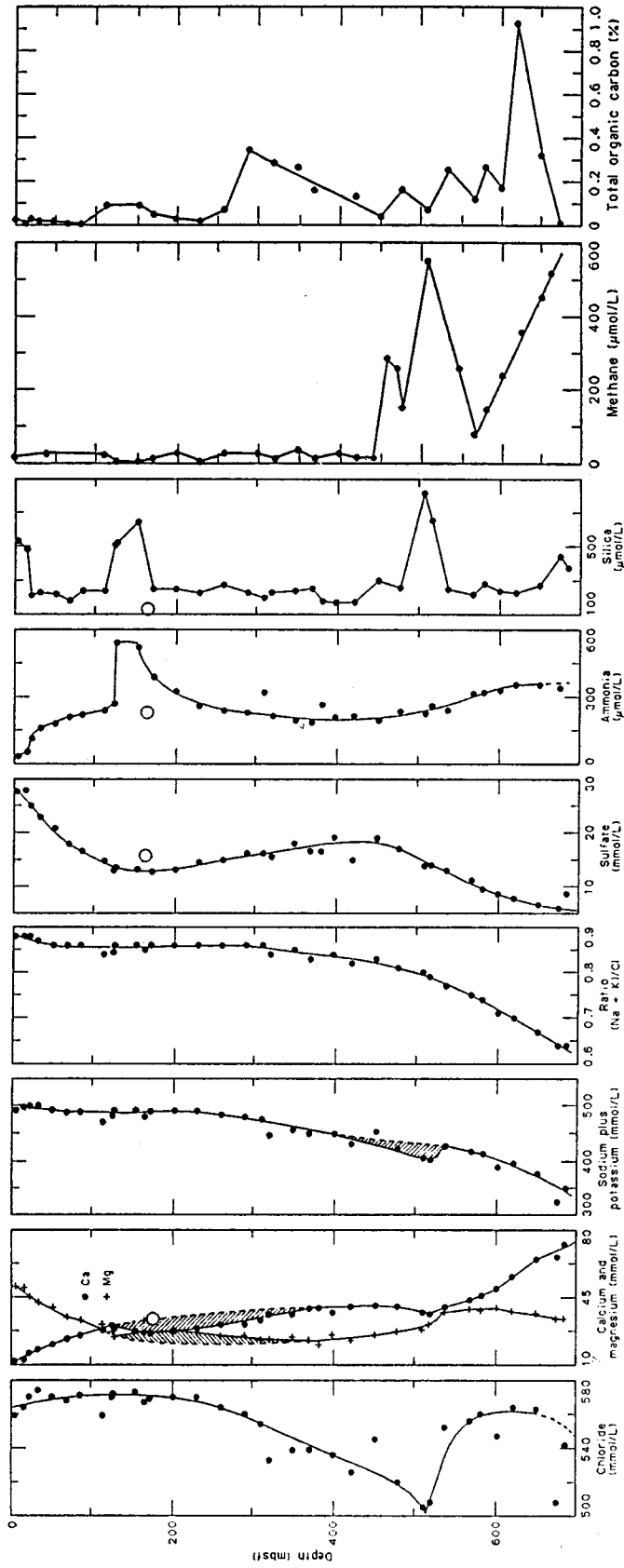


Fig. 58: Distribution verticale des éléments chimiques dissous, du méthane et de la matière organique (forage 671B) (d'après MASCLE *et al.*, 1988).

concentrations en chlorures de la base du puits sont dues aux niveaux de sables de cette zone qui constituent un aquifère supplémentaire.

Les analyses réalisées de façon systématique ont permis de déterminer les voies de migration des fluides. Les voies comprennent: les niveaux lithologiques à grande porosité (sables), et les niveaux dus à la tectonique (le décollement et certaines failles inverses) qui auraient acquis durant leur activation une perméabilité de fracture. Ces processus conduisent à une migration latérale importante des fluides des régions internes et profondes du prisme vers le front de déformation, et même vers l'extérieur du prisme, dans la plaine abyssale.

Dans l'étude entreprise ici, nous allons considérer quelles sont les conséquences diagénétiques sensu largo de ces migrations sur les minéraux argileux et plus particulièrement sur les smectites. Ces derniers minéraux argileux sont, en effet, les plus susceptibles d'être marqués par un processus diagenétique. Pour cela, on comparera les cortèges argileux des sites 671 et 672, mais aussi la chimie des smectites des deux sites hors et dans les zones de fluides.

E) MINERALOGIE DES ARGILES:

1) Diffraction de rayons X:

1-1) Les cortèges argileux:

La partie du log minéralogique situé en dessous du décollement présente des assemblages argileux où la smectite (30-75%) et la kaolinite (10-45%) sont les minéraux les plus abondants (fig. 59 et 60 a). L'illite est présente (7-25%), souvent accompagnée de chlorite (0-10%). Le quartz et la clinoptilolite existent en quantités variables, mais importantes. Les feldspaths, la gibbsite et l'amphibole sont moins abondamment représentés.

Dans la partie du log minéralogique situé entre le décollement et la faille A (carotte 14X), la smectite (35-90%) et la kaolinite (10-30%) dominent les assemblages argileux (fig. 59, 60 a, b et c). L'illite est présente (7-30%). La chlorite (0-15%) apparaît épisodiquement du Miocène au Pliocène supérieur, mais est toujours présente dans la partie supérieure de l'unité (carottes 22X-14X). Le quartz et les feldspaths n'existent qu'en faibles quantités. La gibbsite, la clinoptilolite, la lépidocrocite, les pyroxènes et les amphiboles sont moins abondants.

Dans la partie du log minéralogique situé au dessus de la faille A, la smectite (25-85%) est le minéral le plus abondant (fig. 59 et 60 c). L'illite (7-30%) et la chlorite (0-10%) sont assez abondantes. La kaolinite varie de 5 à 25%. Le quartz, le pyroxène et l'amphibole sont présents en quantités importantes. Les feldspaths et la gibbsite sont moins abondamment représentés.

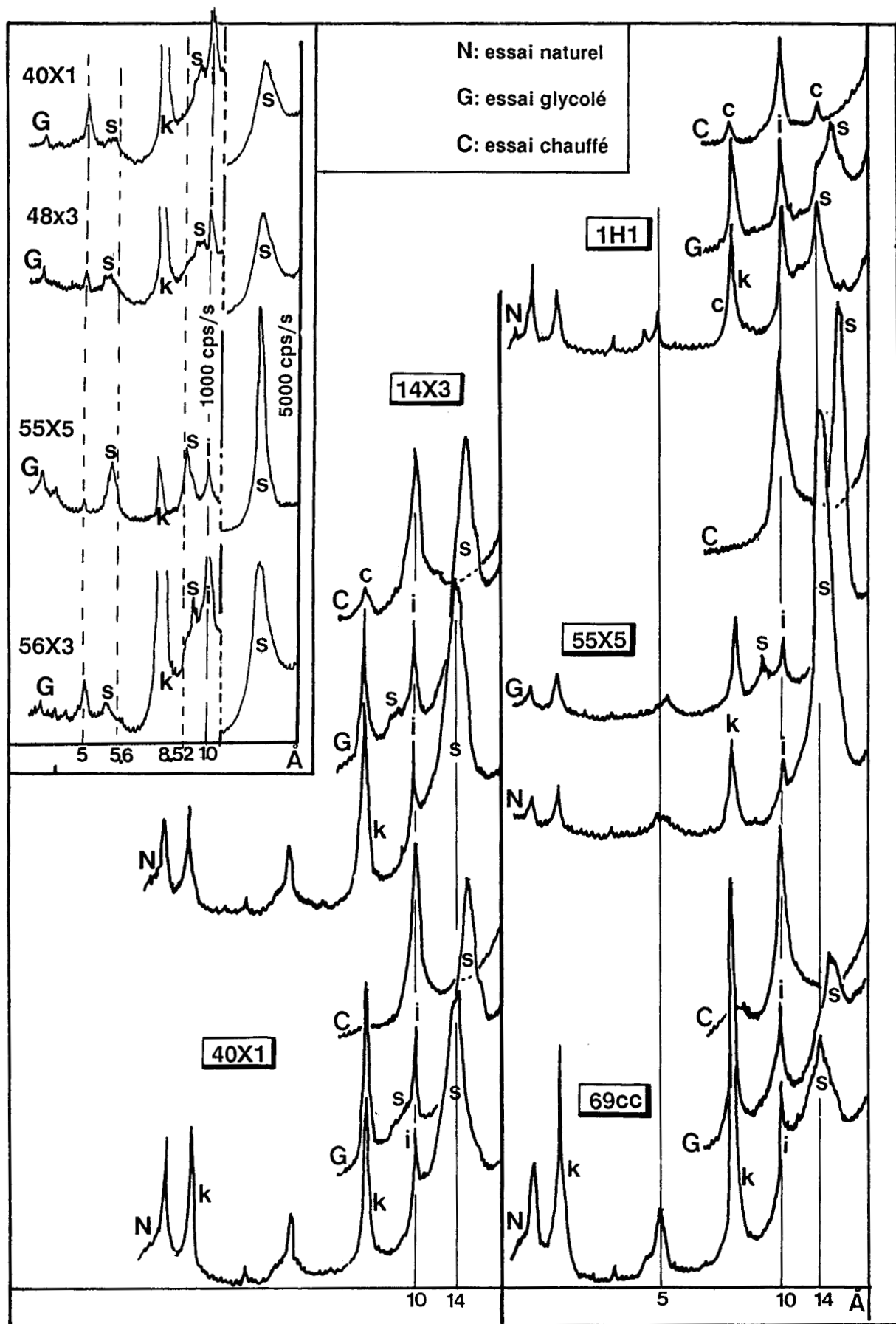


Fig. 59: Diffractogrammes de rayons X d'échantillons représentatifs des variations des cortèges argileux du forage 671B.

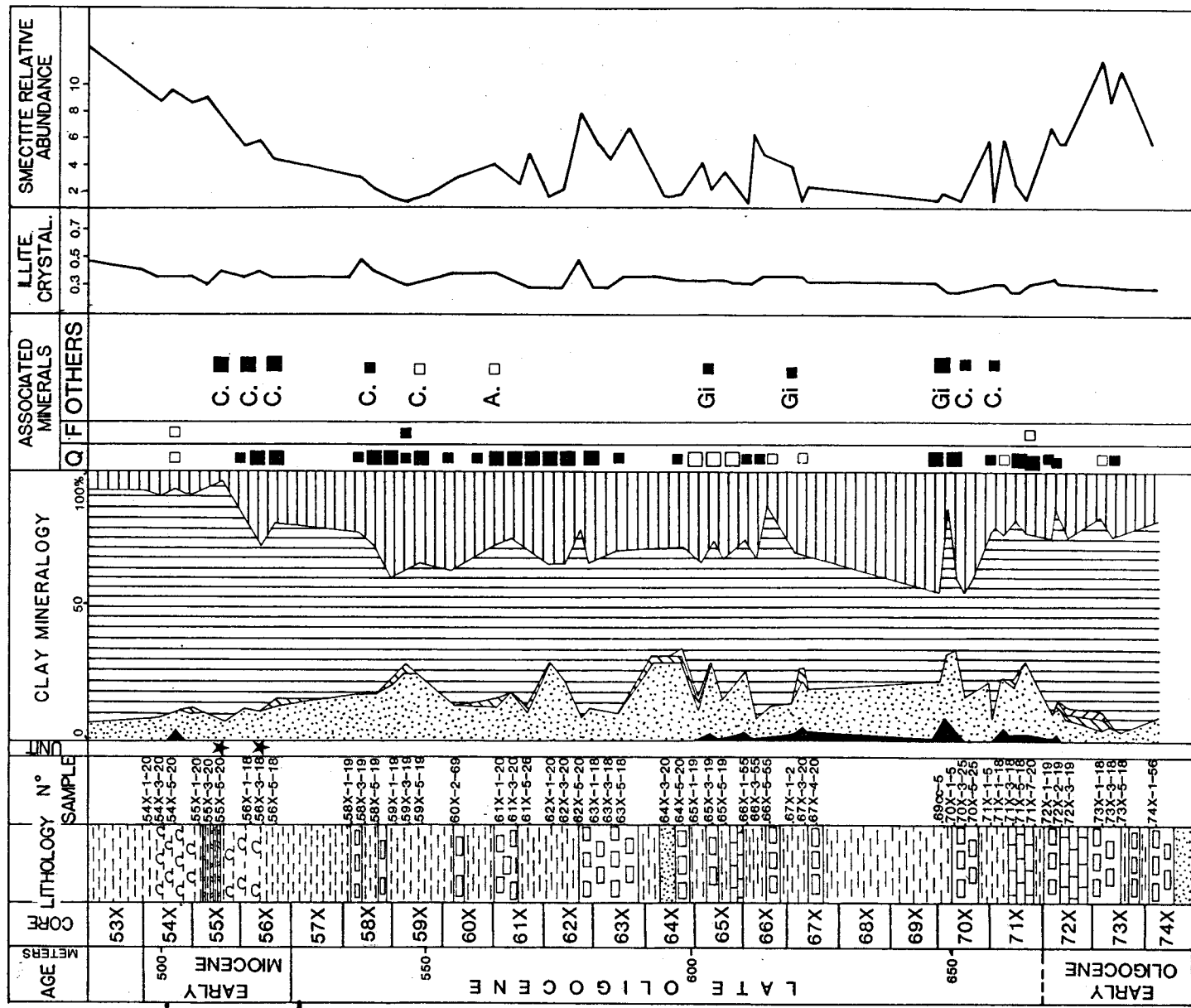


Fig. 60a: Forage 671B: Minéralogie des argiles. Partie inférieure.

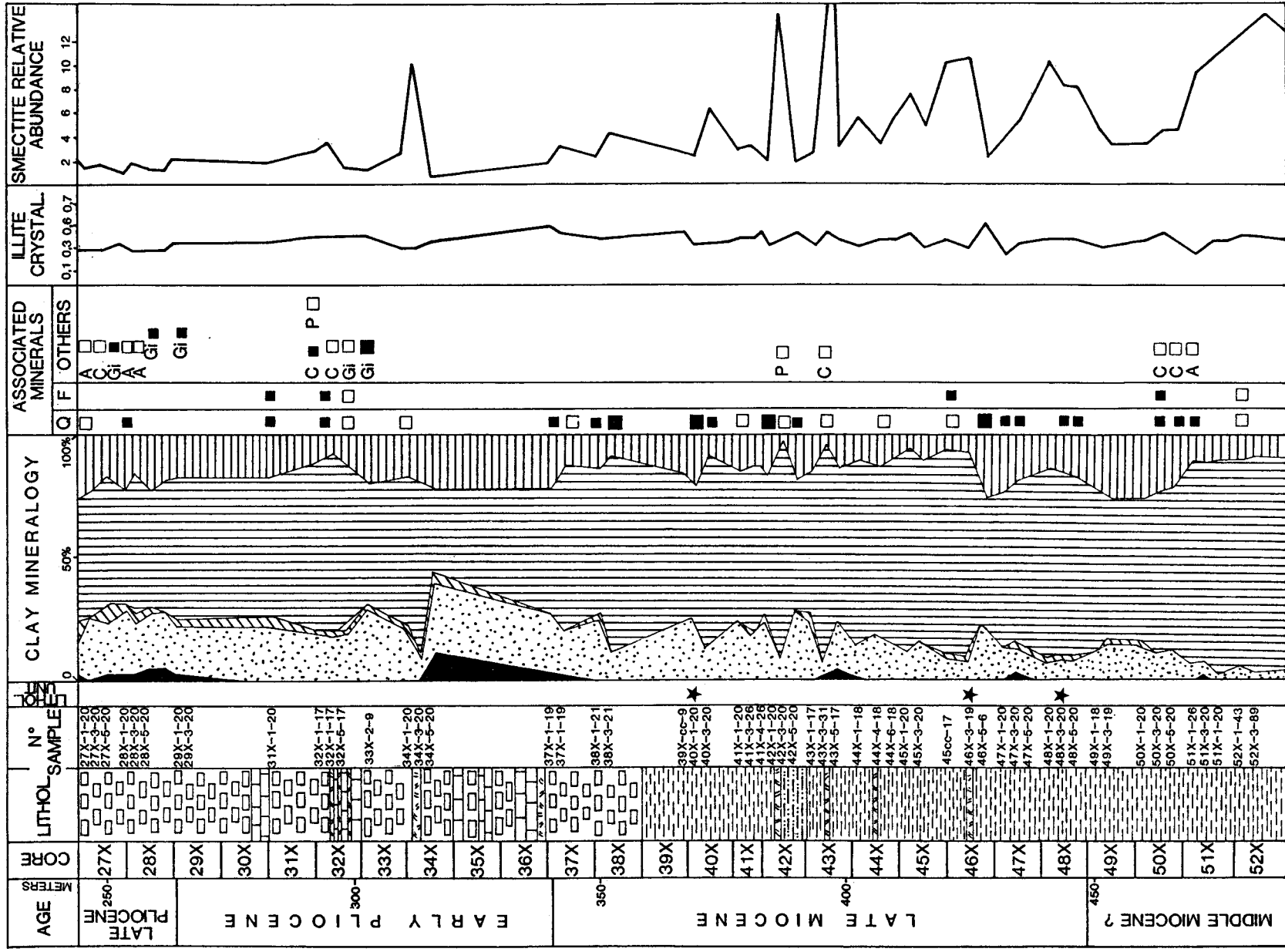


Fig. 60b: Forage 671B: Minéralogie des argiles. Partie moyenne.

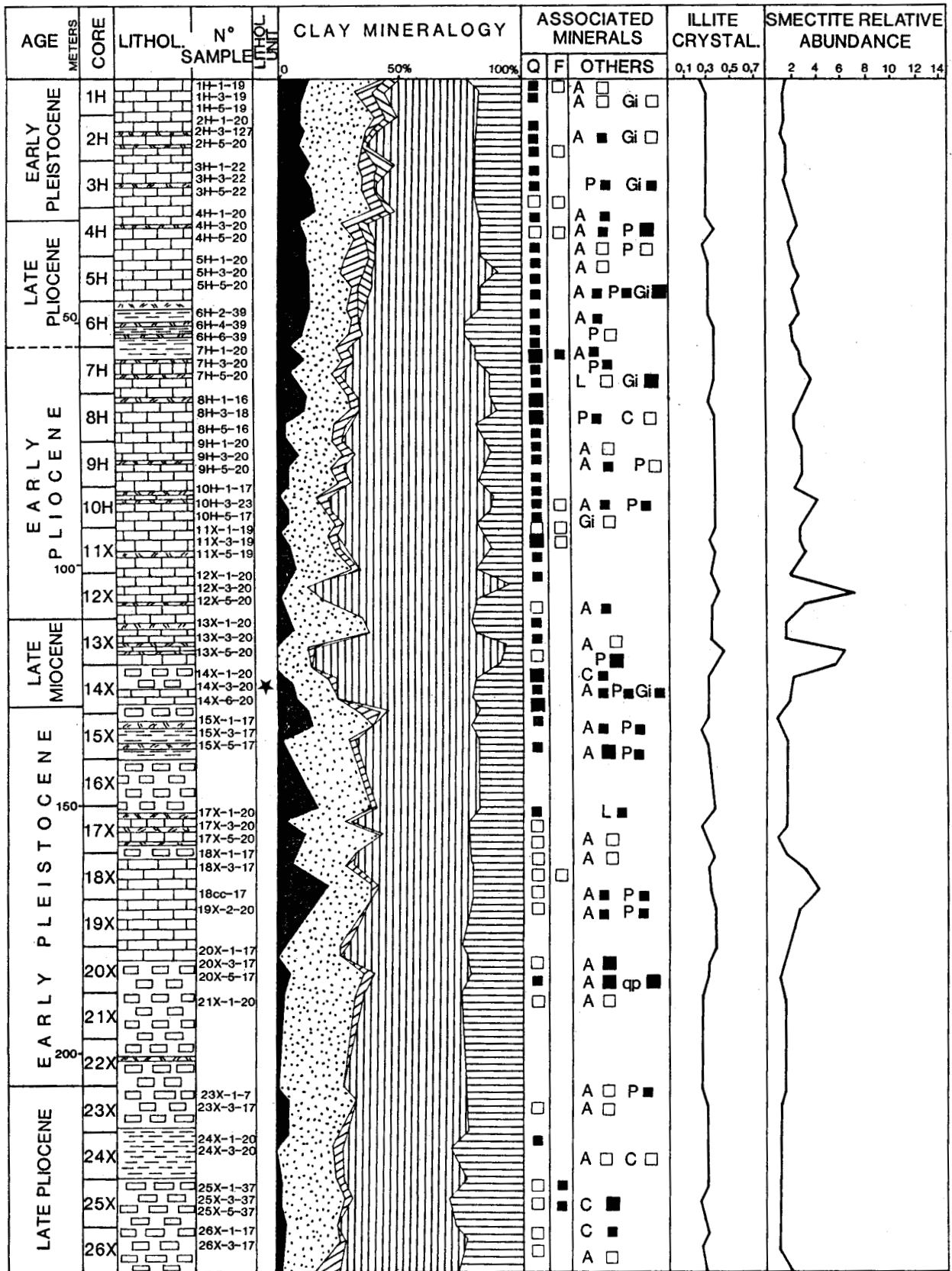


Fig. 60c: Forage 671B: Minéralogie des argiles. Partie supérieure.

1-2) Les zéolites:

La seule zéolite identifiée au Site 671 est la clinoptilolite. La clinoptilolite apparaît dans de nombreux types de sédiments. La clinoptilolite est un produit d'altération des verres volcaniques, mais elle se rencontre communément dans certains sédiments dont l'eau interstitielle est riche en silice. De plus, des cristaux de clinoptilolite ont été trouvés dans les pores de tests de Radiolaires au sein de sédiments ne présentant pas de contamination par des cendres volcaniques (VON RAD et RÖSCH, 1972). STONECIPHER (1976) a décrit l'existence de clinoptilolite dans des sédiments contenant de l'opale c.t.. Les eaux interstitielles associées aux sédiments contenant de la clinoptilolite montrent des rapport en K/Na/Ca/Mg d'approximativement 1 / 63 / 4 / 6 (fig. 61, BOLES et WISE, 1978). Pour le Site 671, on ne connaît que la somme Na+K. Aussi, le calcul de la teneur des eaux interstitielles en ces deux atomes a été fait en considérant le rapport K/Na de 1/63 vérifié. Les calculs ont été effectués à partir des concentrations molaires mesurées lors du leg (MASCLE *et al.*, 1988).

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)
	(g/kg)	(g/kg)	(g/kg)	(g/kg)	(g/kg)	55X (g/l)	56X (g/l)
Na	10.6	10.7	10.6	9.9	9.8		
K	0.38	0.32	0.24	0.27	0.32	9.41	9.48
Ca	0.40	1.19	1.34	0.71	1.57	1.49	1.45
Mg	1.27	0.80	0.82	1.16	1.00	0.65	0.72
Si	2 (g/l)**	0.007	0.004	0.017	0.025	0.023	0.018
Cl	19.0	20.1	20.2	19.4	19.7	17.90	18.03
SO ₄	2.65	1.90	1.64	2.30	2.24	1.33	1.34
pH	nd	7.8	6.7	7.0	6.7	nd	nd

Fig. 61: Composition de l'eau de mer et des eaux interstitielles associées aux sédiments contenant de la clinoptilolite (données 1, 2, 3, 4, 5, d'après BOLES et WISE, 1978).

(1) Composition moyenne de l'eau de mer (KRAUSKOPF, 1967).**d'après BREWER, 1975; (2) Eau interstitielle d'un sable silteux, Paléocène, Site DSDP 214, 364 m de profondeur, (MANHEIM *et al.*, 1974); (3) Eau interstitielle d'un lignite, Paléocène?, Site DSDP 214, 400 m de profondeur, (MANHEIM *et al.*, 1974). nd: non déterminé; (4) Eau interstitielle d'une argile silteuse zéolitique, Crétacé supérieur, Site D.S.DP. 137, 168 m de profondeur, (SAYLES et MANHEIM, 1975); (5) Eau interstitielle d'une argile zéolitique, Crétacé supérieur, Site D.S.DP. 137, 225 m de profondeur, (SAYLES et MANHEIM, 1975); (6) Carotte 55X, Site 671; (7) Carotte 56X, Site 671.

Pour les carottes 55X et 56X, les teneurs en Si, Ca et Mg, indiquées sur la figure 61, coïncident avec les valeurs relevées pour d'autres sites, mais les valeurs calculées pour Cl et SO₄ sont inférieures. Si la présence de la clinoptilolite est irréfutable dans le niveau de décollement (MASCLE *et al.*, 1988), elle apparaît aussi dans des niveaux dépourvus de failles ou de passages de fluides. De ce fait, la

clinoptilolite ne paraît pas être un marqueur systématique des zones de passage de fluides; la composition chimique des eaux interstitielles a toutefois certainement favorisé la cristallisation de ce minéral. On note que les eaux interstitielles au niveau du décollement sont moins minéralisées que l'eau de mer, exception faite pour le calcium.

1-3) Comparaison de la minéralogie des argiles des sites 671 et 672.

AGE	SITE 671								SITE 672			
	Unité tectonique A				Unité tectonique B				%Sm	%I	%K	%Ch
	%Sm	%I	%K	%Ch	%Sm	%I	%K	%Ch				
Pléistocène inférieur	36	27	20	10	38	23	21	9	41	23	22	8
Pliocène	50	18	18	8	53	20	19	3	54	20	19	5
Miocène supérieur	59	25	15	1	63	20	16	0	65	15	17	2
Miocène supérieur			67	17	16	0			65	15	17	2
Miocène moyen			82	8	10	0			83	6	11	0
Miocène inférieur (décollement)			83	7	10	0			78	9	12	1
Oligocène supérieur			52	18	29	1			50	15	28	1
Oligocène inférieur			72	7	20	0			73	5	22	0
Eocène									78	6	16	0

Fig. 62: Composition minéralogique moyenne des différentes unités tectoniques du Site 671 et comparées à celle du Site 672. La somme des pourcentages ne donne pas 100% du fait de la non prise en compte des minéraux interstratifiés et de la paligorskite. Sm: smectite; I: illite; K: kaolinite; Ch: chlorite.

Pour un âge identique, les variations de pourcentage d'un minéral ne dépassent jamais plus de 6% d'un site à l'autre ou d'une unité tectonique à l'autre, même sur les plus fortes valeurs relevées (smectites) (fig. 62, fig. 63). En tenant compte des incertitudes liées à la méthode d'estimation des abondances minéralogiques et aux phénomènes de ségrégation différentielle des argiles qui ont pu se produire pour ces sites (GIBBS, 1967), les différences de pourcentages ne sont pas significatives. Il ne semble donc pas que la minéralogie des argiles ait été influencée par les zones de passage de fluides.

1-4) Pourcentage, cristallinité de la smectite et taux d'interstratification illitique dans les feuillets de smectite (fig. 64).

La cristallinité de la smectite a été mesurée par deux méthodes: l'indice de BISCAYE (rapport V/P) et l'angle d'ouverture S en degré d'angle (Cf Chap. II, par. 2-1-4). Les deux méthodes de mesure donnent des résultats similaires (fig. 64).

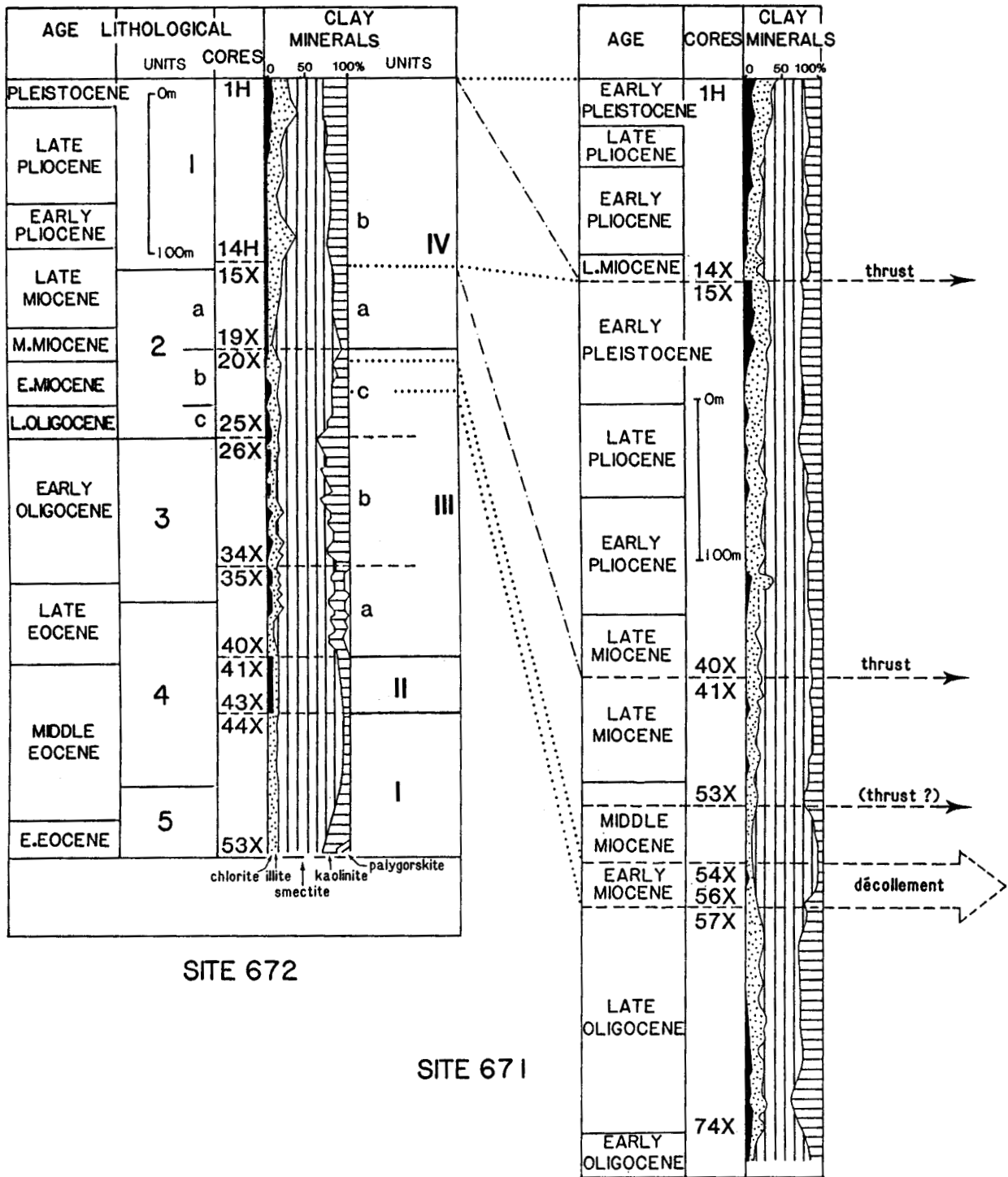


Fig. 63: Minéralogie des argiles comparées des forages 671B et 672A.

Les pourcentages de smectite sont indépendants de la position des lits de cendres dans les niveaux les plus récents, mais à partir du Plio-Miocène, l'inverse s'observe. Ce phénomène paraît lié à l'altération des verres volcaniques généralement plus importante dans les niveaux anciens. Aucune corrélation ne semble lier le pourcentage de smectite aux autres propriétés. En effet, pour une même lithologie, les pourcentages de smectites associés aux zones de faille et de décollement ne montrent pas de diminution ou d'augmentation significative par rapport aux niveaux sous- et sus-jacents. De

même, les unités tectoniques présentent des abondances en smectites similaires pour des âges identiques (fig. 62 et 63) que les niveaux étudiés se situent hors ou dans les zones de passage de fluides.

La cristallinité des smectites est indépendante de leurs pourcentages (fig. 64), mais, en général les smectites des lits de cendres sont bien cristallisées. La qualité moyenne de la cristallinité des smectites est conservée d'une unité tectonique à l'autre pour un même âge, et ne montre pas de variation significative dans les zones faillées. Au sommet de la zone définie comme le décollement au sens strict et qui correspond au minimum en chlorures, la très bonne cristallinité des smectites peut être corrélée avec l'origine volcanique probable d'une partie de celles-ci. Les pourcentages de smectite sont d'ailleurs élevés et l'observations des frottis montre des verres très altérés. Les smectites de la base du niveau de décollement sont assez mal cristallisées. Mais, ceci peut résulter de la présence de Radiolaires ou d'opale c.t. qui nuit à la qualité des diffractogrammes. De la même façon, la cristallinité des smectites subit des variations similaires d'une unité tectonique à une autre, ou pour des âges identiques.

L'estimation du taux d'interstratification Illite/Smectite a été faite par la méthode de BRINDLEY et BROWN (1980) à partir des diffractogrammes sur les raies (002) et (003); elle est donnée en pourcentage d'illite, avec une incertitude de 10%. De plus, lorsque cela était possible, les résultats ont été confirmés par la méthode "saddle/001" (WEIR *et al.*, 1975; INOUE *et al.* 1989), qui correspond au rapport entre la hauteur de la vallée du pic (001) de la smectite et la hauteur du même pic, toutes deux mesurées par rapport au bruit de fond. Malgré les aléas de la méthode, le taux d'interstratification illitique varie de façon significative pour les échantillons étudiés (de 0% à 40%). En général, les smectites à faible cristallinité présentent des pourcentages d'interstratification illitique plus élevés (fig. 64), cela indépendamment du pourcentage de smectite. Comme il avait été remarqué précédemment, les smectites des horizons où le matériel volcanique est abondant sont bien cristallisées et possèdent des taux d'interstratification faibles (fig. 64).

Les smectites ne montrent pas une interstratification d'illite plus développée dans les zones de failles ou au niveau du décollement par rapport au horizons sus et sous-jacents. Les échantillons étudiés dans le niveau de décollement, montrent une plus forte interstratification vers la base du décollement. Ce phénomène semble lié à la nature des environnements sédimentaires, les échantillons provenant de milieu à forte influence volcanique possédant moins d'interstratification illitique.

Le Site 672 montre les mêmes relations entre les pourcentages de smectites, la présence de matériel volcanique et la cristallinité des smectites que le Site 671 (fig. 65). Toutefois, certains horizons à fort pourcentage de matériel volcanique présentent des smectites de faible cristallinité. Ce phénomène est lié à l'état d'altération des cendres volcaniques, parfois faible ou nulle. En faisant

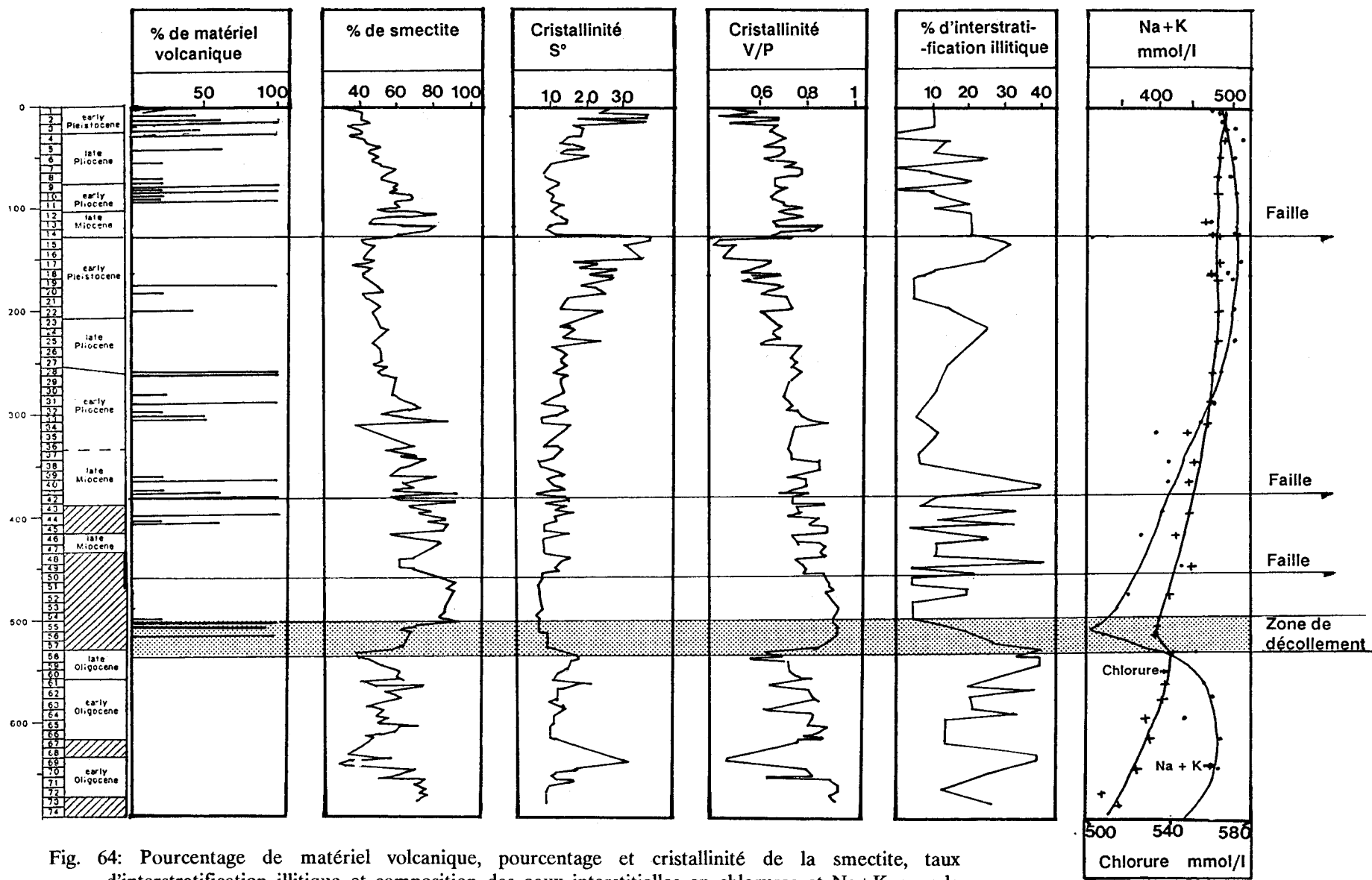


Fig. 64: Pourcentage de matériel volcanique, pourcentage et cristallinité de la smectite, taux d'interstratification illitique et composition des eaux interstitielles en chlorures et Na+K pour le forage 671B.

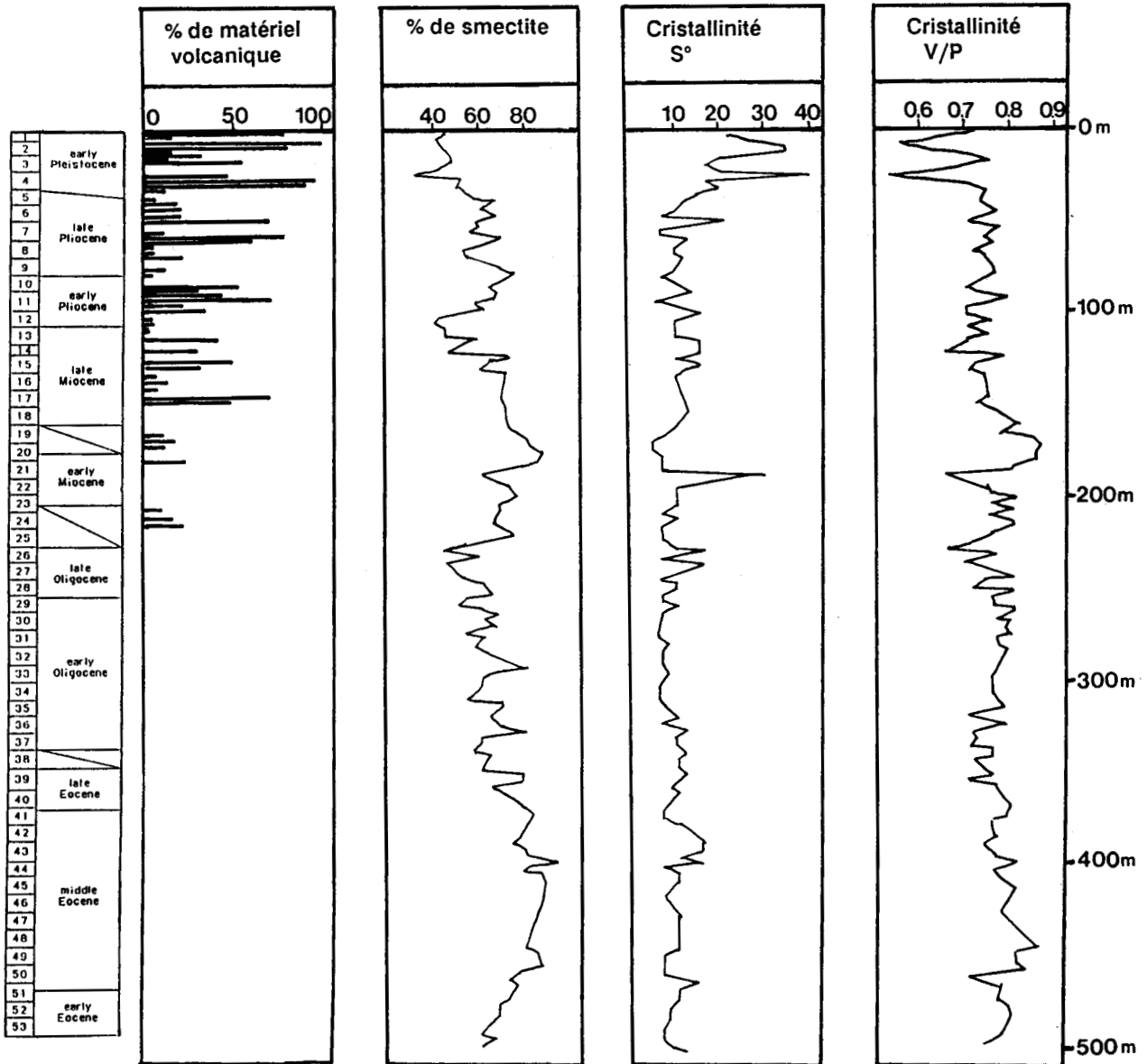


Fig. 65: Pourcentage de matériel volcanique, pourcentage et cristallinité de la smectite du forage 672A.

abstraction des phénomènes d'altération syngénétique, la cristallinité des smectites montre des valeurs similaires pour des mêmes âges sur les sites 671 et 672.

A partir de cette série d'étude, il ne semble pas que les zones de failles induisent un changement significatif ni des pourcentages de smectites, ni de leur cristallinité, ni de leurs taux d'interstratification illitique. Les variations enregistrées semblent plutôt être le résultat de processus intervenant avant les phénomènes de failage. En effet, la cristallinité des smectites et leurs taux d'interstratification semblent plus dépendants de l'environnement sédimentaire que de l'environnement structural (ou tectonique). Les smectites semblent donc résulter soit d'un remaniement de sols terrestres, soit de l'altération post-sédimentaire de cendres. Dans le cas des smectites héritées, il est toutefois difficile de différencier les minéraux d'origine pédogéniques de ceux qui proviennent de l'altération aérienne de matériel volcanique. De même, il est possible d'évoquer une convergence minéralogique et chimique des smectites d'altération aérienne et sous-aquatique de matériel volcanique.

1-5) Analyse des réflexions (060) des smectites:

La réflexion (060), qui reflète le paramètre b des minéraux argileux par l'équation $b = d(060) \times 6$, a été déterminée par diffraction des rayons X à partir de l'étude de diagrammes de poudres. On considère classiquement que la valeur 1.51 Å de la raie (060) constitue la frontière entre smectites di- et trioctaédriques (DESPRAIRIES, 1983). Plus précisément, les smectites dioctaédriques sont identifiées par des valeurs de la raie (060) d'approximativement 1.49 à 1.51 Å, les smectites dioctaédriques ferrifères (nontronites) se distinguent par des valeurs comprises entre 1.51 et 1.52 Å et les smectites trioctaédriques magnésiennes (saponites, stevensite et hectorites) par des valeurs variant de 1.52 à 1.53 Å (fig. 66).

AUTEURS	MINERAL	PARAMETRE b	RAIE d(060)
S M E C T I T E S D I O C T A E D R I Q U E S			
NAGELSCHMIDT (1938)	BEIDELLITE	9.00 Å	1.500 Å
	NONTRONITE	9.10 à 9.12 Å	1.517 à 1.520 Å
EARLEY <i>et. al.</i> (1953)	MONTMORILLONITE	8.94 à 9.00 Å	1.490 à 1.500 Å
BRINDLEY <i>et</i> BROWN (1980)	MONTMORILLONITE	8.95 à 9.02 Å	1.492 à 1.504 Å
CAILLERE <i>et. al.</i> (1982)	BEIDELLITE	8.99 Å	1.498 Å
S M E C T I T E S T R I O C T A E D R I Q U E S			
NAGELSCHMIDT (1938)	HECTORITE	9.16 Å	1.520 Å
MACKENZIE (1957b)	SAPONITE	9.20 Å	1.533 Å
BRINDLEY <i>et</i> BROWN (1980)	STEVENSITE	9.12 Å	1.520 Å
	HECTORITE	9.18 Å	1.530 Å
	SAPONITE	9.18 Å	1.520 Å
CAILLERE <i>et. al.</i> (1982)	STEVENSITE	9.12 Å	1.520 Å
	HECTORITE	9.18 Å	1.530 Å
	SAPONITE	9.23 Å	1.538 Å

Fig. 66: Positions théoriques des raies (060) de diffractions X pour les smectites di et trioctaédriques (d'après HOLTZAPFFEL, 1985).

Le paramètre b des smectites semble fonction des taux de substitution de Si par Al dans la couche tétraédrique, et de Al par Mg et Fe dans la couche octaédrique. Le paramètre b se corrèle aussi avec les teneurs réciproques en fer et magnésium des smectites (DESPRAIRIES, 1983). De plus, SUQUET (1978) montre que la nature et le degré d'hydratation de l'ion interfoliaire doivent être pris en compte. Le but recherché ici étant d'identifier les différentes espèces de smectites et les mélanges de celles-ci, aisi que de déterminer leurs variations chimiques sans quantification chimique précise, la détermination du nombre d'atomes de fer ou de magnésium présents dans ces minéraux argileux ne sera pas déterminé.

L'étude, qui porte sur 68 échantillons, est réalisée sur la fraction inférieure à 2 µm ou 1 µm, suivant le mode opératoire décrit par HOLTZAPFFEL (1985). Les échantillons contenant passablement de quartz, ne sont pas étudiés car la réflexion $d(211)$ de ce minéral se situe à 1.541 Å et peut se

superposer à celle des saponites. Pour les mêmes raisons, les échantillons étudiés ne doivent pas contenir d'autres minéraux argileux en quantité notable ($d(060)$ chlorite: 1.55-1.52 Å, $d(060)$ serpentine: 1.54-1.53 Å, $d(060)$ kaolinite: 1.489 Å).

Les résultats (fig. 67) montrent davantage une variabilité de la forme des réflexions que de leurs positions. En effet, les pics sont parfois très aigus, parfois plus larges. Dans certains échantillons (672 32X1, 671 55X1), les pics présentent un plateau à leur sommet ou sont bifides (672 4H3). Les réflexions principales apparaissent pour tous les échantillons entre 1.49 et 1.51 Å. Cette position des pics correspond aux smectites dioctaédriques de type beidellite ou montmorillonite. Selon les auteurs, la position exacte des pics de ces smectites est assez variable. Toutefois, les montmorillonites présentent une réflexion (060) plus proche de 1.49 Å, les beidellites une raie plus proche de 1.50-1.51 Å. La kaolinite, dont la raie (060) se situe à 1.489 Å, apparaît nettement sur les échantillons 672 32X1 et 672 56X3 (fig. 67), mais aussi sur les échantillons 671 14X1 et 671 56X3. Seuls, les échantillons 672 4H4, 672 19X5 et 671 56X3 montrent des pics dont la position, à 1.52 Å et entre 1.52 et 1.53 Å, laisse supposer la présence de smectites trioctaédriques. Toutefois, la comparaison des surfaces des pics attribués aux smectites di- et trioctaédriques fait apparaître la faible abondance des smectites trioctaédriques dans le cas où elles seraient réellement présentes.

Les échantillons issus des zones de passages de fluide ou des failles ne montrent pas de variation de la position des pics de la réflexion (060) comparée à celle des échantillons prélevés dans un environnement normal.

2) Microchimie:

Les résultats des analyses microchimiques sont présentés sous forme de formules structurales et sont discutés pour chaque échantillon, puis interprétés les uns par rapport aux autres en relation avec les résultats des paragraphes 1-3 et 1-5. Les analyses à l'origine de ces formules sont présentées dans le tableau 10.

2-1) Les smectites:

* Rappel de la chimie des smectites du Site 672

Ech.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	K ₂ O	Na ₂ O	CaO
11H1	57.96	29.64	1.26	5.46	0.99	2.40	0.79	1.46
15X1	54.21	30.12	3.02	7.02	0.60	3.21	0.60	1.20
22X3	61.25	18.75	4.37	9.37	1	2.15	1.8	1.25

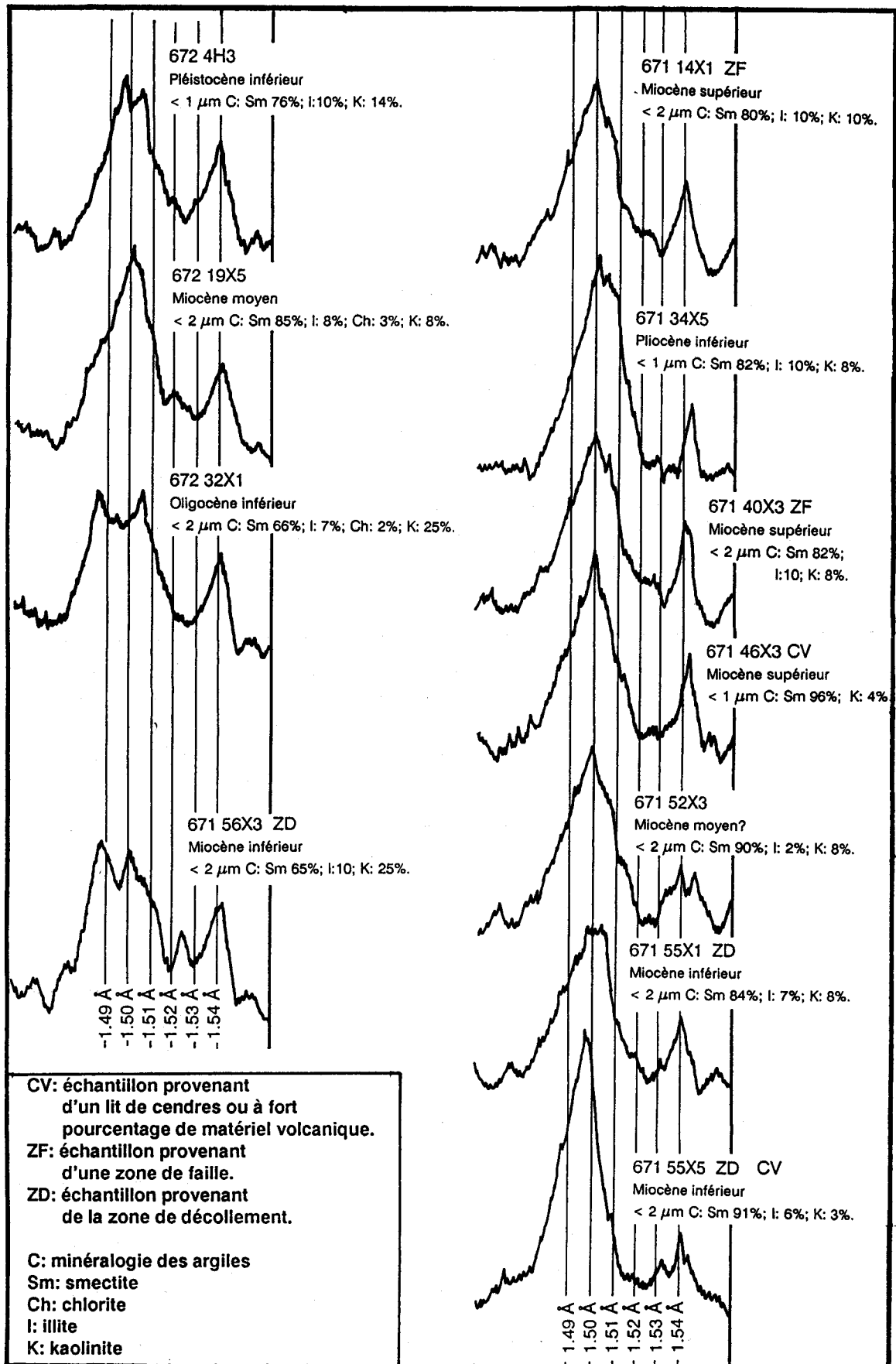


Fig. 67: Positions des raies (060) de diffraction X pour certaines smectites des forages 671B et 672A.

11H1 : (Si_{3.51} Al_{0.49}) (Al_{1.62} Fe_{0.25} Mg_{0.09} Ti_{0.05}) K_{0.20} Na_{0.10} Ca_{0.10} O₁₀ (OH)₂

15X1 : (Si_{3.33} Al_{0.67}) (Al_{1.50} Fe_{0.32} Mg_{0.32} Ti_{0.03}) K_{0.26} Na_{0.08} Ca_{0.09} O₁₀ (OH)₂

22X3 : (Si_{3.77} Al_{0.23}) (Al_{1.13} Fe_{0.43} Mg_{0.40} Ti_{0.05}) K_{0.17} Na_{0.22} Ca_{0.08} O₁₀ (OH)₂

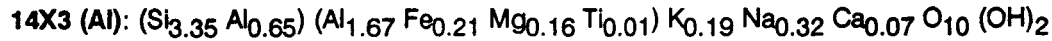
* Chimie des smectites du site 671:

Echantillon	pôle	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	K ₂ O	Na ₂ O	CaO
14X3	alumineux	55.21	32.38	1.8	4.79	0.30	2.33	2.64	0.52
	ferrifère	48.99	20.04	6.9	18.7	0.26	2.45	2	0.62
	potassique	61.23	24.49	3.99	4.32	0.10	3.24	2.16	0.43
	moyenne	55.14	25.38	4.65	9.23	0.37	2.55	2.01	0.64
40X1	alumineux	59.42	28.17	1.63	5.88	0.61	3.12	0.61	0.52
	ferrifère	51.28	27.43	3.97	11.10	0.82	2.71	1.74	0.92
	potassique	59.42	28.17	1.63	5.88	0.61	3.12	0.61	0.52
	moyenne	57.37	25.41	2.66	8.95	0.49	2.88	1.32	0.89
46X3	alumineux	56.49	28.24	4.43	5.24	0	1.85	2.5	1.21
	ferrifère	58.72	23.86	2.98	8.1	1.59	2.26	1.49	0.96
	potassique	53.23	25.73	6.21	7.8	0.88	3.1	2.3	0.7
	siliceux	64.72	24.34	2.6	5.33	0.5	1.79	0.85	0.81
	moyenne	59.04	24.47	4.46	6.34	0.67	2.07	1.83	1.08
48X3	alumineux	52.95	31.01	3.85	7.56	0.15	2.26	1.73	0.45
	ferrifère	57.74	25.68	3.51	8.78	0.55	2.05	0.99	0.67
	potassique	60.74	27.59	1.38	4.23	0.38	4.40	0.71	0.54
	moyenne	58.22	26.70	3.44	6.70	0.56	2.37	1.37	0.61
55X5	alumineux	54.90	32.73	2.29	4.47	0.12	0.75	0.99	0.71
	ferrifère	50.95	20.85	8.83	14.62	0.15	3.01	1.07	0.49
	potassique	50.95	20.85	8.83	14.62	0.15	3.01	1.07	0.49
	siliceux	65.38	17.36	5.31	7.56	0.4	1.94	1.32	0.69
	moyenne	58.17	21.45	5.79	9.60	0.49	2.05	1.69	0.73
56X3	alumineux	54.72	33.61	2.37	5.35	0.95	1.33	1.01	0.62
	ferrifère	55.50	22.74	1.81	13.64	0.09	1.9	2.82	1.45
	potassique	57.69	26.92	3.55	5	0.67	4.23	1.34	0.57
	moyenne	56.21	28.68	3.09	6.99	0.45	2.35	1.44	0.76

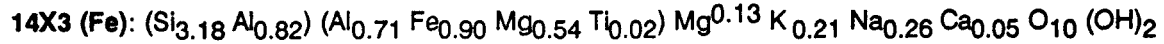
Tab. 11: Microchimie des smectites. (en pourcentages d'oxydes).

DT représente le déficit de charge tétraédrique; DO, le déficit de charge octaédrique; DI, la charge de l'interfoliaire.

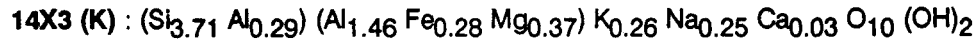
Echantillon 671 14X3: (zone de faille)



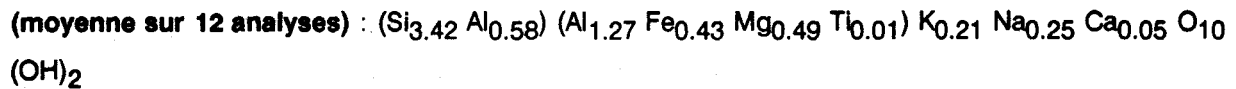
DT=0.65 ;DO=0 ;DI=0.65



DT=0.82 ;DO=0.01 ;DI=0.83



DT=0.29 ;DO=0.28 ;DI=0.57



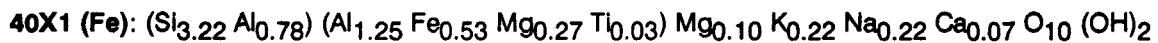
DT=0.58 ;DO=0 ;DI=0.58

Une famille de smectites relativement homogène apparaît, mais variant d'un pôle alumineux à un pôle assez ferrifère. L'homogénéité de cette famille de smectite est confirmée par la raie (060) qui est assez étroite. Le déficit de charge tétraédrique est fort. Les déficits de charge tétraédrique et octaédrique sont compensés par les ions monovalents (K et Na) en position interfoliaire.

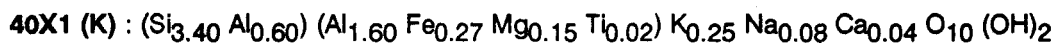
Echantillon 671 40X1: (zone de faille)



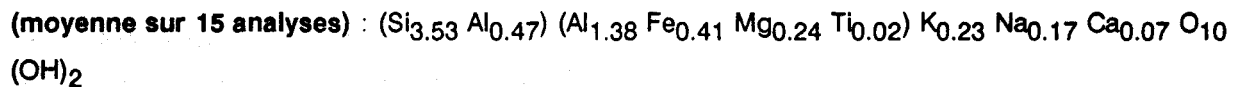
DT=0.40 ;DO=0.01 ;DI=0.41



DT=0.78 ;DO=0 ;DI=0.78



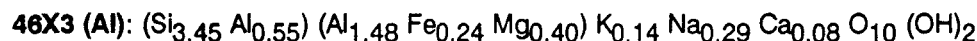
DT=0.60 ;DO=0.01 ;DI=0.41



DT=0.47 ;DO=0.07 ;DI=0.54

Cet échantillon présente une famille de smectites homogène, ce qui est confirmé par la raie (060), à fort déficit de charge tétraédrique et déficit de charge octaédrique réduit. La couche interfoliaire est dominée par les ions monovalent Na et K.

Echantillon 671 46X3: (lit de cendres volcaniques)



DT=0.55 ;DO=0.04 ;DI=0.59



DT=0.40 ;DO=0.09 ;DI=0.49

46X3 (K): (Si_{3.32} Al_{0.68}) (Al_{1.21} Fe_{0.37} Mg_{0.55} Ti_{0.04}) K_{0.25} Na_{0.29} Ca_{0.06} O₁₀ (OH)₂

DT=0.68 ;DO=0 ;DI=0.68

46X3 (SI): (Si_{3.87} Al_{0.13}) (Al_{1.51} Fe_{0.24} Mg_{0.23} Ti_{0.02}) K_{0.14} Na_{0.10} Ca_{0.05} O₁₀ (OH)₂

DT=0.13 ;DO=0.21 ;DI=0.34

(moyenne sur 13 analyses) : (Si_{3.60} Al_{0.40}) (Al_{1.36} Fe_{0.29} Mg_{0.41} Ti_{0.04}) K_{0.15} Na_{0.20} Ca_{0.06} O₁₀ (OH)₂

DT=0.40 ;DO=0.07 ;DI=0.47

Une famille de smectites montrant un pôle siliceux et un pôle alumineux apparaît; elle semble toutefois assez homogène. Le pic (060) particulièrement aigu confirme la relative homogénéité de ces smectites. La charge est essentiellement d'origine tétraédrique et compensée par des cations monovalents (potassium et sodium) pour les smectites n'appartenant pas au pôle siliceux. Pour ces dernières, le déficit de charge est surtout dû à l'octaèdre, ce qui en fait plutôt des montmorillonites.

Echantillon 671 48X3:

48X3 (Al): (Si_{3.26} Al_{0.74}) (Al_{1.51} Fe_{0.35} Mg_{0.19} Ti_{0.01}) Mg_{0.16} K_{0.17} Na_{0.19} Ca_{0.03} O₁₀ (OH)₂

DT=0.74 ;DO=0 ;DI=0.74

48X3 (Fe): (Si_{3.53} Al_{0.47}) (Al_{1.38} Fe_{0.40} Mg_{0.27} Ti_{0.03}) Mg_{0.05} K_{0.15} Na_{0.12} Ca_{0.05} O₁₀ (OH)₂

DT=0.47 ;DO=0 ;DI=0.47

48X3 (K): (Si_{3.68} Al_{0.32}) (Al_{1.64} Fe_{0.19} Mg_{0.12} Ti_{0.02}) K_{0.34} Na_{0.09} Ca_{0.04} O₁₀ (OH)₂

DT=0.32 ;DO=0.19 ;DI=0.51

(moyenne sur 8 analyses): (Si_{3.54} Al_{0.46}) (Al_{1.45} Fe_{0.30} Mg_{0.27} Ti_{0.04}) Mg_{0.04} K_{0.19} Na_{0.16} Ca_{0.04} O₁₀ (OH)₂

DT=0.46 ;DO=0.05 ;DI=0.51

Cet échantillon montre une famille chimique variant d'un pôle alumineux à un pôle siliceux. Le déficit de charge essentiellement tétraédrique est compensé par les cations interfoliaires monovalents. Toutefois, on note la présence de magnésium interfoliaire même dans la formule moyenne, mais en proportion assez faible.

Echantillon 671 55X5: (lit de cendres dans la zone de décollement)

55X5 (Al): (Si_{3.38} Al_{0.62}) (Al_{1.76} Fe_{0.20} Mg_{0.04}) Mg_{0.17} K_{0.06} Na_{0.13} Ca_{0.05} O₁₀ (OH)₂

DT=0.62 ;DO=0.01 ;DI=0.63

55X5 (Fe): (Si_{3.26} Al_{0.74}) (Al_{0.84} Fe_{0.70} Mg_{0.69}) Mg_{0.15} K_{0.25} Na_{0.13} Ca_{0.03} O₁₀ (OH)₂

DT=0.74 ;DO=0 ;DI=0.74

55X5 (K): (Si_{3.26} Al_{0.74}) (Al_{0.84} Fe_{0.70} Mg_{0.69}) Mg_{0.15} K_{0.25} Na_{0.13} Ca_{0.03} O₁₀ (OH)₂

DT=0.74 ;DO=0 ;DI=0.74

55X5 (Si): $(\text{Si}_{3.96} \text{Al}_{0.04}) (\text{Al}_{1.2} \text{Fe}_{0.34} \text{Mg}_{0.48} \text{Ti}_{0.02}) \text{K}_{0.15} \text{Na}_{0.15} \text{Ca}_{0.04} \text{O}_{10} (\text{OH})_2$

DT=0.04 ; DO=0.34 ; DI=0.38

(moyenne sur 16 analyses): $(\text{Si}_{3.59} \text{Al}_{0.41}) (\text{Al}_{1.16} \text{Fe}_{0.45} \text{Mg}_{0.54}) \text{K}_{0.17} \text{Na}_{0.21} \text{Ca}_{0.06} \text{O}_{10} (\text{OH})_2$

DT=0.41 ; DO=0.09 ; DI=0.50

Cet échantillon présente une famille de smectites comprise entre un pôle alumineux et un pôle ferrifère, mais aussi des smectites très siliceuses. Par contre, la raie (060) montre une famille homogène de smectite. Soit les différentes substitutions ont pu influencer sur les positions des pics dans le même sens, soit le pic des smectites siliceuses masque les pics des autres pôles chimiques. En effet, la position du pic de la raie (060) indique plutôt la présence de montmorillonites, qui montrent une faible substitution Si/Al. Le déficit de charge dû aux feuillets tétra- et octaédrique est essentiellement compensé par le sodium et le potassium.

Echantillon 671 56X3: (zone de décollement)

56X3 (Al): $(\text{Si}_{3.30} \text{Al}_{0.70}) (\text{Al}_{1.68} \text{Fe}_{0.24} \text{Mg}_{0.03} \text{Ti}_{0.04}) \text{Mg}_{0.19} \text{K}_{0.10} \text{Na}_{0.12} \text{Ca}_{0.05} \text{O}_{10} (\text{OH})_2$

DT=0.7 ; DO=0 ; DI=0.7

56X3 (Fe): $(\text{Si}_{3.49} \text{Al}_{0.51}) (\text{Al}_{1.18} \text{Fe}_{0.65} \text{Mg}_{0.16}) \text{K}_{0.15} \text{Na}_{0.35} \text{Ca}_{0.10} \text{O}_{10} (\text{OH})_2$

DT=0.51 ; DO=0.19 ; DI=0.70

56X3 (K): $(\text{Si}_{3.53} \text{Al}_{0.47}) (\text{Al}_{1.47} \text{Fe}_{0.23} \text{Mg}_{0.33} \text{Ti}_{0.03}) \text{K}_{0.33} \text{Na}_{0.16} \text{Ca}_{0.05} \text{O}_{10} (\text{OH})_2$

DT=0.47 ; DO=0.12 ; DI=0.59

(moyenne sur 12 analyses): $(\text{Si}_{3.45} \text{Al}_{0.55}) (\text{Al}_{1.49} \text{Fe}_{0.32} \text{Mg}_{0.24} \text{Ti}_{0.02}) \text{Mg}_{0.04} \text{K}_{0.18} \text{Na}_{0.18} \text{Ca}_{0.06} \text{O}_{10} (\text{OH})_2$

DT=0.55 ; DO=0.01 ; DI=0.56

Cet échantillon présente des pôles alumineux et ferrifères bien différenciés. Les formules chimiques montrent comme dans les cas précédant une nette évolution entre deux pôles. Le déficit de charge est essentiellement tétraédrique et compensé surtout par les cations monovalents.

Les analyses chimiques des smectites sont confirmées par les travaux effectués par A. DESPRAIRIES sur les smectites des lits de cendres des mêmes sites au moyen du STEM (tab. 12).

Echantillon	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	K ₂ O	Na ₂ O	CaO
671 10X2	57.60	24.08	3.59	9.84	nd	1.42	2.11	1.35
671 10X2	60.45	20.33	3.41	12.29	nd	2.30	0.78	0.44
671 32X5	53.88	26.41	3.97	8.12	nd	1.85	0	5.76
671 33X1	61.21	29.83	3.46	3.22	nd	2.07	0.04	0.16
671 46X3	65.39	20.39	6.34	5.41	nd	0.45	1.26	0.74

Tab. 12: Microchimie des smectites du Leg 110, analysées au STEM par A. DESPRAIRIES.

Les smectites dioctaédriques se subdivisent en trois groupes: les beidellites, les montmorillonites et les nontronites. Dans les dernières, le Fe^{3+} est supérieur à 3 dans la formule structurale; elles n'ont pas été reconnues dans cette étude. Les beidellites de formule $(\text{Si}_{4-y} \text{Al}_y) (\text{Al}_{2-x-t} \text{Fe}^{3+}_t \text{Mg}_x) \text{Na}_{x+y} \text{O}_{10} (\text{OH})_2$ montrent un déficit de charge généralement tétraédrique alors que les montmorillonites de formule $(\text{Si}_4) (\text{Al}_{2-x} \text{Mg}_x) \text{R}_x \text{O}_{10} (\text{OH})_2$ possèdent un déficit de charge octaédrique. Ces deux variétés minérales au sens strict n'étant que très rarement rencontrées, on attribue le terme de beidellites aux smectites dioctaédriques dont le déficit de charge est essentiellement dû au feuillet tétraédrique et le terme de montmorillonite aux smectites dioctaédrique dont le déficit de charge est essentiellement dû au feuillet octaédrique (NEWMAN, 1987).

Notons que la difficulté de classer les smectites en groupes bien définis peut être illustrée par les différentes formules structurales attribuées à la smectite de Tatatila où la magnésium trouvé par analyse chimique peut être échangeable. Pour cette smectite, la proportion de charge tétraédrique varie de 19 à 2% de la charge totale sur 6 formules structurales données (NEWMAN, 1987). Les montmorillonites et les beidellites montrent généralement un $\text{Fe}^{3+} < 1$ en position octaédrique (BRIGATTI et POPPI, 1981), ce qui est vérifié même pour le terme smectite le plus ferrifère (671 14X3 (Fe)). De plus, par leur déficit de charge tétraédrique important, la plupart des smectites étudiées ici s'apparentent plus aux beidellites. Les échantillons 671 46X3 et 55X5, qui proviennent de lits de cendres volcaniques, présentent des pôles montmorillonitiques.

Les smectites étudiées ne montrent pas de différences importantes de chimie en relation avec les zones de failles ou de passage de fluides. En effet, celles qui présentent un déficit de charge tétraédrique important et un déficit de charge octaédrique faible (beidellites) sont ubiquistes, et les montmorillonites se corrélaient avec les lits de cendres. De plus, la couche interfoliaire ne montre pas une prépondérance des ions calcium, magnésium, potassium ou sodium en fonction de la localisation des échantillons. En outre, la chimie des smectites du site 672 ne montre pas de différences notables avec celle des smectites du site 671.

On note sur la figure 68 qu'il existe une assez bonne corrélation entre l'abondance du potassium en position interfoliaire et le taux d'interstratification illitique, ceci en tenant compte de l'intervalle d'erreur assez important dans la mesure du taux d'interstratification illitique.

Les formules structurales des smectites sont comparables à celles des smectites originaires des sols continentaux à climat chaud ou résédimentées à partir de tels sols dans les dépôts péri-continentaux (tab. 13). Cependant, les échantillons 671 14X3, 671 40X1, 671 55X5 et 671 56X3 montrent des pôles ferrifères assez individualisés, et certains des montmorillonites. Ces smectites, plus ferrifères et souvent plus magnésiennes que les autres smectites du même niveau, ou les montmorillonites s'apparentent davantage aux minéraux d'altération des verres volcaniques.

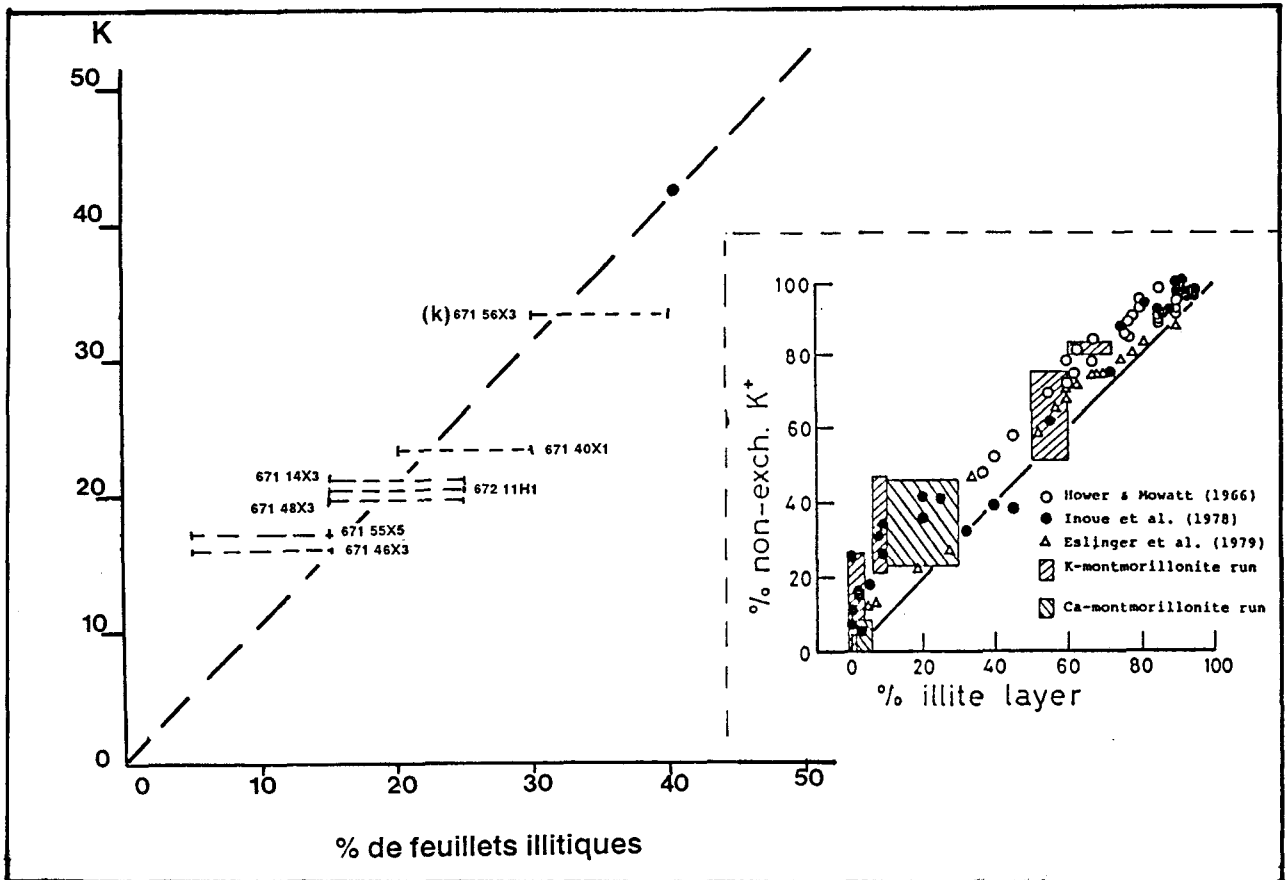


Fig. 68: Diagramme K/interstratification illitique pour les smectites analysées à la microsonde électronique. En cartouche, le pourcentage de K non-échangeable des feuillets illitiques dans les interstratifiés Illite/Smectite (d'après INOUE, 1983).

Samples	Tetrahedra		Octahedra				Interlayers			
	Si	Al	Al	Fe ³⁺	Mg	Ti	Na	K	Mg	Ca
Senegal Basin, Kafoutine										
N° 620, Maastrichtian	3.12	0.88	1	0.50	0.30	0.02	0.62	0.42	-	0.33
N° 1190, Santonian	3.22	0.78	1.31	0.44	0.23	0.02	0.32	0.30	-	0.20
Cape Verde Basin, DSDP 367										
19-1-100, late Cretaceous	3.74	0.26	1.23	0.43	0.44	0.02	0.03	0.17	-	0.06
22-6-91, late Albian	3.31	0.69	1.07	0.69	0.32	0.02	0.05	0.40	0.05	0.07
23-2-46, Albian	3.57	0.43	1.47	0.38	0.18	0.02	0.04	0.16	0.08	0.04
Mormoiron Basin, SE France										
Al-Fe smectite (wyoming)	3.92	0.08	1.21	0.40	0.30	0.03	?	0.21	-	0.16
West African Soils (parent rock)										
M-5D (gneiss w/amphibole)	3.67	0.33	1.07	0.58	0.47	0.03		?		
GB 92 (granite)	3.38	0.62	1.43	0.49	0.21	0.06		?		
LIV-2-3 (Eocene clay)	3.61	0.39	1.37	0.46	0.24	0.05		?		
Godola (granite)	3.30	0.70	1.29	0.68	0.19	0.05	?	0.09	?	0.01

Tab. 13: Formules structurales de smectites issues de sédiments du Crétacé supérieur de l'Atlantique Nord-Est (d'après CHAMLEY *et al.*, 1988), du Bassin de Mormoiron, SE France (d'après TRAUTH, 1977) et de sols récents de l'Ouest Africain (d'après PAQUET, 1970; DUPLAY, 1982).

2-2) La kaolinite:

Ech.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	K ₂ O	Na ₂ O	CaO	total
672 11H1	50.47	39.76	1.33	3.85	0.82	1.03	0.65	0.32	98.23
672 15X1	51.63	41.24	0.49	1	0.46	0.83	0.11	0.62	96.38
671 56X3	53.19	35.86	2.21	3.97	0.18	0.95	1.01	0.59	93.99

Tab. 14: Composition chimique des kaolinites du Site 671.

672 11H1: (Si_{1.98} Al_{0.02}) (Al_{1.77} Fe_{0.11} Mg_{0.08} Ti_{0.02}) K_{0.05} Na_{0.05} Ca_{0.01} O₅ (OH)₄

672 15X1: (Si₂) (Al_{1.90} Fe_{0.03} Mg_{0.03} Ti_{0.01}) K_{0.04} Na_{0.01} Ca_{0.03} O₅ (OH)₄

671 56X3: (Si_{1.93} Al_{0.07}) (Al_{1.75} Fe_{0.12} Mg_{0.13} Ti_{0.01}) K_{0.05} Na_{0.08} Ca_{0.03} O₅ (OH)₄

La kaolinite, peu abondante dans les échantillons étudiés, n'est pas aisée à analyser à la microsonde. Néanmoins, celles qui ont été étudiées montrent des compositions très similaires, la kaolinite analysée dans le niveau de décollement étant cependant plus ferrifère et magnésienne.

2-3) L'illite:

Ech.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	K ₂ O	Na ₂ O	CaO	total
672 11H1	49.71	33.1	0.71	3.2	0.41	7.4	0.9	1.1	96.53
671 14X3	49.96	34.06	3.02	1.26	0.37	9.46	1.06	0.75	99.94

Tab. 15: Composition chimique des illites du Site 671

672 11H1: (Si_{3.22} Al_{0.78}) (Al_{1.74} Fe_{0.16} Mg_{0.07} Ti_{0.02}) K_{0.61} Na_{0.11} Ca_{0.07} O₁₀ (OH)₂

DT = 0.78 DO = 0.08 DI = 0.86

671 14X3: (Si_{3.15} Al_{0.85}) (Al_{1.68} Fe_{0.06} Mg_{0.28} Ti_{0.02}) K_{0.76} Na_{0.14} Ca_{0.05} O₁₀ (OH)₂

DT = 0.86 DO = 0.14 DI = 1

Les formules structurales des illites sont assez similaires.

3) Analyse thermique différentielle

Les 76 échantillons analysés, qui proviennent à la fois des Site 671 et 672, apportent des informations d'ordre minéralogique ainsi que chimique. Les courbes présentées ont été obtenues parfois sur la fraction < 2 μm, mais aussi et le plus souvent sur la fraction < 1 μm afin d'obtenir un

enrichissement en smectites. La position et la forme du premier pic endothermique (déshydratation) ne présente que peu de variation d'un échantillon à l'autre. Par contre, le deuxième pic endothermique (déshydroxylation) et les pics correspondant aux réactions de déstabilisation-recristallisation sont très variables en forme et en position.

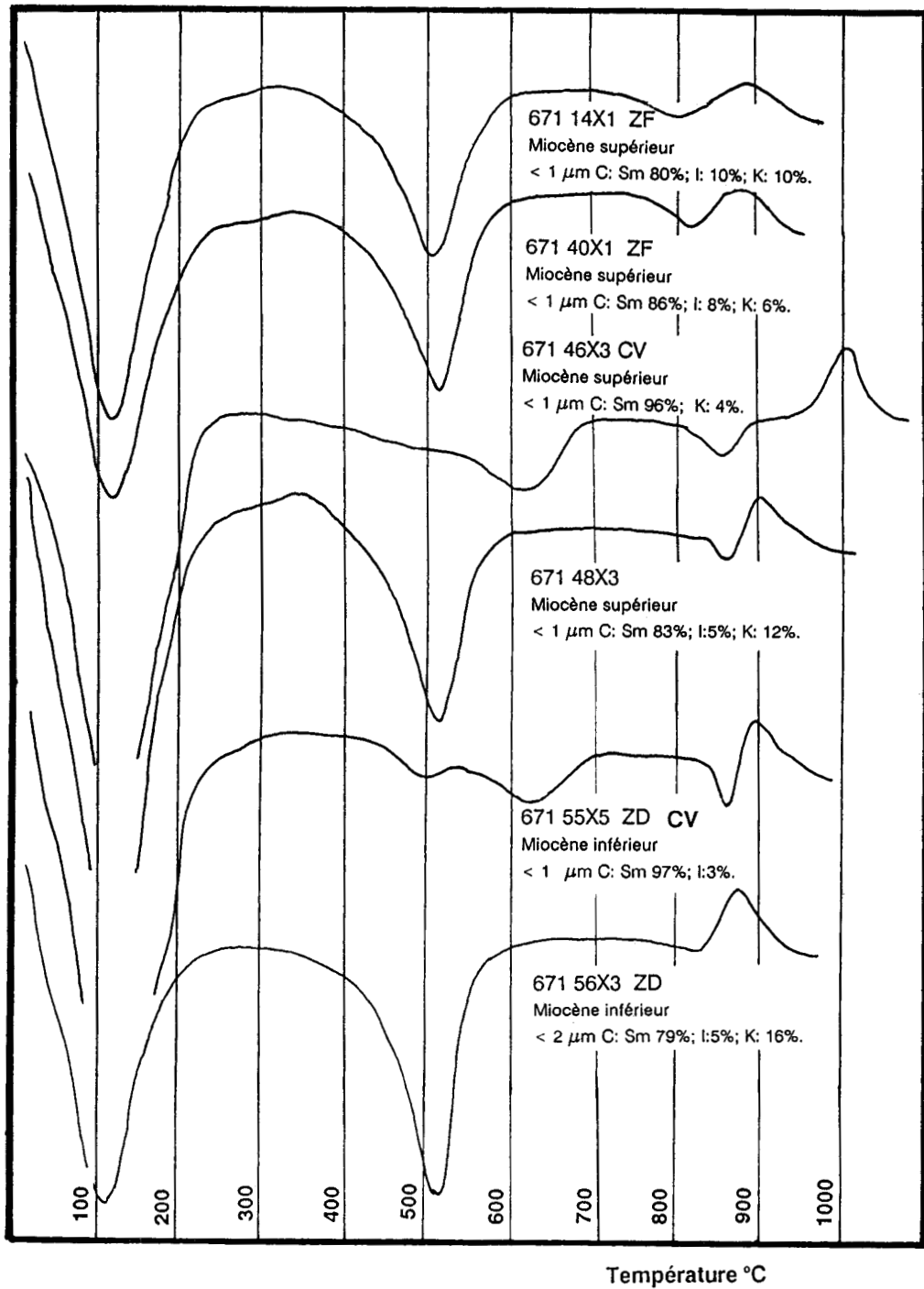


Fig. 69: Courbes d'analyse thermique différentielle des smectites du forage 671B analysées à la microsonde électronique.

La figure 69 rassemble les analyses thermiques différentielles des échantillons du Site 671 déjà étudiés en microchimie (Cf par. 2). La figure 70 représente les courbes d'analyse thermique différentielle pour des échantillons du Site 671 dont la chimie des smectites n'est pas connue ainsi que les échantillons du Site 672. Les échantillons situés en dessous du niveau de décollement n'ont pas pu être étudiés car même après enrichissement en smectites, la kaolinite restait très abondante.

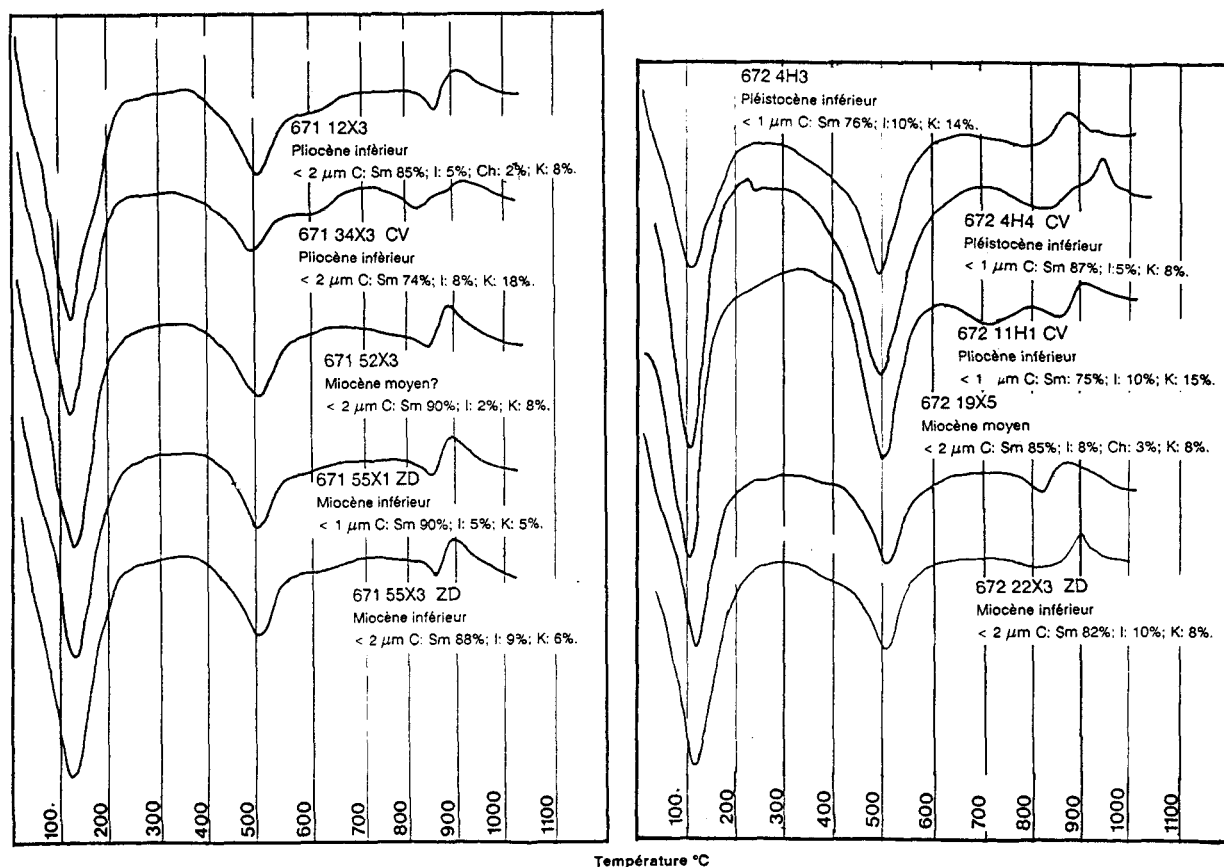


Fig. 70: Courbes d'analyse thermique différentielle de smectites des Forages 671B et 672A.

Déshydratation:

Les températures mesurées au sommet du pic de déshydratation sont comprises entre 102° et 135° C. Ces températures reflètent les énergies de liaisons de l'eau avec les cations interfoliaires (Cf chapitre II). Le pic de déshydratation, qui possède la même forme pour la majorité des échantillons, ne montre pas d'épaulement marqué caractéristique de la quantité de cations divalents (Ca^{2+} et Mg^{2+}). L'absence de cet épaulement indique la prédominance des ions monovalents dans la couche interfoliaire, ce qui est vérifié pour tous les échantillons dont les analyses chimiques sont connues. Seuls, les échantillons 672 4H3, 672 4H4, 671 12X3 et 671 34X3 montrent un épaulement significatif, bien que peu développé, de la présence d'ions divalents dans la couche interfoliaire.

Déshydroxylation:

Les températures mesurées au sommet du pic endothermique de déshydroxylation sont très stables et comprises entre 502° et 525° C. Ces températures se rapprochent de celles observées pour les smectites dioctaédriques de type beidellites ou smectites alumino-ferrifères (Cf chapitre II). Elles indiquent de fortes substitutions $Al^{3+}-Fe^{3+}$ en position octaédrique (GRIM, 1968) et/ou des tétraèdres très substitués. Les analyses chimiques concordent parfaitement avec ces résultats.

Dans le cas des échantillons 671 55X5 et 671 46X3, le maximum de déshydroxylation se situe entre 625° et 635°C. Cette température indique une tendance cheto ou wyoming assez accentuée pour ces smectites. Ces termes de cheto et wyoming définis par GRIM et KULBICKI (1961), sont employés pour des smectites de type montmorillonite. Or la chimie montre qu'une partie de ces smectites seulement correspond aux observations de l'analyse thermique différentielle.

Déstabilisation-recristallisation et produits de recristallisation.

Lorsque les pics associés à ces réactions ne sont pas très bien définis, on utilise les dérivées des courbes ATD pour préciser les ruptures de pentes et les températures de réaction. La plupart des échantillons montre toutefois des pics bien marqués. Dans la mesure du possible, la forme des courbes est comparée aux types classiques présentés dans le chapitre II.

La majorité des échantillons du Site 671 et du Site 672 montre un pic de déstabilisation entre 802° et 863° C, et un pic de recristallisation entre 860° et 912°C. Les produits de recristallisation sont la cristobalite, la mullite et parfois le spinelle (échantillons 671 40X1 et 672 22X3). La forme de la courbe des pics de déstabilisation-recristallisation sont caractéristiques de la famille des beidellites alumineuses. La présence d'un crochet endo-exothermique de type wyoming est remarquable sur de nombreux échantillons (671 48X3, 671 55X1). Toutefois les smectites wyoming typiques possèdent des pics de déshydroxylation situés à des températures plus élevées que celles atteintes. Ce phénomène indique un caractère ferrifère assez marqué et les rattachent aux smectites intermédiaires au sens de TRAUTH (1964). Pour les smectites analysées à la microsonde électronique, ces résultats s'accordent à ceux de la chimie puisque les teneurs en fer varient de 6.21% à 9.6%.

Dans le cas des échantillons présentant des pics de déshydroxylation à des températures élevées (671 46X3 et 671 55X5), les réactions de déstabilisation et de recristallisation sont différentes de celles des autres smectites.

L'échantillon 671 46X3 possède un crochet de type cheto, avec le maximum du pic de déstabilisation à 867° C et le pic de recristallisation à 1007°C. Le crochet de type cheto montre un plateau entre les réactions de déstabilisation et de recristallisation; ce plateau est d'autant plus long que le rapport MgO/Fe_2O_3 est important (CHANTRET *et al.*, 1971). Ce résultat est corroboré par les analyses chimiques, qui montrent le plus fort rapport de toutes les smectites analysées (0.7). De plus, la position du pic de déshydroxylation et ses produits de recristallisation (quartz, cristobalite) en font une

smectite cheto. L'ensemble de ces remarques sont valables pour l'échantillon 672 4H4 (issu d'un lit de cendres volcaniques fourni par A. DESPRAIRIES), qui présente un crochet déstabilisation-recristallisation de type cheto; mais le pic de déshydroxylation, situé à une température plus faible, en fait plutôt une smectite intermédiaire.

L'échantillon 671 55X5 montre un crochet de type wyoming bien marqué avec un pic endothermique à 872° C et un pic exothermique à 895° C. Ces caractéristiques, la position du pic de déshydroxylation et les produits de recristallisation (cristobalite et mullite) en font une smectite wyoming. On notera que c'est cette smectite qui est la plus ferrifère (9.6% de Fe_2O_3 de moyenne).

Les études par diffraction des rayons X et analyse thermique différentielle semblent montrer que les montmorillonites sont les smectites prépondérantes dans les échantillons 671 46X3 et 671 55X5.

Les échantillons présentant un pic de déshydroxylation à température élevée et des crochets de déstabilisation-recristallisation de type wyoming ou cheto sont issus de lits de cendres ou d'horizons extrêmement riches en matériel volcanique. Toutefois, de nombreux échantillons provenant de lits de cendres ne possèdent pas ces caractéristiques et sont des beidellites alumino-ferrifères. Ce phénomène peut résulter d'une absence locale d'altération (les smectites prélevées sont alors d'origine sédimentaire), ou de la variabilité de la chimie des smectites résultant de l'altération des cendres volcaniques et qui peuvent se confondre avec les minéraux d'origine sédimentaire.

Dans le cas de l'échantillon 671 55X5, un pic endothermique de faible intensité apparaît vers 490-510° C. Ce pic pourrait être attribué à la kaolinite, mais les faibles pourcentages de ce minéral dans la fraction étudiée ne produiraient pas un pic d'une telle intensité. Ce pic correspond en température aux pics de déshydroxylation des autres smectites. De plus, les courbes des échantillons 671 12X2, 671 32X5, 671 34X3, 671 55X1 et 671 55X3 montrent un deuxième pic ou décrochement endothermique à 580-620° C (fig. 69 et 70), qui correspond aux pics de déshydroxylation des smectites 671 46X3 et 671 55X5. Certaines des fractions étudiées apparaissent de ce fait comme des mélanges à deux composants smectitiques. Toutefois, ces mélanges ne seraient pas toujours discernables du fait de la convergence de composition chimique des smectites.

La kaolinite possède un pic de déshydroxylation extrêmement développé vers 510-550°C sous atmosphère d'argon, il se pourrait que les pics des smectites de certains échantillons (671 14X1, 671 34X3, 671 40X1, 671 48X3, 671 56X3 et 672 4H3) soient exagérés par la présence de ce minéral. La plupart de des échantillons concernés présente d'ailleurs la réflexion caractéristique de la kaolinite dans l'étude des réflexions de diffraction (060).

La concordance des études faites à la microsonde électronique et des résultats de l'analyse thermique différentielle démontre la validité des résultats de cette dernière. De ce fait, les courbes d'analyse thermique différentielle des smectites peuvent être estimées comme révélatrices des

tendances chimiques des smectites.

Les courbes d'analyse thermique différentielle ne permettent pas de différencier les smectites des zones de passage de fluides, des smectites correspondant à un environnement normal. Le début d'une diagenèse sous l'action des fluides pourrait se marquer surtout dans la couche interfoliaire par prise de potassium dans le cas d'une transformation de smectite en illite ou conduire à la formation de smectites "exotiques" (saponite, nontronite) par altération des verres volcaniques. Or, tous les échantillons analysés montrent une prédominance des ions monovalents sur les ions divalents en position interfoliaire. Seules les courbes des échantillons 672 4H4 et 671 34X3 montrent un faible épaulement sur le pic de déshydratation indiquant une présence non négligeable d'ions divalents (fig. 70).

Notons que les minéraux argileux issus de l'altération des cendres volcaniques sont des smectites dioctaédriques de type beidellites alumineuses assez ferrifères, ou des montmorillonites possédant un crochet endo-exothermique de type wyoming ou de type cheto.

4) Observation au M.E.T.

18 échantillons de fraction inférieure à 2 μm . Il s'agit des échantillons 2H3, 5H3, 5H5, 8H5, 11H5, 14X1, 17X1, 19X1, 20X3, 32X5, 38X3, 38X5, 40X1, 46X3, 50X3, 51X5, 55X3, 56X3.

Les mêmes remarques que celles faites pour le site 672 peuvent être faites à propos du Site 671. Sur l'ensemble des échantillons, on note la présence de deux types morphologiques de smectites: des "smectites à bords enroulés ou en tissu froissé" (Pl. II, photos A et B) et des "smectites floconneuses" (Pl. II, photo C). Les smectites à bord enroulés sont généralement d'une taille supérieure à celle de l'autre type. Les smectites floconneuses présentent le plus souvent, des prolongements en lattes. Les "smectites à bords enroulés", par contre, ne montrent qu'exceptionnellement des lattes. La présence des "smectites à bords enroulés" semble liée à l'existence de matériel volcanique et de son état d'altération.

F) DISCUSSION ET CONCLUSIONS:

Les smectites étudiées ne montrent pas de diagenèse particulière en relation avec les zones de failles ou de passages de fluides. En effet, les pourcentages de smectites, leur cristallinité, leurs taux d'interstratification mesurés par diffraction de rayons X ne révèlent pas de transformation de sens constant associées aux horizons faillés par rapport aux environnements non faillés. De plus, la chimie de ces minéraux étudiée par analyse thermique différentielle et microsonde indique la même stabilité.

Durant la transformation de smectite en illite, des cations échangeables de la couche interfoliaire, comme le sodium et le calcium, sont remplacés par le potassium à partir de la solution interstitielle (INOUE, 1983). Dans le cas d'une montmorillonite, EBERL (1980) indique que le déficit de charge

requis pour la fixation de potassium avec formation d'illite est de -0.77 . De plus, il distingue la fixation de potassium avec formation d'illite et la fixation de surface par une déshydratation due au chauffage de montmorillonites faiblement chargées. Les travaux d'INOUE (1983) suggèrent qu'il n'y a pas d'apparition d'interstratification illitique à une température de 150°C pour des montmorillonites saturées en potassium ou en calcium. Toutefois, il remarque une augmentation du potassium non échangeable au cours du temps pour une température donnée et pour une solution de potassium 0.02 M . YAU *et al.* (1987a) n'observent pas de changement des caractéristiques de la smectite à des températures 200° à 400°C durant des périodes de 71 à 584 jours. PEARSON et SMALL (1988) proposent, à partir de l'étude de sédiments jurassiques à miocènes, une illitisation débutant à 2000-2500m de profondeur. Ceci représente une température de $65\text{-}80^{\circ}\text{C}$ si l'on considère le gradient géothermique moyen actuel ($30^{\circ}\text{C}/\text{km}$).

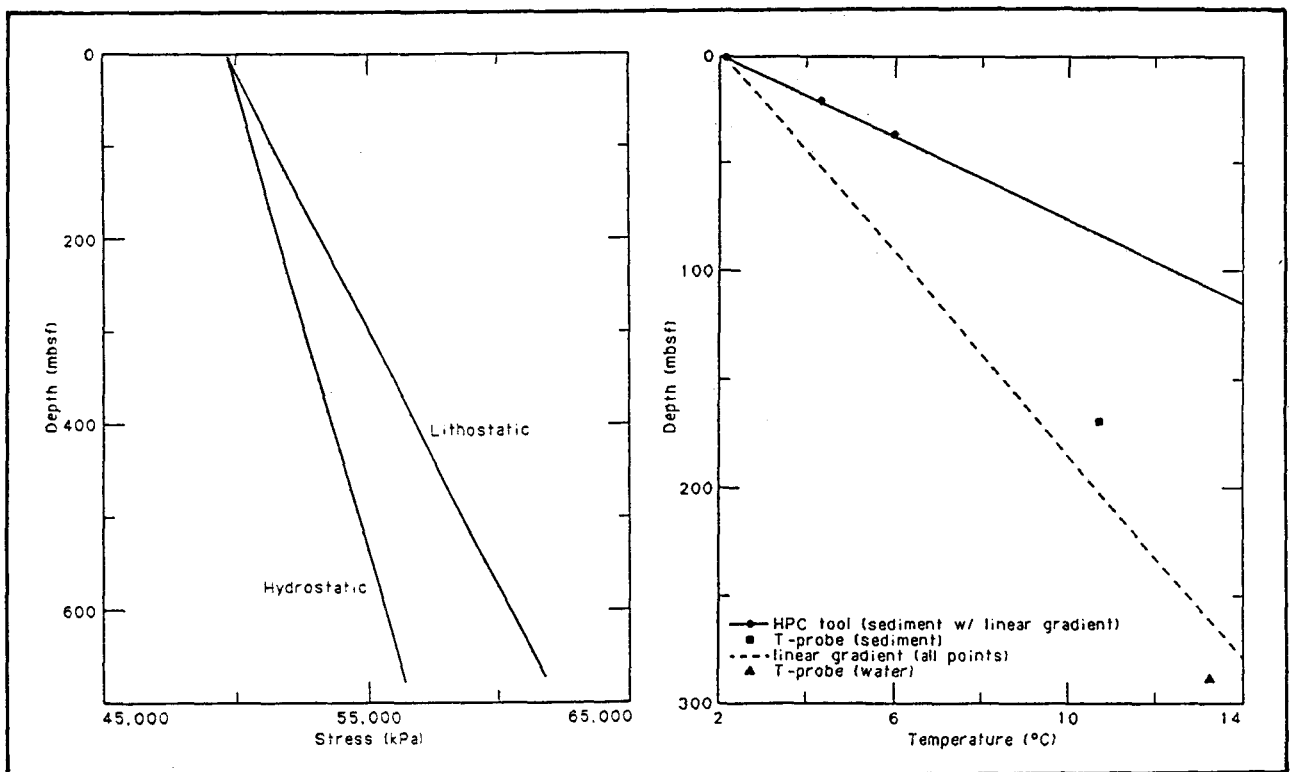


Fig. 71: Gradient lithostatique et hydrostatique, et gradient géothermique pour le forage 671B (d'après MASCLE *et al.*, 1988).

Le gradient géothermique de $43^{\circ}\text{C}/\text{km}$ (MASCLE *et al.*, 1988) calculé au Site 671 (fig. 71) correspond une température de 21 à $23,5^{\circ}\text{C}$ au niveau de la zone de décollement. De plus, il ne semble pas qu'il y ait de migration d'eau chaude du bas vers le haut du forage (MASCLE *et al.*, 1988), ce qui laisse penser que les fluides ne sont guère plus chauds que le gradient géothermique le permet de supposer. Ces températures semblent alors insuffisantes pour permettre à elles seules une diagenèse des smectites. La température, le temps et les activités des composants chimiques semblent être les principaux facteurs cinétiques de la transformation de smectite en illite (LAHANN et ROBERTSON, 1980; AHN et PEACOR, 1986).

Toutefois, la pression contrôle également souvent la cinétique des réactions chimiques. De même, les changements de stabilité des argiles dus à la perte d'eau interfoliaire peuvent être responsables des différentes vitesses de transformation de la smectite en illite dans les intercalations d'argilites et de sables. Les analyses de COLTEN-BRADLEY (1987) suggèrent que la formation de smectite à une couche d'eau coïncide avec le début de la transformation smectite-illite. Les différences expérimentales observées dans la transformation des smectites peuvent manifester la capacité qu'a le minéral à former un complexe à une couche d'eau (COLTEN-BRADLEY, 1987).

KOOSER VAN GROOS et GUGGENHEIM (1984) ont démontré par analyse thermique différentielle à haute pression qu'une montmorillonite wyoming saturée en sodium ne se déshydratit pas avant des températures de 40 à 100°C en-dessous d'une pression hydraulique de 1300 bars. De même, COLTEN (1985, 1986) montre qu'une montmorillonite cheto saturée en sodium est stable en tant que complexe à deux couches d'eau dans une solution de NaCl, à des pressions inférieures à 462 bars et des températures inférieures à 200°C. Les pressions lithostatiques et hydrostatiques sont respectivement d'approximativement 587 bars et 500 bars (fig. 71). La pression verticale effective P_e est la différence entre la pression lithostatique (P_l) et la pression des fluides interstitiels (P_o) (COLTEN-BRADLEY, 1987):

$$P_e = P_l - P_o.$$

Dans les sédiments non compactés, $P_o = P_h$ où P_h est la pression hydrostatique (TERZAGHI et PECK, 1968), d'où $P_e = P_l - P_h = 37$ bars. La compaction de ces sédiments avec l'enfouissement provoque l'augmentation de la densité globale (D_o) du sédiment, par expulsion des fluides interstitiels. On peut alors considérer deux types de systèmes de pression; la pression hydrostatique qui s'exerce sur les argiles situés dans les pores d'un sable et la pression verticale effective qui s'exerce dans un shale perméable compacté (fig. 72).

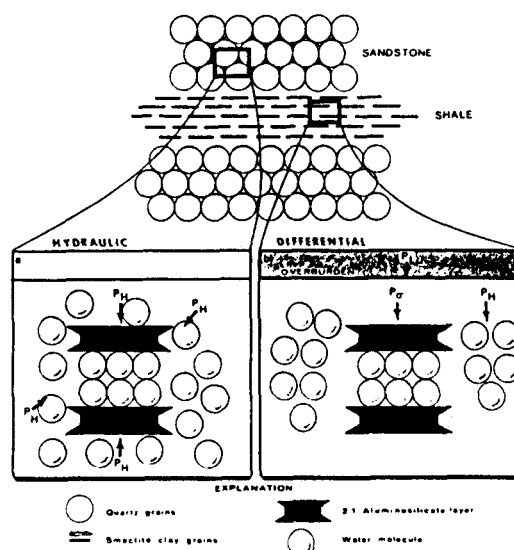


Fig. 72: Systèmes de pressions s'appliquant sur les argiles (d'après COLTEN-BRADLEY, 1987). (a): hydraulique; (b): différentiel (pression verticale effective).

Les résultats des travaux de COLTEN-BRADLEY tendent à montrer que dans le cas d'une pression hydraulique (sables), les smectites restent stables au moins en tant que complexe à deux couches d'eau et que des phénomènes de déshydratation de ce minéral ne s'observent pas dans les conditions de pression et température associées à un enfouissement normal. Dans le cas d'une pression différentielle (pression verticale effective), la pression requise varie de façon inverse de la température et de la densité de l'eau interfoliaire. A 25°C, la perte des seconde et première couches d'eau nécessite des pression de 1517 à 5241 bars. Aucune pression n'est nécessaire pour le départ des seconde et première couches d'eau, à 67-81°C et 172-192°C respectivement. Dans le cas du niveau de décollement, les températures (de 21° à 23.5°C) et pressions (500 et 37 bars suivant le système considéré) atteintes ne permettent pas cette déshydratation qu'il s'agisse d'un shale ou d'un sable. Il semble donc que les fluides appauvris en chlorures du forage 671B ne proviennent pas de la déshydratation in situ des smectites, avec formation d'illite, comme le propose SCHOONMAKER (in press), mais de niveaux plus profonds où les pressions sont plus importantes. Les résultats obtenus par l'étude du méthane associé aux fluides attribuent d'ailleurs à celui-ci une origine profonde (BLANC *et al.*, 1988).

AOYAGI et KAZAMA (1980) suggèrent que la transformation smectite en interstratifiés illite/smectite, requiert une pression de 900 kg/cm² (900 bars) et une température de 104° C. Ces valeurs critiques sont nettement supérieures aux pressions et températures s'exerçant au niveau du décollement et dans le site 671 en général.

L'expulsion d'eau lié à la compaction peut s'accompagner d'un processus de "membrane filtration". Dans un tel processus, sous l'influence de la pression de compaction, des ions sont préférentiellement retenus dans certaines formations sédimentaires et plus particulièrement les argiles ou les shales. Des expériences sur le passage forcé d'eau de mer à travers une membrane d'argile ou de shales à l'aide de pression de compaction de 35 à 70 MPa ont été réalisées par plusieurs auteurs (KHARAKA et BERRY, 1973; KHARAKA et SMALLEY, 1976; HAYDON et GRAF, 1986). Les résultats montrent une rétention préférentielle des ions monovalents sur les ions divalents à des températures supérieures à 53°C, mais que la tendance s'inverse à des températures inférieures (fig. 73).

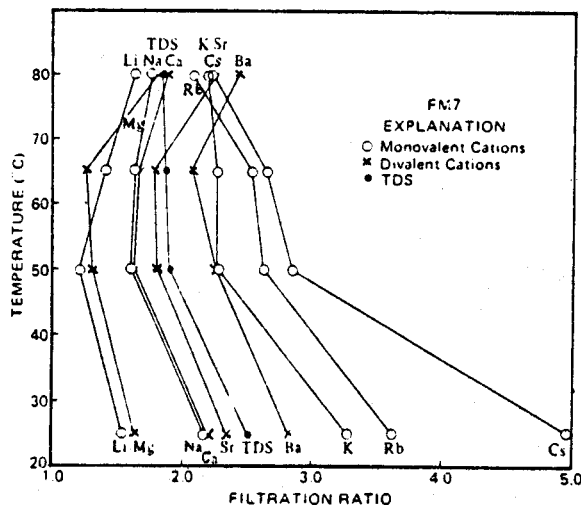


Fig. 73: Diagramme température/filtration de différents ions pour une bentonite wyoming compactée sous 492 bars (d'après KHARAKA et SMALLEY, 1976)

De plus, le chlore et le brome sont préférentiellement retenus par rapport aux autres anions à une température de 70°C. Le phénomène de "membrane filtration" est aussi évoqué pour expliquer les faibles salinités dans les zones surpressurisées situées entre des horizons sédimentaires contenant des huiles et des saumures (HANSHAW et COPLEN, 1973; MARINE et FRITZ, 1981; FRITZ et MARINE, 1983). Les températures et pressions de la zone de décollement permettent une rétention des ions divalents plus importante que celle des ions monovalents par "membrane-filtration" (fig. 73). Il n'y aurait pas de ce fait une accumulation excessive de potassium *in situ* pouvant favoriser la transformation smectite-illite.

La stabilité des smectites par rapport aux conditions de pressions et de températures est confirmée par les études menées par différents auteurs sur d'autres sites (fig. 74).

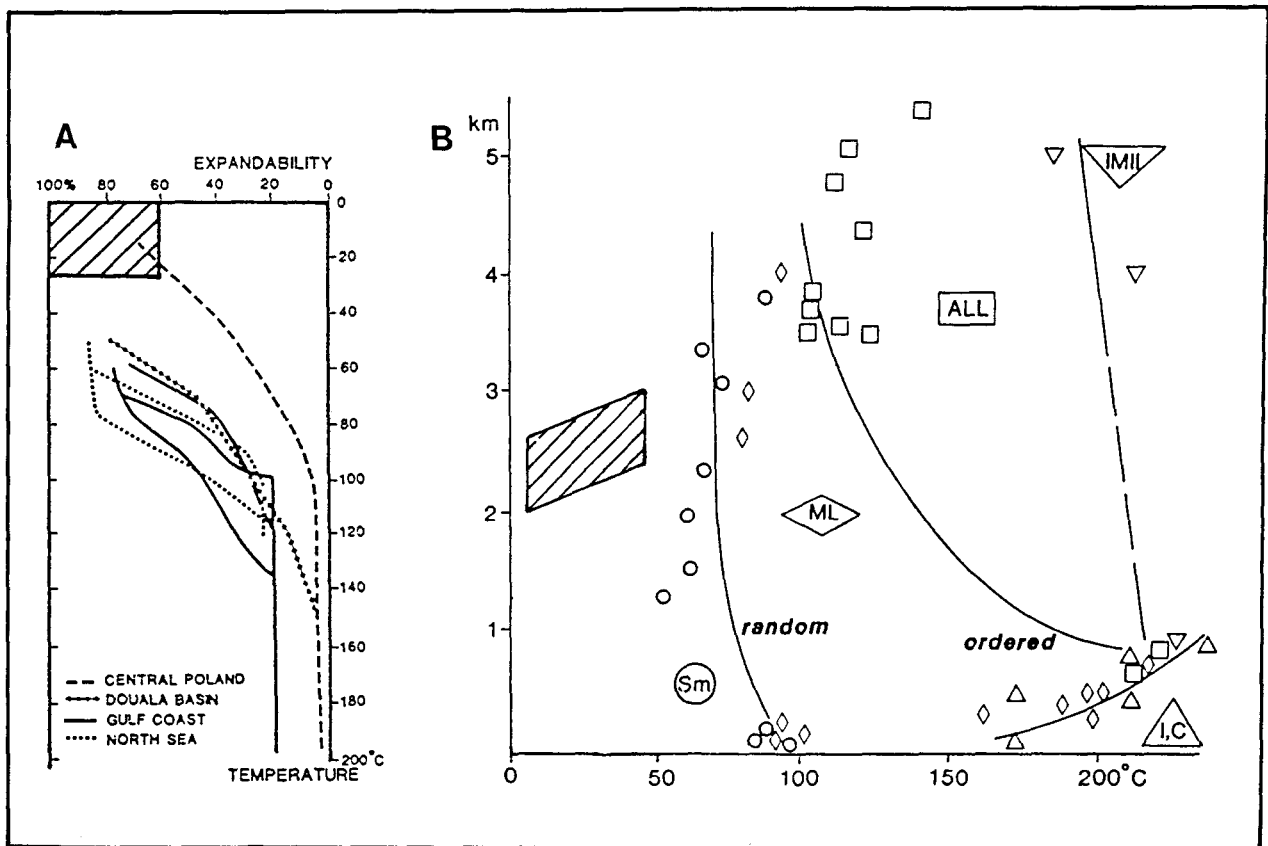


Fig. 74: (A): Evolution de la smectite en illite dans les pélites de différents bassins sédimentaires, en fonction de la température (d'après SRODON et EBERL, 1984). Le domaine des smectites du forage 671B est représenté en hachures.

(B): Diagramme profondeur/température pour des minéraux argileux issus de forages profonds et de puits de régions hydrothermales (d'après VELDE, 1985). *Sm* 0-30% d'interstratification illitique; *ML* 40-60% d'interstratification illitique; *All* allewardite; *IMII* < 10% d'interstratification illitique; *I,C* faciès à illite, chlorite.

En résumé, dans le cas du site 671, il ne semble pas que le passage dans la zone de décollement, de fluides peu minéralisés (Cf par. E, 1-2), à une faible température et des pressions peu élevées, induise une quelconque transformation des smectites.

CHAPITRE IV:

**LES SEDIMENTS TERTIAIRES DU
VENEZUELA NORD-ORIENTAL**

CHAPITRE IV:

- LES SEDIMENTS TERTIAIRES DU VENEZUELA NORD-ORIENTAL -

INTRODUCTION:

Le domaine continental vénézuélien a été décrit dans le chapitre I (Cf par. C) et la localisation des coupes de ce secteur, dans le chapitre II (Cf par. A, 2) (fig. 21 et 22).

Les roches sont plissées et fracturées ce qui est interprété comme un effet de coulissage (STEPHAN, 1985; BECK, 1986). La faille d'El Pilar (fig. 16) de direction est-ouest aurait permis les grands coulissages post-laramiens (BECK, 1986), qui se développèrent dans la partie sud du domaine caraïbe et pré-caraïbe en alternance avec des phases compressives approximativement orthogonales à la marge (Eocène moyen - supérieur; Miocène inférieur - moyen; STEPHAN, 1977 a; BECK, 1978)

A) CONTEXTE TECTONIQUE ET SEDIMENTAIRE:

1) Lithologie de la coupe du Rio Querecual (fig. 75):

La coupe du rio Querecual a été décrite par HEDBERG (1937, 1950), nous avons effectué le levé de la partie tertiaire de celle-ci. Elle débute par des grès stratifiés, légèrement calcaires, qui ne montrent pas de figures sédimentaires. Ils sont de granulométrie fine à moyenne et azoïques. Leur microfaciès est celui d'une quartzarénite contenant très peu de matière argileuse. Les grains sont sub-anguleux et de taille hétérogène. Ils sont constitués essentiellement de quartz, de quelques grains polycristallins, de feldspaths, de rares micas et localement de glauconie.

L'apparition de pélites fortement silto-sableuses à sills et dykes gréseux et silteux (fig. 76), correspond à la formation Vidoño (HEDBERG, 1937a, 1950). Le contact entre la formation San Juan et les pélites est net. Les pélites, où s'intercalent des bancs de grès, possèdent une épaisseur de 40 m au maximum. GALEA-ALVAREZ (1985) propose un âge Paléocène supérieur pour ces pélites. La formation se termine par un banc calcaire à glauconie, surmonté d'un horizon de pélite légèrement sableuse et attribué à la formation Caratas (Eocène inférieur-Eocène moyen; GALEA-ALVAREZ, 1985).

La coupe se poursuit par 60 m de grès glauconieux, non ou très faiblement calcaires, massifs, en bancs de 1 à 10 m d'épaisseur. Ils appartiennent à la formation Caratas comme le reste de la coupe. La partie médiane de la série de grès montre 4 à 5 intervalles de pélites très indurées (fig. 75), légèrement sableuses, non calcaires, de 10 à 50 cm d'épaisseur.

Puis, se présente une série de 110m de grès glauconieux et pyriteux, à ciment calcaire, en bancs de 2 à 6m d'épaisseur. Des niveaux de calcaires sableux et argileux s'intercalent à la base et au sommet de la séquence.

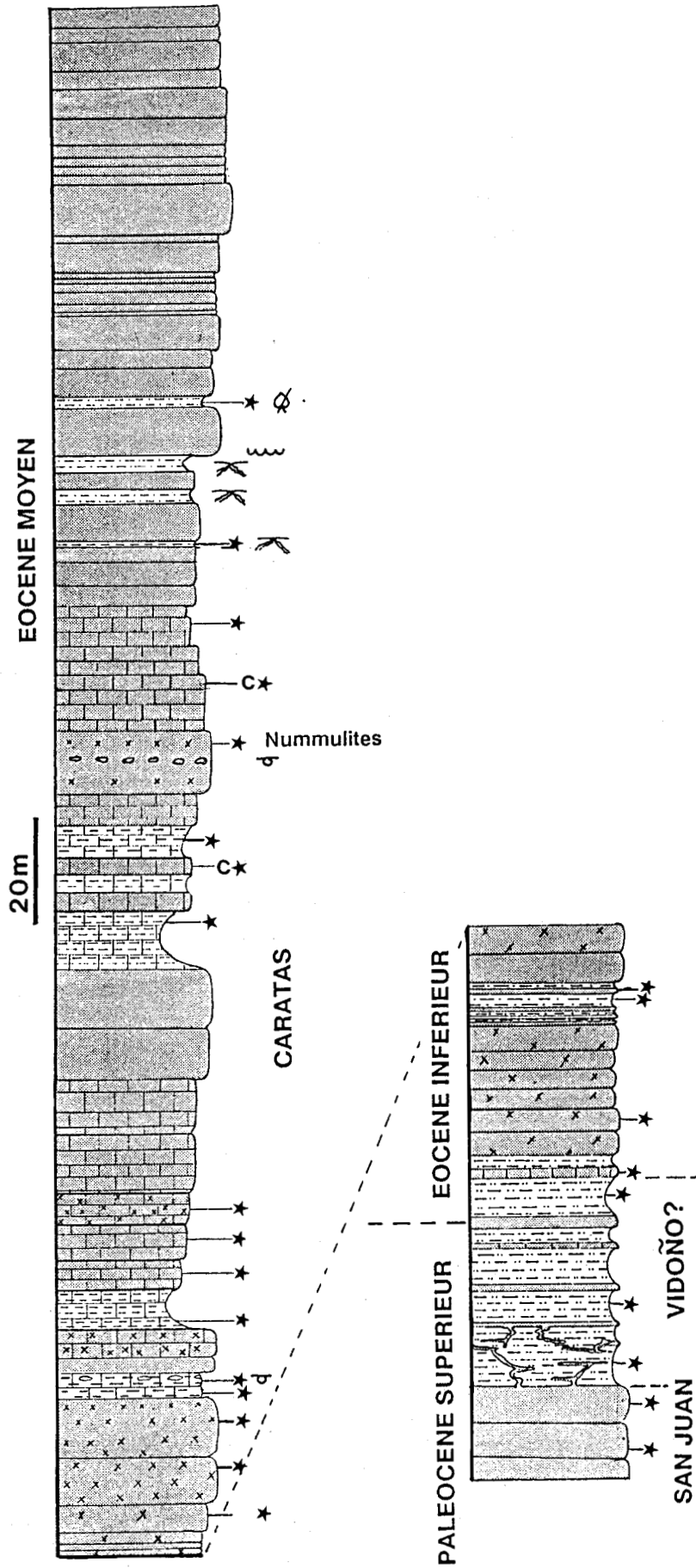


Fig. 75: Lithologie de la coupe du Rio Querecual.

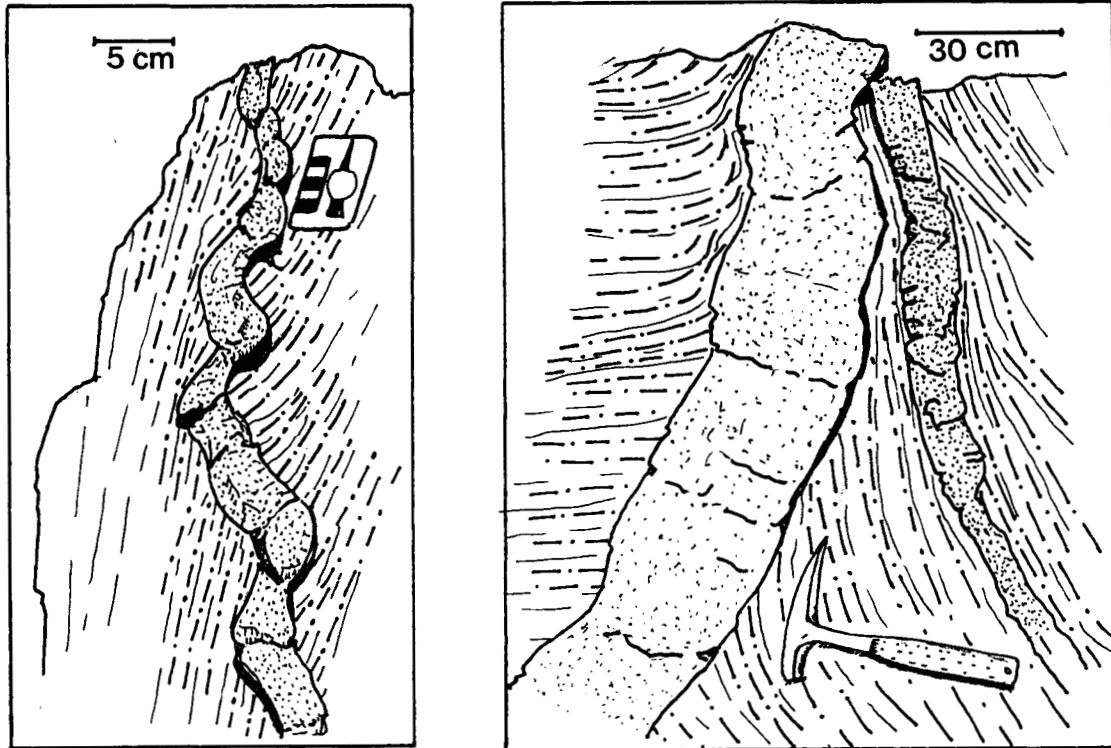


Fig. 76: Sills et dykes clastiques rencontrés dans la coupe du Rio Querecual.

La coupe est ensuite constituée par 35 m de grès calcaires, en bancs de 3 à 6 m d'épaisseur, surmontés d'un horizon de calcaire sableux de 10 m d'épaisseur. Un banc de grès glauconieux à Nummulites apparaît dans le milieu de cette série.

La coupe se termine par une puissante série de grès d'une épaisseur de 100m. Les grès sont parfois massifs, parfois finement stratifiés (5 à 15 cm). Les 30 premiers mètres de la série se caractérisent par l'intercalation de 4 horizons silto-argileux et bioturbés, de 10 à 50 cm d'épaisseur.

Les grès des formations Vidoño et Caratas montrent deux faciès distincts, carbonatés et non carbonatés, qui alternent indifféremment. Les grès carbonatés possèdent une matrice sparitique abondante (>40%). Les grains comprennent essentiellement des quartz sub-anguleux, non jointifs et de taille hétérogène (90 à 200 μm), associés localement à de la glauconie. Les grès non carbonatés sont essentiellement constitués de quartz et de feldspaths. Les grains montrent une taille similaire à celle des grains des grès carbonatés, mais une distribution de tendance bimodale apparaît. La matrice est argileuse et représente moins de 5% du sédiment.

2) Colonne stratigraphique de la région de Puerto la Cruz

Dans la région de Puerto la Cruz, les trois coupes étudiées permettent la réalisation d'une colonne stratigraphique composite. Les formations successives se distinguent ici plus aisément.

2-1) Lithologie de la coupe de la Vallée Vidoño (fig.77):

Dans la coupe de la vallée Vidoño, affleurent les bancs les plus anciens. La formation San Juan (Maastrichtien supérieur) est constituée d'une intercalation de bancs de grès stratifiés sans figures sédimentaires, et de pélites très silteuses. De nombreux dykes et sills gréseux (fig. 78) prennent naissance à partir dans les bancs gréseux et se sont s'injectés dans les pélites (VIVAS *et al.*, 1983). La formation Vidoño (Paléocène à Eocène inférieur) comporte des pélites silto-sableuses, glauconitiques, où s'intercalent de très rares bancs de grès et de siltstones. Ces bancs sont surtout présents à la base de la formation.

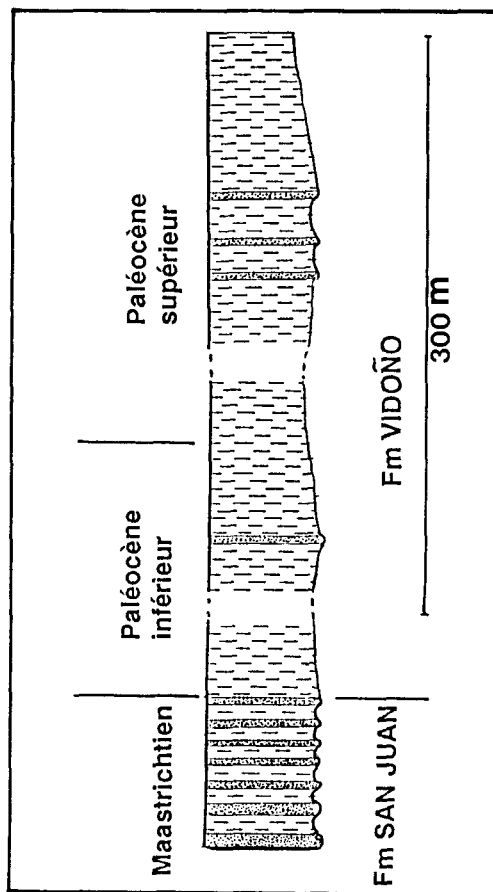


Fig. 77: Lithologie de la coupe de la Vallée Vidoño.

Les grès et les siltstones des formations San Juan et Vidoño se présentent suivant deux macrofaciès (fig. 78).

Les filons massifs: ils sont peu nombreux et d'épaisseur pluridécimétrique à plurimétrique. Ils peuvent constituer des masses circonscrites qui ont flué dans leur totalité et se sont injecté dans l'encaissant proche, souvent depuis la formation San Juan vers les pélites de la formation Vidoño.

Les filons minces: ils constituent des réseaux de sills et dykes, dont l'épaisseur est d'une dizaine de cm, mais peut atteindre 40 cm. les réseaux sont plus denses si l'encaissant est franchement pélitique. Certains sills suivent pratiquement les plans de stratification, mimant de vraies couches.

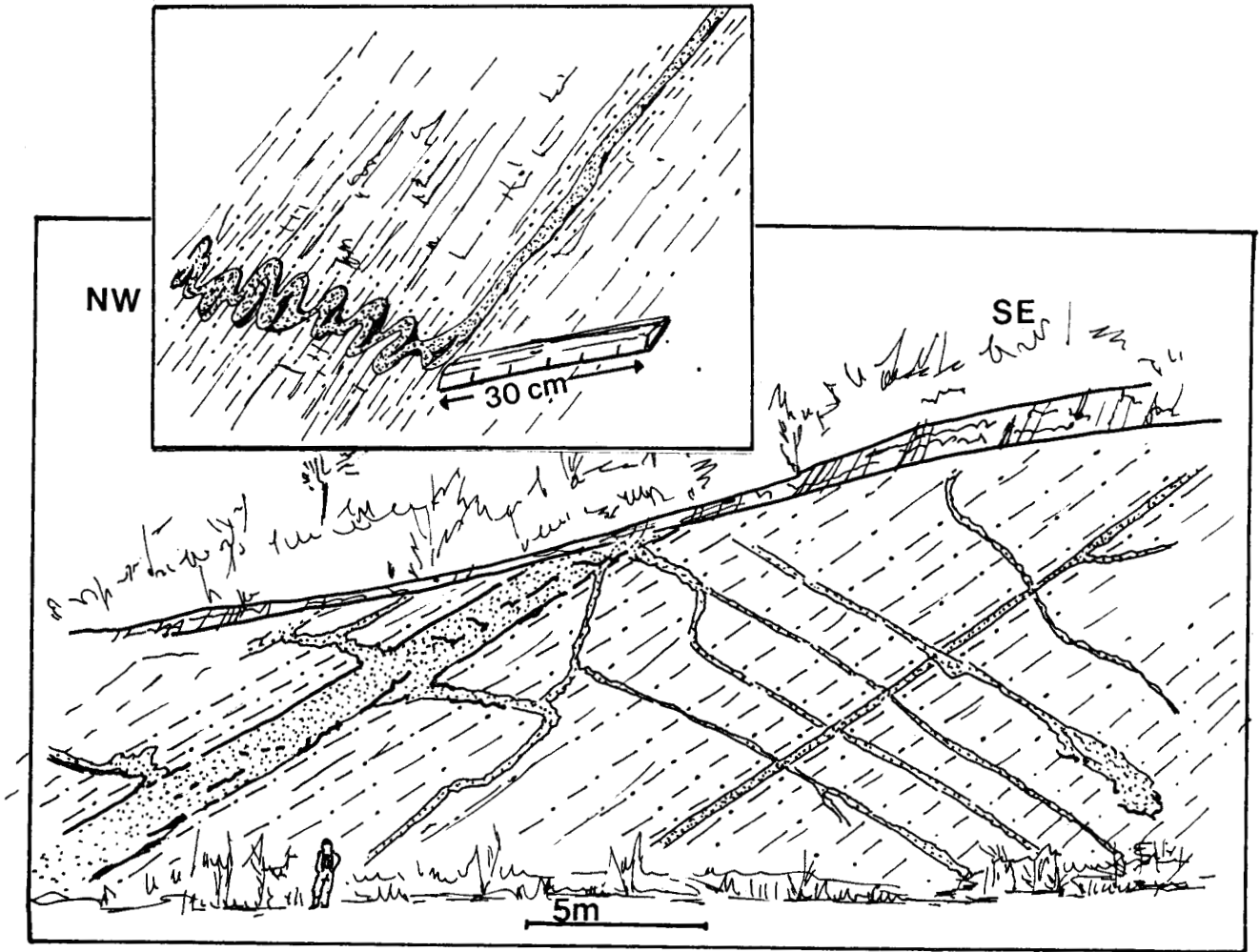


Fig. 78: Sills et dykes clastiques rencontrés dans la coupe de la Vallée Vidoño.

L'épaisseur composite de la formation Vidoño est de 145 m pour GALEA-ALVAREZ (1985).

Malgré les difficultés dues à la déformation tectonique, il nous semble que cette épaisseur est de l'ordre de 400 m.

2-2) Lithologie de la coupe du Park Andres Eloy Blanco:

Le contact entre les formation Vidoño et Caratas se situe à la base du premier bancs gréseux induré, situé au-dessus des pélites glauconitiques et calcaires (fig. 79). La formation Vidoño comprend des pélites extrêmement sableuses, indurées, avec de rares intervalles de grès fins. La formation Caratas est représentée par des alternances de pélites et de grès fins. Le sommet de la coupe est constitué de 3 m de grès massif, glauconitique et calcaire.

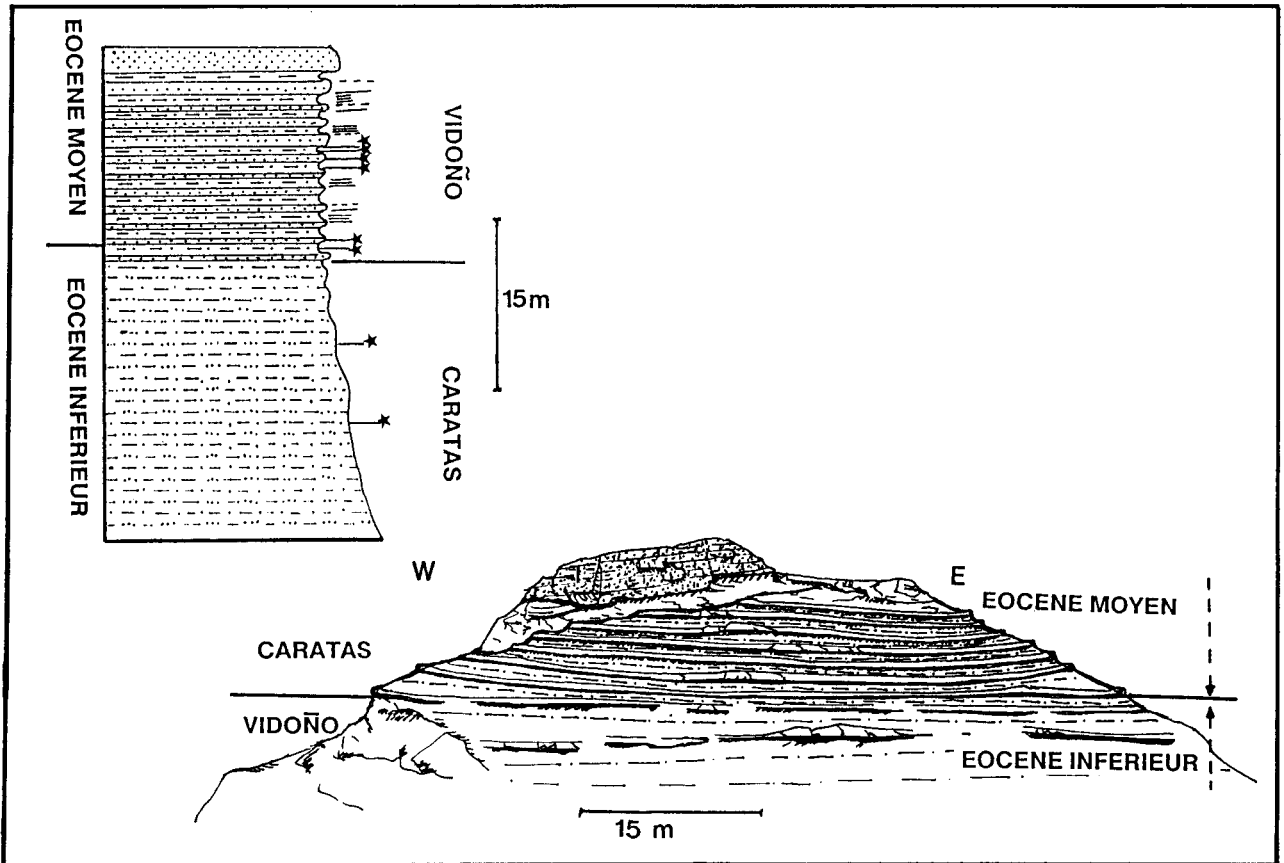


Fig. 79: Lithologie et panorama de la coupe du Park Eloy Blanco.

Les grès ne présentent pas de figures sédimentaires, ni de granoclassement. Le contact est transitionnel des grès aux pélites, mais franc des pélites aux grès dans la formation Caratas. Les pélites montrent parfois des laminations. Ces caractères peuvent évoquer les divisions c, d et e de BOUMA (1962) pour les turbidites. Ils sont toutefois très insuffisants pour qualifier ces faciès de turbidites.

L'étude faite par GALEA-ALVAREZ (1985) montre qu'il n'y a pas concordance entre les limites biostratigraphiques et les limites de formations. Ainsi la limite Eocène inférieur-Eocène moyen se situe au dessus du contact Caratas-Vidoño, au niveau de la base du premier banc de grès calcaire de la formation Caratas.

2-3) La coupe de la Via Alterná:

2-3-1) Lithologie de la coupe de la Via Alterná:

La coupe de la Via Alterná montre des séries stratigraphiques datées de l'Eocène moyen à l'Oligocène inférieur (GALEA-ALVAREZ, 1985). Nous avons subdivisé cette coupe de 265 m d'épaisseur en 11 unités lithologiques (fig. 80 et 81). Pour faciliter la compréhension chaque unité est replacée dans sa formation d'origine.

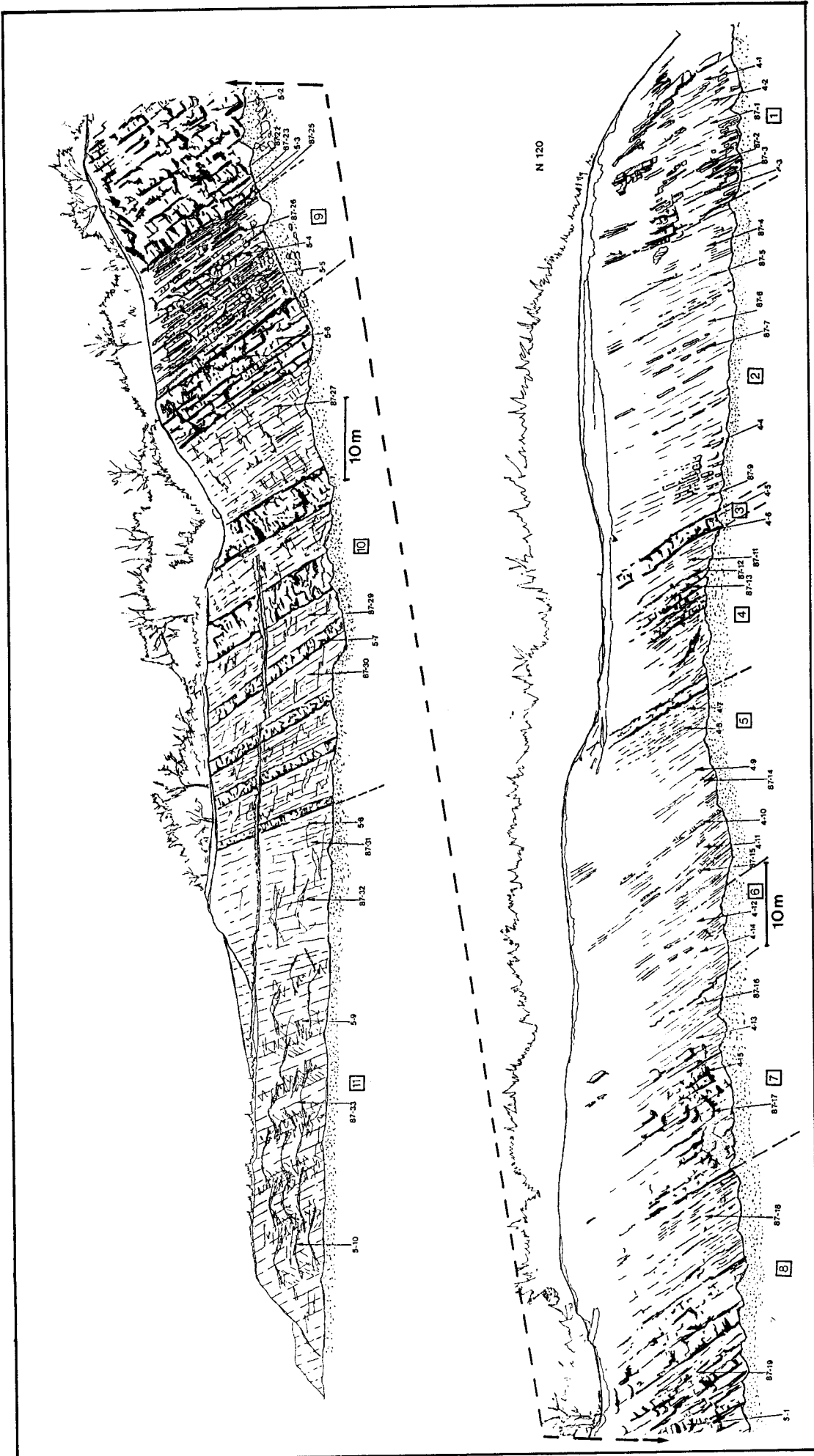


Fig. 80: Panorama et localisation des échantillons de la coupe de la Via Alterna.

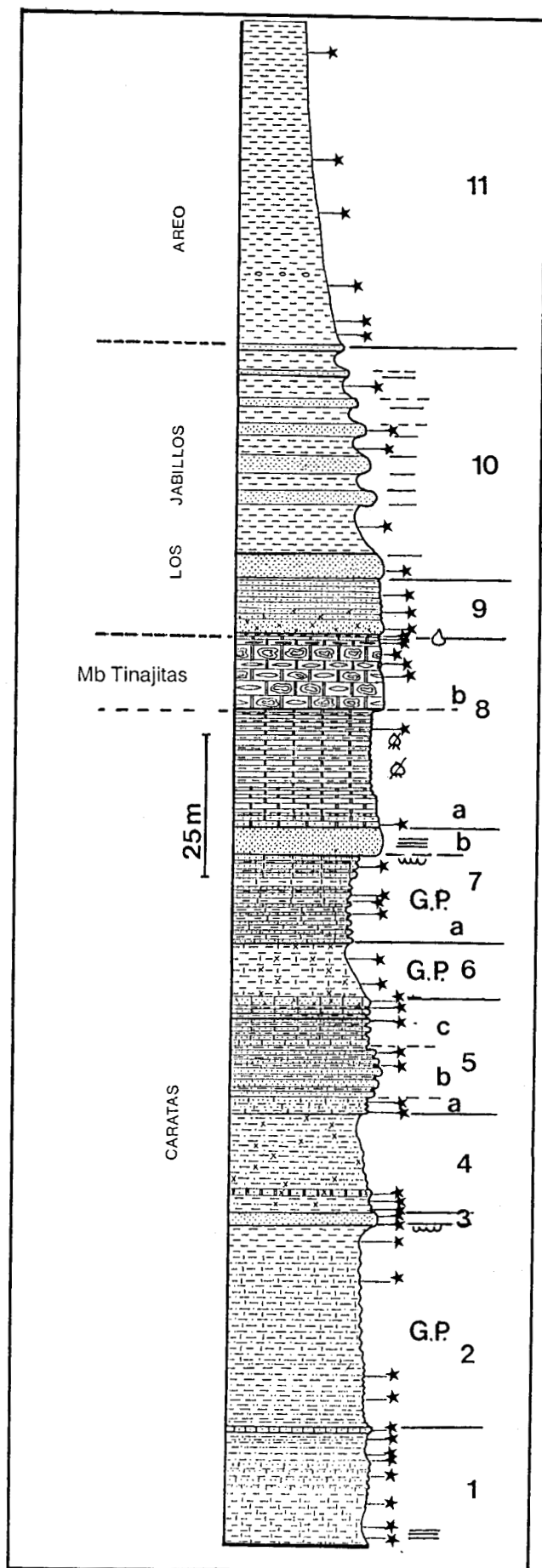


Fig. 81: Lithologie de la coupe de la Via Alterna. G: gypse; P: pyrite; les chiffres représentent les unités.

Unité 1) 17 m d'épaisseur (Caratas).

Elle débute par 5 à 6 m de pélites sablo-calcaires, généralement massives, à laminations parallèles locales. Un horizon constitué d'alternances pélites non-calcaires/grès calcaires noirs apparaît ensuite. La suite de l'unité est formée de 3 m d'alternances de pélites d'épaisseur pluridécimétrique, très silteuses et légèrement calcaires et de pélites noires peu gréseuses de quelques centimètres d'épaisseur. Le contraste pélites silteuses - pélite non silteuses s'accroît en montant dans la série. L'unité prend fin avec un banc de grès calcaire noir d'un mètre d'épaisseur, surmonté par quelques centimètres de grès calcaire rougeâtre à glauconie.

Unité 2) 35 m d'épaisseur (caratas).

Elle est constituée de pélites silteuses. Le contact avec l'unité 1 est transitionnel. La partie inférieure montre des couches silto-gréseuses, légèrement calcaires et mal cimentées, de 10 cm d'épaisseur, et séparées par des intervalles pélitiques de 30 à 50 cm d'épaisseur. La transition entre les pélites silto-gréseuses et les pélites argileuses est très diffuse. Dans la partie médiane, les pélites sont plus carbonatées, alors que des filonets gypseux et des nodules de pyrite apparaissent. Les 5 derniers mètres de l'unité sont constitués de pélites, sans niveaux silto-gréseux et riches en filonets de gypse secondaires.

Unité 3) 1,5 m d'épaisseur (Caratas).

Elle est constituée d'un banc gréseux à base nette et onduleuse. La surface supérieure apparaît régulièrement ridée et recouverte d'un lit argileux noirâtre.

Unité 4) 16 à 17 m d'épaisseur (Caratas)

Elle débute par des pélites finement litées en alternance avec des bancs gréseux et glauconieux. Puis, à 2,5 m apparaît un banc de calcaire sombre à glauconie. La base et le sommet de ce banc sont diffus et montrent un passage transgressif aux horizons sous et sus-jacents. Les 7 derniers mètres de l'unité sont essentiellement constitués de pélites sableuses à glauconie.

Unité 5) 20 m d'épaisseur (Caratas).

Elle est subdivisée en trois sous-unités:

5a) Elle se compose de 3 m d'une alternance de grès fins à ciment calcaire et de pélites sableuses à glauconie. Les grès montrent des grains moyens bien classés

5b) D'une épaisseur de 7 m, elle est formée d'une alternance de grès fins non calcaires et de pélites non calcaires, d'épaisseur réduite.

5c) Elle est constituée de 9 m de matériel identique à celui de la première sous-unité.

Unité 6) 9m d'épaisseur (Caratas).

Elle consiste en des pélites calcaires, riches en glauconie, en pyrite et présentant des filonets de gypse. Ces pélites montrent souvent des laminations.

Unité 7) 22 m d'épaisseur (Caratas).

Sous-unité 7a) D'une épaisseur de 17 m, elle montre le même faciès que l'unité 6, mais des alternances niveaux indurés / niveaux meubles apparaissent. Elle se termine par des calcaires sableux peu indurés en strates puissantes de 1m d'épaisseur.

Sous-unité 7b) Elle est représentée par un banc de grès laminé, d'une épaisseur de 5 m, dont la base est légèrement ondulée.

Unité 8) 33 m d'épaisseur (Caratas).

Sous-unité 8a) 21 m de calcaires gréseux, de 30 à 50 cm d'épaisseur, noirs et laminés, de moins en moins gréseux vers le haut la composent. Des pélites à laminations ondulées, très peu calcaires, s'intercalent dans la partie sommitale. Ces pélites de 15 à 25 cm d'épaisseur contiennent parfois des restes de plantes.

Sous-unité 8b) Elle est constituée de calcaires bioclastiques d'une épaisseur totale de 12 m (membre Tinajitas). Elle débute par 8 m de calcaires à algues (Mélobésiées), et à Foraminifères (Lépidocyclines). Puis, viennent 1 m de calcaire à Foraminifères, 2 m de calcaires à Algues et 1 m de calcaires à Foraminifères uniquement. La série se termine par 30 cm de calcaires rouges à Algues et Foraminifères, et 30 cm de pélites ferrugineuses contenant des moules de Lamellibranches costulés. FURRER (1971) et HUNTER (1974) suggèrent que ce niveau repère dans l'ensemble du Vénézuéla septentrional ne dépasserait pas la zone à *Globorotalia lehneri* et à *Truncorotalia*, c'est à dire l'Eocène moyen terminal.

Unité 9) 10,5 m d'épaisseur (Los Jabillos).

A 2.5 m de grès glauconieux localement légèrement calcaire, succèdent de 8 m de grès massif sans glauconie et à ciment calcaire.

Unité 10) 42 m d'épaisseur (Los Jabillos).

Elle débute par un banc de grès d'une épaisseur de 4 m et 8 m de pélites gris sombre et se poursuit par 30 m d'une alternance de grès, non calcaires, de 0.75 cm à 3 m d'épaisseur, et de pélites sableuses dont l'épaisseur varie de quelques dizaines de cm à 5 m. Dans les 10 derniers mètres de l'unité, les contacts grès/pélites deviennent très diffus et l'épaisseur des bancs de grès diminue nettement.

Unité 11) 50 m d'épaisseur (Areo).

Elle est constituée de pélites. A sa base et à son sommet apparaissent de nombreux nodules calcaires.

2-3-2) Granulométrie des quartz:

La taille des grains de quartz a été mesurée au micromètre sur des lames minces et corrélée à l'indice de silice libre $Si D^*$ (Cf par. 2-3-3). Les bancs de grès ne présentent généralement pas de phénomènes de nourrissage ou de recristallisation. Lorsque ces processus existent, la taille des grains peut excéder 400 μm . Le matériel étudié est remarquable par sa finesse, si on le compare aux grains des grès de la formation San Juan, où la taille des grains est de 90 à 200 μm . La taille des grains augmente globalement du bas de la coupe vers les calcaires gréseux de la unité 8 (fig. 82), à partir de laquelle elle diminue légèrement jusqu'aux calcaires bioclastiques (Tinajitas). Les séries sus-jacentes aux calcaires montrent des quartz de taille importante, qui diminue ensuite pour se stabiliser entre 63 et 150 μm .

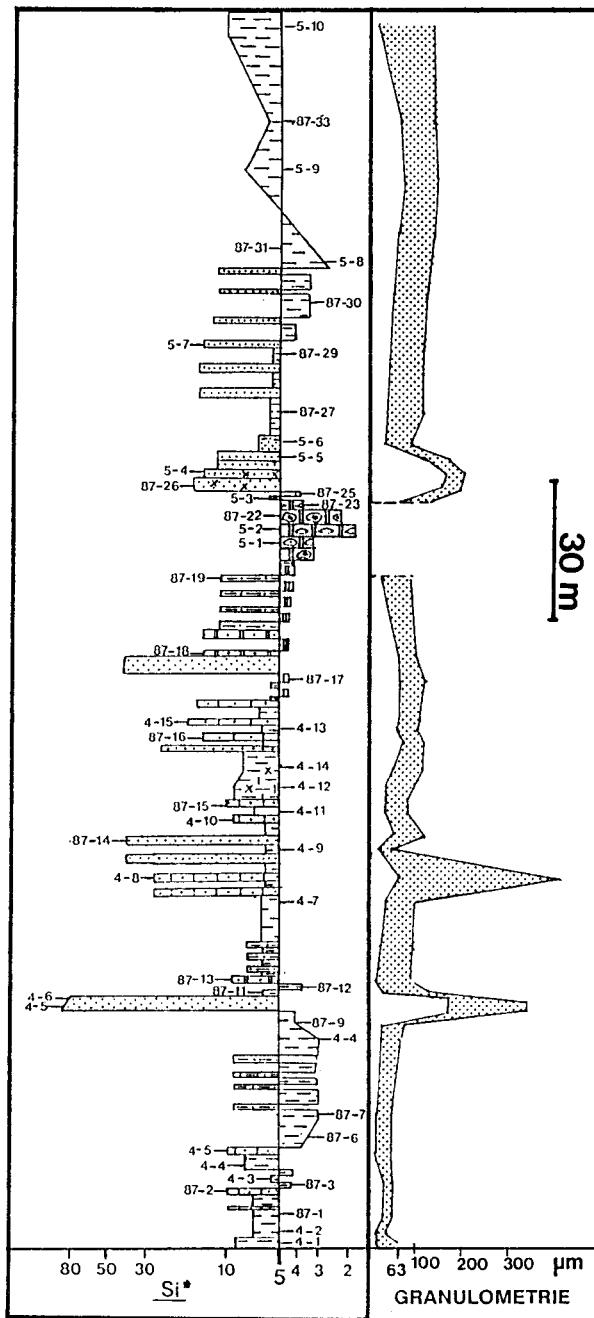


Fig. 82: Paramètre géochimique Si^* et granulométrie des quartz

2-3-3) Géochimie de la roche totale:

Les résultats des analyses géochimiques sont donnés en annexe 3.

Paramètres géochimiques:

Si* = $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$. Ce rapport renseigne sur l'abondance relative de la silice libre dans le sédiment. Les valeurs élevées traduisent la présence de silice détritique, biogénique ou diagenétique. Les faibles valeurs peuvent s'interpréter en fonction de la présence de minéraux hyperalumineux (kaolinite).

D* = $\text{Al}/(\text{Al} + \text{Fe} + \text{Mn})$. Cet indice défini par BOSTRÖM *et al.* (1969), permet d'estimer les influences du détritisme par rapport aux venues métallifères océaniques. Al, peu mobile, est caractéristique des apports terrigènes, s'opposant ainsi à Mn et Fe. D* est proche de 0.63 pour un shale détritique typique.

Mn* = $\log((\text{Mn échantillon}/\text{Mn shale})/(\text{Fe échantillon}/\text{Fe shale}))$. Cet indice défini à l'origine par BOSTRÖM *et al.* (1976), fut ensuite normé aux shales. Il rend compte des cinétiques oxydantes différentes du fer et du manganèse. Les valeurs négatives de Mn* s'observent dans les milieux réducteurs ou à fort taux de sédimentation. Ceci est imputable à la remise en solution du manganèse par les eaux interstitielles, lorsque les conditions deviennent réductrices, ou encore à une dilution des précipitations métallifères par des apports détritiques (DEBRABANT et FOULON, 1979) ou un taux de sédimentation élevé. Les valeurs fortes témoignent d'un faible taux de sédimentation en milieu oxydant ou d'une influence volcanogénique.

Une étude géochimique sur la roche totale a été effectuée sur 50 échantillons (fig. 83, 91).

Si* et D* sont généralement assez élevés, mais ce dernier paramètre montre des variations dans les unités médianes. Mn* est toujours très négatif et ceci est vrai à de rares exceptions près pour l'ensemble de la coupe. Ces valeurs très négatives de Mn* marquent un milieu très réducteur, ce qui semble confirmé par les valeurs élevées de carbone organique (fig. 91).

Dans les deux premières unités, les valeurs géochimiques sont assez semblables et reflètent des lithologies comparables. Les teneurs en CaCO_3 varient de 15 à 3%. La proportion de silice libre est élevée, Si* > 5 pour les grès et les pélites sableuses. Du reste, l'indice de détritisme est très élevé (>0.63), ce qui est en accord avec le type de lithologie rencontrée. L'unité 3 se marque par un taux de silice libre très abondant et un indice de détritisme très faible. Ceci peut marquer le peu d'aluminium présent (argiles) en comparaison du fer.

Les unités 4, 5, 6 sont similaires par référence aux paramètres géochimiques. En effet, le taux de silice libre est assez constant (8-9), exception faite pour les intercalations gréseuses. Dans les unités 4, 5 et 6, l'indice de détritisme est généralement plus faible que dans les trois premières. L'unité 6 se distingue des 4 et 5 par des taux de carbonate de calcium plus élevés, marquant ainsi la transition à l'unité 7 plus carbonatée.

L'unité 7 se caractérise par une baisse de l'indice de détritisme qui continue globalement d'évoluer vers des valeurs de plus en plus faibles.

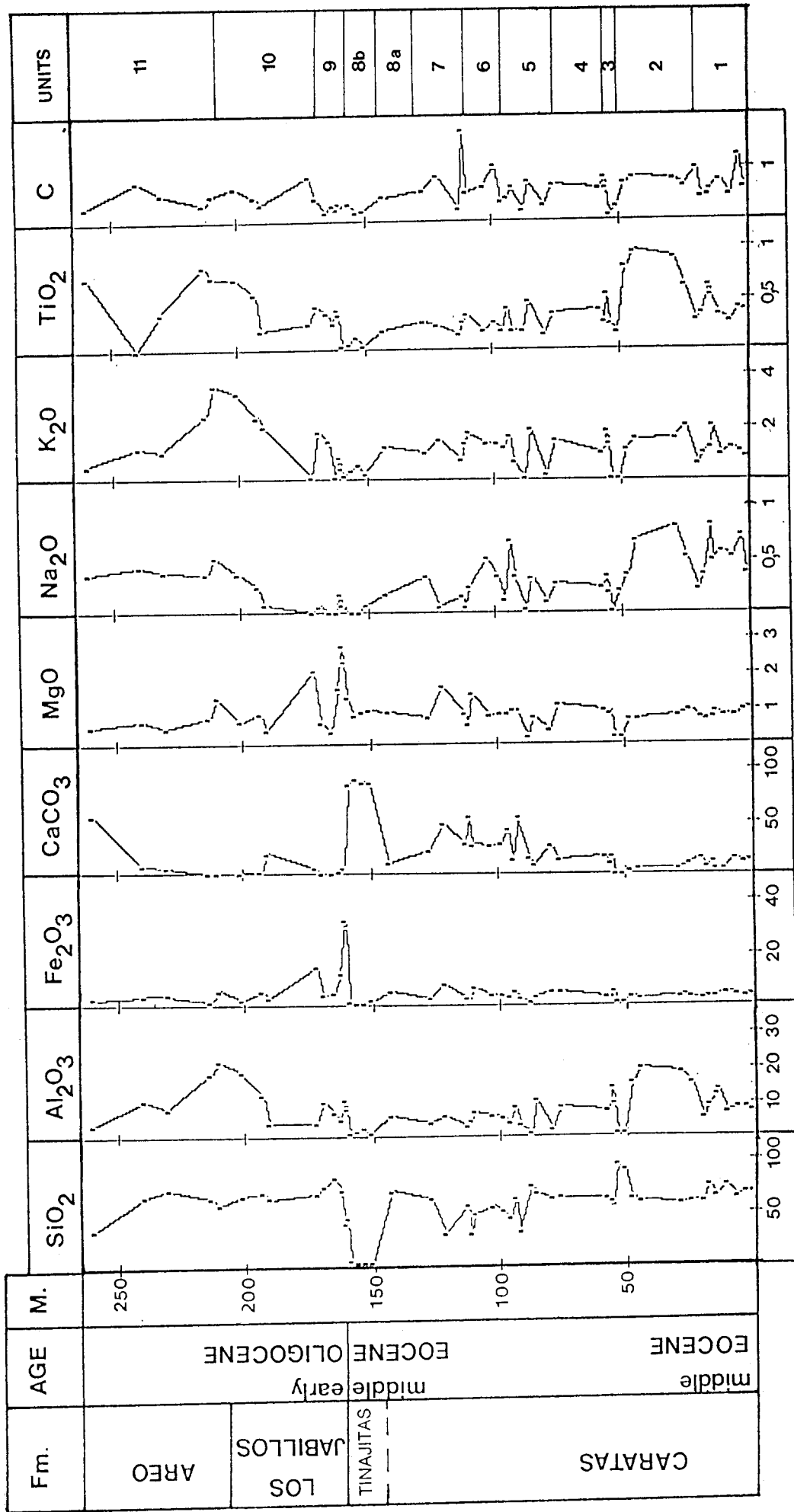


Fig. 83: Géochimie de la coupe de la Via Alterna.

L'unité 8a présente une relative augmentation de l'indice de silice libre, alors que l'indice de détritisme reste faible (0,55).

L'unité 8b est remarquable par les valeurs en carbonate de calcium supérieures à 85% et de fortes concentrations en magnésium. Les paramètres silice libre et détritisme sont très faibles. Les valeurs du paramètre Mn^* augmentent. Le niveau rouge, au sommet de 8b, est remarquable par ses très fortes valeurs en Fe_2O_3 (>30%). Les valeurs de Si^* , tout comme celles de D^* , restent faibles dans ce niveau rouge. Par contre, le pourcentage de carbonate de calcium diminue de façon importante (6%).

Les unités 10 et 11 sont particulièrement remarquables du fait de la forte augmentation de l'indice de détritisme (>0,80). Les variations de Si^* marquent les alternances grès/pélites. Mn^* reste très négatif. Le taux de $CaCO_3$ est faible et ne croît que dans la partie terminale de l'unité 11.

En résumé, le pourcentage de carbonate de calcium est faible dans les premières Unités et augmente à partir de l'unité 4 jusqu'à la 8b. Puis il chute brutalement pour n'augmenter qu'à la fin de l'unité 11. Si^* est assez élevé exception faite des unités franchement pélitiques ou carbonatée (8b). L'indice de détritisme D^* est important, voire très fort dans les quatre premières unités, décroît dans les unités médianes pour réaugmenter considérablement dans les trois dernières (9, 10 et 11). Un indice de détritisme aussi fort, associé avec des lithologies grés-pélitiques reflète une grande proximité des sources continentales.

3) Comparaison sédimentologique des secteurs du Rio Querecual et de Puerto la Cruz.

La corrélation lithologique est extrêmement difficile à réaliser. En effet, les faciès sont très différents d'une coupe à l'autre, pour le même âge ou la même formation. De plus, les successions lithologiques sont dissemblables au sein d'une même formation. En règle générale, les faciès sont nettement plus sableux dans la coupe du Rio Querecual. Dans cette dernière, les pélites de la formation Vidoño sont beaucoup plus silteuses, voire sableuses, et la formation Caratas est essentiellement constituée de grès alors qu'elle est principalement formée de pélites silteuse ou non dans les coupes de la région de Puerto la Cruz. L'abondance de matériel plus grossier pourrait indiquer une plus grande proximité des sources détritiques pour le secteur du Rio Querecual, c'est-à-dire au Sud.

4) Problème des grès et des dykes:

4-1) Les grès stratifiés et lenticulaires

Les grès des formations San Juan, Vidoño et Caratas ne présentent généralement pas de structures sédimentaires. Ils se seraient déposés en milieu bathyal et pélagique, mais ne contiennent que de rares faunes benthiques (GALEA-ALVAREZ, 1985). Selon READING (1980), la plupart des dépôts clastiques en eaux profondes, se sont mis en place par "transport gravitaire en masse". Ce processus se déclenche quand l'équilibre entre forces de gravité et "forces de maintien" du sédiment, est rompu.

Les grès présentent différents caractères suggérant une mise en place à l'état semi-liquide: filons associés, grains souvent non jointifs, lien génétique entre le ciment et l'encaissant, absence de structures sédimentaires. La fluidification peut résulter d'une surpression interne due à la surcharge progressive en sédiment. Il est alors nécessaire d'avoir des niveaux imperméables dans la série déstabilisée. Le mécanisme le plus probable est un comportement thixotropique du sédiment, provoqué par des chocs ou des ébranlements qui pourraient être des séismes (STEPHAN *et al.*, 1980). Le matériel ainsi déstabilisé constitue une coulée gravitaire de sédiment.

4-2) Les filons clastiques (fig. 76, 78):

Ils affectent principalement les formations San Juan, Vidoño et parfois Caratas. "Il s'agit d'un type particulier de filons sédimentaires de nature gréseuse. On considère qu'ils correspondent à l'injection de matériel encore gorgé d'eau, à partir de coches interstratifiées dans les séries argilo-pélimitiques, le long de fractures de distension ouvertes. Cette injection peut se faire vers le bas ou vers le haut et serait due à un tassement plus important des sédiments argilo-pélimitiques que des sédiments sableux." (FOUCAULT et RAOULT, 1980). POTTER et PETTIJOHN (1977) précisent que l'on doit différencier les simples remplissages de fractures sous l'action de la gravité, des véritables dykes clastiques injectés sous pression, tant vers le haut que vers le bas. Leurs caractères (épaisseur, longueur, granulométrie) sont extrêmement variables ainsi que leur environnement sédimentaire et structural. Ceci fait dire à ces auteurs que ce phénomène n'a pas d'autre signification qu'une manifestation de déformation hydroclastique.

Les filons clastiques observés sur nos coupes s'injectent indifféremment vers le bas ou le haut ou latéralement sous forme de sills. Le contact avec l'encaissant est toujours brutal et sans mélange de matériel hormis l'inclusion d'esquilles ou de pseudo-nodules. Le microfaciès des filons est identique à celui des niveaux dont ils sont issus. Ils ne montrent pas d'arrangement interne des grains.

En conclusion, la genèse des filons clastiques nécessite essentiellement la liquéfaction du matériel clastique et sa mise en surcharge par rapport à l'encaissant. Le matériel doit donc contenir une quantité importante d'eau interstitielle. Les niveaux gréseux ou silteux sont ensuite recouverts par les pélites, qui constituent un sceau imperméable qui permet au matériel silto-gréseux de conserver ses fluides interstitiels. La surcharge sédimentaire progressive provoque alors la mise en surpression des fluides contenu dans les grès par rapport à l'encaissant. Cette surpression peut expliquer la mise en liquéfaction des grès (HARDING, 1974). De même, la sismicité peut constituer un facteur majeur de liquéfaction par comportement thixotropique du matériel gréseux.

Liquéfaction et surpression permettent alors l'injection de filons clastiques vers les zones sous-comprimés, c'est à dire vers le haut et plus rarement vers le bas.

5) Environnement et mode de dépôt:

Les interprétations sont basées sur la bibliographie et sur les observations que nous avons faites.

Les études sédimentologiques menées montrent que les formations Vidoño et Caratas font partie d'une même histoire de dépôt. En effet, aucune rupture nette de faciès n'apparaît entre ces formations. Par contre, le membre Tinajitas met en évidence une rupture lithologique franche, de même qu'il existe une rupture entre ce dernier et les formations Areo et Los Jabillos.

La formation San Juan: peu étudiée dans ce travail, elle est considérée comme un dépôt d'éventail détritique sous forme de turbidites, riche en sable (ARDAENS, 1980; ROSSI, 1985). Les grès sont le résultat de processus gravitaires déposés près de la base de la pente continentale, dans l'environnement chenalisé d'un éventail sous-marin (MUTTI et RICCI LUCCHI, 1972; GALEA-ALVAREZ, 1985).

La formation Vidoño: la réduction de la taille des grains peut marquer une période de stabilité du bassin où seul le matériel fin est apporté. Ceci implique un arrêt de la tectonique ou une phase transgressive sur les plate-formes continentales, qui a pu atténuer les reliefs et laisser les sédiments grossiers sur la plate-forme, permettant uniquement l'apport de matériel fin vers le large. Les paléop profondeurs indiquées par les assemblages de Foraminifères de la formation Vidoño s'étagent de 1000 à 2000 m (TJALSMA et LOHMAN, 1983; GALEA-ALVAREZ, 1985). La présence de niveaux calcaires indique un dépôt au dessus du niveau de compensation des carbonates qui a été estimé entre 4000 et 4500 m par TUCHOLKE et VOGT (1979) en Atlantique durant le Paléocène.

Les pélites et les siltstones de la formation Vidoño représentent une sédimentation hémipélagique avec l'arrivée de turbidites très fines, si l'on admet que les séquences observées au niveau de la coupe du Park Blanco en sont. Mais, celles-ci seraient des turbidites distales. La finesse du matériel serait donc due à une augmentation du niveau marin au Paléocène supérieur (HAQ *et al.*, 1987) et non pas à un changement d'environnement de dépôt.

La formation Caratas: L'augmentation de l'abondance de matériel grossier et de la taille des quartz de la formation Vidoño jusque dans la formation Caratas, ainsi que l'augmentation des taux de carbonates et la diminution progressive des pélites, indiquent une séquence régressive. L'arrivée de matériel sableux évoque une reprise de l'activité tectonique et/ou la régression de la fin de l'Eocène inférieur (HAQ *et al.*, 1987). La sédimentation demeure profonde mais caractérisée par de nombreuses séquences gréseuses, dont un certain nombre s'est mises en place par glissement gravitaire à l'état fluide, dans un contexte de séismicité associé à l'instabilité tectonique de la marge à cette époque.

Le membre Tinajitas: Il repose en concordance sur la formation Caratas et divers facteurs indiquent des conditions d'énergie relativement élevée: imbrication étroite des organismes de forme

allongée dans les niveaux calcaires, nombreux niveaux à fossiles roulés et cassés, faciès relativement uniformes des niveaux carbonatés et similitude du contenu paléontologique suggérant une circulation ouverte (PURSER, 1983), présence de rhodolithes nécessitant des conditions d'énergie assez forte (ADEY et MAC INTYRE, 1973; GALEA-ALVAREZ, 1985).

De plus, les associations biologiques suggèrent de faibles profondeurs: espèces d'algues présentes et plus spécialement *Mesophyllum* (BOSENCE, 1983; GALEA-ALVAREZ, 1985) connues à des profondeurs supérieures à -60 m (BOSENCE et PEDLEY, 1982), morphologie des Lépidocyclines correspondant à des eaux relativement peu profondes (35-50m), où ils vivent associées à des coraux ahermatypiques (FROST et LANGENHEIM, 1974; GALEA-ALVAREZ, 1985).

En résumé, le membre Tinajitas constitue une séquence de calcaires épirécifaux qui reposerait en concordance sur des niveaux profonds ou néritiques. Il représente un épisode régressif. Le passage de sédiments de pente à ceux de la rupture de plate-forme ne peut être du seulement à l'accumulation sédimentaire. Il résulterait d'un soulèvement local, prémices de la tectonisation de la Chaîne Intérieure Occidentale.

Les formations Los Jabillos et Areo: A la base de la formation Los Jabillos, un mince horizon conglomératique a parfois été décrit (SALVADOR, 1964), mais il n'a pas été reconnu ici. La série repose en concordance angulaire sur les calcaires bioclastiques de Tinajitas. Le milieu de sédimentation est marin littoral (MACSOTAY, 1977) et localement fluvatile (ROSALES, 1967). Les fossiles de la formation Areo, concordante sur la précédente, lui confèrent des caractères marins (MACSOTAY, 1977; GONZALES de JUANA *et al.*, 1980).

En résumé, nous pouvons interpréter la succession des formations comme suit:

- 1) La formation San Juan correspond à des apports sableux de bas de pente interprétés comme provenant d'un éventail détritique.
- 2) Une transgression diminue les apports grossiers et permet la mise en place de la formation Vidoño.
- 3) La régression de l'Eocène inférieur associée à l'instabilité tectonique régionale permet le retour d'une sédimentation plus grossière.
- 4) Les formations Vidoño et Caratas représentent une série progradante, mais le rapide changement de bathymétrie serait surtout dû à une tectonique verticale.
- 5) Le membre Tinajitas constitue une séquence de calcaires épirécifaux qui reposent en concordance sur des niveaux profonds. Il représente la poursuite de l'épisode régressif. L'accumulation sédimentaire ne peut rendre compte à elle seule du passage de la pente à la rupture de plate-forme, qui est attribué à un soulèvement local.
- 6) Les formations Los Jabillos et Areo reposent en concordance angulaire sur les calcaires bioclastiques de Tinajitas. Le milieu de sédimentation est littoral (MACSOTAY, 1977), puis marin franc (MACSOTAY, 1977; GONZALES de JUANA *et al.*, 1980). Elles forment donc une séquence transgressive, fortement gréseuse puis pélitique.

B) MINÉRALOGIE DES ARGILES

L'estimation des abondances des différents minéraux argileux est compliquée par la présence en quantité importante de minéraux interstratifiés. Aussi, ce sont les variations de composition des assemblages minéralogiques qui sont prises en compte. Le taux d'interstratification illitique est mesuré de la même manière qu'au chapitre précédent.

1) La coupe du Rio Querecual:

1-1) Minéralogie des argiles

Les cortèges argileux se composent de chlorite, d'illite et de minéraux interstratifiés irréguliers et plus rarement sub-réguliers (fig. 84 et 85). De plus, la kaolinite apparaît épisodiquement et ne dépasse jamais 10% de la fraction argileuse. La chlorite varie de 5 à 50%, et l'illite de 5 à 35%. La cristallinité de l'illite n'est pas mesurable du fait de la présence de minéraux interstratifiés (10-14) en quantité importante et à forte interstratification illitique. Les minéraux interstratifiés sont de deux types: les (10-14) et les (14-14). Les minéraux interstratifiés irréguliers (10-14) sont représentés uniquement par des illite/smectite et peuvent représenter jusqu'à 55% du cortège argileux. Le taux d'interstratification illitique de ces minéraux varie de 70% en haut de la coupe à 80-90% en bas de celle-ci, mais peut atteindre 60% dans la partie médiane. Les minéraux interstratifiés (14-14), qui constituent jusqu'à 50% du cortège argileux, s'apparentent aux chlorite/smectite.

1-2) Corrélation entre lithologie et minéralogie des argiles (fig. 85):

Les plus forts pourcentages de chlorite apparaissent dans les grès non ou peu calcaires. L'abondance de ce minéral décroît fortement dans les horizons pélitiques, les calcaires gréseux ou argilo-gréseux. Les pélites présentent des assemblages argileux dominés par l'association illite et minéraux interstratifiés illite/smectite. Les taux d'interstratification illitique des minéraux (10-14) ne peuvent pas être clairement estimés. Les grès calcaires et les calcaires gréseux montrent plutôt une augmentation des minéraux interstratifiés (14-14). La kaolinite, par contre, ne montre pas de localisation particulière en fonction de la lithologie.

En résumé, la lithologie semble exercer un contrôle important sur les assemblages argileux. L'origine des différents minéraux sera discutée ultérieurement (Cf. par D).

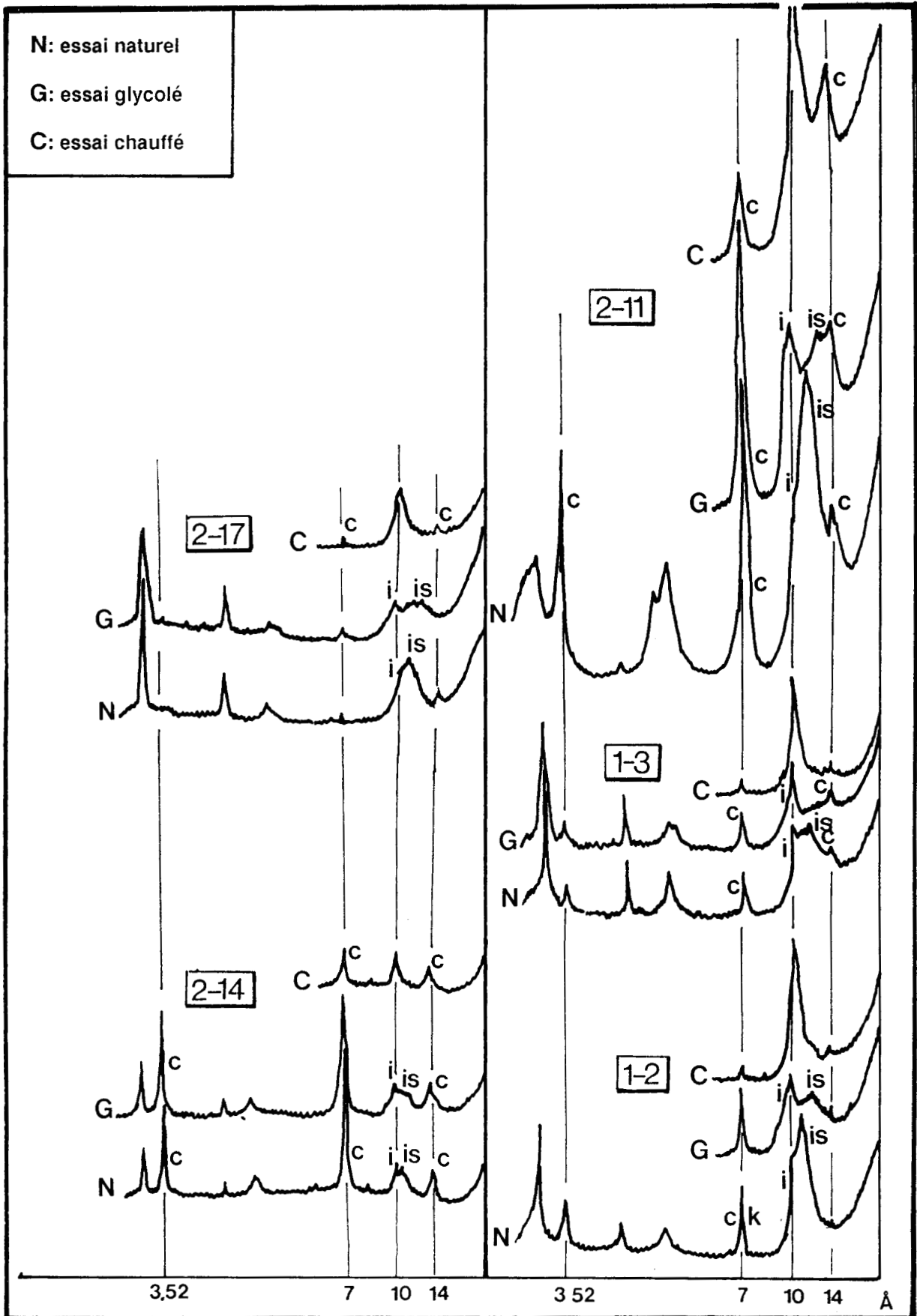


Fig. 84: Diffractogrammes de quelques échantillons de la coupe du Rio Querecual. C: chlorite; I: illite; IS: minéraux interstratifiés (10₁-14₅); K: kaolinite.

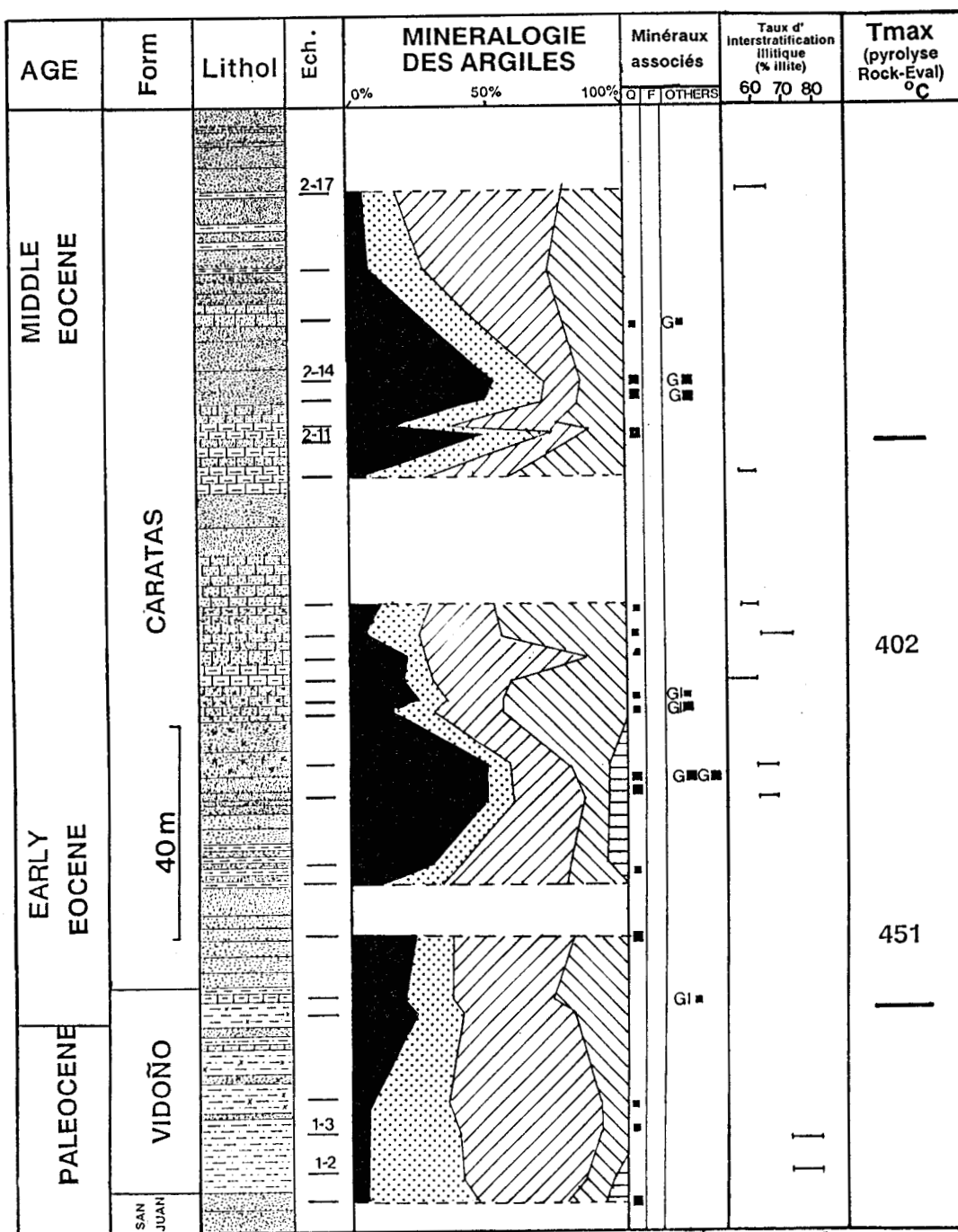


Fig. 85: Minéralogie des argiles de la coupe du Rio Querecual. Seuls les échantillons dont les diffractogrammes sont représentés (fig. 84) ou ayant fait l'objet d'autres études sont numérotés. Tmax: (-): échantillon dont les valeurs obtenues par analyse au Rock-Eval ne sont pas significatives (Cf par.C, 4-1).

2) Région de Puerto-la Cruz:

2-1) Coupe de la vallée Vidoño:

2-1-1) Minéralogie des argiles:

Les cortèges argileux se composent de chlorite, d'illite et de minéraux interstratifiés irréguliers et plus rarement sub-réguliers (fig. 86 et 87). La kaolinite apparaît épisodiquement et représente au maximum 10% du cortège argileux. La chlorite varie de 0 à 20%, l'illite de 20 à 40%. La cristallinité de

l'illite n'est pas mesurable du fait de la présence de minéraux interstratifiés (10-14) en quantité importante et à forte interstratification illitique. Les minéraux interstratifiés sont de deux groupes: (10-14) et (14-14). Les minéraux interstratifiés irréguliers (10-14) sont représentés uniquement par des illite/smectite et constituent jusqu'à 60% du cortège argileux. La stratification illitique de ces minéraux varie de 55-65%, en haut de la coupe, à 75-85% en bas de celle-ci. Toutefois, la progression n'est pas strictement linéaire.

Les minéraux interstratifiés (14-14), qui constituent jusqu'à 30% du cortège argileux, s'apparentent aux chlorite/smectite.

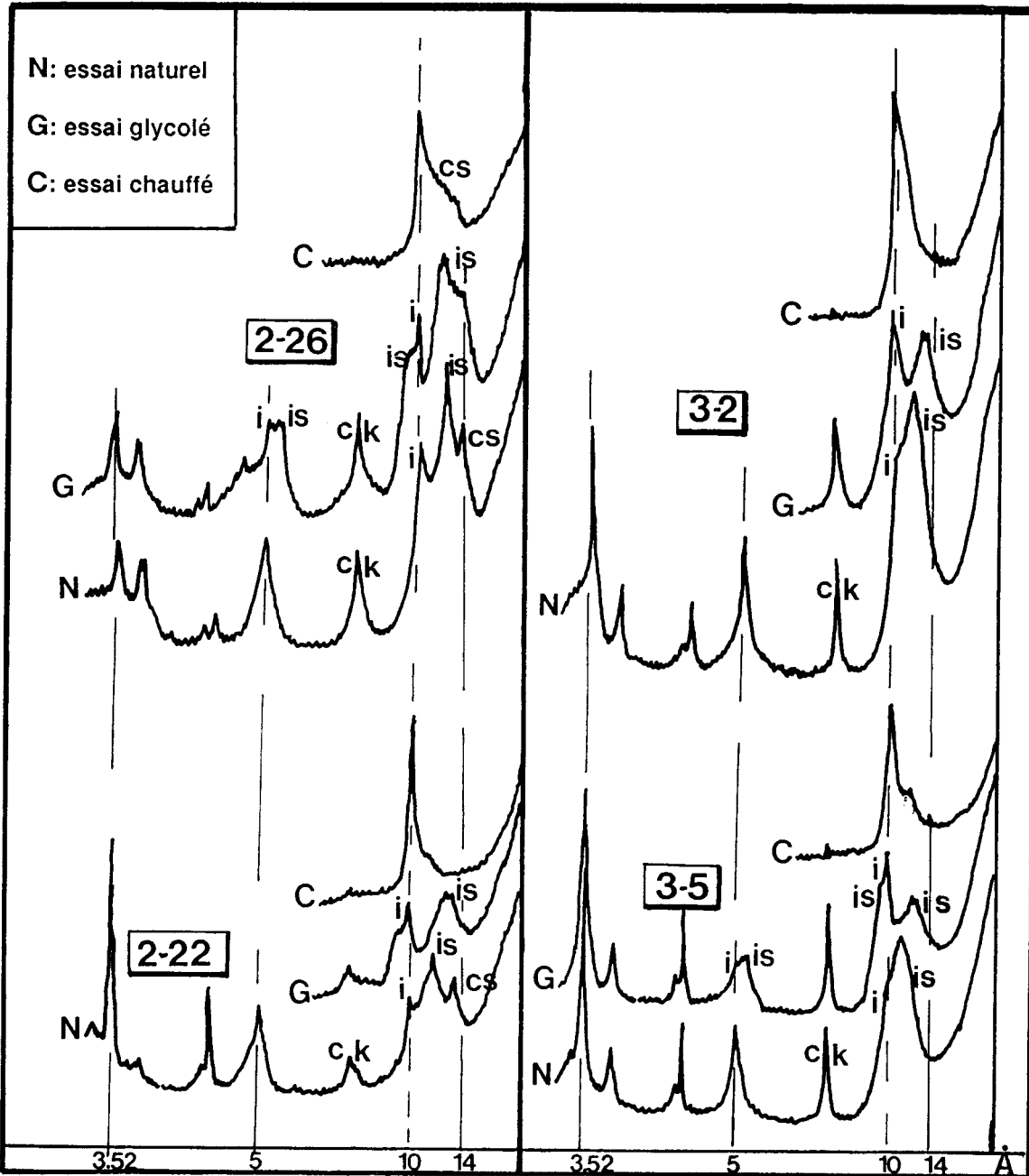


Fig. 86: Diffractogrammes de quelques échantillons de la coupe de la Vallée Vidoño. C: chlorite; I: illite; IS: minéraux interstratifiés (10_I-14_S); CS: minéraux interstratifiés (14_C-14_S); K: kaolinite.

2-1-2) Corrélation entre lithologie et minéralogie des argiles (fig. 87):

Les comparaisons sont difficiles car la lithologie dominée par les pélites est peu variable. L'association illite et minéraux interstratifiés irréguliers (10-14) représente généralement plus de 65% du cortège argileux. L'abondance de la chlorite et de l'illite augmente du haut vers le bas de la coupe aux dépens des minéraux interstratifiés. Le taux d'interstratification illitique des minéraux (10-14) ne montre de particularité dans le seul niveau de grès échantillonné. L'apparition de la kaolinite ne se corrèle pas à une lithologie particulière.

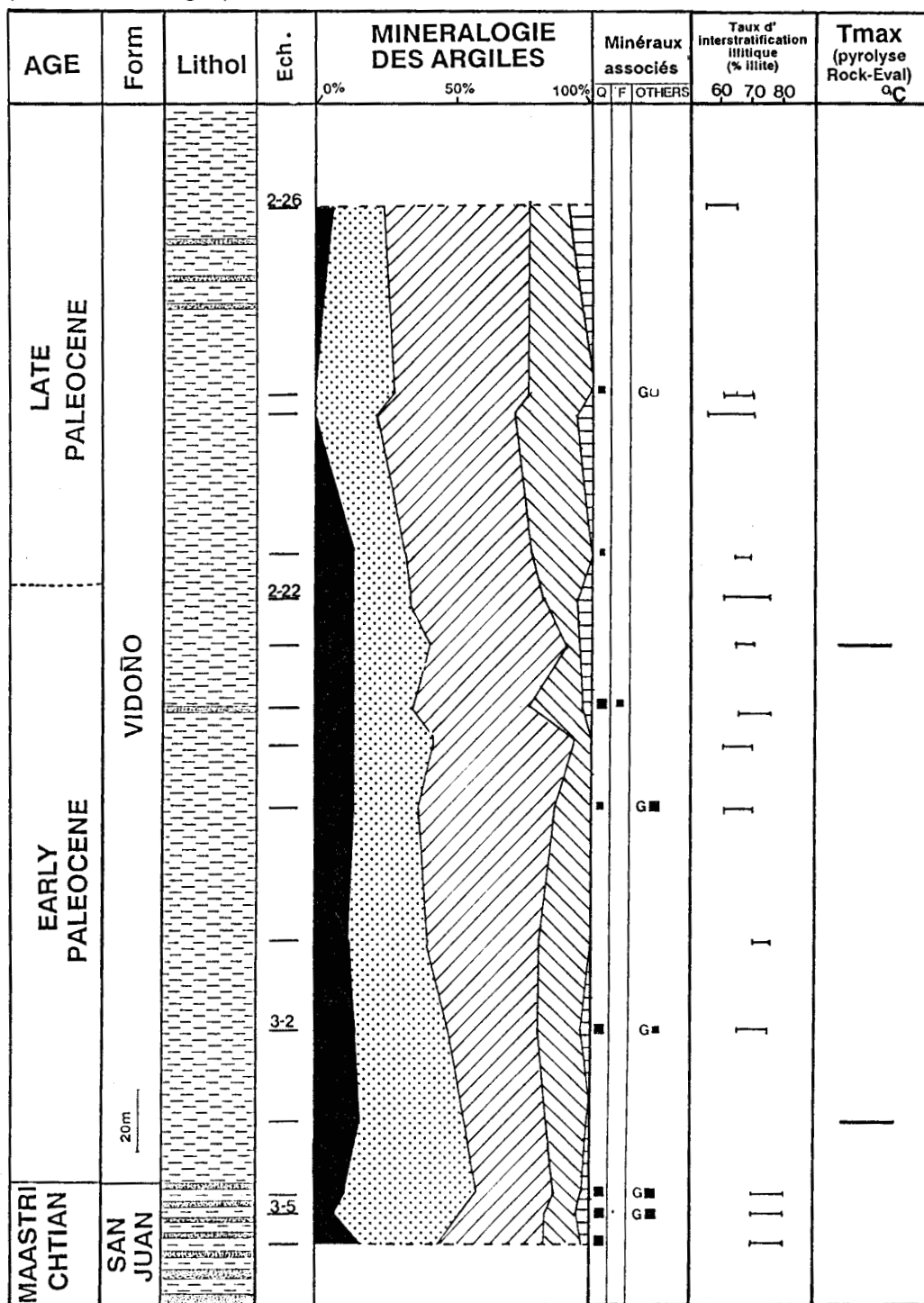


Fig. 87: Minéralogie des argiles de la Vallée Vidoño. Seuls les échantillons dont les diffractogrammes sont représentés (fig. 84) ou ayant fait l'objet d'autres études sont munés de numéros. Tmax: (-): échantillon dont les valeurs obtenues par analyse au Rock-Eval ne sont pas significatives (Cf par.C, 4-1).

2-2) Coupe du Park andres Eloy Blanco:

2-2-1) Minéralogie des argiles:

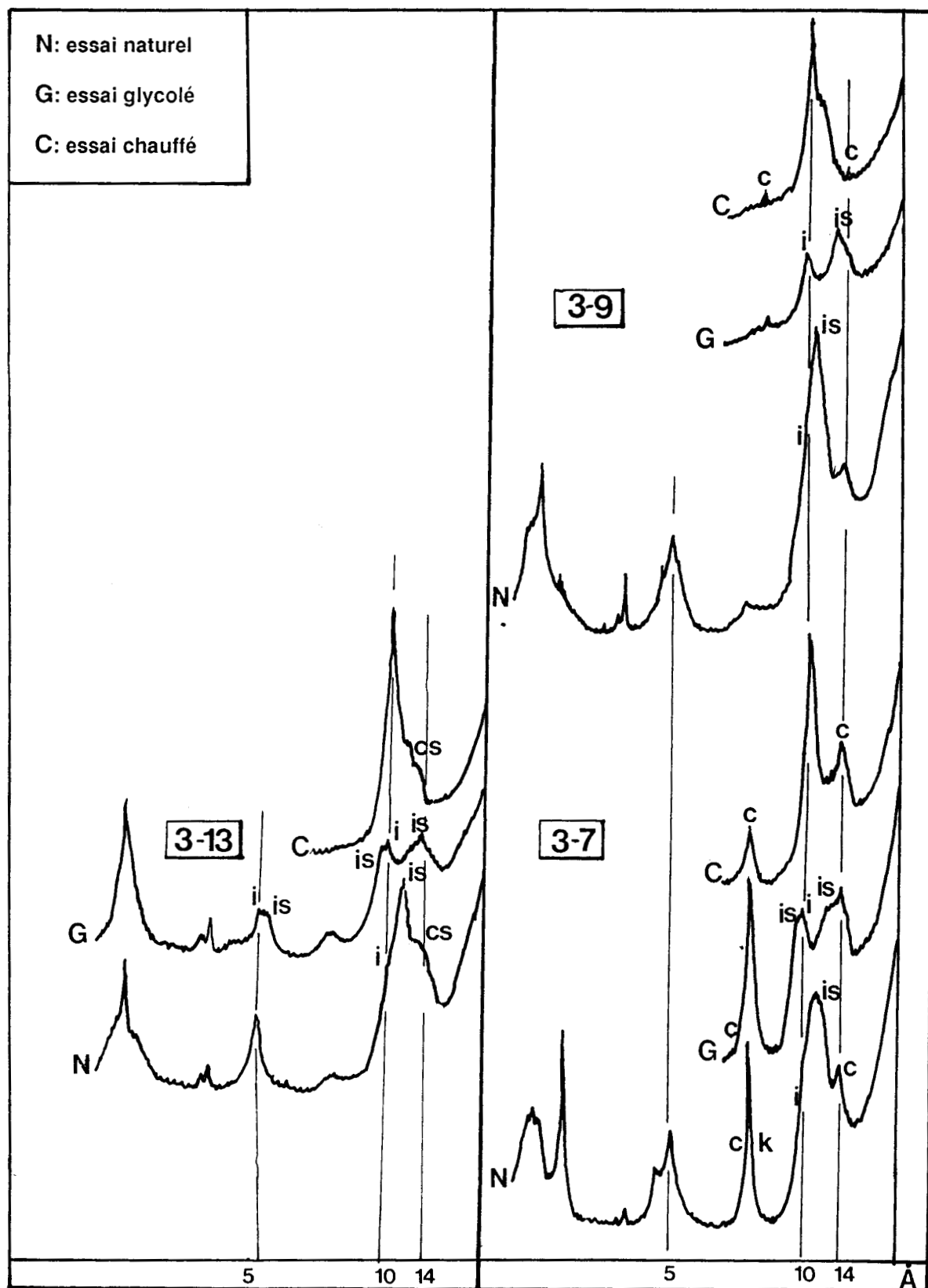


Fig. 88: Diffractogrammes de quelques échantillons de la coupe du park Eloy Blanco. C: chlorite; I: illite; IS: minéraux interstratifiés (10_I-14_S); CS: minéraux interstratifiés (14_C-14_S); K: kaolinite.

Les cortèges argileux se composent de chlorite, d'illite, de kaolinite et des minéraux interstratifiés irréguliers et plus rarement sub-réguliers (fig. 88 et 89). La chlorite varie de 10 à 35%, la kaolinite de 0 à 10%, l'illite de 15 à 30%. La cristallinité de l'illite n'est pas mesurable du fait de la présence de minéraux interstratifiés (10-14) en quantité importante et à forte interstratification illitique. Les minéraux interstratifiés sont de deux types: les (10-14) et les (14-14). Les minéraux interstratifiés irréguliers (10-14) sont représentés uniquement par des illite/smectite et peuvent représenter jusqu'à 40% du cortège argileux. Les taux d'interstratification illitique varient de 60 à 75%. Les minéraux interstratifiés (14-14), qui constituent jusqu'à 20% du cortège argileux, sont du type chlorite/smectite.

AGE	Form.	Ech.	Lithol.	MINÉRALOGIE DES ARGILES	Minéraux Associés		Taux d' interstratification illitique (% illite)			Tmax (pyrolyse Rock-Eval) °C
					Q	F	60	70	80	
EOCENE MOYEN	CARATAS	3-13			-	-	-	-	-	-
		3-8								
EOCENE INFÉRIEUR	VIDONO	3-7								
		3-6								

Fig. 89: Minéralogie des argiles de la coupe du park Eloy Blanco. Seuls les échantillons dont les diffractogrammes sont représentés (fig. 84) ou ayant fait l'objet d'autres études sont munérotés. Tmax: (-): échantillon dont les valeurs obtenues par analyse au Rock-Eval ne sont pas significatives (Cf par.C, 4-1).

2-2-2) Corrélation entre lithologie et minéralogie des argiles (fig. 89):

Au sein de la formation Vidoño, des échantillons issus de lithologies identiques présentent des variations de la minéralogie des argiles. Par contre, les grès et les pélites de la formation Caratas montrent des assemblages argileux constants. Les taux d'interstratification illitique des minéraux (10-14) sont quasiment identiques pour des grès et des pélites proches.

2-3) Coupe de la Via Alterna:

2-3-1) Minéralogie des argiles:

Les échantillons présentent des assemblages argileux très variés, où les pourcentages des minéraux peuvent varier fortement pour deux échantillons très proches. L'illite varie de 0 à environ 70 %, la chlorite de 0 à 90% et la kaolinite de 0 à 45% (fig. 90 et 91). Les pourcentages de minéraux interstratifiés irréguliers (10-14) (illite-smectite) couvrent un éventail de moins de 5 % à plus de 40 %. Le taux d'interstratification illitique varie de façon non linéaire de 65 à 85%. Les minéraux interstratifiés

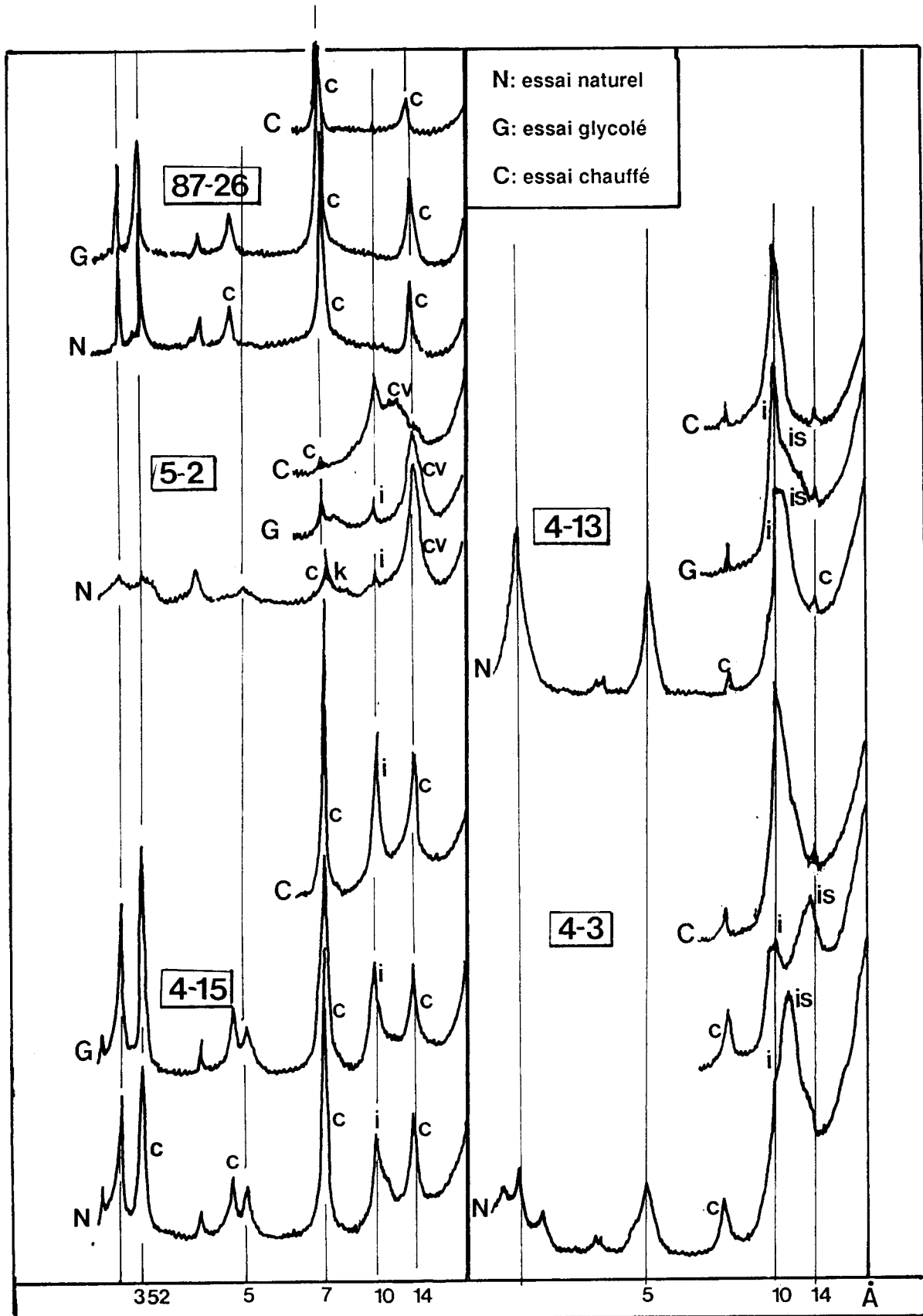


Fig. 89: Minéralogie des argiles de la coupe du park Eloy Blanco. Seuls les échantillons dont les diffractogrammes sont représentés (fig. 84) ou ayant fait l'objet d'autres études sont munérotés. Tmax: (-): échantillon dont les valeurs obtenues par analyse au Rock-Eval ne sont pas significatives (Cf par.C, 4-1).

irréguliers (14-14) montrent eux aussi des variations très importantes puisque de moins de 5 % à plus de 40 %. Les interstratifiés irréguliers (14-14) présents sont de type (14c-14v) et (14c-14s).

2-3-2) Corrélation entre lithologie et minéralogie des argiles (fig. 91):

La corrélation minéralogie des argiles/lithologie est moins facile que pour les coupes précédentes du fait de la complexité des assemblages, des grandes variations d'abondance des minéraux, et de la diversité des faciès rencontrés. Les pélites sont généralement caractérisées par des assemblages argileux dominés par l'illite et les minéraux interstratifiés (10-14). Lorsqu'elles contiennent des pourcentages importants de chlorite, elles sont calcaires (20-35%) (fig. 91). Les taux d'interstratification illitique des minéraux (10-14) sont souvent similaires pour deux échantillons de lithologie différentes, stratigraphiquement proches: les différences sont inférieures à 10%. De forts pourcentages de chlorite apparaissent parfois dans les grès. Toutefois, Cela n'est pas systématique, aussi faut-il invoquer un autre paramètre, la géochimie des sédiments par exemple. L'évolution des minéraux (14-14) est difficile à analyser à cause de la complexité des assemblages de (14c-14v) et (14c-14s). Toutefois, les minéraux (14c-14v) prédominent par rapport aux termes (14c-14s) dans les calcaires bioclastiques du membre Tinajitas. Lorsqu'ils existent dans d'autres formations, ils sont très largement minoritaires. La kaolinite apparaît dans les calcaires bioclastiques, mais aussi dans les pélites et les grès situés à la base et au sommet de la coupe.

En résumé, la lithologie exerce un contrôle important sur les espèces de minéraux argileux, exception faite de la kaolinite.

3) Conclusions:

Les quatre coupes montrent des assemblages argileux composés des mêmes espèces minérales (illite, chlorite, kaolinite, minéraux interstratifiés (10-14) et 14-14)), dont les pourcentages d'abondance relative peuvent varier considérablement au sein d'une même coupe.

La lithologie exerce un contrôle important sur la minéralogie des argiles. En effet, les pélites strictes sont caractérisées généralement par des assemblages argileux dominés par l'illite et les minéraux interstratifiés (10-14). Les pélites calcaires présentent des pourcentages importants de chlorite. Dans les grès et les calcaires gréseux apparaissent de forts pourcentages de chlorite. Les calcaires bioclastiques du membre Tinajitas montrent une prédominance des minéraux (14c-14v) sur les (14c-14s). Lorsqu'ils apparaissent dans d'autres formations, les (14c-14v) sont très largement dominés par les minéraux (14c-14s). Par contre, l'apparition de la kaolinite ne se corrèle à aucune lithologie particulière. De même, les taux d'interstratification illitique ne semblent pas influencés par la lithologie.

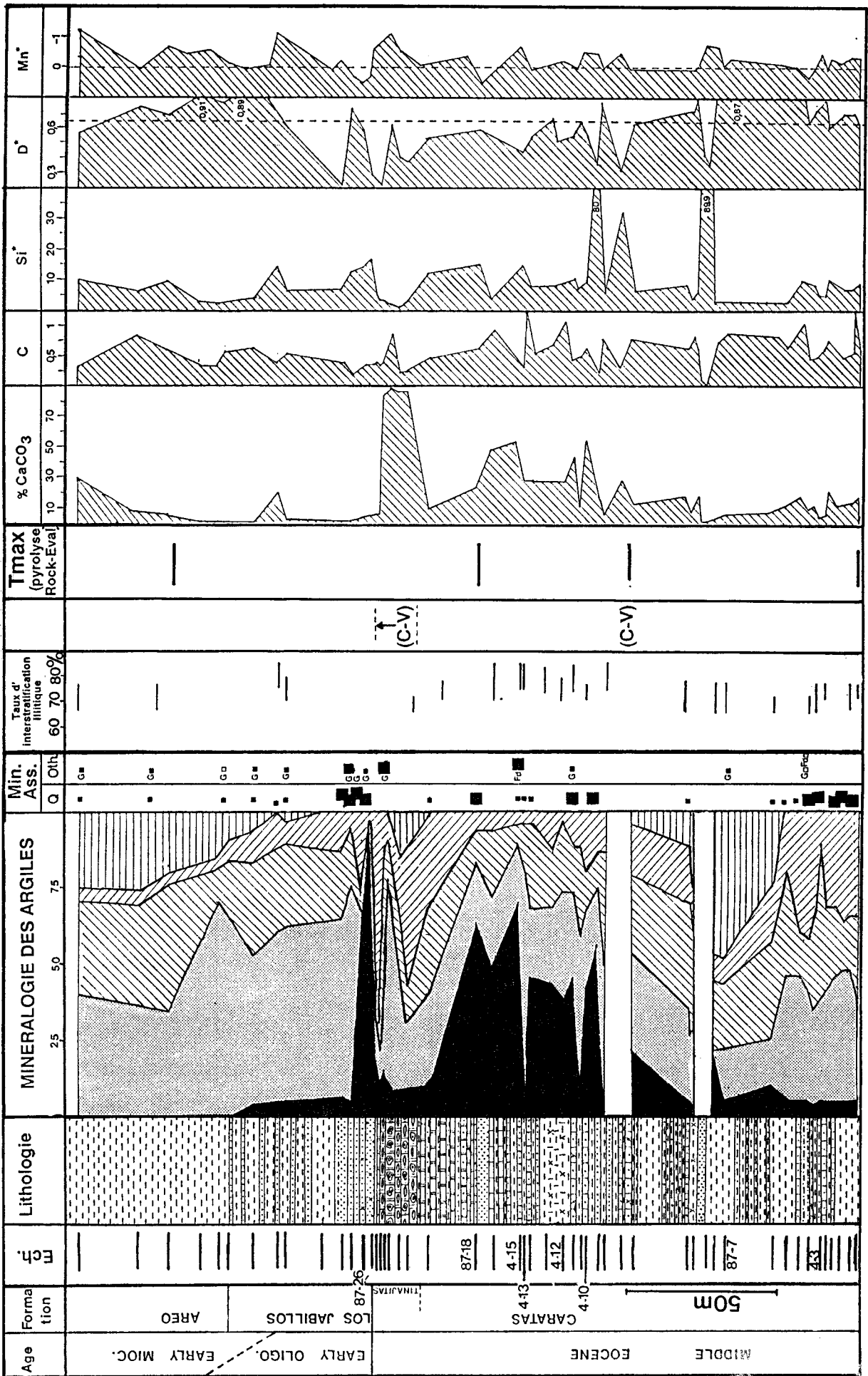


Fig. 91: Minéralogie des argiles et paramètres géochimiques de la coupe de la Via Alterna. Seuls les échantillons dont les diffractogrammes sont représentés (fig. 84) ou ayant fait l'objet d'autres études sont munés de numéros. Tmax: (-): échantillon dont les valeurs obtenues par analyse au Rock-Eval ne sont pas significatives (Cf par.C, 4-1).

C) DIAGENESE DES ARGILES; APPORTS DE LA CHIMIE.

L'ubiquité et l'abondance des minéraux interstratifiés, considérés comme les termes intermédiaires de la transformation des smectites au cours de la diagenèse d'enfouissement (DUNOYER DE SEGONZAC, 1969; KISCH, 1983). Les pourcentages rencontrés pour la somme chlorite et illite sont parfois proches de 80%. L'abondance de la chlorite et souvent sa prédominance sur l'illite, ce qui est exceptionnel dans les assemblages d'origine détritique, nous laisse supposer une origine diagenétique des minéraux argileux. De plus, l'absence de minéraux connus pour leur "faible" résistance à la diagenèse (smectite, palygorskite), alors qu'ils sont présents en quantité importante dans des forages océaniques proches (O.D.P. 110, D.S.D.P. 78A), confortent cette hypothèse. Il n'est toutefois pas exclu qu'une partie du cortège argileux soit un reliquat d'assemblage d'origine détritique, notamment la kaolinite.

C'est ce postulat d'une origine diagenétique des minéraux argileux vénézuéliens et les processus possibles de la diagenèse qui sont discutés ici.

1) Comparaison des assemblages argileux des différentes coupes:

1-1) Construction d'une colonne composite de la région de Puerto la Cruz à partir de la minéralogie des argiles.

Afin d'analyser l'évolution des cortèges argileux en se soustrayant au contrôle lithologique, ils seront considérés à lithologie constante. Seuls les échantillons pélitiques sont ici étudiés.

L'intensité de la diagenèse peut être appréciée par l'augmentation de l'ensemble (illite, chlorite) par rapport aux minéraux interstratifiés (DUNOYER DE SEGONZAC, 1969), ainsi que par l'augmentation des feuillets d'illite dans les minéraux illite/smectite (VELDE, 1985).

La coupe composite de la région de Puerto la Cruz ne montre pas d'évolution linéaire des taux d'interstratifications illitiques du haut vers le bas. Ces taux varient de 55 à 80%, présentent plutôt une progression en dents de scie (fig. 92). Ce phénomène a déjà été remarqué par de nombreux auteurs (HOWER *et al.*, 1976; SRODON et EBERL, 1984). Pour des niveaux stratigraphiquement proches, RETTKE (1981) attribue la diversité des taux d'interstratification des minéraux illite/smectite à la variabilité des caractéristiques des argiles originelles. De plus, l'illitisation progressive semble subir un ralentissement à partir d'une interstratification illitique supérieure à 60%, ce qui correspond environ à 3 km d'enfouissement et une température de 100°C (fig. 74) si l'on considère un gradient géothermique moyen actuel de 30°C/km.

Il n'y a pas de transformation minéralogique de sens constant du haut vers le bas de la coupe, évolution constatée habituellement dans les séries ayant subi une diagenèse d'enfouissement importante. En effet, l'accroissement des pourcentages de chlorite montre deux ruptures (limite Eocène

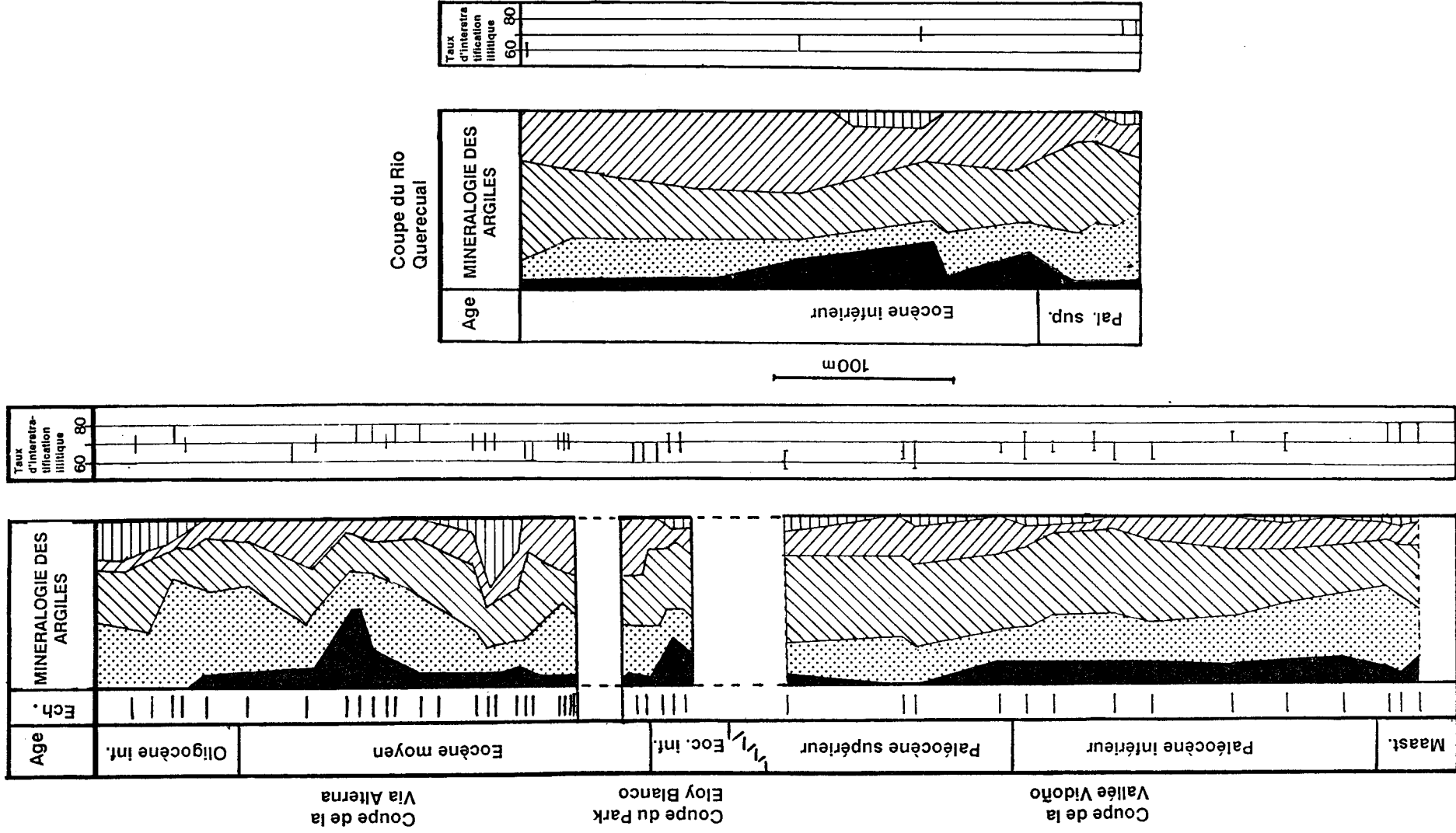


Fig. 92: Minéralogie des argiles à lithologie constante (pélites) de la coupe composite de la région de Puerto la Cruz et de la coupe du Rio Querecual.

inférieur-Eocène moyen; Eocène moyen) et l'illite présente des pourcentages plus importants en haut de la coupe (Oligocène inférieur).

Deux facteurs peuvent être la cause de ces phénomènes:

* Une partie des chlorites et illites, minéraux stables lors de la diagenèse, serait d'origine détritique. Une augmentation des abondances de ces minéraux a été remarquée aux mêmes époques dans le Leg 110 (fig. 44a et b, 47). Ces minéraux marquent habituellement des phases tectoniques, qui sont d'ailleurs connues dans le secteur vénézuélien à ces époques (ROSSI, 1985; BECK, 1986). De plus, les forts taux de chlorites rencontrés à l'Eocène moyen semblent échapper au contrôle lithologique, puisqu'ils sont élevés à la fois dans les pélites, les grès et les calcaires. On note d'ailleurs que les taux importants de kaolinite de l'Oligocène inférieur et de l'Eocène moyen se retrouvent dans la minéralogie des argiles du Leg 110 (fig. 44 a et b, 47).

* La géochimie de la roche totale aurait facilité certaines transformations minérales, permettant pour une même lithologie des différenciations de la minéralogie des argiles. Cette possibilité sera évoquée ultérieurement.

1-2) Comparaison entre la minéralogie des argiles de la région de Puerto la Cruz et celle de la coupe du Rio Querecual: (fig. 92)

Les assemblages argileux sont composés des mêmes minéraux dans les deux coupes et les pourcentages d'abondance relative sont assez similaires si l'on fait abstraction de l'influence lithologique. La coupe du Rio Querecual montre globalement vers la bas, une augmentation du couple (illite, chlorite) au détriment des minéraux interstratifiés, de la même façon que dans la coupe de la Vallée Vidono. La coupe du Rio Querecual, à lithologie constante, ne permet pas une analyse précise de l'évolution des taux d'interstratification illitique car les mesures sont trop peu nombreuses. Néanmoins, les valeurs des taux d'interstratification illitiques sont du même ordre de grandeur que celles de la coupe composite de la région de Puerto la Cruz. Il ne semble donc pas possible de déterminer un processus diagenétique plus important dans l'une ou l'autre coupe, ni par le style des assemblages argileux, ni par l'évolution des taux d'interstratification illitique.

2) Chimie des minéraux argileux:

2-1) Etude par analyse à la microsonde:

L'étude, qui a porté sur trois échantillons de la coupe de la Via Alterna (fig. 91), révèle cinq types chimiques distincts correspondant aux chlorites, illites, kaolinite et minéraux interstratifiés irréguliers (10-14) et (14-14).

* Les Chlorites

Ech.	pôle	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	FeO	TiO ₂	K ₂ O	Na ₂ O	CaO
4-12	moyenne	32.82	25.95	5.48	32	0	1	1.31	0.51
87-26	magnésien	25.06	18.54	8.12	45.06	0.22	0.91	1.37	0.68
	ferrifère	27.62	16.57	5.24	47.65	0	0.65	1.49	0.74
	moyenne	27.59	17.05	6.42	45.31	0.12	0.76	1.49	1.22

Tab. 16: Chimie des chlorites.

4-12: (Si_{3.09} Al_{0.91}) (Al_{1.97} Mg_{0.5})(OH)₆ (Mg_{0.27} Fe_{2.52}) K_{0.11} Na_{0.23} Ca_{0.04} O₁₀ (OH)₂
 DT=0.91 ;DO=0.42

87-26 (Mg): (Si_{2.59} Al_{1.41}) (Al_{0.85} Fe_{2.43})(OH)₆ (Mg_{1.25} Fe_{1.46}) K_{0.13} Na_{0.27} Ca_{0.09} O₁₀ (OH)₂
 DT=1.41 ;DO=0.58

87-26 (Fe): (Si_{2.87} Al_{1.13}) (Al_{0.91} Fe_{2.20})(OH)₆ (Mg_{0.81} Fe_{1.94}) K_{0.08} Na_{0.3} Ca_{0.06} O₁₀ (OH)₂
 DT=1.13 ;DO=0.50

87-26 (Moyenne): (Si_{2.85} Al_{1.15}) (Al_{0.91} Fe_{2.21})(OH)₆ (Mg_{0.98} Fe_{1.68}) K_{0.10} Na_{0.3} Ca_{0.14} O₁₀ (OH)₂
 DT=1.15 ;DO=0.68

Nous avons choisi d'établir les formules structurales des chlorites avec un tétraèdre, une couche brucitique, un octaèdre et l'interfoliaire, bien que ce type de présentation avec une couche brucitique ne soit plus généralisé (BAYLISS, 1975; NEWMAN, 1987). Le déficit de charge du tétraèdre est compensé par la couche brucitique, tandis que le déficit de charge de l'octaèdre est compensé par les éléments de l'interfoliaire.

Les chlorites sont des chamosites magnésiennes (chlorites tri-octaédriques à fer dominant et contenant du magnésium) selon la nomenclature AIPEA du sous-comité sur la chlorite (BAILEY, 1980); les chlorites sont nommées en fonction du cation divalent dominant. On note leur très grande richesse en fer. L'ensemble du fer, analysé sous la forme fer ferrique à la microsonde, a été entièrement rétabli en fer ferreux, afin de construire les formules structurales. Nous avons choisi d'exprimer la couche brucitique pour le deuxième échantillon avec du fer, le magnésium disponible étant insuffisant.

* Les Illites

Ech.	pôle	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	K ₂ O	Na ₂ O	CaO
4-12	moyenne	51.42	28.34	2.84	6.46	0.57	8.63	1.29	0.41
87-7	moyenne	57.03	31.37	1.22	3.12	0.04	5.32	0.9	0.92

Tab. 17: Chimie des illites.

87-7 (Moyenne): (Si_{3.48} Al_{0.52}) (Al_{1.74} Mg_{0.11} Fe_{0.14}) K_{0.41} Na_{0.11} Ca_{0.07} O₁₀ (OH)₂
 DT=0.52; DO=0.15

4-12 (Moyenne): $(\text{Si}_{3.28} \text{Al}_{0.72}) (\text{Al}_{1.15} \text{Mg}_{0.28} \text{Fe}_{0.31} \text{Ti}_{0.03}) \text{K}_{0.7} \text{Na}_{0.16} \text{Ca}_{0.04} \text{O}_{10} (\text{OH})_2$
 DT=0.72; DO=0.94

Les illites analysées sont assez riches en fer et magnésium, mais le fort pourcentage de potassium nous conduit à les considérer comme des illites strictes. Toutefois, La limite entre illite (0% d'interstratification smectitique) et minéral interstratifié est placée à $1.5(\text{K}+\text{Na})$ pour O_{22} (HOWER et MOWATT, 1966; NEWMAN, 1987). L'échantillon 4-12 serait alors un interstratifié.

*** Les Minéraux interstratifiés (10_I-14_S)**

Ech.	pôle	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	K ₂ O	Na ₂ O	CaO
87-7	moyenne	53.69	36.74	1.24	2.37	0.51	3.44	1.22	0.75

Tab. 18: Chimie des minéraux interstratifiés (10-14s).

87-7 (Moyenne): $(\text{Si}_{3.24} \text{Al}_{0.76}) (\text{Al}_{1.86} \text{Fe}_{0.11} \text{Ti}_{0.02}) \text{Mg}_{0.12} \text{K}_{0.27} \text{Na}_{0.14} \text{Ca}_{0.06} \text{O}_{10} (\text{OH})_2$
 DT=0.76; DO=0.01

L'identification des minéraux interstratifiés à partir des formules chimiques est toujours difficile à effectuer. Les minéraux à fort pourcentage potassique qui ont été reconnus par diffraction X s'apparentent à ce type minéralogique (KODAMA *et al.*, 1969; WEIR et RAYNER, 1974; NEWMAN, 1987).

*** Les Minéraux interstratifiés (14_C-14_S)**

Ech.	pôle	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	K ₂ O	Na ₂ O	CaO
4-12	moyenne	39.7	22.55	6.21	26.83	0.21	2.36	1.08	1.04

Tab. 19: Chimie des minéraux interstratifiés (14s-14c).

Nous supposons que ces analyses chimiques correspondent à une interstratification de chlorite très ferreuse et de smectite. Aucune formule structurale ne peut être construite par manque de renseignement sur la structure de ces minéraux (tri-dioctaédrique, tri-trioctaédrique?).

*** Les Kaolinites**

Ech.	pôle	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	K ₂ O	Na ₂ O	CaO
87-7	moyenne	52.08	41.47	1.28	2.64	0.48	0.56	1.28	0.20

Tab. 20: Chimie des kaolinites.

87-7 (Moyenne): $(\text{Si}_{1.98} \text{Al}_{0.02}) (\text{Al}_{1.83} \text{Mg}_{0.07} \text{Fe}_{0.08} \text{Ti}_{0.01}) \text{K}_{0.03} \text{Na}_{0.08} \text{O}_5 (\text{OH})_4$
 DO=0.02; DT=0.09

Ce sont des kaolinites typiques, un peu enrichies en fer et en magnésium.

2-2) Nature chimique des chlorites par diffraction de rayons X

Seuls les échantillons à fort pourcentage de chlorite, pauvres en kaolinite et permettant la réalisation de diffractogrammes de qualité ont permis cette étude.

Le rapport $(I(001) + I(003))/I(002)$ varie de 0.25 à 0.32 et le pic à 14 Å subit une intensification au chauffage. Ces résultats traduisent une forte tendance ferrifère des chlorites (THIRY *et al.*, 1983). Le rapport $I(003)/I(001)$ varie peu, de 0.63 à 0.8 (fig. 93). Ces valeurs, rapportées dans le tableau 3 (chap. II, par. C, 2), montrent que le degré d'asymétrie de la chlorite est proche de 0. Par conséquent, la répartition des atomes de fer est à peu près symétrique dans les deux couches octaédriques de la chlorite. Après avoir effectué les corrections sur les intensité d'ordre impair, quand le degré d'asymétrie est différent de 0 (méthode de BRINDLEY et BROWN, 1980; Chap. II, par. C, 2), on remarque que le nombre d'atomes de fer est compris entre environ 5 et 9. Les chlorites présentent donc un caractère ferrifère marqué.

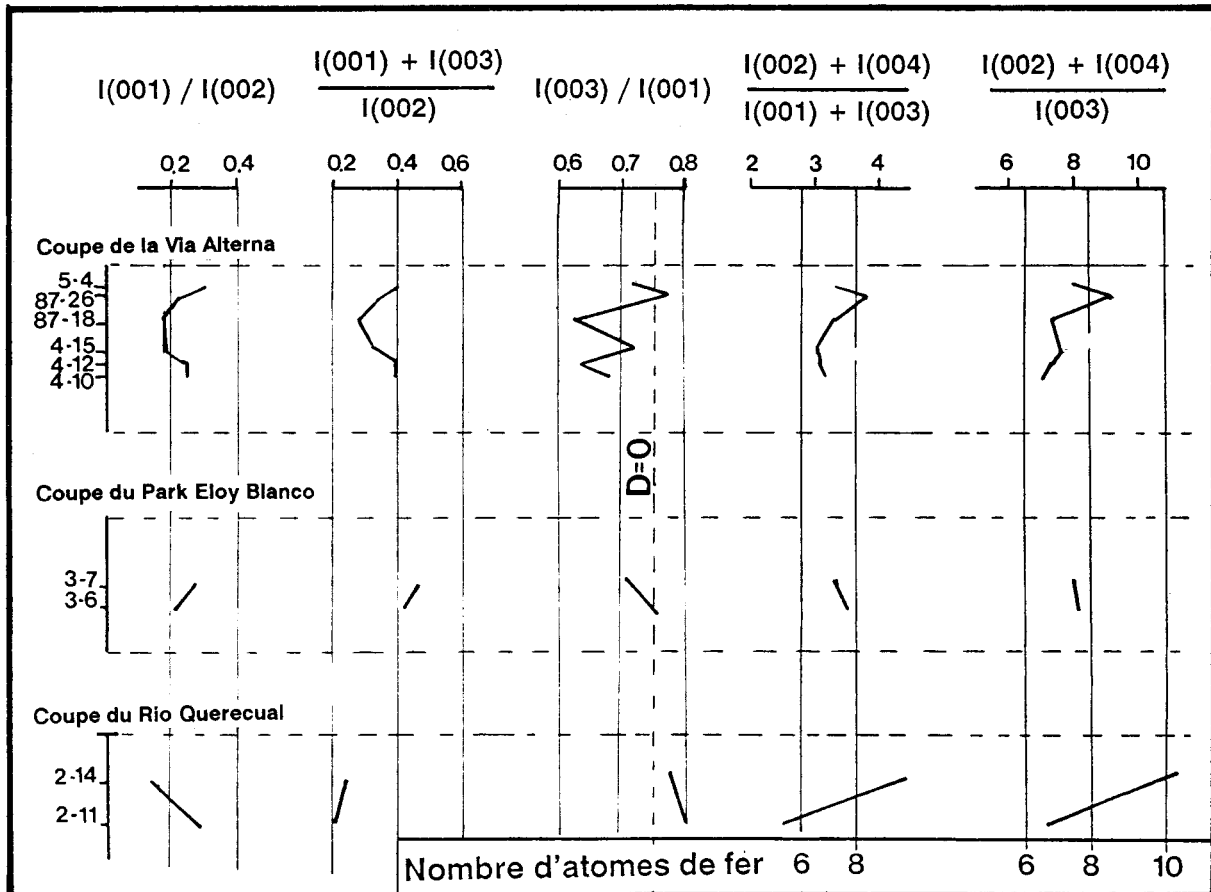


Fig. 93: Rapport des raies (00l) pour les échantillons riches en chlorites des coupes du Rio Querecual, De la Via Alterna et du Park Eloy Blanco.

On note que les chlorites des grès de la formation Los Jabillos de la coupe de la Via Alterna sont beaucoup plus riches en fer que les chlorites des pélites.

Les valeurs sont voisines de celles obtenues pour les deux échantillons analysés à la microsonde électronique, ce qui confirme la validité des analyses microchimiques. Les chlorites sont donc effectivement très ferrifères, le fer n'étant pas dû à des enduits secondaires.

3) Comparaison de la géochimie de la roche totale et de la minéralogie des argiles.

La transformation des minéraux argileux nécessite des transferts et des échanges d'ions au sein du milieu interstitiel. L'étude de la géochimie des sédiments peut permettre d'apprécier les mécanismes mis en cause. La lithologie a déjà été évoquée comme facteur contrôlant les transformations minérales.

L'illitisation nécessite une prise de potassium, qui peut ne pas être très concentré dans la roche, mais suffisant pour mener à terme une illitisation (LAHANN et ROBERTSON, 1980). La transformation en chlorite exige une concentration en fer et magnésium dans les solutions interstitielles (DUNOYER DE SEGONZAC, 1969). JOUCHOUX (1984) suggère que les migrations d'éléments sont limités à des transferts entre la phase carbonatée et la phase argileuse du sédiment, sans que la composition globale de celui-ci soit modifiée. Il faut rechercher les éléments nécessaires aux agradations *in situ*, les solutions interstitielles constituant le milieu réactionnel des transformations diagenétiques. Les argiles peuvent fixer des éléments libérés par dégradation ou altération d'autres minéraux, soit eux-mêmes libérer des éléments qui enrichissent la solution (FRITZ, 1981). Dans notre cas, la phase calcaire serait à l'origine du magnésium permettant la chloritisation.

L'étude est menée sur la coupe de la Via Alterna, dont les échantillons ont subi une analyse chimique.

Le fer: Le pourcentage de fer montre une bonne corrélation avec celui du magnésium ($r=0.86$).

Le diagramme binaire fer-chlorite ne montre pas une bonne corrélation ($r=0.34$). En effet, si tout les bancs très riches en fer ($> 10\%$) sont riches en chlorite, inversement certains bancs riches en chlorites ne montrent pas obligatoirement de fortes valeurs en fer. Ce phénomène peut être imputable aux caractères chimiques des chlorites. Si il n'y a pas stricte corrélation entre le pourcentage de fer de la chlorite et celui de la roche (fig. 94), les niveaux très riches en fer montrent des chlorites, elles mêmes plus ferrifères que celles des niveaux à faible teneur en fer. On note de plus, qu'à teneurs en fer égales, les pélites calcaires contiennent généralement plus de chlorite que les pélites non calcaires.

La relation s'améliore nettement ($r=0.54$) sur le diagramme Fe-(chlorite+(14-14)) (fig. 94). Ce phénomène pourrait s'expliquer par le fait que les minéraux (14-14) sont considérés comme des termes intermédiaires de la chloritisation. On notera de plus que la kaolinite et l'illite sont enrichies en fer dans cette série.

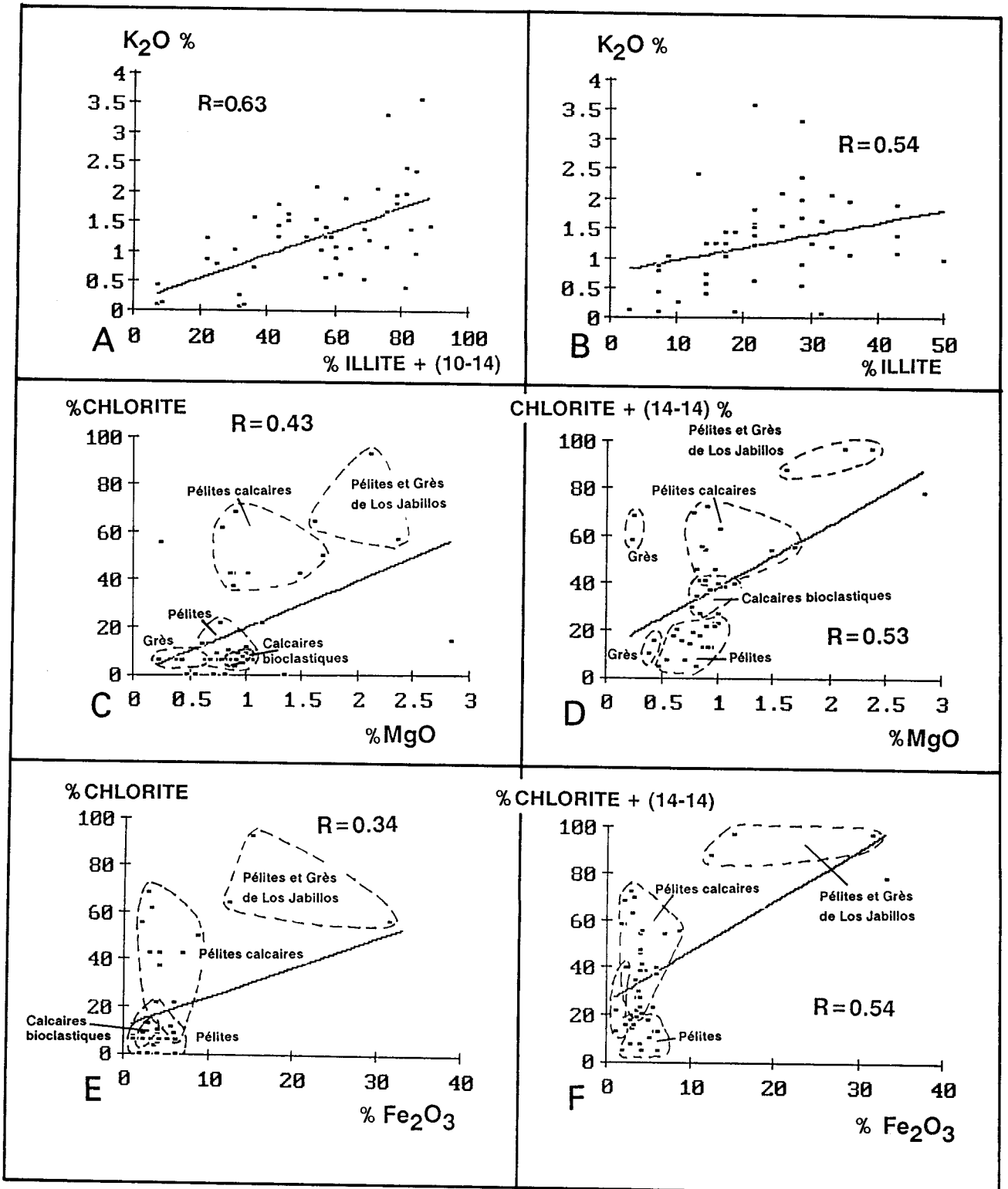


Fig. 94: Relations entre la teneur en K_2O de la roche totale et le pourcentage d'illite (B), la teneur en K_2O et le pourcentage d'illite + (10-14) (A). Relations entre la teneur en MgO de la roche totale et le pourcentage de chlorite (C), la teneur en MgO et le pourcentage de chlorite + (14-14) (D). Relations entre la teneur en Fe_2O_3 de la roche totale et le pourcentage de chlorite (E), la teneur en Fe_2O_3 et le pourcentage de chlorite + (14-14) (F).

Le magnésium: on observe un lien assez net entre la proportion de magnésium et de chlorite (fig. 94). Ici encore à teneurs égales en magnésium, les pélites calcaires contiennent plus de chlorites. Ce lien s'améliore encore lorsque l'on inclut les minéraux interstratifiés (14-14) (fig. 94).

Le potassium: le diagramme K-illite montre la meilleure corrélation chimie de la roche totale/minéraux argileux trouvée pour cette étude ($r=0.63$) (fig. 94). De même, les minéraux interstratifiés (10-14) montrent également une bonne corrélation avec le pourcentage de potassium. Ce résultat n'est pas surprenant puisque l'illitisation des smectites et des minéraux interstratifiés se fait par augmentation du potassium dans la couche interfoliaire.

Les seuls résultats intéressants sont présentés précédemment, les autres éléments ne semblent pas être des facteurs déterminant le mode de transformation des argiles. Les corrélations proposées ne mettent pas en évidence une stricte corrélation entre la chimie de la roche et la minéralogie des argiles. Il semble qu'il faille introduire un rapport entre les éléments disponibles, la quantité d'argile susceptible d'être transformée et les conditions thermodynamiques de la réaction.

4) Maturation de la matière organique:

4-1) Pyrolyse Rock-Eval:

La pyrolyse Rock-Eval, dont le principe a été expliqué au chapitre II permet de définir différents paramètres. L'index d'hydrogène (IH) est la quantité de composés hydrocarbonés rapportée au carbone organique total (COT). Les composés hydrocarbonés représentent la quantité d'huile et de gaz que le kérogène peut encore produire. IH diminue donc dans la zone de formation de l'huile et du gaz. Mais, pour un même état de maturation, IH diffère selon le type de matière organique pyrolysée (ESPITALIE *et al.*, 1986). La température de maximum de dégagement des composés hydrocarbonés extraits par pyrolyse (Tmax) augmente en fonction de l'évolution catagénétique.

Sur l'ensemble des échantillons analysés (20), très peu donnent des mesures fiables. En effet, les mesures sont jugées incorrectes si COT < 0.5 %, en raison des erreurs possibles dues à l'effet de rétention de la matrice minérale (ESPITALIE *et al.*, 1986). De plus, les mesures de Tmax ne sont pas fiables pour des teneurs en composés hydrocarbonés trop faibles ($S_2 < 0.2$). Or, c'est ici souvent le cas, malgré une teneur en carbone organique supérieure à 0.5 %. L'absence du pic P2, à partir duquel est calculé S_2 , s'expliquerait par une température maximum de dégagement supérieure à la température de pyrolyse ($T_{max} > 550^{\circ}\text{C}$). Ce phénomène peut être attribué à une maturation excessive de la matière organique. Toutefois, quelques points ont pu être reportés sur un diagramme IH-OH. Ils se situent dans la lignée III (fig. 95), ce qui est compatible avec les débris végétaux trouvés dans les pélites dans la formation Caratas.

Il faut être prudent quant à l'interprétation de ces résultats en raison de la possible oxydation liée à l'altération syn-sédimentaire ou à l'action des eaux météoriques lorsque la roche est à l'affleurement. L'altération de surface entraîne une diminution de l'index d'hydrogène (ESPITALIE *et al.*, 1986). Il en est

L'altération de surface entraîne une diminution de l'index d'hydrogène (ESPITALIE *et al.*, 1986). Il en est de même pour l'altération sédimentaire. La matière organique se présente alors, en microscopie optique, comme étant totalement amorphe. Son état d'évolution correspond à la fenêtre à huile ($T_{max}=440^{\circ}C$) (ESPITALIE *et al.*, 1986). Les matières organiques caractérisées par de très faibles valeurs de IH et située sous la lignée III dans les diagrammes IH-OH (fig. 95), comme c'est le cas ici, pourraient donc résulter d'une importante altération de la matière organique.

4-2) Analyse optique:

Le palynofaciès est constitué de petites particules amorphes. Aucune structure pouvant indiquer une nature ligno-humique, n'a été reconnue, à l'exception de rares fragments anguleux amorphes qui pourraient évoquer ce type de matière organique. De même, aucun grain de pollen, ni spore n'a pu être identifié. Quelques très rares algues de couleur gris-brun foncé sont présentes. L'oxydation synsédimentaire entraîne un éclaircissement des éléments figurés. Toutefois, la couleur extrêmement foncée voire noire des particules laisse supposer, malgré une possible oxydation, une évolution poussée des kérogènes.

La réflectance de la vitrinite n'a pu être mesurée en raison de la très petite taille des particules de matière organique.

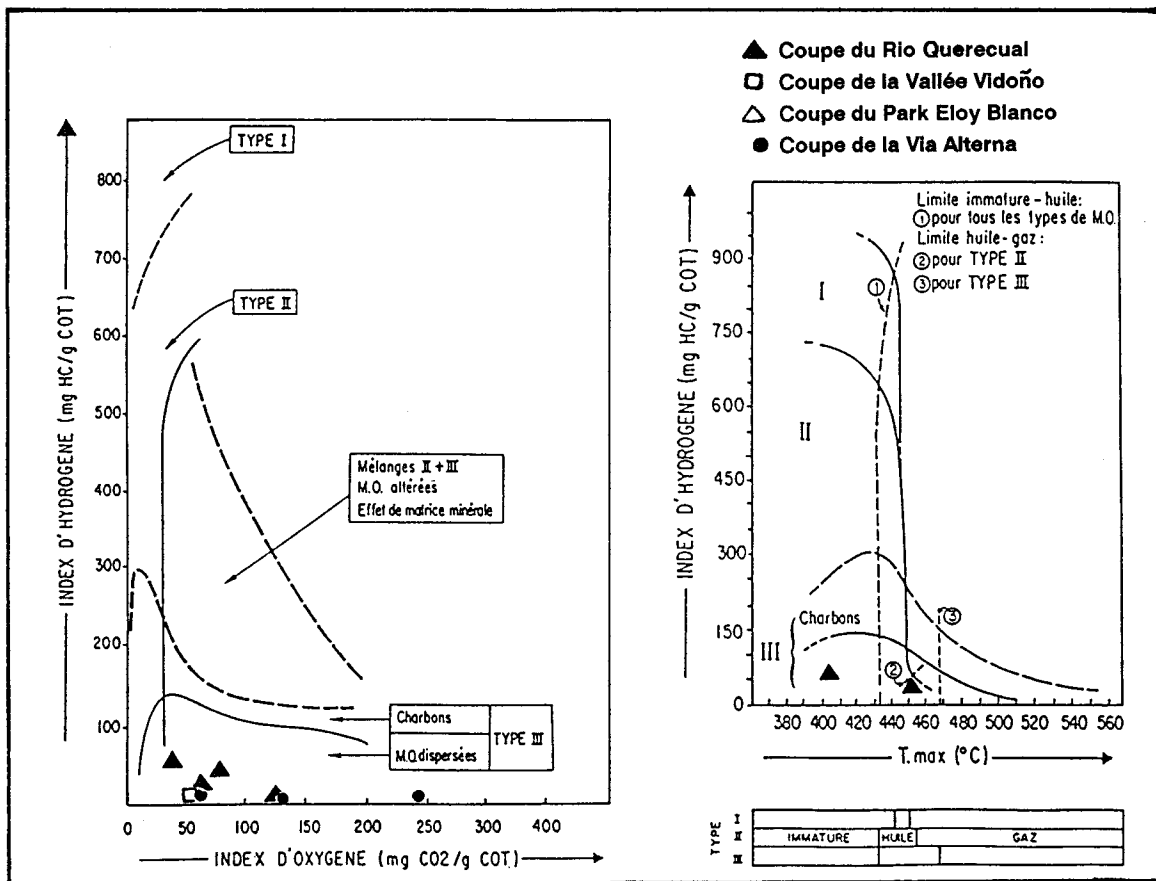


Fig. 95: Diagrammes IH-OH et IH-Tmax (d'après ESPITALIE *et al.*, 1986).

D) INTERPRETATIONS

1) Les minéraux argileux:

* Les minéraux interstratifiés illite/smectite:

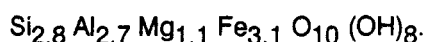
La diagenèse d'enfouissement se marque par l'illitisation progressive des smectites. La transformation de ce minéral en interstratifiés illite-smectite nécessite une température minimale de 100°C et un enfouissement d'au moins 3000m (AOYAGI et KAZAMA, 1980). Ces auteurs proposent une disparition des minéraux interstratifiés à une température de 140°C et une profondeur de 3750m. Toutefois de nombreuses analyses montrent la persistance de ces minéraux jusqu'à plus de 5000 m de profondeur pour des gradients géothermiques banals (YEH et SAVIN, 1977). Leur disparition s'effectue pour YAU *et al.* (1987) à des températures supérieures à 200°C. La compilation de données de divers forages faite par SRODON et EBERL (1984) montre qu'en moyenne les taux d'interstratification illitique supérieurs à 60% apparaissent pour des températures de 80 à 120° (fig. 74). Pour POLLASTRO et BARKER (1986), le même phénomène se produit à des températures similaires et à une profondeur de 2 km. De nombreux autres exemples montrent le même processus; ainsi PEARSON *et al.* (1982) et PEARSON et SMALL (1988) proposent une illitisation de la smectite se stabilisant entre 3200 et 3800m pour une structure illite_{80%}-smectite_{20%}. En utilisant un gradient géothermique moyen actuel de 30°C/km, ces profondeurs correspondent à 96-114°C. Ces conclusions rejoignent celles de FREED et PEACOR (1989) qui trouvent les minéraux illite_{80%}-smectite_{20%} à des températures supérieures à 100°C.

Les minéraux interstratifiés illite/smectite rencontrés dans cette étude présentent des taux d'interstratification illitiques généralement supérieur à 60%. D'après les résultats exposés précédemment, ils se situent donc dans un milieu ayant été porté à une température d'au moins 100°C et, dans le cas d'un gradient géothermique de 30°C/km, à une profondeur supérieure à 3 km.

* La chlorite

Les sédiments pélitiques du puits CWRU n°6 de la Gulf Coast montrent des tests de Foraminifères calciques en partie remplis de kaolinite, chlorite et pyrite authigéniques à 2750 m de profondeur. Plus profondément, les tests se dissolvent et des chlorites riches en fer remplacent des rhomboédres de carbonates initialement formés dans des zones de réduction de sulfates (PYE *et al.*, 1986). Le niveau de pélites à forts pourcentages de chlorite, d'où est issu l'échantillon 4-12 correspond tout à fait à ce type d'association minéralogique.

BURTON *et al.* (1987) montrent une authigénèse de kaolinite et de chlorite dans des milieux poreux. La composition de la chlorite diagenétique, issue d'un échantillon du puits CWRU n°6 de la Gulf Coast à 5500 m de profondeur, analysée par AHN et PEACOR (1985) est:



Ces auteurs proposent une agradation de la chlorite grâce aux produits perdus par la smectite (Fe-Mg) durant l'illitisation. CURTIS *et al.* (1984) ont étudié la composition de chlorites diagenétiques à des profondeurs d'enfouissement de 2390 m à 5500m; ce sont des chamosites magnésiennes.

Les chlorites analysées dans le présent travail sont du même type que celles analysées par AHN et PEACOR (1985) et CURTIS *et al.* (1984).

L'écriture des formules structurales de nos échantillons suivant la méthode utilisée par AHN et PEACOR (1985) donne:

4-12: $\text{Si}_{3.09} \text{Al}_{1.88} \text{Mg}_{0.77} \text{Fe}_{2.52} \text{K}_{0.11} \text{Na}_{0.23} \text{Ca}_{0.04} \text{O}_{10} (\text{OH})_8$

87-26: $\text{Si}_{2.84} \text{Al}_{2.06} \text{Fe}_{3.87} \text{Mg}_{0.98} \text{K}_{0.10} \text{Na}_{0.3} \text{Ca}_{0.13} \text{O}_{10} (\text{OH})_8$

AHN et PEACOR (1985): $\text{Si}_{2.8} \text{Al}_{2.7} \text{Mg}_{1.1} \text{Fe}_{3.1} \text{O}_{10} (\text{OH})_8$

Si elles ne sont pas strictement identiques, les formules peuvent être considérées comme proches et reflètent bien la même chimie.

CATHELINEAU (1989) évoque l'utilisation des chlorites comme géothermomètre. La relation proposée entre la température et le nombre d'atome d'aluminium en position tétraédrique est basée sur l'étude de trois sites.

$$T^{\circ}\text{C} = -61.92 + 312.98 (\text{Al IV})$$

La mise en application de cette formule donne pour l'échantillon 87-26 une température de 301°C, et pour l'échantillon 4-12 une température de 223°C. Ces températures correspondent respectivement dans le cadre d'un gradient géothermique moyen actuel à des profondeurs de 10 et 7.5 km

Deux problèmes se posent. Le premier réside dans le fait que l'échantillon 87-26 a dû subir une diagenèse d'enfouissement inférieure à l'échantillon 4-12 de par sa situation stratigraphique. Le deuxième provient du fait qu'à de telles températures et de telles profondeurs, les minéraux interstratifiés encore présents dans notre étude, et notamment ceux associés à la chlorite dans l'échantillon 4-12, devraient être totalement transformés en illite (AOYAGI et KAZAMA, 1980; POLLASTRO et BARKER, 1986; YAU *et al.*, 1987).

On peut donc évoquer, soit une surévaluation des températures par l'équation proposée par CATHELINEAU (1989), soit une origine détritique d'une partie de la chlorite. Dans ce dernier cas, la température estimée serait alors la température de formation de ce minéral, qui aurait été érodé et sédimenté dans une série détritique. Toutefois, l'apparition des chlorites issues des pélites calcaires semble être en relation avec le type de faciès à pyrite et gypse, qui correspond approximativement au modèle de PYE *et al.* (1986) et atteste plutôt d'une origine diagenétique

L'utilisation de l'équation de CATHELINEAU (1989) pour les chlorites issues des grès de la formation Los Jabillos (échantillon 87-26) donne une plus haute température. La porosité élevée a pu permettre la migration d'un fluide chaud induit par la tectonique. L'existence proche d'un niveau très riche en fer (33%) a pu faciliter le phénomène de chloritisation par reprise du fer par les fluides. Ces grès sont d'ailleurs riches en cet élément, qui n'apparaît habituellement pas avec de tels pourcentages

(14-30%) dans ce type de lithologie.

En résumé, les chlorites peuvent provenir d'un processus diagenétique, mais il est possible d'imaginer qu'une proportion de celles issues des pélites calcaires soit d'origine sédimentaire.

*** L'illite:**

Elle peut être d'origine diagenétique dans les grès (KULBICKI et MILLOT, 1960; GUVEN *et al.*, 1980). Les illites authigéniques sont de morphologie filamenteuse ou en lattes (MORAD et AL DAHAN, 1987). WHITNEY et NORTHROP (1987) rapportent le cas d'authigénèse d'illite associée à celle de chlorite, dans des grès soumis à la migration d'un fluide chaud. Les observations que nous avons faites au microscope électronique à balayage ou à transmission n'ont pas révélé d'illite de cette morphologie.

*** La kaolinite**

Elle est considérée comme étant détruite sous des conditions diagenétiques plus fortes que celles permettant la transformation des smectites en interstratifiés (JENNINGS et THOMPSON, 1986). Celle-ci contribue alors à l'agradation des illites et des chlorites. La kaolinite peut aussi être le résultat d'un processus diagenétique dans des milieux poreux (WILSON *et al.*, 1972; ARDITTO, 1983; CURTIS, 1987). Les observations faites au microscope électronique à balayage n'ont pas révélé de "kaolinite en accordéon" typique des kaolinites authigéniques des grès (WILSON et PITTMAN, 1977). De plus, l'indépendance entre la présence de la kaolinite et les faciès lithologiques n'indique pas une authigénèse de ce minéral. La possibilité de kaolinite pédogénique n'est que peu envisageable, car elle affecterait certainement l'ensemble de la série. La kaolinite présente est vraisemblablement d'origine détritique.

En résumé, les assemblages argileux montrent une influence diagenétique importante, confirmée par les informations apportées par la maturation de la matière organique. Les caractéristiques minéralogiques et chimiques des minéraux semblent indiquer que la série a atteint au minimum la température de 100°C, ce qui correspond dans le cas d'un gradient géothermique moyen de 30°C/km à un enfouissement d'environ 3 km.

2) Profondeur maximale d'enfouissement des séries:

La pile sédimentaire sus-jacente aux séries étudiées est constituée des formations Areo, Naricual et Capiricual, dont les épaisseurs sont respectivement de 350 m, 1700 m et de 3600 m (LEXICO ESTRATIGRAFICO de VENEZUELA 1970; GONZALES DE JUANA *et al.*, 1980; POTIE, 1989). Toutefois, dans la région où nos coupes ont été levées, au Nord de la faille d'Urica (fig. 96), la formation Capiricual pourrait posséder une épaisseur bien inférieure. En effet, à partir du Miocène moyen, il ne semble plus qu'il y ait de dépôt sédimentaire, ces zones étant émergées (ROSSI, 1985) (fig. 96).

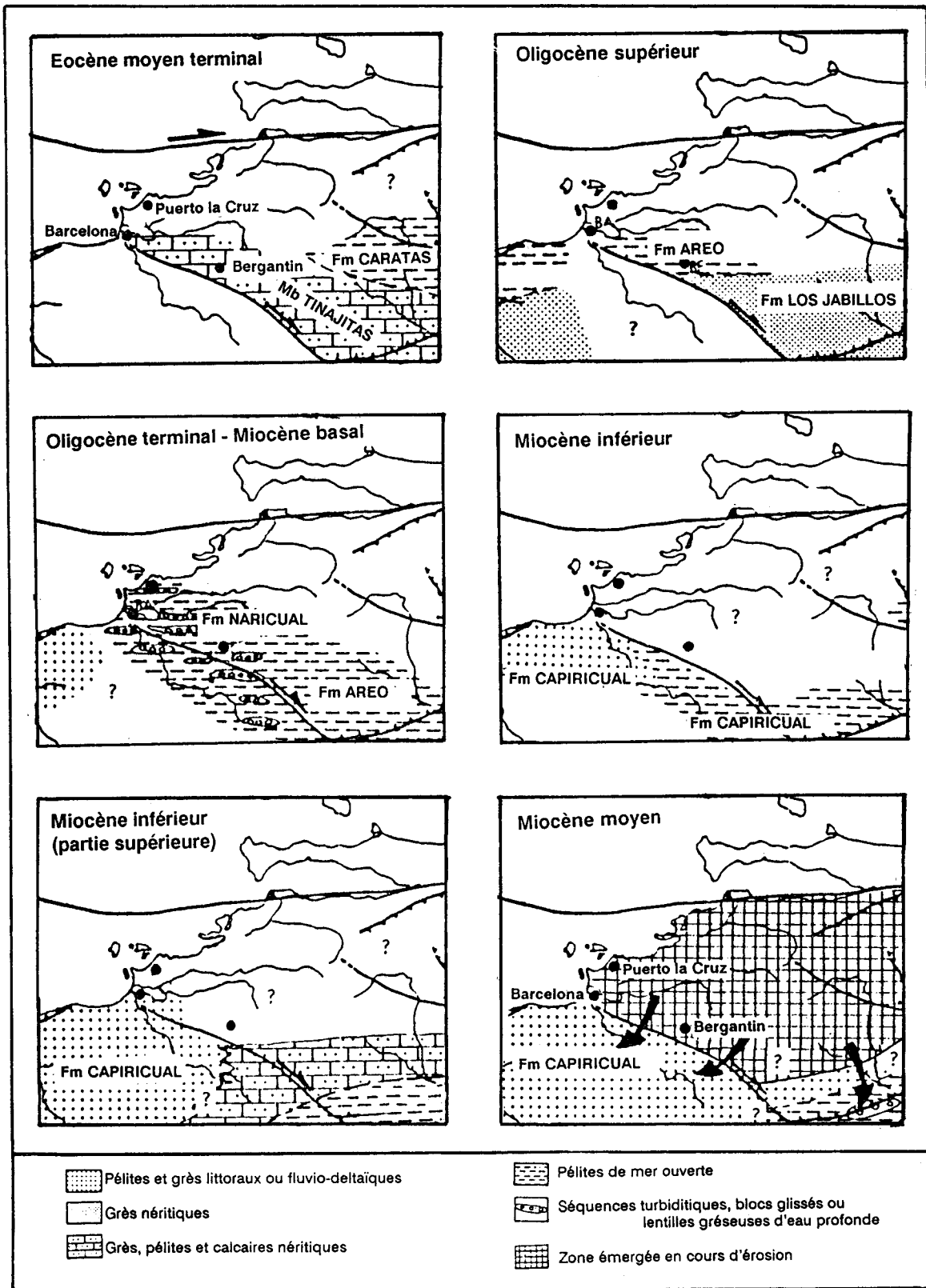


Fig. 96: Evolution paléogéographique du secteur vénézuélien de l'Eocène moyen terminal au Miocène moyen. (modifiée d'après ROSSI, 1985)

De ce fait, plusieurs cas de figure peuvent se présenter:

2-1) hypothèse d'une pile sédimentaire sus-jacente complète soit 5650 m:

Cette profondeur correspondrait à une température de 170°C au niveau de la formation los Jabillos, si l'on considère un gradient géothermique actuel moyen de 30°C/km. Cette température et l'enfouissement s'accordent avec les taux d'interstratification illitique mesurés, et concordent avec les travaux de SRODON et EBERL (1984), VELDE (1985), POLLASTRO et BARKER (1986). Toutefois, la prise en considération de l'ensemble de la série donne un enfouissement d'approximativement 6300 m à la base de la formation Vidono et suivant le même raisonnement une température de 190°C. Ces valeurs peuvent être considérées comme limites pour l'existence de minéraux interstratifiés dans les travaux dernièrement cités et sont très nettement supérieures à celles indiquées par AOYAGI et KAZAMA (1980).

L'incertitude repose sur l'estimation du gradient géothermique; dans le cas où ce dernier serait plus faible, il serait compatible avec une pile sédimentaire de plus de 6 km; dans le cas où il serait égal ou plus fort, il ne semble pas possible qu'un enfouissement de cette importance ait pu exister.

Afin de se soustraire à ce problème, il faudrait estimer le gradient géothermique notamment par la réflectance de la vitrinite.

2-2) hypothèse d'une pile sédimentaire réduite:

Dans ce cas, la pile sédimentaire est constituée uniquement par la formation Naricual (1700 m) dans le secteur de Bergantin et de cette dernière plus une partie peu importante de la formation Capiricual dans la région de Puerto la Cruz (ROSSI, 1985) (fig. 96). La base de la formation Vidono aurait alors subi un enfouissement de 2700m environ, ce qui correspond à une température de 80°C et la base de la formation Areo aurait subi un enfouissement de 2000 m et une température de 60°C. Dans cette hypothèse, il semble que les conditions de pression et température ne paraissent pas compatibles avec les assemblages argileux reconnus. On peut alors imaginer deux processus:

* **Un gradient géothermique élevé:** De nombreux affleurement granitiques, d'âge Jurassique à Crétacé (SANTA MARIA et SCHUBERT, 1975; OLMETTA, 1968; HURLEY et HESS, 1968; BECK, 1986) jalonnent la Cordillère côtière et la faille de El Pilar au Sud-Ouest de Caracas (fig. 16). Certains d'entre eux montrent un réchauffement à l'Oligocène (SANTA MARIA et SCHUBERT, 1975; OLMETTA, 1968; HURLEY et HESS, 1968; BECK, 1986). BECK (1986) émet l'hypothèse d'un événement thermique associé à la tectonique Oligocène. Un phénomène de ce type aurait pu induire la formation d'un fort gradient géothermique dans notre région d'étude et permettre la diagenèse argileuse, malgré un enfouissement sédimentaire relativement faible. De plus, un tel événement aurait permis la migration de fluides chauds, qui seraient la cause de la chloritisation intense de certains niveaux poreux. Ce phénomène serait peut être à corrélérer avec le passage du prisme d'accrétion.

*** le rôle de la tectonique:**

Cette dernière peut créer une surcharge sédimentaire par le processus d'empilement de nappes, ayant maintenant disparues, mais aussi permettre la migration de fluides profonds et chauds. Cette réflexion s'appuie sur le fait que la région étudiée possède une forte empreinte tectonique et que l'ensemble du Vénézuéla et de la Chaîne Intérieure (MACSOTAY et VIVAS, 1985) est soumis à une tectonique de nappes.

La proximité d'un système complexe de failles (Faille d'Urica) (fig. 16, 17 et 21) n'est pas à négliger. En effet, il est possible d'envisager que les failles aient pu servir de drains à des fluides chauds, d'origine profonde. Ces derniers se seraient propagés préférentiellement dans les niveaux les plus perméables de la série sédimentaire (perméabilité due à une porosité primaire -grès- ou secondaire -calcaires-). Ce processus est d'ailleurs envisagé par LEVERT (1989) pour expliquer des teneurs anormales en chlorites ferrifères dans des calcaires à intervalles marneux.

E) CONCLUSIONS:

Les assemblages argileux sont constitués essentiellement d'illite, de chlorite et de minéraux interstratifiés (10-14) et (14-14), la kaolinite n'apparaissant qu'épisodiquement. Ce type de minéralogie montre une forte empreinte diagenétique, qui brouille les informations paléotectoniques, paléoclimatiques et paléogéographiques.

La diagenèse a pu être générée par différents processus:

* **un enfouissement important** si l'on considère une pile sédimentaire sus-jacente importante. Cette hypothèse semble peu probable si l'on fait référence aux les études sédimentologiques et tectoniques régionales (ROSSI, 1985).

* **un enfouissement peu important**, mais associé à un **gradient géothermique fort**, dont les origines restent à étudier.

* un rôle actif de la **tectonique**, qui aurait de plus favorisé la **migration de fluides chauds**.

Le modèle d'une diagenèse progressive ne peut s'appliquer ici. Il faut plutôt envisager des processus tels que ceux décrits par MORTON (1985). Cet auteur propose des mécanismes de diagenèse épisodique contrôlée par la chimie des fluides interstitiels. Ce modèle, où les réactions de transformation ne sont pas continues, s'oppose à celui de l'illitisation graduelle en relation avec un enfouissement progressif.

CHAPITRE V:

**COMPARAISONS
ET
CONCLUSIONS GENERALES**

CHAPITRE V

- COMPARAISONS ET CONCLUSIONS GENERALES -

A) COMPARAISONS

Les résultats obtenus dans les chapitres précédents permettent une comparaison entre le domaine immergé (Prisme d'accrétion de la ride de la Barbade) et le domaine émergé (Chaîne Intérieure Orientale).

Le Site de référence 672 présente des passées turbiditiques silto-sableuses à l'Eocène moyen, à la transition Eocène moyen-Eocène supérieur et à l'Oligocène inférieur. Les flux sédimentaires silto-sableux sont forts durant l'Eocène moyen et modérés de l'Eocène moyen terminal à l'Eocène supérieur, augmentent de nouveau à l'Oligocène inférieur basal et diminuent au cours de l'Oligocène. Les turbidites sont formées essentiellement de quartz et de glauconie, mais aussi de grains polycristallins, de microcline et de glaucophane.

La lithologie des coupes étudiées au Vénézuéla est marquée par de puissantes séries silto-gréseuses à l'Eocène inférieur (Coupe du Rio Querecual), des séries argilo-silteuses à l'Eocène moyen et de puissantes séries gréseuses passant à des pélites à l'Oligocène inférieur. Ces séries sont généralement très riches en glauconie. De plus, certaines des séries sont interprétées comme étant des turbidites.

La présence de glaucophane dans les séries du prisme suggère que le matériel érodé proviendrait au moins en partie de la Chaîne Caraïbe, le faciès schistes bleus y ayant été reconnu. La convergence de minéralogie entre les séries gréseuses du domaine continental et les passées silto-sableuses contemporaines du domaine océanique suggère que ces deux faciès sont issus d'un même matériel initial.

L'importance du flux sédimentaire silto-sableux de l'Eocène à l'Oligocène au Site 672 est à relier aux événements tectoniques locaux de la marge continentale vénézuélienne.

La comparaison des deux domaines ne peut s'appuyer sur la minéralogie des argiles. En effet, la minéralogie des argiles du prisme d'accrétion reflète les conditions paléogéographiques et paléoclimatiques continentales, alors que celle de la Chaîne Intérieure Orientale est fortement influencée par la diagenèse. En effet, les assemblages argileux du domaine océanique sont essentiellement constitués de smectite et de kaolinite, tandis que les cortèges contemporains du

domaine continental sont dominés par l'illite, la chlorite et les minéraux interstratifiés. Les assemblages argileux ont pu être similaires ou tout au moins montrer des variations identiques avant les transformations minéralogiques, mais l'intensité de la diagenèse rend impossible la reconstitution des cortèges originaux du domaine continental.

B) CONCLUSIONS

1) Reconstitution des paléoenvironnements:

LE CLIMAT:

L'abondance des smectites de l'Eocène au Miocène inférieur traduit les **conditions climatiques chaudes et humides**; l'augmentation des pourcentages de chlorite et d'illite marque le **refroidissement généralisé du climat à partir du Miocène supérieur**.

LES SOURCES SEDIMENTAIRES:

La minéralogie des argiles exprime la compétition entre les apports sédimentaires de l'arc volcanique constitués essentiellement de smectites et les apports de l'Amérique du Sud à assemblages minéralogiques complexes. La différenciation entre les smectites originaires de l'arc volcanique et celles issues des sols Sud-Américain n'est pas réalisable avec les techniques utilisées. L'illite, la chlorite, la palygorskite et la kaolinite reflètent alors en partie la contribution du continent à la sédimentation argileuse du Site 672.

L'ampleur des apports du continent semble globalement augmenter de l'Eocène moyen au Pleistocène. La migration progressive de l'embouchure de l'Orénoque vers l'Est, c'est à dire vers des zones plus propices à la reprise des sédiments par les courants, **participe à l'accroissement de la part continentale** dans la sédimentation du Site 672. La faible augmentation de l'illite et la chlorite de l'Eocène moyen à l'Oligocène inférieur, malgré l'existence de phases tectoniques serait due à l'éloignement du fleuve par rapport aux courants alimentant le domaine océanique étudié.

De l'Oligocène supérieur au Miocène inférieur, la décroissance des flux silto-sableux (disparition des passées turbiditiques) traduit l'isolement progressif d'une partie des sources d'apport dû au déplacement de la plaque Caraïbe.

Au Miocène moyen-Miocène supérieur, la forte augmentation des pourcentages de smectites, minéraux d'altération des roches éruptives, indique une **influence accrue de l'arc volcanique** alors submergé.

Au Miocène supérieur, les cortèges argileux enrichis en illite et chlorite marquent un accroissement des apports continentaux. Ce phénomène est induit par l'activité tectonique des marges continentales vénézuéliennes et par la migration de l'Orénoque vers l'Est. De plus, à cette époque, **l'Amazone amorce son déversement dans l'Océan Atlantique**. Elle draine les produits de la tectonique andine, qui repris par les courants, participent à la sédimentation du Site 672. **A partir du**

Miocène supérieur, les cortèges argileux du Site 672 sont donc de plus en plus marqués par les apports continentaux.

LA TECTONIQUE:

A l'Eocène inférieur-Eocène moyen, l'abondance des smectites reflète une **stabilité tectonique des masses continentales** soumises à un climat chaud à humidité contrastée.

A l'Eocène moyen, l'apparition de la chlorite et une légère augmentation des pourcentages d'illite et de kaolinite traduisent la **phase tectonique** qui affecte le **Nord du Vénézuéla**. De plus, la présence de turbidites terrigènes et l'augmentation des flux sédimentaires silto-sableux et argileux confirment l'instabilité des marges continentales. Cette instabilité tectonique se poursuit **de l'Eocène supérieur à l'Oligocène inférieur**, elle est notamment soulignée par l'apparition de **palygorskite resédimentée à partir de bassins marginaux**.

Durant l'Oligocène inférieur, les processus d'érosion diminuent, ce qui se traduit par une réduction des flux sédimentaires terrigènes.

De l'Oligocène supérieur au Miocène inférieur, la décroissance des pourcentages de kaolinite et des flux sédimentaires argileux, ainsi que la disparition de la chlorite indiquent une **interruption de l'activité tectonique** dans le Nord de l'Amérique du Sud. Ce phénomène se corrèle avec la **subsidence de l'actuel bassin Est-vénézuélien**.

Du Miocène moyen au Miocène supérieur, le fort enrichissement des assemblages argileux en smectite traduit une **submersion généralisée de l'arc des Petites Antilles**. Ceci provient de l'érosion des sols à smectite, qui est le principal produit de l'altération aérienne des roches volcaniques. **Deux épisodes minéralogiques** marqués par de plus forts pourcentages d'illite et de chlorite apparaissent, l'un à la **limite Miocène supérieur-Pliocène inférieur**, l'autre à la **limite Pliocène supérieur-Pléistocène inférieur**.

- **Le premier**, traduit l'importante **phase tectonique** localisée dans la partie **Est de la Chaîne Vénézuéla-Trinidad**.

- **Le second**, se corrèle avec les **mouvements tectoniques andins**.

2) Les migrations de fluides:

Les cortèges argileux du Site 671 ne montrent pas de différences significatives de pourcentages avec les assemblages du site 672 pour un même âge, quelles que soient les zones étudiées.

Les smectites montrent une plus grande abondance et une bonne cristallinité dans les lits de cendres altérées. Les smectites d'origine détritiques présentent généralement une cristallinité modérée. La qualité moyenne de la **cristallinité se conserve d'une unité tectonique à l'autre** pour un même âge **et ne varie pas** de façon significative **dans les zones faillées**. Les taux d'interstratification illitique sont faibles pour les smectites d'origine volcanique et plus élevés pour celles d'origine détritiques. **Les**

smectites ne montrent pas d'interstratification illitique plus développée dans les zones de failles, les variations mises en évidence traduisent plus la nature des smectites que leur localisation actuelle.

Les smectites ne présentent pas de modifications chimiques en relation avec les zones de passage de fluides. Les analyses faites à la microsonde électronique montrent que les smectites des lits de cendres sont du type montmorillonite ou beidellite assez ferrifère, celles d'origine détritique sont uniquement des beidellites. L'analyse thermique différentielle confirme ces résultats et révèlent que **la fraction argileuse smectitique des lits de cendres est souvent constituée d'un mélange de montmorillonites et de beidellites.**

Les températures et les pressions atteintes, ainsi que la chimie des fluides ne semblent donc pas permettre une transformation minéralogique ou chimique des smectites associée aux zones tectonisées ou aux passages de fluides.

3) La diagenèse:

La lithologie exerce un contrôle important sur la plupart des minéraux argileux (illite, chlorite et minéraux interstratifiés) des roches émergées de la Chaîne Intérieure Orientale du Vénézuéla. La kaolinite par contre ne semble pas subir cette influence. la grande majorité des minéraux argileux résultent d'une **évolution diagénétique**. Toutefois, il n'y a **pas ici de transformation minéralogique de sens constant** du haut vers le bas de la coupe, habituellement constatée dans les séries ayant subi une diagenèse d'enfouissement. Ce phénomène semble en partie imputable à un **reliquat d'origine détritique** (illite, chlorite et kaolinite?), stable lors de la diagenèse.

Les causes du processus diagénétique restent à déterminer, mais il semble qu'une **surcharge tectonique**, associée à des **migrations de fluides le long de failles**, ou un **gradient géothermique élevé** soient les principales hypothèses à retenir. En effet, les études stratigraphiques effectuées dans la région par différents auteurs rendent improbable une charge sédimentaire importante.

C) PERSPECTIVES

Diverses questions demeurent à la suite de ce travail. En voici quelques unes qui peuvent ouvrir la voie à de nouvelles recherches:

Le prisme d'accrétion:

1) Quel est le devenir des smectites du niveau de décollement à des profondeurs plus importantes et à partir de quelle profondeur subissent elles des changements structuraux définitifs ?

La Chaîne Intérieure Orientale:

2) Quelle est l'épaisseur des formations stratigraphiquement au-dessus de celles que nous avons étudiées au Vénézuéla? Une étude par forage ou par sismique pourrait apporter des renseignements, qui lèveraient l'incertitude.

3) Quel fut réellement le gradient géothermique dans la région étudiée? Une étude fine de la matière organique et de sa maturation, notamment par la réflectance de la vitrinite permettrait de mieux définir le paramètre température, mais aussi la durée d'exposition des séries à ces températures. De plus, ce type de travail apporterait certainement des renseignements quant à la possibilité d'une surcharge tectonique.

BIBLIOGRAPHIE

BIBLIOGRAPHIE

A

- ADEY W.H., MAC INTYRE I. G., 1973. Crustose coralline algae : a re-evaluation in Geological Sciences. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **84** : 883-904.
- AHN J.H., PEACOR D.R., 1985. Transmission electron microscopic study of diagenetic chlorite in Gulf Coast argillaceous sediments. *Clays Clay Min.*, **33** : 228-236.
- AHN J.H., PEACOR D.R., 1986. Transmission and analytical electron microscopy of the smectite-to-illite transition. *Clays Clay Min.*, **34** : 165-179.
- ALBERDING H., 1957. Application of principles of wrench-fault tectonics of Moody and Hill to northern South America. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **68** : 785-790.
- ANDREIEFF P., BONNETON J.R., VILA J.M., WESTERCAMP D., 1984. Découverte de paléocène supérieur à Anguilla, à l'extrémité nord de l'arc des Petites Antilles. *10e Réunion. Ann. Sci. Terre*, Bordeaux, 1 p.
- ANDREIEFF P., BOUYASSE P., WESTERCAMP D., 1987. Géologie de l'arc insulaire des Petites Antilles, et évolution géodynamique de l'Est-Caraïbe. *Thèse Etat*, Bordeaux.
- ANDREIEFF P., MASCLE A., MATHIEU Y., MULLER, C., 1986. Les carbonates néogènes de Sainte-Croix (Iles Vierges). Etude stratigraphique et pétrophysique. *Rev. Inst. Fr. Pétrole.*, **41** : 335-349.
- AOYAGI K., KAZAMA T., 1980. Transformational changes of clay minerals, zeolites and silica minerals during diagenesis. *Sedimentology*, **27** : 178-188.
- ARDAENS R., 1980. Investigaciones en el Cretaceo inferior del bloque nor-oriental. *Ministerio de energia y minas, division de exploraciones geologicas*. Rapport interne.
- ARDITTO P.A., 1983. Mineral-groundwater interactions and the formation of authigenic kaolinite within the southeastern intake beds of the Great Australian (Artesian) basin, New South Wales, Australia. *Sedim. Geol.*, **35** : 249-261.
- AUBOUIN J., 1974. Mer Caraïbe et Mer Méditerranée : réflexions sur une comparaison structurale. *VIIIème Conf. Géol. Caraïbe*, Guadeloupe (1974) : 41-49.
- AUBOUIN J., BLANCHET R., STEPHAN J.F., TARDY, M., 1977. Téthys (Mésogée) et Atlantique : données de la géologie. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **285** : 1025-1028.

B

- BAILEY S.W., 1980. Summary of recommendations of AIPEA nomenclature committee on clay minerals. *Amer. Mineral.*, **65** : 1-7.
- BALDWIN S.L., HARRISON T.M., BURKE, K.C., 1986. Fission track evidence for the source of accreted sandstones, Barbados. *Tectonics*, **5** : 547-568
- BAYLISS P., 1975. Nomenclature of the trioctahedral chlorites. *The Can. Mineralogist*, **13** : 178-180.
- BEAVEN P.J., DUMBLETON M.J., 1966. Clay minerals and geomorphology in four Caribbean islands. *Clay Miner.*, **6** : 377-382.

- BECK C., 1978. Polyphasic Tertiary tectonics of the Interior Range in the central part of the Western Caribbean Chain, Guarico State, northern Venezuela. *Trans. VIIIth Caribb. Geol. Conf., Curaçao* (1977), Mac Gillavry H. J., Beets D. J., (Eds), *Geol. Mijinb.*, **57** : 99-104.
- BECK C., 1983. Essai sur l'évolution géodynamique des Caraïbes sud-orientales. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7) **XXV** : 169-183.
- BECK C., 1985. Las Napas de Aragua - Cadena Caribe Central - y la historia mesozoica del margen Sur del Caribe a la largo del meridiano de Caracas. *In : Symposium "Géodynamique des Caraïbes"*, Paris, Mascle A., (Eds), 541-551.
- BECK C., 1986. Géologie de la Chaîne Alpine Caraïbe au méridien de Caracas (Venezuela). *Soc. Géol. Nord.*
- BECK C., OGAWA Y., DOLAN J.F., 1990. Eocene paleogeography of the southeastern Caribbean: Relations between sedimentation on the Atlantic abyssal plain at ODP site 672 and evolution of the South American margin. *In : Mascle A., Moore J.C., Init. Repts ODP, Washington* (U.S. Govt Print. Off.), **110**, (in press).
- BELLIZZIA G. A., PIMENTEL M. N., BAJO, O. R., 1976. Mapa Geologico Estructural de Venezuela. *Ministerio Energia y Minas, Venezuela.*
- BERGGREN W. A., 1980. Les courants de l'Atlantique. *La Recherche*, **113**: 786-798.
- BERGGREN W. A., HOLLISTER C. D., 1974. Paleogeography, paleobiogeography and the history of circulation in the Atlantic Ocean. *In : Hay W., (Ed.), Studies in Paleoceanography, Soc. Econ. Paleontol. Mineral.*, **20** : 126-186.
- BIJU-DUVAL B., LE QUELLEC P., MASCLE A., RENARD V., VALERY P., 1982. Multibeam bathymetric survey and high resolution seismic investigation on the Barbados Ridge complex (Eastern Caribbean) : a key to the knowledge and interpretation of an accretionary wedge. *Tectonophysics*, **86** : 275-304.
- BIJU-DUVAL B., MASCLE A., MONTADERT L., WANNESON J., 1978. Seismic investigation in the Colombia, Venezuela and Grenada Basins, and on the Barbados Ridge for future I.P.O.D. drilling. *Trans. VIIIth Caribb. Geol. Conf, Curaçao* (1977) : 99-104.
- BIJU-DUVAL B., MOORE J.C., l'équipe scientifique du Leg 78-A, 1981. Premiers résultats du forage I.P.O.D. implanté lors de la croisière 78-A du Glomar Challenger au Nord-Est de la Ride de la Barbade (Arc des petites antilles) : tectonique frontale d'un prisme d'accrétion. *C.R. Acad. Sci., Paris*, **293** : 621-628.
- BISCAYE P. E., 1965. Mineralogy and sedimentation of recent deep sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and Oceans. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **76** : 803-832.
- BLANC G., BOULEGUE J., BADAUT D., STOUFF P., 1986. Premiers résultats de la campagne océanographique "Hydrotherm" (Mai 1985) du Marion-Dufresne sur la fosse Atlantis II (Mer Rouge). *C.R. Acad. Sci.*, **302** : 175-180.
- BLANC G., GIESKES J. M., VROLIJK P., MASCLE A., MOORE J. C., TAYLOR E., Leg 110 Scientific Party, 1988. Advection des fluides interstitiels dans les séries sédimentaires du complexe d'accrétion de la Barbade (Leg 110 ODP). *Bull. Soc. Géol. France*, (8) **IX** : 453-460.
- BOLES J.R., WISE W.S., 1978. Nature and origin of deep-sea clinoptilolite. *In : Sand L.B., Mumpton, F.A., (Eds), Natural zeolites* : 235-243.

- BOLLI H.M., SAUNDERS J.B., PERCH-NIELSEN K, (Eds), 1985. *Plankton Stratigraphy*. Cambridge, U.K. Cambridge University Press.
- BOSENCE D.W.J., 1983. The occurrence and ecology of recent rhodoliths - A review. *In* : Peryt T. M., (Ed), *Coated grains*. Springer-Verlag, Berlin.
- BOSENCE D.W.J., PEDLEY H.M., 1982. Sedimentology and Palaeoecology of a miocene algal biostrome from the Maltese Islands. *Palaeogeogr. Paleoclimat. Palaeoecol.*, **38** : 9-43.
- BOSTROM K., JOENSUU O., VALDES S., CHARM W., GLACCUM R., 1976. Geochemistry and origin of East Pacific sediments sampled during D.S.D.P. Leg 34. *Init. Repts DSDP*, Washington (U.S. Govt Print. Off.), **34** : 559-574.
- BOSTROM K., PETERSON N. H., 1969 . The origin of the aluminium poor ferremanganean sediments in areas of hight heat flow in the East Pacific rise. *Mar. Geol.*, **7** : 427-447.
- BOSTROM K., PETERSON N. H., JOENSUU O., FISHER D., 1969 . The origin of the aluminium poor ferremanganean sediments in areas of hight heat flow in the East Pacific rise. *Mar. Geol.*, **7** : 427-447.
- BOUMA A.H., 1962. *Sedimentology of some flysch deposits*. Elsevier Publ., Amsterdam.
- BOUQUILLON A., 1987. Influences continentales et marines dans les sédiments cénozoïques de l'Océan Indien Nord Oriental. *Thèse*, Univ. Lille.
- BOUYASSE P., VAIRON P., ZEEGERS H., 1980. Géo chimie des sédiments superficiels du plateau continental de la Guyanne française. *Bull. Inst. Géol. Bassin Aquitaine*, **28** : 92-114.
- BREWER P.G., 1975. Minor elements in the sea water. *In* : Riley J.P., Skirrow G., (Eds), *Chemical Oceanography*. Academic Press, **1** : 415-496.
- BRIGATTI M.F., POPPI L., 1981. A mathematical model to distinguish the members of the dioctahedralsmectite series. *Clay Min.*, **16** : 81-89.
- BRINDLEY G. W., BROWN, G., (Eds), 1980. Crystal structures of clay minerals and their X-ray indentification. *Min. Soc. London Monogr.*, **5**.
- BROWN K.M., WESTBROOK G.K., 1988. Mud diapirism and subcretion in the Barbados Ridge accretionary prism : the role of fluids in accretionary processes. *Tectonics*, **7** : 613-640.
- BUKRY D., 1973. Coccolith biostratigraphic zonation. *In* : Edgar N.T., Saunders J.B., *et al.*, *Init. Repts DSDP*, Washington (U.S. Govt Print. Off.), **15** : 685-703.
- BUKRY D., 1975. Coccolith and silicoflagellate stratigraphy, northwestern Pacific Ocean, Deep Sea Drilling Project, Leg 32. *In* : Larson R.L., Moberly R., *et al.*, *Init. Repts DSDP*, Washington (U.S. Govt Print. Off.), **32** : 677-706.
- BURTON J.H., KRINSLEY D.H., PYE K., 1987. Authigenesis of kaolinite and chlorite in Texas Gulf coast sediments. *Clays Clay Min.*, **35** : 291-296.
- BUTTERLIN J., 1972a. La position estructural de los Andes de Colombia . *Mem. IV° Cong. Geol. Venez.*, Caracas, **II** : 1185-1200.
- BUTTERLIN J., 1972b. Données nouvelles sur l'origine et l'évolution des unités structurales de la région des Caraïbes. *Bull. Soc. Géol. France*, (7) **XIV** : 46-54.

C

- CAILLERE S., HENIN S., RAUTUREAU M., 1982. *Minéralogie des argiles*. II, Classification et nomenclature. Masson, Paris.
- CAMPOS V., 1981. Une transversale de la Chaîne Caraïbe et de la marge vénézuélienne dans le secteur de Curapano (Vénézuéla Oriental) : structure géologique et évolution dynamique. *Thèse 3ème cycle*, Brest.
- CASE J.E., HOLCOMBE Y.L., 1980. Geologic-tectonic map of the caribbean region. Ech 1/2.500.0000, U.S.G.S., Map n°1-1100.
- CATHELIN M. 1988. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Min.*, **23** : 471-485.
- CHAMLEY H., 1979. North Atlantic clay sedimentation and paleoenvironment since the late Jurassic. *In* : Talwani M., Hay W., Ryan W.B.F., (Eds), *Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean. Continental Margins and Paleoenvironment*, Washington, Amer. Geophys. Union : 342-360.
- CHAMLEY H., 1981. Long-term trends in clay deposition in the ocean. *Oceanol. Acta*, **SP3** : 105-110.
- CHAMLEY H., 1989. *Clay sedimentology*. Springer-Verlag, Berlin.
- CHAMLEY H., COULON H., DEBRABANT P., HOLTZAPFFEL H., 1985a. Cretaceous interactions between volcanism and sedimentation in the east Mariana Basin, from mineralogical, micromorphological, and geochemical investigations (Site 585, Deep sea drilling project). *Init. Repts DSDP*, Washington (U.S. Govt Print Off.), **89** : 414-429.
- CHAMLEY H., DEBRABANT P., CANDILLIER A.M., FOULON J., 1983. Clay mineralogical and inorganic geochemical stratigraphy of Blake-Bahama basin since the Callovian, Site 435 (Deep sea drilling project leg 76). *In* : Sheridan R.E., Gradstein F.M. *et al.*, (Eds), *Init. Repts DSDP*, Washington (U.S. Govt Print. Off.), **74** : 685-695.
- CHAMLEY H., DEBRABANT P., FLICOTEAUX R., 1988. Comparative evolution of the Senegal and eastern central Atlantic Basins, from mineralogical and geochemical investigations. *Sedimentology*, **35** : 85-103.
- CHAMLEY H., MAILLOT H., DUEE G., ROBERT C., 1984. Paleoenvironmental history of the Walvis Ridge at the Cretaceous-Tertiary transition, from mineralogical and geochemical investigations. *In* : Moore T.C., Rabinowitz P.D., *et al.*, (Eds), *Init. Repts DSDP*, Washington (U.S. Govt Print. Off.), **87** : 633-643.
- CHANTRET F., DESPRAIRIES A., DOUILLET P., JACOB. C., STEINBERG M., TRAUTH N., 1971. Révision critique de l'utilisation des méthodes thermiques en sédimentologie: cas des smectites (Montmorillonites). *Bull. Groupe. Franç. Argiles*, **XXIII** : 141-172.
- CHEVALIER Y., STEPHAN J.F., BLANCHET R., GRAVELLE M., BELLIZZIA A., 1985. L'île de Margarita et la péninsule d'Araya (Vénézuéla), jalons d'une collision Crétacé supérieur sur la paléofrontière Caraïbe-Amérique du Sud. *Symposium Géodynamique des Caraïbes*, Paris.
- CLAYPOOL G.E, KAPLAN I.R., 1974. The origin and distribution of méthane in marine Sediments. *In* : Kaplan I.R., (Ed.), *Natural Gases in Marine Sediments*. Plenum Press : 99-140.
- COLTEN V.A., 1985. *Experimental determination of smectite hydration states under simulated diagenetic conditions*. PhD thesis, University of Illinois, Urbana, Illinois.
- COLTEN V.A., 1986. Hydration states of smectite in NaCl brines at elevated pressures and temperatures. *Clays Clay Min.*, **34** : 385-389.

- COLTEN-BRADLEY V.A., 1987. Role of pressure in smectite deshydration. Effects on geopressure and smectite-to-illite transformation. *A.A.P.G. Bull.*, **71** : 1414-1427.
- COULON H., 1987. Propriétés physico-chimiques de sédiments argileux français: contribution au stockage de déchets radioactifs. Thèse, Lille.
- CURTIS C., 1987. Données récentes sur les réactions entre matières organiques et substances minérales dans les sédiments et sur leurs conséquences minéralogiques. *Mém. Soc. géol. France*, **151** : 127-141.
- CURTIS C.D., IRELAND B.J., WHITEMAN J.A., MULVANEY R., WHITTLE C.K., 1984. Authigenic chlorites : problems with chemical analysis and structural formula calculation. *Clay Min.*, **19** : 471-481.

D

- DAMUTH J.E., FAIRBRIDGE R.W., 1970. Equatorial Atlantic deep-Sea arkosic sands and ice-age aridity in tropical South America. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **81** : 129-206.
- DAMUTH J.E., KUMAR N., 1975. Late Quaternary depositional processes on the continental rise of the western equatorial Atlantic : comparison with the western North Atlantic and implications for reservoir rock distribution. *A.A.P.G. Bull.*, **59** : 2172-2181.
- DEBRABANT P., DELBART S., LEMAGUER D. (1985). Microanalyses géochimiques de minéraux argileux de sédiments prélevés en Atlantique-Nord (forages du D.S.D.P.) *Clay Min* **20** : 125-145.
- DEBRABANT P., FOULON J., 1979. Expression géochimique des variations du paléoenvironnement depuis le Jurassique supérieur sur les marges nord-atlantiques. *Oceanologica Acta*, **2** : 469-476.
- DECONINCK J.F., 1982. Etudes minéralogiques et géochimiques sur le Jurassique supérieur du littoral boulonnais. *D.E.A.*, Lille.
- DEER W. A., HOWIE R. A., ZUSSMAN J., 1963. *Rock-forming minerals*. 3, Sheet silicates, Illite : 213-225, Longmans, London.
- DELANY A. C., PARKIN D. W., GRIFFIN J. J., GOLDBERG E. D., REIMANN B.E.F., 1967. Airborne dust collected at the Barbados. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **31** : 885-909.
- DESPRAIRIES A., 1983. Relation entre le paramètre b des smectites et leur contenu en fer et magnésium. Application à l'étude des sédiments. *Clay Min.*, **18** : 165-175.
- DIAZ de GAMERO, 1977. Estratigrafía y micropaleontología del Oligoceno y Mioceno inferior del centro de la Cuenca de Falcon, Venezuela. *Geos. Univ. Central de Venezuela, Caracas*, **22** : 2-50.
- DOLAN J.F., BECK C., OGAWA Y., 1989. Upslope distribution of extremely distal turbidites: An example from the Tiburon Rise, west-central Atlantic. *Geology*, **17** : 990-994.
- DOREL J., 1978. Séismicité et structure de l'Arc des Petites Antilles et du bassin Atlantique Thèse Etat, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris.
- DUNOYER de SEGONZAC G., 1969. Les minéraux argileux dans la diagenèse ; passage au métamorphisme. *Mém. Serv. Carte géol. Als.-Lorr.*, **29** : 1-320.
- DUPLAY J., 1982. Populations de monoparticules d'argiles. Thèse 3ème cycle, Poitiers.

E

- EBERL, D.D., 1980. Alkali cation selectivity and fixation by clay minerals. *Clays Clay Min.*, **28** : 161-172.
- EISMA D., VAN DER GAAST S.J., MARTIN, J.M., THOMAS A.J., 1978. The Orinoco Delta, turbidity, mineralogy and elementary composition. *Neth. J. Sea Res.*, **12** : 224-251.
- EMBLEY R.W., LANGSETH M.G., 1977. Sedimentation processes on the continental rise of northeastern South America. *Mar. Geol.*, **25** : 297.
- ESPITALIE J., DEROO G., MARQUIS F., 1985a. La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. 1ère partie. *Revue Inst. Fr. Pétrole*, **40** : 563-579.
- ESPITALIE J., DEROO G., MARQUIS F., 1985b. La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. 2ème partie. *Revue Inst. Fr. Pétrole*, **40** : 755-784.
- ESPITALIE J., DEROO G., MARQUIS F., 1986. La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. 3ème partie. *Revue Inst. Fr. Pétrole*, **41** : 73-89.

F

- FOUCAULT A., RAOULT J.F., 1980. *Dictionnaire de géologie*. Masson, Paris, New-York, Barcelone, Milan.
- FRAKES L.A., 1979. *Climates throughout geologic time*. Elsevier, Amsterdam.
- FREED R.L., PEACOR D.R., 1989. Variability in temperature of the smectite/illite reaction in gulf coast sediments. *Clay Min.*, **24** : 171-180.
- FRITZ B., 1981. Etude thermodynamique et modélisation des réactions hydrothermales et diagénétiques. *Thèse*, Strasbourg.
- FRITZ S.J., MARINE I.W., 1983. Experimental support for predictive mode of clay membranes. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **47** : 1515-1522.
- FROST S. H., LANGENHEIM R. L., 1974. *Cenozoic Reef Biofacies - Tertiary larger foraminifera and scleractinian corals from Chiapas, Mexico*. Illinois Univ. Press, De Kalb, Illinois.
- FURRER M.A., 1971. La edad de la formacion Pagüey. *Mem. IV Congr. Geol. Vénéz.*, Caracas (1969), **1** : 451-454.

G

- GALEA-ALVAREZ F. A., 1985. *Biostratigraphy and depositional environment of the Upper Cretaceous Eocene Santa Anita Group, (North Eastern Venezuela)*. Vrije Universteit te Amsterdam, Free Univ. Press, Amsterdam, Netherlands.
- GANDAIS V., 1987. Clay mineral sources of the Grenada Basin, southeastern Caribbean. *Clay Miner.*, **22** : 395-400.
- GARTNER S., 1977. Calcareous nannofossils stratigraphy and revised zonation of the Pleistocene. *Mar. micropaleontology*, **2** : 1-25.
- GIBBS R.J., 1967. The geochemistry of the Amazon river system. Part I : The factors that control the salinity and the composition and concentration of the suspended solids. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **78** : 1203-1232.

- GIBBS R.J., 1977. Clay mineral segregation in the marine environment. *J. Sedim. Petrol.*, **6** : 237-243.
- GIRARD D., 1981. Pétrologie de quelques séries spilitiques mésozoïques du domaine Caraïbe et des ensembles magmatiques de l'île de Tobago. *Thèse 3ème cycle*, Brest.
- GONZALES de JUANA, C., ITURRALDE de AROZENA, J.M., and PICARD, X., 1980. *Geologia de Venezuela y de sus cuencas petrolíferas*. Ediciones Foninves Caracas, Venezuela, T. I et II.
- GRIFFIN J.J., GOLDBERG E. D., 1969. Recent sediments of Caribbean sea. *Soc. Econ. Paleont. Mineral.*, **SP11** : 258-268, Amer. Assoc. Pet. Geol.
- GRIM R.E., 1968. *Clay mineralogy*. McGraw-Hill, New-York.
- GRIM R.E., KULBICKI G., 1961. Montmorillonite : high temperature reactions and classification. *Amer. Miner.*, **46** : 1329-1369.
- GUVEN N, HOWER W.F., DAVIES D.K., 1980. Nature of authigenic illites in sandstone reservoirs. *J. Sedim. Petr.*, **50** : 761-766.
- ## H
- HANSHAW B.B., COPLEN T.B., 1973. Ultrafiltration by a compacted clay membrane-II. Sodium ion exclusion at various strengths. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **47** : 2311.
- HAQ B.U., HARDENBOL J., VAIL P.R., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, **235** : 1156-1167.
- HARDING T.P., 1974. Petroleum traps. Associated with Wrench faults. *A.A.P.G. Bull.*, **58 (7)** : 1290-1304.
- HAYDON P.R., GRAF D.L., 1986. Studies of smectite membrane behavior: temperature dependance, 20-180°C. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **50** : 115-121.
- HEATH G.R., VAN ANDEL, T.H., 1973. Tectonics and sedimentation in the Panama Basin : geologic results of Leg 16, Deep Sea Drilling Project. *In* : Van Andel T.H., *et al.*, *Init. Repts DSDP*, Washington (U.S. Govt Print. Off.), **16** : 899-913.
- HEDBERG H. D., 1950. Geology of the Eastern Venezuela basin (Anzoategui - Monagas - Sucre - eastern Guarico portion). *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **61** : 1173-1216.
- HEDBERG H.D., 1937. Stratigraphy of the Rio Querecual section of northeastern Venezuela. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **48** : 1971-2024.
- HEY M.H., 1954. New review of the chlorites. *Min. Mag.*, **30** : 277-292.
- HOFFERT M., 1980. Les "argiles rouges des grands fonds" dans le Pacifique Centre Est. Authigenèse, transport et diagenèse. *Thèse, Mem. Sci. Géol.*, Strasbourg.
- HOLTZAPFFEL T., 1983. Origine et évolution des smectites albo-aptiennes et paléogènes du domaine Nord-Atlantique. *Thèse 3ème cycle*, Lille.
- HOLTZAPFFEL T., 1984. Smectites authigènes et glauconisation dans les argiles du Gault (Albien du Boulonnais). *Ann. Soc. Géol. Nord*, **104** : 33-39.
- HOLTZAPFFEL T., 1985. Les minéraux argileux. Préparation, analyse diffractométrique et détermination. *Soc. Géol. Nord, Mém.*, **12**.

- HOLTZAPFFEL T., 1986. Minéraux argileux lattés. Les smectites du domaine atlantique. *Thèse*, Angers.
- HOWER J., ESLINGER E., HOWER M., PERRY E., 1976. Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediment, 1, Mineralogical and chemical evidence. *Geol. Soc. Amer. Bull.* **87** : 725-737.
- HOWER J., MOWATT T.C., 1966. The mineralogy of illites and mixed-layer illite/montmorillonites. *Amer. Miner.*, **51** : 825-854.
- HUNTER V. F., 1974. The Mid-Tertiary Stratigraphic Unit of the Southern Caribbean Area. In : Joung, P., (Ed.), Contributions to the Geology and Paleobiology of the Caribbeans and Adjacent Areas. *Verhandl. Naturf. Ges.*, **84** : 172-190.
- HUNTER V. F., 1978. Notes on the tertiary stratigraphy of Margarita Island. *Geol. Minjbouw*, **57** : 189-192.
- HURLEY P.M., HESS M.H., 1968. Basement gneiss, Cordillera de la Costa, Venezuela. In : *M.I.T. 16th Ann. Progr. Rep.*, p. 81.

I

- INOUE A., 1983. Potassium fixation by clay minerals during hydrothermal treatment. *Clays Clay Min.*, **31** : 81-91.
- INOUE A., BOUCHET A., VELDE B., MEUNIER A., 1989. Convenient technique for estimating smectite layer percentage in randomly interstratified illite/smectite minerals. *Clays Clay Min.*, **37** : 227-234.
- INOUE A., KOHYAMA N., KITAGAWA R., ATANABE T., 1987. Chemical and morphological evidence for the conversion of smectite to illite. *Clays Clay Min.*, **35** : 11-120.

J

- JANTEL D., 1982. Etude de la couverture sédimentaire superficielle de la marge continentale guyanaise. *Thèse*, Bordeaux I.
- JEANS C.V., MERRIMAN R.J., MITCHELL J.D., BLAND, D.J., 1982. Volcanic clay in the Cretaceous of Southern England and Northern Ireland. *Clay Min.*, **17** : 105-156.
- JOUCHOUX A., 1984. Minéralogie et géochimie des sédiments pélagiques alternants calcaire-marne du Crétacé inférieur du bassin vocontien (Sud-Est de la France) et du site 535 du D.S.D.P. (Sud-Est du golfe du Mexique). *Thèse*, Lyon.
- JULIUS C., PONS J.C., 1972. Contribution à l'étude d'une mangrove dans la région de Vauclin (Martinique). *Bull. Inst. Géol. Bassin Aquitaine*, **12** : 181-186.

K

- KASPER D.A., LARUE D.K., 1986. Paleogeographic and tectonic implications of quartzose sandstones of Barbades. *Tectonics*, **5** : 837-854.
- KHARAKA Y.K., BERRY F.A.F., 1973. Simultaneous flow of water and solutes through geological membranes-I. Experimental investigation. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **37** : 2577-2603.
- KHARAKAY.K., SMALLEY W.C., 1976. Flow of water and solutes through compacted clays. *A.A.P.G. Bull.*, **60** : 973-980.

- KISCH H. J., 1983. Mineralogy and petrology of burial diagenesis (burial metamorphism) and incipient metamorphism in clastic rocks. *Dev. Sedimentol.* **25** : 289-494.
- KODAMA H., SHIMODA S., SUDO T., 1969. Hydrous mica complexes : their structure and chemical composition. *Proc. Int. Clay Conf.*, 1969, **1** : 185-196.
- KOOSER VAN GROOS A.F., GUGGENHEIM S., 1984. The effect of pressure on the dehydration reaction of interlayer water in Na-montmorillonite (SWy-1) : *Amer. Mineralogist*, **69** : 872-879.
- KRAUSKOPF K., 1967. *Introduction to geochemistry*. McGraw-Hill Publ. Co., New-York.
- KÜBLER B., 1966. La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme. *Etages Tectoniques*, La Baconnière A., (Ed.), Neuchâtel, **4** : 105-122.
- KUGLER H.G., 1974. The geology of the Pasto Island (East Venezuela). *Eclog. geol. Helv.*, **67** : 469-478.
- KULBICKI G., MILLOT G., 1960. L'évolution de la fraction argileuse des grès pétroliers cambro-ordoviens du sahara central. *Bull. Serv. Carte géol. Als.-Lorr.*, **13** : 147-156.

L

- LAHANN R.W., ROBERTSON H.E., 1980. Dissolution of silica from montmorillonite: Effect of solution chemistry. *Geochem. Cosmochem. Acta*, **44** : 1937-1944.
- LATOCHE C., MAILLET N., 1984. Evolution of Cenozoic clay assemblages in the Barbados Ridge (Deep Sea Drilling Project Sites 541, 542, 543). *In* : Biju-Duval B., Moore J.C., et al. *Init. Repts DSDP.*, Washington (U.S. Govt Print. Office), **78A** : 343-356.
- LECLERE-VANHOEVE M., STEPHAN J.F., 1985. Evolution géodynamique des Caraïbes dans le système points chauds. *In* : Mascle A., (Ed.), *Géodynamique des Caraïbes*, **1** : 21-34, Symposium Paris, Technip, Paris.
- LEVERT J., 1989. Répartition géographique des minéraux argileux dans les sédiments mésozoïques du Bassin subalpin : mise en évidence d'une diagenèse complexe. *Thèse*, Lyon.
- LEXICO ESTRATIGRAFICO DE VENEZUELA, 1970. Ministerio de Minas e Hidrocarburos. *Boletín de Geología*, Publ. esp., Caracas, **4**.
- LOUAIL J., 1981. La transgression crétacée du Sud du Massif Américain Cénomanién de l'Anjou et du Poitou. Crétacé supérieur de Vendée. Etude stratigraphique, sédimentologique et minéralogique. *Thèse*, Rennes.
- LUCAS J., JEHL C., 1961. Etude de l'action de la chaleur sur la chlorite et la kaolinite par diffraction des rayons X. Application à la distinction des minéraux. *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, **23**.
- LUCAS J., TRAUTH N., 1965 Etude du comportement des montmorillonites à haute température. *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, **18** : 217-242.

M

- MAC COY F.W., 1969. Bottom currents in the western Atlantic between the Lesser Antilles and the Mid-Atlantic Ridge. *Deep-Sea Research*, **16** : 179-184.
- MAC DONALD K.C., HOLDCOMBE T.L., 1978. Inversion of magnetic anomalies and sea floor spreading in the Cayman Trough. *Earth Planet Sci. Lett.*, **40** : 407-414.

- MACSOTAY O., 1977. Observaciones sobre el neotectonismo cuaternario en el Noriente de Venezuela. *Boll. Geol., Publ. esp.*, 7 : 1861-1883.
- MACSOTAY O., VIVAS V., 1985. Tectonica polifasica Cenozoica en el area Lecheviar Mariare, Venezuela Nor-Oriental. *Mem. Vth Congr. Geol. Venez.*, II : 2483-2513.
- MANHEIM F.T., SAYLES F.L., 1974. Composition and origin of interstitial waters of marine sediments based on deep sea drilling core. In : Goldberg E.D., (Ed.), *The Sea*, 5 : 527-568.
- MANHEIM F.T., WATERMAN L.S., SAYLES F.L., 1974. Interstitial water studies on small cores, Leg 22 : *Init. Repts DSDP*, Washington (U.S. Govt Print. Off.), 22 : 657-662.
- MARINE I.W., FRITZ S.J., 1981. Osmotic model to explain anomalous hydrolics heads. *Water Ressources Res.*, 17 : 73-82.
- MASCLE A., CAZES M., LE QUELLEC,P., 1985. Structure des marges et des bassins caraïbes : une revue. In : Mascle A., (Ed.), *Geodynamique des Caraïbes*, Symposium Paris, Technip, Paris, I : 1-20.
- MASCLE A., MOORE J. C., et al., 1988. *Proceedings. Initial Reports. (Part. A)*, ODP, 110 : College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- MAURY R.C., WESTERCAMP D., 1985. Variations chronologiques et spatiales des basaltes néogènes des Petites Antilles; implications sur l'évolution de l'arc. In : Mascle A., (Ed.), *Géodynamique des Caraïbes*, Symposium Paris. Technip, Paris, I : 77-90.
- METCALF W.G., 1976. Water exchange between the Atlantic Ocean and the Caribbean Sea. CICAR II. *Symposium on Progress in Marine Research in the Caribbean and Adjacent Regions*. Caracas, FAO : 63-102.
- METZ H.L., 1968a. Stratigraphic and geologic history of extreme northeastern Serrania del Interior, State of Sucre, Venezuela. *Trans. IVth Caribb. Geol. Conf.*, Trinidad (1965) : 275-292.
- MILLOT G., 1964. *Géologie des argiles*. Masson, Paris.
- MILLOT G., 1980. Les grands aplanissements des socles continentaux dans les pays subtropicaux, tropicaux et désertiques. *Mém. h-sér. Soc. Géol. France*, 10 : 295-305.
- MORAD S., ALDAHAN A.A., 1987. Diagenetic chloritization of feldspars in sandstones. *Sediment. Geol.*, 51 : 155-164.
- MORTON J.P., 1985. Rb-Sr evidence for punctuated illite/smectite diagenesis in the Oligocene Frio formation, Texas gulf coast. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 96 : 11-122
- MOSSER C., 1980. Etude géochimique de quelques éléments traces dans les argiles des altérations et des sédiments. *Thèse*, Strasbourg.
- MUTTI E., RICCI LUCCHI F., 1972. Le torbiditi dell'Apennino settentrionale : introduzione all'analisi di facies. *Society Geology Italy, Mem.*, 31 : 374-380.

N

- NEWELL R.E, KIDSON J.W., VINCENT G., BOER G.J., 1972. *The general circulation of tropical atmospher*. M.I.T. Press, Cambridge.
- NEWMAN A.C.D., Eds., 1987. Chemistry of clays and clay minerals. *Min. Soc., Monogr.*, 6.

O

OKADA H., BUKRY D., 1980. Supplementary modification and an introduction of code numbers to the low latitude coccolith biostratigraphic zonations (Bukry, 1973 ; 1975). *Mar. Micropal.*, **5** : 321-325.

ORMETA M.A., 1968. Determinacion de edades isotopicas de rocas de Venezuela. *Bol. geol. Minist. Minas Venezuela*, **9** : 301-355.

P

PAQUET H., 1970. Evolution géochimique des minéraux argileux dans les altérations et les sols des climats méditerranéens tropicaux à saisons contrastées. *Mem. Serv. Carte géol. Als-Lorr.*, **30**.

PATERSON E., SWAFFIELD R., 1987. Thermal analysis. *In* : Wilson (Ed.), *A handbook of determinative methods in clay mineralogy* : 99-132. Blackie.

PAUTRIZEL F., PONS J. C., 1981. Modalités de la sédimentation au Quaternaire récent dans la mer des Petites Antilles (Fosse de Grenade, Ride des Oiseaux, bassin du Vénézuéla). *Bull. Inst. Géol. Bassin Aquitaine*, **30** : 239-262.

PEARSON M.J., SMALL, J.S., 1988. Illite-smectite diagenesis and paleotemperatures in Northern Sea Quaternary to Mesozoic shale sequences. *Clay Min.*, **23** : 109-132.

PEARSON M.J., WATKINS D., SMALL J.S., 1982. Clay diagenesis and organic maturation in northern North Sea sediments. *In* : van Olphen H., Veniale F., Eds., *Developments in sedimentology*, Elsevier, Amsterdam, **35** : 665-675.

PERRY E.D. HOWER J., 1970. - Burial diagenesis in Gulf Coast pelitic sediments. *Clays clay Min.*, **18** : 165-177.

PINDELL J.L., BARRET S.F. (in press). Geological evolution of the Caribbean region. A plate tectonic perspective. *In* : Case J.L., Dengo G. eds, *Decade of North American geology, Caribbean Region*.

PINTA M., 1971. *Spectrométrie d'absorption atomique*. T 1 et 2. Masson, Paris.

PLAQUE-TECTONIC MAP OF THE CIRCUM-PACIFIC REGION, 1981. Northeast quadrant, Kenneth J., Drummond, Chairman, Northeast quadrant Panel.

POLLASTRO R.M., 1985. Mineralogical and Morphological Evidence for the Formation of Illite and the expece of Illite/Smectite. *Clays Clay Min.*, **33** : 265-274.

POLLASTRO R.M., BARKER C.E., 1986. Application of clay-mineral, vitrinite reflect ance, and fluid inclusion studies to the thermal and burial history of the Pinedale anticline, Green River basin, Wyoming. *In* : Roles of organic matter in sediment diagenesis. *Soc. Econ. Pal. Min.*, spec. publ., **38** : 73-83.

PONS J.C., JULIUS C., 1984. Potentialités en argile d'une île volcano-sédimentaire sous climat tropical. Exemple de la Martinique (Antilles Françaises). *Bull. Inst. Geol. Bassin d'Aquitaine*, **35** : 135-151.

POTIE G., 1989. La Serrania del Interior Oriental sur le transect Cumana-Urica et le bassin de Maturin (Vénézuéla). Application de données géophysiques et géologiques à une interprétation structurale. *Thèse*, Brest.

POTTER P.E., PETTIJOHN F.J., 1977. *Paleocurrents and basin analysis*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New-York.

PUDSEY C. J., 1984. X-ray mineralogy of Miocene and older sediments from Deep Sea Drilling Project Leg 78A. *In* : Biju-Duval B., Moore J.C., et al., *Init. Repts DSDP*, Washington (U.S. Govt Print. Off.), 78A : 325-342.

PURSER B. H., 1983. *Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents*. II : 1-389. Technip, Paris.

PYE K., KRINSLEY D.H., BURTON J.H., 1986. Diagenesis of U.S. Gulf coast shales. *Nature*, (London), 324 : 557-559.

R

READING H.G., 1980. *Sedimentary environments and facies*. Blackwell Scientific Publications.

RETTKE R.C., 1981. Probable burial diagenetic and provenance effects on Dakota Group clay mineralogy, Denver Basin. *J. Sediment. Petrol.*, 51 : 541-551.

REYNOLDS R. C., 1980 Interstratified Clay Minerals. Pp. 249-303 *In*: Brindley G.W., Brown G., (Eds), *Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification*. Mineralogical Society, London.

RIEDEL W.R., SAN FILIPPO A., 1978. Stratigraphy and evolution of tropical Cenozoic radiolarians. *Micropaleontology*, 24 : 61-96.

ROBERTSON P., BURKE K., 1989. Evolution of southern caribbean plate boundary, vicinity of Trinidad and Tobago. *A.A.P.G. Bull.*, 73 : 490-509.

ROSALES H., 1967. Guida de la excursion geologica del area Barcelona - Rio Querecual. *Assoc. Venez. Geol. Min. y Petr.*, Guia excursion.

ROSSI T., 1985. La Serrania del Interior Oriental (Venezuela) sur le transect Cariaco-Maturin. Synthèse paléogéographique et géodynamique. *Thèse*, Brest.

S

SALVADOR A., 1964. Proposed redefinition of the term "Tinijitas" in North-east ern Venezuela. *Assoc. Venez. Geol. Min. y Petrol., Bol. Inform.*, 7 : 53-64.

SANTAMARIA F., SCHUBERT C., 1975. Geoquímica y geocronología del contacto entre las placas del Caribe y America del Sur (Venezuela spetentrinal). *Bol. inf. Assoc. Venezuela Geol. Min. y Petrol.*, 18 : 1-38.

SAUNDERS J.B., BERNOULLI D., MULLER-MERTZ E., OBERHAENSLI H., PERCH-NIELSEN K., RIEDEL W.R., SANFILIPPO A., TORRINI R.Jr., 1984. Stratigraphy of late Middle Eocene to Early Oligocene in Bath Cliff section Barbados, West Indies. *Micropaleontology*, 30 : 390-425.

SAYLES F.L., MANHEIM F.T., 1975. Interstitial solutions and diagenesis in deeply buried marine sediments : Results from the Deep Sea Drilling Project. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 39 : 103-127.

SCHOONMAKER J., in press . Clay diagenesis in the Barbados accretionary complex: potential on hydrology and subduction dynamics. *Init. Repts O.D.P.*, Washington (U.S. Govt Print. Off.), 110.

- SCHUBERT C., 1980. Morfología neotectónica de una falla rumboelizante e informe preliminar sobre la falla de Bonoco, Andes meridionales. *Acto. Ci. Venez.*, **31** : 98-111.
- SEILACHER A., 1967. Bathymetry of trace fossils. *Mar. Geol.*, **5** : 413-428.
- SHEPHARD L.E., MAC MILLEN K.J., 1982. Sedimentation rates of the southern Mexico continental margins, DSDP Leg 66. In : Moore J.C., WATKINS J.S., *et al.*, *Init. Repts DSDP*, Washington (U.S. Govt Print. Off.), **66** : 445-451.
- SIGURDSSON M., SPATHS R.S.J., CAREY S.N., HUANG T.C., 1980. Volcanic sedimentation in the Lesser Antilles Arc. *J. Geol.*, **88** : 523-540.
- SPEED R.C., 1981. Geology of the Barbados: implication for an accretionary origin. *XXVIe Congr. Geol. Intern, Oceanologica Acta*, **C-3** : 259-265.
- SPEED R.C., 1985. Cenozoic collision of the Lesser Antilles arc and Continental South America and origin of the El Pilar fault. *Tectonics*, **4** : 41-69.
- SPEED R.C., BIJU-DUVAL B., LADD J.W., MASCLE A., MOORE J.C., SAUNDERS J.B., SCHOONMAKER J.E., STEIN S., WESTBROOK G.K., 1984. *Atlas of Geology and Geophysics of the Lesser Antilles and the Surroundings Terrains*. Thompson J. and Co. (Eds).
- SRODON J., EBERL D.D., 1984. Illite. In : Bailey S.W., (Ed.), *Miner. Soc. Amer., Micr., Rev. Miner.*, **13** : 495-544.
- STAINFORTH R.M., 1978. Was it the Orinoco ? *A.A.P.G. Bull.*, **62** : 303-306.
- STEIN S., ENGELN J.F., WIENS D.A., SPEED R.C., FUJITA K., 1982. Subduction, seismicity and tectonics in the Lesser Antilles Arc. *J. geophys. Res.*, **87** : 199-200.
- STEINBERG M., HOLTZAPFFEL T., RAUTUREAU M., CLAUER N., BONNOT-COURTOIS C., MANOUBI T., BADAUT, D., 1984. Croissance cristalline et homogénéisation chimique de monoparticules argileuses au cours de la diagenèse. *C.R. Acad. Sci., Paris*, **299** : 441-446.
- STEINBERG M., RAUTUREAU M., 1985. Les absents ont-ils toujours tort ou ... que signifie l'absence de certaines argiles "détritiques" dans un sédiment océanique ? *Réunion Océans*, Bordeaux.
- STEPHAN J. F., 1985. Andes et Chaîne Caraïbe sur la transversale de Barquisimeto (Vénézuéla): évolution géodynamique. In : Mascle, A. (Ed.), *Géodynamique des Caraïbes*, Symposium Paris. Technip, Paris : 505-530.
- STEPHAN J.F., 1977. El contacto Cadena Caribe-Andes meridionales entre Carora y El Tucoyo (Estado Lara). *Mem. IVth Congr. geol. Venezuela*, Caracas, **II** : 789-816.
- STEPHAN J.F., 1982. Evolution géodynamique du domaine Caraïbe, Andes et Chaîne Caraïbe sur la transversale de Barquisimeto (Vénézuéla). *Thèse Etat*, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris.
- STEPHAN J.F., BECK C., BELLIZIA A., BLANCHET R., 1980. La Chaîne Caraïbe du Pacifique à l'Atlantique. *XXVIe Congr. Géol. Int.*, Paris, **C-5** : 38-59.
- STONECIPHER S. A., 1976. Origin, distribution and diagenesis of phillipsite and clinoptilolite in deep-sea sediments. *Chem. Geol.*, **17** : 307-318.

SUQUET H., 1978. Propriétés de gonflement et structure de la saponite. comparaison avec la vermiculite. *Thèse Etat.*, Univ. P. et M. Curie, Paris.

T

TAZAKI K., FYFE W.S., ROSS HEATH G., 1986. Palygorskite formed on North Pacific deep sea sediments. *Clay sciences*, **6** : 197-216.

TERZAGHI, K., et PECK, R.P., 1968. *Soil mechanics in engineering practice*. John Wiley, New-York.

THIRY M., FORETTE N., SCHMITT J.M., 1983. Technique de diffraction des rayons X et interprétation des diagrammes. *Note technique*, Ecole. Nat. Sup. Min. Paris, Centre de géologie générale et minière, Laboratoire des rayons X.

TJALSMA R.C., LOHMAN G.P., 1983. Paleocene-Eocene bathyal and abyssal benthic foraminifera from the Atlantic Ocean. *Micropaleontology*, Spec. Publ., **4**.

TOMBLIN J. F., 1975. The lesser Antilles and Aves Ridge. In : Nairn A.E.M., Stehli F.V., (Eds), *The Ocean Basins and Margins*, Plenum, New York. **3** : 467-500.

TRAUTH D., EHRET G., EBERHART J.P., WEBER J., 1977. Microscopie électronique et minéraux argileux. Résultats obtenus et orientations actuelles. *Publ. Int. Inst. Géol. Strasbourg*.

TRAUTH N., 1964. Contribution à l'étude des montmorillonites à haute température. *Thèse 3ème cycle*, Strasbourg.

TRAUTH N., 1977. Argiles évaporitiques dans la sédimentation carbonatée et épicontinentale tertiaire, bassins de Paris, de Salinelles, de Mormoiron (France), jbel Ghassoul (Maroc). *Sci. Géol. Mem.*, **19**.

TRAUTH N., LUCAS J., 1967. Apport des méthodes thermiques dans l'étude des minéraux argileux. *Bull. Groupe franç. Argiles*, **XIX** : 11-24.

TUCHOLKE B.R., VOGT P.R., 1979. Western North Atlantic : sedimentary evolution and aspects of tectonic history: *Init. Repts DSDP*, Washington (U.S. Govt Print. Off.), **43** : 791-826.

V

VALERY P., NELY G., MASCLE A., BIJU-DUVAL B., LE QUELLEC P., BERTHON J-L., 1985. Structure et croissance d'un prisme d'accrétion tectonique proche d'un continent: la ride de la Barbade au sud de l'Arc Antillais. In : Mascle A., (Ed.), *Géodynamique des Caraïbes*, Symposium Paris. Technip, Paris. : 175-185.

VAN ANDEL T.H., 1975. Mesozoic/Cenozoic calcite compensation depth and the global distribution of calcareous sediments. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **26** : 187-194.

VATAN A., 1967. *Manuel de sédimentologie*. Technip, Paris.

VELDE B., 1985. Clays minerals. *A physical-chemical explanation of their occurrence*. Elsevier, Amsterdam.

VIERBUCHEN R., 1978. Geology of the El Pilar region, State of Sucre, Venezuela, and its tectonic implications. *Phil. Diss.*, Univ. of Princeton.

VIVAS V., MACSOTAY C., FURRER M., 1983. Diques y sills clásticos asociados a sedimentos batiales de las Fm San Antonio y San Juan (Campaniense-Maastrichtiense) en Venezuela Orientla. *Conf. Asoc. Venezuela Geol. Min. y Petrol.*, Caracas.

VON RAD U., RÖSCH H., 1972. Mineralogy and origin of clay minerals, silica and authigenic silicates in Leg 14 sediments. *In* : Hayes D.E., Pimm A.C., *et al.*, *Init. Repts DSDP*, Washington (U.S. Govt Print. Off.), **14** : 727-751.

W

WEAVER C. E., POLLARD L. D., 1973. The chemistry of clay minerals. *Dev. Sedimentol.*, **15** : 5-23.

WEIR A.H., RAYNER J.H., 1974. An interstratified illite-smectite from Denchworth series soil in weathered Oxford clay. *Clay Min.*, **10** : 173-187.

WEIR, A.H., ORMEROD, E.C., *et* EL MANSEY, I.M.I., 1975. Clay mineralogy of sediments of the western Nile delta. *Clay Min.*, **10** : 369-386.

WENTWORTH C.K., 1922. A scale of grade and class terms of clastic sediments. *J. Geol.*, **30** : 377-390.

WESTBROOK G. K., MASCLE A., BIJU-DUVAL B., 1984. Geophysics and the structure of the Lesser Antilles forearc. *In* : Biju-Duval B., Moore J.C., *et al.*, *Init. Repts DSDP*, Washington (U.S. Govt Print. Off.), **78A** : 23-38.

WESTBROOK G., 1975. The structure of the crust and upper mantle in the region of the Barbados and the Lesser Antilles. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, London, **43** : 201-242.

WESTERCAMP D., 1979. Diversité, contrôle structural et origine du volcanisme récent de l'arc insulaire des Petites Antilles. *Bull. BRGM*, Orléans, **IV** : 211-226.

WHITNEY G., NORTHROP H.R., 1987. Diagenesis and fluid flow in the San Juan basin. New Mexico - regional zonation in the mineralogy and stable isotope composition of clay minerals in sandstone. *Amer. Journ. Sci.*, **287** : 353-382.

WILSON M.D., PITTMAN, E.D., 1977. Authigenic clays in sandstones : recognition and influences on reservoirs properties and paleoenvironmant analysis. *J. Sedim. Petrol.*, **47** : 3-31.

WILSON M.J., BAIN D.C., McHARDY W.J., BERROW M.L., 1972. Clay-mineral studies on some carboniferous sediments in Scotland. *Sediment. Geol.*, **8** : 137-150.

WORSLEY T.R., DAVIES T.A., 1979b. Sea-levels fluctuation and deep-sea sedimentation rates. *Sciences*, **203** : 455-456.

WORSLEY T.R., DAVIES, T.A., 1979a. Cenozoic sédimentation in the Pacific Ocean-steps toward a quantitative evolution. *J. Sedim. Petrol.*, **49** : 1131-1148.

WRIGHT A., 1984a. Sediment distribution and depositional processes operating in the Lesser Antilles intra-oceanic island arc, eastern Caribbean. *In* : Biju-Duval B., Moore J.C., *et al.*, *Init. Repts DSDP*, Washington (U.S. Govt Print. Off.), **78A** : 301-324.

WRIGHT A., 1984b. Sediments accumulation rates of the Lesser Antilles intraoceanic island arc, Deep Sea Drilling Project Leg 78A. *In* : Biju-Duval B., Moore J.C., *et al.*, *Init. Repts DSDP*, Washington (U.S. Govt Print. Off.), **78A** : 357-368.

Y

YAU Y.C., PEACOR D.R., ESSENE E.J., LEE J.H., KUO L.C., COSCA M.A., 1987. Hydrothermal treatment of smectite, illite and basalt to 460° C: comparison of natural with hydrothermally formed clay minerals. *Clays Clay Min.*, **35** : 241-250.

YEH H.W., SAVIN S.M., 1977. Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediments: I.O-isotope evidence. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **88** : 1321-1330.

Z

ZIMMERMAN H.B., 1977. Clay mineral stratigraphy and distribution in the South Atlantic Ocean. *In* : Supko P.R., Perch-Nielsen K., *et al.*, *Init. Repts DSDP*, Washington (U.S. Govt Print. Off.), **39** : 395-405.

**LISTE DES TABLEAUX
ET
LISTE DES FIGURES**

LISTE DES TABLEAUX

Tab. 1: Réglages diffractométriques utilisés en routine pour l'analyse des préparations orientées et désorientées, et pour l'étude de la raie (060).	39
Tab. 2: Structure des chlorites.	42
Tab. 3: Rapport d'intensité pour déterminer la distribution des cations lourds dans les octaèdres des chlorites.	44
Tab. 4: Facteur de structure F des réflexions d'ordre impair pour les chlorites de composition $(Mg,Al)_{12-y}Fe_y(Si,Al)_8 O_{20} (OH)_6$	44
Tab. 5: Rapport d'intensité pour déterminer le nombre d'atomes lourds (Y) pour les chlorites de composition $(Mg,Al)_{12-y}Fe_y(Si,Al)_8 O_{20} (OH)_6$	45
Tab. 6: Taux de sédimentation pour le Site 672.	68
Tab. 7: Compositions chimiques moyennes des smectites du Site 672.	78
Tab. 8: Compositions chimiques des kaolinites des échantillons 11H1 et 15X1 du Site 672.....	79
Tab. 9: Composition chimique moyenne des illite de l'échantillon 672 11H1.....	79
Tab. 10: Morphologie des smectites	80
Tab. 11: Microchimie des smectites du Site 671.....	118
Tab. 12: Microchimie des smectites analysées au STEM par A. DESPRAIRIES.....	121
Tab. 13: Formules structurales de smectites issues de sédiments du Crétacé supérieur de l'Atlantique Nord-Est, du bassin de Mormoiron, SE France et de sols récents de l'Ouest Africain.	123
Tab. 14: Composition chimique des kaolinites du Site 671	124
Tab. 15: Composition chimique des illites du Site 671.....	124
Tab. 16: Chimie des chlorites.	165
Tab. 17: Chimie des illites.	165
Tab. 18: Chimie des Minéraux interstratifiés (10-14s).	166
Tab. 19: Chimie des Minéraux interstratifiés (14s-14c)	166
Tab. 20: Chimie des kaolinites.....	166

LISTE DES FIGURES

Fig. 1: Cadre géographique simplifié du Domaine marin Caraïbe.....	13
Fig. 2: Bathymétrie de l'Est-Caraïbe et des régions avoisinantes.....	14
Fig. 3: Le Domaine Caraïbe au Valanginien.....	15
Fig. 4: Le Domaine Caraïbe au Campanien inférieur.....	15
Fig. 5: Le Domaine Caraïbe au Crétacé supérieur.....	16
Fig. 6: Le Domaine Caraïbe à l'Eocène moyen.....	17
Fig. 7: Le Domaine Caraïbe au Miocène inférieur.....	17
Fig. 8: Le Domaine Caraïbe à l'Actuel.....	18
Fig. 9: La marge des Petites Antilles dans le contexte géologique de l'Est-Caraïbe.....	19
Fig. 10: Coupe schématique du prisme d'accrétion des Petites Antilles.....	19
Fig. 11: Profil sismique interprété du prisme d'accrétion, montrant le processus en rampes qui permet la création du niveau de décollement.....	20
Fig. 12: Stratification des masses d'air et direction des vents prédominants dans la région Caraïbe.....	22
Fig. 13: Localisation et direction des courants marins dans la région Caraïbe.....	22
Fig. 14: Profondeur approximative et direction des courants marins dans la région Caraïbe.....	23
Fig. 15: Orographie et hydrographie simplifiée du Vénézuéla septentrional.....	24
Fig. 16: Carte géologique schématique de la Chaîne Caraïbe.....	26
Fig. 17: Carte géologique schématique de la Chaîne Intérieure Orientale.....	29
Fig. 18: Stratigraphie simplifiée des sédiments maastrichtiens à miocènes de la bordure occidentale de la Chaîne Intérieure Occidentale (bloc de Bergantin).....	30
Fig. 19: Carte bathymétrique seabeam de localisation des Sites du Leg O.D.P. 110, de certains Sites du Leg D.S.D.P. 78A et des profils sismiques multichannel.....	33
Fig. 20: Carte de localisation des Sites 671 (O.D.P.110) et 543 (D.S.D.P. 78A) par rapport à la ride de Tiburon.....	34
Fig. 21: Carte géologique de la région de Barcelona et localisation de la coupe du Rio Querecual.....	35
Fig. 22: Carte géologique des environs de Barcelona et localisation des coupes.....	36
Fig. 23: Schéma de classification utilisé pour les sédiments terrigènes et les roches sédimentaires.....	37

Fig. 24: Symboles utilisés pour décrire les figures sédimentaires.....	38
Fig. 25: Principe de mesure de la cristallinité de l'illite et de la smectite sur le diffractogramme de l'essai glycolé.....	41
Fig. 26: Formule structurale générale de chlorite.....	42
Fig. 27: Diffractogramme type de Chlorite.....	43
Fig. 28: Courbes d'analyses thermiques différentielles des principales familles de smectites	46
Fig. 29: Biostratigraphie du forage 672A	54
Fig. 30: Forage 672A: Structures et figures tectoniques.....	55
Fig. 31: Distribution verticale des éléments chimiques dissous (forage 672A).....	57
Fig. 32: Distribution verticale du méthane et de la matière organique (forage 672A).....	58
Fig. 33: Gradient géothermique mesuré et pression lithostatique et hydrostatique dans la section sédimentaire du forage 672A.....	58
Fig. 34: Nature, texture et composition des sédiments et leur fraction terrigène dans le forage 672A.....	60
Fig. 35: Localisation et pourcentage d'éléments d'origine volcanique dans les sédiments du forage 672A.....	62
Fig. 36: Contenu en plagioclases de la section sédimentaire du forage 672A, comparé au contenu en matériel volcanique.....	64
Fig. 37: Environnement et processus de dépôt, dans l'unité lithologique 5 du forage 672A	64
Fig. 38: Environnement et processus de dépôt, dans les unités lithologiques 4 et 3 du forage 672A	65
Fig. 39: Environnement et processus de dépôt, dans l'unité lithologique 2 du forage 672A	67
Fig. 40: Environnement et processus de dépôt, dans l'unité lithologique 1 du forage 672A	67
Fig. 41: Vitesse de dépôt pour le forage 672A.....	69
Fig. 42: Flux sédimentaire total, calcaire, biosiliceux, terrigène, silto-sableux et argileux pour le forage 672A.....	71
Fig. 43: Flux sédimentaire total, calcaire, biosiliceux et terrigène pour le forage 543	72
Fig. 44a: Site 672: Minéralogie des argiles. Partie inférieure.....	74
Fig. 44b: Site 672: Minéralogie des argiles. Partie supérieure.....	75
Fig. 45: Diffractogrammes de rayons X d'échantillons représentatifs des variations des cortèges argileux du forage 672A.....	76
Fig. 46: Comparaison des variations des cortèges argileux aux Sites 672 et 543.....	77
Fig. 47: Flux sédimentaires des minéraux argileux et minéralogie des argiles.....	81
Fig. 48: Evolution diagénétique des smectites au cours de l'enfouissement lithostatique	83

Fig. 49: Comparaison lithologie/minéralogie des argiles	85
Fig. 50: Reconstitution des paléoenvironnements continentaux de l'Eocène terminal à l'Oligocène inférieur	89
Fig. 51: Reconstitution des paléoenvironnements continentaux de l'Oligocène supérieur au Miocène inférieur.....	90
Fig. 52: Reconstitution des paléoenvironnements continentaux du Miocène supérieur au Pléistocène inférieur.....	91
Fig. 53: Synthèse des événements ayant pu influencer la genèse et la sédimentation des argiles au Site 672	93
Fig. 54: Biostratigraphie du forage 671B	95
Fig. 55: Forage 671B: Structures et figures tectoniques.....	96
Fig. 56: Age, nature et texture des sédiments du forage 671B.....	98
Fig. 57: Composition moyenne des sédiments des unités tectoniques A et B du Site 671	100
Fig. 58: Distribution verticale des éléments chimiques dissous, du méthane et de la matière organique (forage 671B).....	103
Fig. 59: Diffractogrammes de rayons X d'échantillons représentatifs des variations des cortèges argileux du forage 671B	105
Fig. 60a: Forage 671B: Minéralogie des argiles. Partie inférieure	106
Fig. 60b: Forage 671B: Minéralogie des argiles. Partie moyenne	107
Fig. 60c: Forage 671B: Minéralogie des argiles. Partie supérieure	108
Fig. 61: Composition de l'eau de mer et des eaux interstitielles associées aux sédiments contenant de la clinoptilolite.....	109
Fig. 62: Composition minéralogique moyenne des fractions argileuses des unités tectoniques des forages 671B et 672A.....	110
Fig. 63: Minéralogie des argiles comparées des forages 671B et 672A.....	111
Fig. 64: Pourcentage de matériel volcanique, pourcentage et cristallinité de la smectite, taux d'interstratification illitique et composition des eaux interstitielles en chlorures et Na + K pour le forage 671B.....	113
Fig. 65: Pourcentage de matériel volcanique, pourcentage et cristallinité de la smectite du forage 672A	114
Fig. 66: Positions théoriques des raies (060) de diffractions X pour les smectites di et trioctaédriques.....	115
Fig. 67: Positions des raies (060) de diffraction X pour certaines smectites des forages 671B et 672A.....	117
Fig. 68: Diagramme K/interstratification illitique pour les smectites analysées à la microsonde électronique	123

Fig. 69: Courbes d'analyse thermique différentielle des smectites du forage 671B analysées à la microsonde électronique.....	125
Fig. 70: Courbes d'analyse thermique différentielle de smectites des Forages 671B et 672A.....	126
Fig. 71: Gradient lithostatique et hydrostatique, et gradient géothermique pour le forage 671B.....	130
Fig. 72: Systèmes de pressions s'appliquant sur les argiles.....	131
Fig. 73: Diagramme température/filtration de différents ions pour une bentonite wyoming compactée sous 492 bars.....	132
Fig. 74: (A): Evolution de la smectite en illite dans les pélites de différents bassins sédimentaires, en fonction de la température; (B): diagramme profondeur/température pour des minéraux argileux	133
Fig. 75: Lithologie de la coupe du Rio Querecual.....	136
Fig. 76: Sills et dykes clastiques rencontrés dans la coupe du Rio Querecual.....	137
Fig. 77: Lithologie de la coupe de la Vallée Vidono.....	138
Fig. 78: Sills et dykes clastiques rencontrés dans la coupe de la Vallée Vidono.....	139
Fig. 79: Lithologie et panorama de la coupe du Park Eloy Blanco.....	140
Fig. 80: Panorama de la coupe de la Via Alterna et localisation des échantillons.....	141
Fig. 81: lithologie de la coupe de la Via Alterna.....	142
Fig. 82: Paramètre géochimique Si* et granulométrie des quartz	145
Fig. 83: Géochimie de la coupe de la Via Alterna.....	147
Fig. 84: Diffractogrammes de quelques échantillons de la coupe du Rio Querecual.....	153
Fig. 85: Minéralogie des argiles de la coupe du Rio Querecual.....	154
Fig. 86: Diffractogrammes de quelques échantillons de la coupe de la Vallée Vidono.....	155
Fig. 87: Minéralogie des argiles de la Vallée Vidono.....	156
Fig. 88: Diffractogrammes de quelques échantillons de la coupe du park Eloy Blanco.....	157
Fig. 89: Minéralogie des argiles de la coupe du park Eloy Blanco.....	158
Fig. 90: Diffractogrammes de quelques échantillons de la coupe de la Via Alterna.....	159
Fig. 91: Minéralogie des argiles et paramètres géochimiques de la coupe de la Via Alterna.....	161
Fig. 92: Minéralogie des argiles à lithologie constante (pélites) de la coupe composite de la région de Puerto la Cruz et de la coupe du Rio Querecual.....	163
Fig. 93: Rapport des raies (00l) pour les échantillons riches en chlorites des coupes du Rio Querecual, de la Via Alterna et du Park Eloy Blanco.....	167

- Fig. 94:** Relations entre la teneur en K_2O de la roche totale et le pourcentage d'illite (A),
la teneur en K_2O et le pourcentage d'illite+ (10-14) (B).
Relations entre la teneur en MgO de la roche totale et le pourcentage de chlorite (C),
la teneur en MgO et le pourcentage de chlorite+ (14-14) (D).
Relations entre la teneur en Fe_2O_3 de la roche totale et le pourcentage de chlorite (E),
la teneur en Fe_2O_3 et le pourcentage de chlorite+ (14-14) (F)..... 169
- Fig. 95:** Diagrammes IH-OH et IH-Tmax..... 171
- Fig. 96:** Evolution paléogéographique du secteur vénézuélien de l'Eocène moyen terminal
au Miocène moyen..... 175

ANNEXES

ANNEXE 1: Propriétés physiques des sédiments du Site 672

Core	Sec.	Int. (cm)	Depth (mbsf)	% Water (wet)	% Water (dry)	Porosity ^a (%)	Bulk density ^a (g/cm ³)	Grain density (g/cm ³)	Bulk density ^b (g/cm ³)	Porosity ^b (%)
1	2	73	2.23	44.7821	81.1008	68.9890	1.5783	2.6337	1.5414	67.8773
2	2	73	5.53	53.9261	117.0430	76.6479	1.4562	2.6926	1.4289	75.7598
2	3	134	7.64	50.9187	103.7440	74.5897	1.5008	2.6971	1.4679	73.4896
2	4	73	8.53	53.5764	115.4070	76.4687	1.4622	2.6442	1.4268	75.1645
2	6	73	11.53	48.1716	92.9445	73.2379	1.5576	2.7443	1.5124	71.6285
3	4	75	18.05	54.7303	120.8980	78.1329	1.4626	2.5909	1.4058	75.6602
3	6	75	21.05	42.6927	74.4980	69.4674	1.6670	2.6657	1.5783	66.2555
4	2	75	24.55	55.7991	126.2400	79.0699	1.4518	2.7344	1.4109	77.4017
4	4	75	27.55	45.7920	84.4746	71.0889	1.5905	2.7990	1.5560	70.0462
4	6	75	30.55	42.1416	72.8358	67.1882	1.6334	2.7169	1.5970	66.1702
5	2	69	33.99	42.7487	74.6685	68.5615	1.6431	2.6470	1.5737	66.1509
5	3	133	36.13	49.9121	99.6488	73.5585	1.5099	2.5775	1.4626	71.7911
5	4	75	37.05	48.8986	95.6893	74.0350	1.5511	2.6195	1.4825	71.2851
5	6	74	40.04	45.7774	84.4250	71.8270	1.6075	2.7202	1.5428	69.4362
6	2	71	43.51	42.0515	72.5671	67.7768	1.6512	2.6650	1.5879	65.6568
6	4	75	46.55	41.6701	71.4387	67.2693	1.6539	2.7072	1.6025	65.6530
6	6	75	49.55	43.2946	76.3500	70.1162	1.6592	2.6058	1.5574	66.3036
7	2	20	52.50	39.4489	65.1498	64.9680	1.6872	2.7161	1.6401	63.6110
7	4	10	55.40	38.7422	63.2445	63.6887	1.6842	2.6845	1.6446	62.6461
7	6	20	58.50	38.8158	63.4409	63.7046	1.6814	2.7127	1.6498	62.9612
8	2	50	62.30	40.7701	68.8336	67.0514	1.6849	2.7766	1.6311	65.3774
8	4	50	65.30	38.9763	63.8707	64.7005	1.7007	2.8043	1.6673	63.8834
8	4	80	65.60	41.6041	71.2449	66.6731	1.6418	2.6958	1.6012	65.4969
8	6	50	68.30	41.5474	71.0788	66.0702	1.6292	2.7020	1.6033	65.4951
9	2	70	72.00	42.7126	74.5584	67.9711	1.6303	2.7104	1.5869	66.6413
9	4	70	75.00	39.0189	63.9852	63.7368	1.6735	2.7046	1.6446	63.0921
9	6	70	78.00	40.0418	66.7828	64.9228	1.6611	2.6776	1.6220	63.8583
10	2	70	81.50	44.2327	79.3166	69.1727	1.6021	2.6998	1.5618	67.9248
10	4	70	84.50	41.8718	72.0336	67.0165	1.6397	2.6743	1.5926	65.5671
10	6	70	87.50	36.9000	58.4786	61.9637	1.7204	2.7159	1.6831	61.0616
11	2	70	91.00	39.5474	65.4189	64.8212	1.6792	2.7061	1.6362	63.6221
11	3	137	93.17	38.4969	62.5935	63.9046	1.7007	2.7013	1.6525	62.5483
11	4	70	94.00	42.9517	75.2900	68.2872	1.6288	2.7099	1.5831	66.8550
11	6	70	97.00	39.5388	65.3954	64.5285	1.6720	2.6591	1.6259	63.2101
12	2	75	100.55	41.9272	72.1977	67.3051	1.6446	2.7065	1.5983	65.8859
12	4	75	103.55	34.2333	52.0526	58.9227	1.7634	2.6930	1.7245	58.0455
12	6	75	106.55	34.7139	53.1720	60.1492	1.7752	2.6886	1.7147	58.5249
13	2	75	110.05	34.1765	51.9215	59.0690	1.7707	2.7399	1.7381	58.4012
13	3	130	112.10	34.5986	52.9018	60.0159	1.7771	2.7004	1.7199	58.5066
13	4	75	113.05	33.3770	50.0983	57.9630	1.7792	2.6778	1.7359	56.9688
14	2	82	119.31	36.6117	57.7577	62.2121	1.7409	2.6752	1.6781	60.4073
14	3	60	120.59	36.1062	56.5098	61.7073	1.7509	2.7595	1.7077	60.6196
15	2	78	125.58	46.6283	87.3653	71.8045	1.5777	2.7485	1.5352	70.3766
15	4	53	128.33	49.6270	98.5192	74.4055	1.5360	2.6248	1.4738	71.9227
17	2	83	144.63	43.8364	78.0514	69.5685	1.6259	2.4284	1.5127	65.2304
17	3	133	146.63	40.8579	69.0843	63.8436	1.6009	2.3067	1.5221	61.1958
17	4	86	147.66	40.7060	68.6511	65.1446	1.6396	2.3676	1.5395	61.6562
18	4	58	156.88	38.8088	63.4223	62.6386	1.6536	2.5490	1.6114	61.5026
19	2	7	162.87	50.0113	100.0450	74.2060	1.5201	2.6665	1.4753	72.5462
19	4	90	166.70	47.4867	90.4281	72.1095	1.5557	2.7202	1.5182	70.8831
20	1	35	171.15	45.0552	82.0008	69.3283	1.5764	2.5892	1.5291	67.7507
20	2	88	173.18	47.2392	89.5348	72.0047	1.5616	2.6111	1.5032	69.8284
21	2	137	183.17	59.6316	147.7190	80.4787	1.3827	2.4497	1.3342	78.2655
21	4	99	185.79	58.7182	142.2370	79.4904	1.3869	2.4727	1.3465	77.7680
22	2	115	192.45	50.9014	103.6720	74.0822	1.4911	2.5392	1.4441	72.2955
22	4	74	195.04	46.2381	86.0054	69.8585	1.5479	2.5878	1.5126	68.7785
22	6	27	197.57	41.5382	71.0519	65.8160	1.6233	2.5529	1.5716	64.2032
23	1	25	199.55	40.6492	68.4898	64.1538	1.6169	2.5699	1.5885	63.5025
23	1	49	199.79	40.0294	66.7485	64.3770	1.6476	2.6014	1.6051	63.1825
23	2	67	201.47	40.7939	68.9016	66.2351	1.6634	2.6078	1.5948	63.9777
23	4	61	204.41	42.8379	74.9411	66.8665	1.5992	2.5860	1.5599	65.7132
23	6	70	207.50	34.6153	52.9411	59.4978	1.7609	2.6268	1.6998	57.8574
24	2	64	210.94	35.5970	55.2724	60.9100	1.7530	2.5079	1.6506	57.7910
24	4	75	214.05	33.7215	50.8785	58.1539	1.7668	2.2586	1.6023	53.1785
24	6	94	217.24	33.4548	50.2739	57.6941	1.7668	2.9753	1.8126	59.5995
25	2	98	220.78	32.4516	48.0420	58.4051	1.8439	2.6012	1.7305	55.2241
25	3	83	222.13	29.3074	41.4575	54.9181	1.9198	2.7721	1.8437	53.1221
25	4	40	223.20	31.0761	45.0876	58.3016	1.9220	2.7550	1.8022	55.0602
26	2	40	229.70	32.1098	47.2966	57.7333	1.8420	2.4859	1.7008	53.7184
26	4	75	233.05	29.7927	42.4354	54.1478	1.8620	2.9305	1.8808	55.0743
27	2	74	239.54	31.2023	45.3538	55.2173	1.8130	2.3956	1.6860	51.7546
27	4	74	242.54	33.9326	51.3606	61.0821	1.8442	2.0549	1.5285	51.0835
27	6	74	245.54	38.4451	62.4565	67.6848	1.8037	2.4542	1.5929	60.2406
28	2	71	249.01	31.1887	45.3249	55.4135	1.8203	2.2957	1.6514	50.6845
28	4	90	252.20	27.9955	38.8802	50.8770	1.8619	3.0035	1.9446	53.5044
29	2	75	258.55	32.0618	47.1926	55.7502	1.7814	2.4279	1.6830	53.0809
29	4	72	261.52	34.0221	51.5659	59.0769	1.7790	2.5434	1.6863	56.4259

ANNEXE 1 (continuée): Propriétés physiques des sédiments du Site 672

Core	Sec.	Int. (cm)	Depth (mbsf)	% Water (wet)	% Water (dry)	Porosity ^a (%)	Bulk density ^a (g/cm ³)	Grain density (g/cm ³)	Bulk density ^b (g/cm ³)	Porosity ^b (%)
30	2	62	267.92	26.4328	35.9301	49.6360	1.9238	2.6731	1.8713	48.6351
30	4	32	270.62	28.5868	40.0300	51.3379	1.8399	2.6708	1.8259	51.3221
30	6	66	273.96	32.0063	47.0724	56.2726	1.8012	2.6636	1.7572	55.2998
31	1	74	276.04	34.4701	52.6020	60.3356	1.7933	2.5675	1.6858	57.1458
31	4	30	280.10	29.2478	41.3384	53.4347	1.8717	2.6425	1.8033	51.8636
32	2	40	286.70	27.4067	37.7538	50.3168	1.8809	2.7004	1.8603	50.1288
32	4	65	289.95	28.9234	40.6932	52.6093	1.8635	2.6789	1.8218	51.8088
33	2	22	296.02	23.2892	30.3598	44.7572	1.9689	2.7441	1.9689	45.0808
33	4	90	299.70	30.2767	43.4242	54.7621	1.8530	2.7018	1.8020	53.6431
33	6	54	302.34	30.7308	44.3642	55.4064	1.8471	2.7153	1.7972	54.3002
34	2	49	305.79	25.0787	33.4733	47.8010	1.9527	2.6267	1.8828	46.4310
34	4	48	308.78	26.9057	36.8096	50.7075	1.9308	2.6549	1.8549	49.0720
35	2	49	315.29	30.8584	44.6308	55.9480	1.8575	2.5568	1.7452	52.9644
35	4	118	318.98	26.6505	36.3337	49.7356	1.9119	2.6657	1.8640	48.8465
36	2	64	324.94	31.4141	45.8027	56.2808	1.7800	2.5900	1.7400	53.8900
36	4	92	328.22	32.6800	48.5500	56.8700	1.7800	2.5900	1.7200	55.3700
36	6	25	330.55	27.4982	37.9276	51.0434	1.9017	2.6223	1.8312	49.5146
36	6	70	331.00	27.3800	37.7100	50.5900	1.8900	2.6600	1.8500	49.7400
37	2	60	334.40	27.5100	37.9500	51.5100	1.9180	2.5800	1.8200	49.1100
37	4	48	337.28	27.2800	37.5100	50.5100	1.8970	2.6430	1.8430	49.4300
37	6	80	340.60	28.5990	40.0500	52.6870	1.8870	2.6730	1.7550	51.2320
38	2	91	344.21	28.4940	39.8480	52.6370	1.8930	2.6730	1.8290	51.2330
38	5	58	348.38	31.1942	45.3366	56.0807	1.8418	2.5759	1.7453	53.5407
39	2	90	353.70	26.5730	36.1896	49.6148	1.9129	2.6515	1.8606	48.6145
39	2	104	353.84	27.6940	38.3011	51.5038	1.9053	2.6127	1.8239	49.6691
39	3	88	355.18	30.6946	44.2888	56.1582	1.8744	2.6276	1.7708	53.4471
39	3	104	355.34	25.5095	34.2453	48.8829	1.9632	2.6000	1.8635	46.7468
40	2	84	363.14	33.7879	51.0298	58.3409	1.7690	2.6527	1.7215	57.1930
40	4	126	366.56	32.8714	48.9677	57.7498	1.7999	2.6274	1.7307	55.9428
40	6	46	368.76	26.2189	35.5360	49.1139	1.9191	2.6425	1.8647	48.0732
41	1	125	371.55	20.4837	25.7603	40.6666	2.0340	2.6834	2.0114	40.5094
41	2	61	372.41	28.7013	40.2551	52.1244	1.8606	2.6633	1.8211	51.3930
42	2	100	382.30	25.4902	34.2106	47.9126	1.9257	2.6401	1.8792	47.1007
42	4	79	385.09	27.0219	37.0274	50.1359	1.9008	2.5971	1.8317	48.6728
43	2	44	391.24	26.7322	36.4856	48.7785	1.8694	2.5981	1.8378	48.3132
43	4	12	393.92	30.2910	43.4534	53.4874	1.8090	2.5272	1.7457	52.0070
43	6	85	397.65	19.5407	24.2864	39.8606	2.0899	2.6816	2.0340	39.0796
44	1	8	398.88	25.4911	34.2122	47.3572	1.9033	2.5100	1.8289	45.8529
44	4	15	403.45	28.1456	39.1703	50.5974	1.8418	2.6259	1.8195	50.3567
46	1	0	417.80	21.5729	27.5069	42.1977	2.0040	2.4918	1.9002	40.3196
46	1	112	418.92	24.9589	33.2603	46.8391	1.9226	2.5819	1.8679	45.8472
48	1	1	436.81	24.6975	32.7977	46.9326	1.9468	2.5851	1.8746	45.5295
48	1	124	438.04	24.2176	31.9568	46.5704	1.9701	2.4790	1.8411	43.8571
48	4	73	442.03	18.4058	22.5577	35.7861	1.9919	2.7755	2.1077	38.1379
49	2	75	448.55	23.6969	31.0563	43.9626	1.9007	2.4970	1.8590	43.3287
49	4	119	451.99	26.4093	35.8868	48.0395	1.8636	2.4848	1.8014	46.7948
50	2	58	457.88	27.4828	37.8983	48.8244	1.8201	2.4256	1.7592	47.5616
50	3	143	460.23	25.2024	33.6941	46.3277	1.8833	2.4238	1.7995	44.6146
51	2	78	467.58	27.7511	38.4104	50.6232	1.8689	2.5539	1.8018	49.1755
51	3	11	468.41	30.9109	44.7406	54.4968	1.8062	2.5752	1.7502	53.2027
52	1	0	474.80	27.2619	37.4795	49.4785	1.8594	2.4907	1.7878	47.9393
53	1	1	484.31	35.8109	55.7896	62.4161	1.7856	4.3522	2.0055	70.5184
53	6	40	492.20	33.4710	50.3103	58.8346	1.8009	1.3396	1.2124	40.3723

^a Calculated on basis of wet and dry measurements.

^b Calculated on basis of dry volumetric measurements.

ANNEXE 2: Propriétés physiques des sédiments du Site 671

Core 110-671B-	Sect	Int (cm)	Depth (mbsf)	Water (% wet)	Water (% dry)	Porosity ^a (%)	Bulk density ^a (g/cm ³)	Grain density (g/cm ³)	Bulk density ^b (g/cm ³)	Porosity ^b (%)
40	2	136	365.96	30.2419	43.3525	55.1385	1.8679	2.7296	1.8113	53.8550
40	4	74	368.34	26.5173	36.0865	49.8528	1.9261	2.7356	1.8917	49.3183
41	2	51	374.61	29.0741	40.9923	54.7026	1.9276	2.7747	1.8495	52.8630
41	4	39	377.49	29.1571	41.1574	53.7106	1.8872	2.6681	1.8136	51.9930
42	2	69	379.89	25.1235	33.5533	48.6214	1.9827	2.7068	1.9122	47.2334
41	6	57	380.67	23.3996	30.5477	45.8477	2.0073	2.7341	1.9623	45.1445
42	4	64	382.84	29.3497	41.5422	53.8026	1.8781	2.7565	1.8380	53.0331
42	6	51	385.71	28.4138	39.6918	53.4827	1.9284	2.7345	1.8505	51.6947
43	2	84	389.54	33.5153	50.4106	58.7477	1.7958	2.7308	1.7480	57.5984
43	4	70	392.40	34.4014	52.4424	60.3630	1.7976	2.7037	1.7243	58.3232
44	2	62	398.82	29.7364	42.3213	53.9998	1.8604	2.6860	1.8078	52.8561
44	4	68	401.88	34.8659	53.5294	59.9163	1.7606	2.7119	1.7181	58.8955
45	3	52	409.72	37.0529	58.8636	64.5085	1.7836	2.7781	1.6952	61.7509
46	2	42	417.62	33.6473	50.7097	60.1880	1.8326	2.7924	1.7620	58.2835
46	3	101	419.71	37.5669	60.1714	63.7849	1.7395	2.7505	1.6797	62.0376
46	4	87	421.07	30.1983	43.2630	55.2798	1.8754	2.7062	1.8049	53.5907
46	5	12	421.82	24.9158	33.1838	49.5975	2.0394	2.7932	1.9489	47.7357
47	2	56	427.26	33.0583	53.9842	60.7859	1.7763	2.7386	1.7215	59.3366
47	4	75	430.45	30.8710	44.6571	56.8260	1.8858	2.7817	1.8142	55.0586
47	6	77	433.47	30.9507	44.8240	55.2613	1.8292	2.7754	1.8107	55.0955
48	1	94	435.64	32.4893	48.1246	57.3104	1.8072	2.6804	1.7531	56.0013
48	2	98	437.18	30.3261	43.5258	55.4202	1.8722	2.7307	1.8099	53.9647
48	4	24	439.44	34.9108	53.6352	60.1321	1.7646	2.6780	1.7084	58.6415
48	6	95	443.15	30.1166	43.0954	54.8368	1.8654	2.6927	1.8024	53.3710
49	2	70	446.40	31.8909	46.8232	58.1099	1.8668	2.7637	1.7885	56.0731
49	3	16	447.36	30.7708	44.4461	55.4634	1.8467	2.8362	1.8322	55.4184
49	4	28	448.98	29.3172	41.4771	53.3938	1.8659	2.6855	1.8160	52.3473
50	2	109	456.29	28.0370	38.9603	52.1405	1.9053	2.7974	1.8792	51.7934
50	4	76	458.96	28.6918	40.2362	53.2511	1.9014	2.7730	1.8577	52.4005
50	6	35	461.55	32.1005	47.2765	57.0438	1.8206	2.6859	1.7620	55.6119
51	2	70	465.40	36.2518	56.8671	62.1010	1.7550	2.7447	1.7015	60.6428
51	4	68	468.38	31.4021	45.7771	56.6789	1.8492	2.6644	1.7688	54.6146
51	6	69	471.39	38.6461	62.9888	63.8154	1.6917	2.7489	1.6608	63.1004
52	2	3	474.23	32.8315	48.8793	58.3078	1.8195	2.7594	1.7689	57.0945
52	2	69	474.89	41.1696	69.9802	65.8340	1.6383	2.7183	1.6127	65.2763
52	4	58	477.78	36.9120	58.5087	62.0686	1.7227	2.6037	1.6550	60.0745
54	2	100	494.20	33.8766	51.2323	59.9406	1.8127	2.7608	1.7493	58.2586
54	4	20	496.40	32.3834	47.8927	57.7547	1.8272	2.6951	1.7593	56.0157
54	6	57	499.77	36.3285	57.0562	61.4194	1.7321	2.5939	1.6620	59.3765
55	2	72	503.42	31.8283	46.6884	56.2439	1.8104	2.6930	1.7692	55.3664
55	4	50	506.20	27.9778	38.8461	52.0445	1.9058	2.7238	1.8562	51.0577
55	6	40	509.10	27.1353	37.2407	50.8977	1.9217	2.7392	1.8795	50.1402
56	2	40	512.60	30.6205	44.1347	55.8803	1.8696	2.6976	1.7940	54.0101
56	4	68	515.88	24.2211	31.9628	47.6692	2.0163	2.7758	1.9589	46.6449
56	6	69	518.89	25.7920	34.7564	50.2987	1.9979	2.7599	1.9166	48.5971
58	2	54	531.74	32.2458	47.5923	57.2652	1.8194	2.6888	1.7601	55.8031
58	4	38	534.58	28.6896	40.2319	53.0056	1.8928	2.6919	1.8308	51.6432
58	6	15	537.35	27.9483	38.7892	51.4690	1.8867	2.7207	1.8558	50.9932
59	2	65	541.35	29.8983	42.6498	54.3592	1.8627	2.6922	1.8066	53.1064
59	6	70	547.40	25.2264	33.7370	48.5982	1.9737	2.6945	1.9053	47.2575
60	2	56	550.76	26.4484	35.9590	49.9277	1.9340	2.7315	1.8918	49.1922
61	2	66	560.36	33.1292	49.5421	58.6491	1.8137	2.7583	1.7628	57.4150
61	4	76	563.46	26.5009	36.0561	49.7435	1.9230	2.7115	1.8836	49.0774
61	6	68	566.38	27.4580	37.8512	51.1816	1.9097	2.7618	1.8801	50.7522
62	2	40	569.60	23.5245	30.7609	46.9084	2.0429	2.8229	1.9937	46.1052
62	4	66	572.86	25.5112	34.2484	48.3374	1.9412	2.7513	1.9198	48.1511
62	6	145	576.65	25.8377	34.8393	48.3508	1.9172	2.7041	1.8954	48.1495
63	2	70	579.40	27.7635	38.4342	51.0885	1.8852	2.7372	1.8652	50.9124
63	4	85	582.55	31.1421	45.2267	56.1802	1.8482	2.7465	1.7984	55.0603
63	6	53	585.23	27.3335	37.6150	51.4580	1.9287	2.7652	1.8840	50.6254
64	2	90	589.10	29.5053	41.8547	53.6478	1.8628	2.7212	1.8236	52.9015
64	4	74	591.94	26.3859	35.8435	49.7019	1.9298	2.6720	1.8719	48.5648
64	6	31	594.51	26.2395	35.5739	48.9773	1.9123	2.7019	1.8858	48.6518
65	2	51	598.21	28.2270	39.3281	51.2106	1.8587	2.6715	1.8334	50.8851
65	4	34	601.04	25.1006	33.5124	47.5670	1.9415	2.7170	1.9165	47.2967
65	6	59	604.29	27.7992	38.5026	51.4402	1.8958	2.6738	1.8429	50.3746
66	2	60	607.80	29.3654	41.5737	54.4193	1.8986	2.8063	1.8531	53.4953
66	4	69	610.89	27.6758	38.2663	51.7656	1.9162	2.7224	1.8621	50.6682
66	6	63	613.83	27.1312	37.2329	50.3115	1.8998	2.6897	1.8624	49.6817
67	2	31	617.01	24.6932	32.7901	47.0553	1.9523	2.6933	1.9167	46.5358
67	4	94	620.64	22.2669	28.6454	44.0672	2.0275	2.6948	1.9732	43.2000
67	6	65	623.35	26.5651	36.1749	49.7121	1.9172	2.7264	1.8874	49.2958
70	2	65	645.85	24.3705	32.2235	47.0849	1.9794	2.6971	1.9254	46.1365
70	4	70	648.90	24.3746	32.2307	47.8213	2.0100	2.7671	1.9520	46.7752
70	6	35	651.55	22.4525	28.9532	44.6461	2.0372	2.7209	1.9796	43.6987
71	2	75	655.45	24.2112	31.9455	46.7520	1.9783	2.6680	1.9177	45.6524
71	4	61	658.31	26.3287	35.7380	50.3478	1.9591	2.7633	1.9056	49.3253
71	6	70	661.40	24.9340	33.2161	47.5176	1.9524	2.6379	1.8902	46.3441
72	2	106	665.26	26.1320	35.3766	50.2639	1.9706	2.7573	1.9079	49.0163
72	4	77	667.97	23.7218	31.0991	45.9405	1.9841	2.6842	1.9351	45.1347
72	6	96	671.16	23.4038	30.5548	45.9709	2.0124	2.7356	1.9628	45.1635
73	2	62	674.32	25.8087	34.7867	49.2671	1.9557	2.6986	1.8940	48.0615
73	4	60	677.30	24.9547	33.2529	48.2773	1.9820	2.6343	1.8884	46.3373
73	6	77	680.47	25.2236	33.7320	48.7301	1.9793	2.6878	1.9029	47.1922

^a Calculated on basis of wet and dry measurements.

^b Calculated on basis of dry volumetric measurements.

ANNEXE 2 (continuée): Propriétés physiques des sédiments du Site 671

Core 110-671B-	Sect	Int (cm)	Depth (mbsf)	Water (% wet)	Water (% dry)	Porosity ^a (%)	Bulk density ^a (g/cm ³)	Grain density (g/cm ³)	Bulk density ^b (g/cm ³)	Porosity ^b (%)
1	2	70	2.20	53.0007	112.7690	77.4029	1.4962	2.7652	1.4500	75.5546
1	3	70	3.70	50.9706	103.9590	74.9627	1.5067	2.7211	1.4707	73.7009
1	4	70	5.20	57.8409	137.1970	79.2748	1.4042	2.6890	1.3814	78.5599
1	5	15	6.15	50.2038	100.8190	75.2021	1.5346	2.7869	1.4905	73.5607
2	2	70	9.60	51.0484	104.2840	73.3462	1.4720	2.5553	1.4449	72.5392
2	4	73	12.63	52.9069	112.3450	76.3612	1.4787	2.7358	1.4474	75.2876
2	6	30	15.20	45.5211	83.5574	71.2262	1.6030	2.8001	1.5603	69.8234
2	6	70	15.60	48.1313	92.7945	72.3999	1.5411	2.6752	1.5019	71.0780
3	2	70	19.10	44.3981	79.8501	70.3042	1.6223	2.7537	1.5692	68.4963
3	4	120	22.60	41.1504	69.9247	66.8298	1.6638	2.7504	1.6196	65.5216
3	6	20	24.60	43.6245	77.3819	68.6778	1.6129	2.8148	1.5923	68.2845
4	2	70	28.60	49.2640	97.0986	73.6447	1.5315	2.7306	1.4951	72.4155
4	4	70	31.60	42.7217	74.5861	68.3544	1.6392	2.7028	1.5853	66.5876
4	6	70	34.60	39.1030	64.2118	64.8117	1.6981	2.7902	1.6621	63.8920
5	2	70	38.10	44.6797	80.7656	70.2537	1.6109	2.7650	1.5670	68.8309
5	4	70	41.10	42.3632	73.5003	68.0316	1.6453	2.7047	1.5912	66.2744
5	6	70	44.10	42.8269	74.9073	67.6017	1.6172	2.6545	1.5740	66.2848
6	2	90	47.80	35.9631	56.1599	59.4165	1.6926	2.5061	1.6443	58.1634
6	4	90	50.80	38.5298	62.6803	63.0423	1.6763	2.7101	1.6540	62.6556
6	6	90	53.80	42.4651	73.8075	67.6803	1.6328	2.7406	1.5967	66.6592
7	2	70	57.10	36.9335	58.5627	68.8173	1.9089	2.7531	1.6915	61.4173
7	3	130	59.20	34.2279	52.0401	58.9153	1.7634	2.7867	1.7494	58.8649
7	4	130	60.70	36.6710	57.9055	61.9292	1.7301	2.7247	1.6892	60.9029
7	6	70	63.10	33.6428	50.6995	58.9743	1.7959	2.6969	1.7364	57.4352
8	2	70	66.60	35.7161	55.5599	61.2065	1.7557	2.7574	1.7143	60.1941
8	4	70	69.60	38.3778	62.2792	63.3887	1.6922	2.7271	1.6604	62.6503
8	6	70	72.60	37.5934	60.2394	61.9256	1.6876	2.7252	1.6733	61.8483
9	2	90	76.30	36.9668	58.6465	63.3216	1.7549	2.8506	1.7136	62.2670
9	4	70	79.10	33.2867	49.8951	58.6963	1.8066	2.7234	1.7503	57.2802
9	6	65	82.05	33.6933	50.8143	58.4865	1.7784	2.6353	1.7183	56.9292
10	2	106	85.96	37.2536	59.3718	61.7353	1.6978	2.7094	1.6754	61.3672
10	3	1	86.41	35.9282	56.0749	61.4161	1.7513	2.7575	1.7105	60.4170
10	4	114	89.04	34.2808	52.1626	58.7637	1.7562	2.7200	1.7309	58.3376
11	2	64	93.74	38.0158	61.3316	63.5338	1.7122	2.7105	1.6627	62.1470
11	4	69	96.79	39.7552	65.9895	65.2094	1.6805	2.7143	1.6346	63.8929
11	6	70	99.80	33.1339	49.5527	57.2613	1.7705	2.7561	1.7622	57.4015
12	2	9	102.69	32.9481	49.1381	58.0761	1.8058	2.8170	1.7823	57.7259
12	3	8	104.18	32.0013	47.0616	56.3647	1.8045	2.7582	1.7847	56.1498
12	4	8	105.68	35.0880	54.0546	59.8205	1.7466	2.7341	1.7198	59.3286
13	2	7	112.17	45.5677	83.7145	71.2083	1.6010	2.6888	1.5403	69.0096
13	3	8	113.68	33.3033	49.9326	58.3200	1.7941	2.8021	1.7713	57.9901
13	4	10	115.20	37.8732	60.9611	62.8660	1.7006	2.7392	1.6718	62.2497
13	6	18	118.28	31.1853	45.3177	55.8597	1.8351	2.7222	1.7903	54.8914
14	2	9	121.69	35.3211	54.6100	61.1437	1.7735	2.7395	1.7170	59.6228
14	3	9	123.19	32.2984	47.7070	56.1675	1.7812	2.7385	1.7733	56.3107
14	4	18	124.78	31.1534	45.2505	55.8107	1.8354	2.7705	1.8052	55.2874
14	6	17	127.77	31.2674	45.4914	56.5305	1.8523	2.6783	1.7756	54.5868
15	2	112	132.22	33.5828	50.5634	58.4193	1.7822	2.6441	1.7227	56.8884
15	3	120	133.80	40.6340	68.4466	67.9562	1.7134	2.7020	1.6178	64.6333
15	4	130	135.40	42.9399	75.2538	69.5243	1.6588	2.7510	1.5912	67.1746
15	6	21	137.31	35.8403	55.8611	61.8383	1.7677	2.7480	1.7097	60.2433
15	6	76	137.86	39.5767	65.4990	65.8430	1.7044	2.7743	1.6506	64.2199
16	6	130	147.90	32.4508	48.0403	58.0750	1.8335	2.7548	1.7750	56.6275
17	2	137	151.47	39.8732	66.3152	66.1441	1.6995	2.7356	1.6373	64.1854
17	4	70	153.80	41.6145	71.2754	67.1025	1.6520	2.7569	1.6134	66.0070
17	6	66	156.76	36.3508	57.1112	61.0931	1.7218	2.6933	1.6871	60.2973
18	2	60	160.20	34.9383	53.7002	59.9791	1.7588	2.7167	1.7180	59.0155
18	4	60	163.20	32.6906	48.5676	57.8029	1.8115	2.7679	1.7740	57.0119
19	2	45	169.55	31.8017	46.6312	56.9032	1.8332	2.6625	1.7607	55.0558
20	2	37	178.97	33.8565	51.1863	59.8396	1.8108	2.7338	1.7424	57.9983
20	2	37	178.97	33.8565	51.1863	59.8396	1.8108	2.7338	1.7424	57.9983
21	2	81	188.91	31.4693	45.9200	55.6692	1.8123	2.7795	1.8014	55.7308
22	2	125	198.85	32.9362	49.1118	57.8822	1.8005	2.7492	1.7641	57.1210
22	4	29	200.89	33.3064	49.9394	59.2052	1.8211	2.7669	1.7618	57.6867
22	7	33	205.43	29.8556	42.5630	54.1710	1.8589	2.7257	1.8179	53.3614
23	3	3	208.63	31.4666	45.9143	55.9135	1.8204	2.6850	1.7738	54.8785
23	4	47	210.27	36.2021	56.7451	61.3092	1.7350	2.7144	1.6949	60.3280
24	1	78	215.88	28.6825	40.2180	52.7153	1.8829	2.6909	1.8306	51.6255
24	2	125	217.85	26.1372	35.3861	50.0450	1.9616	2.7548	1.9069	49.0013
24	3	47	218.57	28.7075	40.2671	53.0712	1.8940	2.7577	1.8519	52.2646
25	2	58	226.68	29.6912	42.2298	54.6990	1.8874	2.8554	1.8610	54.3141
25	4	99	230.09	32.1259	47.3316	57.3463	1.8288	2.7205	1.7715	55.9545
25	6	40	232.50	28.5720	40.0012	53.2216	1.9083	2.7294	1.8455	51.8432
26	3	69	237.79	28.7213	40.2944	53.0931	1.8938	2.7947	1.8634	52.6117
27	2	70	245.80	29.4229	41.6891	54.2641	1.8895	2.8484	1.8647	53.9326
27	4	70	248.80	28.4359	39.7348	52.5317	1.8926	2.7514	1.8556	51.8746
28	2	70	255.30	28.5623	39.9821	52.5956	1.8865	2.8146	1.8731	52.5935
28	4	70	258.30	26.6469	36.3269	49.7804	1.9139	2.7217	1.8840	49.3584
28	6	67	261.27	26.1583	35.4248	50.1448	1.9640	2.7493	1.9045	48.9787
29	3	63	266.23	25.7176	34.6215	49.2820	1.9632	2.7514	1.9152	48.4233
30	2	53	274.13	26.0861	35.2925	48.9943	1.9242	2.8073	1.9265	49.4036
30	4	74	277.34	28.2109	39.2969	52.7238	1.9147	2.7573	1.8623	51.6506
30	6	65	280.25	25.3486	33.9560	48.5338	1.9616	2.7131	1.9095	47.5896
31	10	10	283.81	26.5110	36.0748	50.4261	1.9487	2.7165	1.8851	49.1357
32	2	66	293.26	30.7401	44.3836	55.2479	1.8413	2.7660	1.8122	54.7674
32	4	67	296.27	34.8556	53.5052	60.0790	1.7659	2.7531	1.7290	59.2472
32	6	67	299.27	26.7133	36.4504	50.1624	1.9238	2.7555	1.8943	49.7494
33	1	65	301.25	31.7170	46.4492	57.5809	1.8599	2.6798	1.7674	55.1179
33	2	68	302.78	25.1148	33.5378	48.6830	1.9859	2.6934	1.9073	47.0988
34	2	84	308.44	31.5838	46.1643	55.1673	1.7895	2.5859	1.7414	54.0874
34	4	70	311.30	30.6974	44.2947	55.5590	1.8542	2.7890	1.8199	54.9207
34	6	72	314.32	23.7198	31.0956	46.6451	2.0147	2.7888	1.9759	46.0749
35	2	70	317.80	25.9067	34.9650	49.2112	1.9461	2.7210	1.9000	48.3947
35	4	68	320.78	25.0953	33.5030	47.8527	1.9536	2.7163	1.9164	47.2834
35	6	71	323.81	25.4847	34.2006	49.1284	1.9750	2.7321	1.9134	47.9419
36	2	70	327.30	25.7870	34.7472	49.5376	1.9681	2.7186	1.9018	48.2162
36	4	75	330.35	32.4588	48.0578	57.9627	1.8295	2.6508	1.7450	55.6950
36	6	64	333.24	25.3226	33.9094	48.6445	1.9681	2.7657	1.9294	48.0320
37	3	5	337.65	29.8778	42.6083	54.4322	1.8665	2.7396	1.8218	53.5137
37	3	100	338.60	26.6126	36.2632	49.8159	1.9178	2.6971	1.8760	49.0883
38	2	71	346.31	37.3227	59.5473	64.1551	1.7610	2.6791	1.6669	61.1719
38	3	65	347.75	28.0372	38.9606	51.0984	1.8672	2.7410	1.8606	51.2877

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

LE SITE 672

PLANCHE I

Site 672:

A: 33X1: Lit de cendres altérées: Sm: Smectites "à bords enroulés" ou en "tissu froissé"

B: 35X5: Argile: Vue générale de la fraction argileuse, les smectites "à bords enroulés" sont en fait très rares dans cet échantillon. Smf: Smectites "floconneuses", Smb Smectites "à bords enroulés", P: palygorskite, K: kaolinite.

C: 7H5: Boue calcaire: Smf: Smectites "floconneuses", Smb Smectites "à bords enroulés", P: palygorskite, K: kaolinite

Noter 1) la taille plus importante des smectites "à bords enroulés" par rapport à celle des smectites "floconneuses" et des autres minéraux.

2) la présence de longues lattes sur les smectites "floconneuses" et parfois sur des kaolinites.

D: 17X1: Lit de cendres peu altérées: Smf: Smectites "floconneuses", Smb Smectites "à bords enroulés". La taille des smectites "à bords enroulés" est plus importante que celle des smectites "floconneuses".

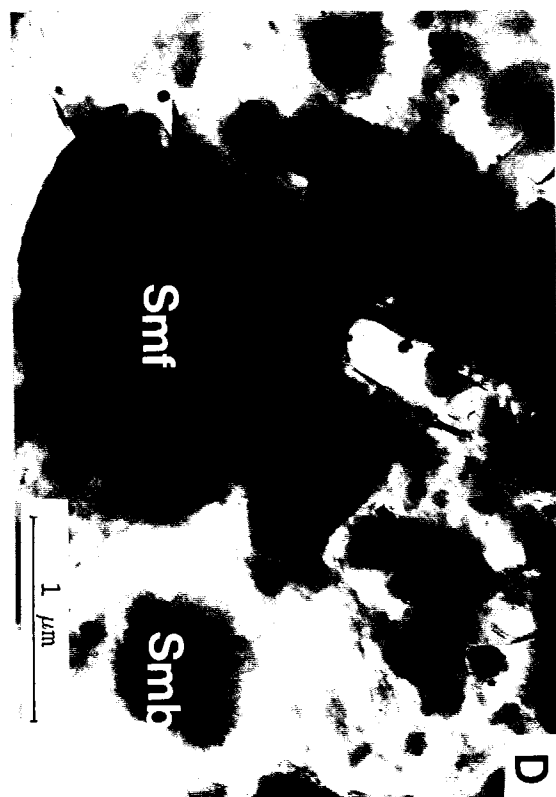
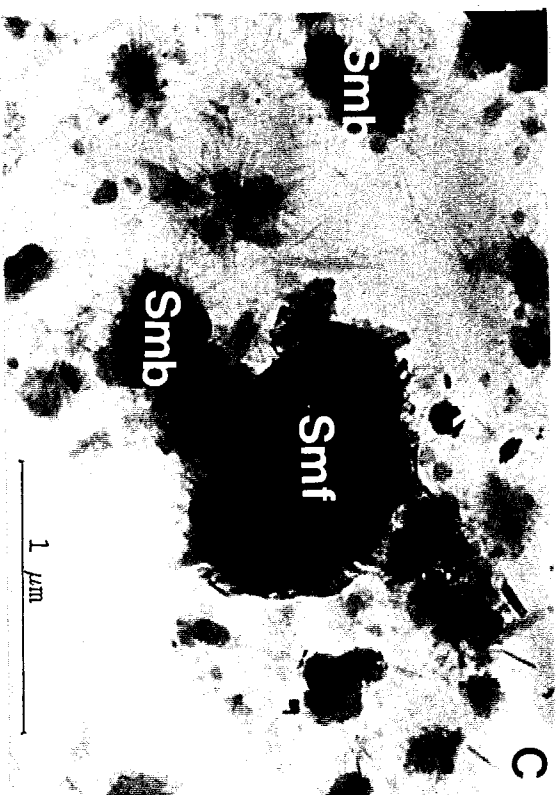
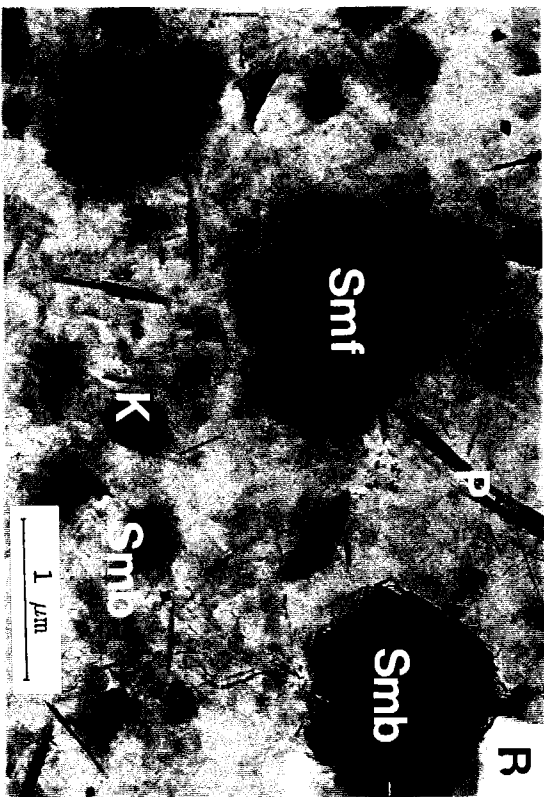
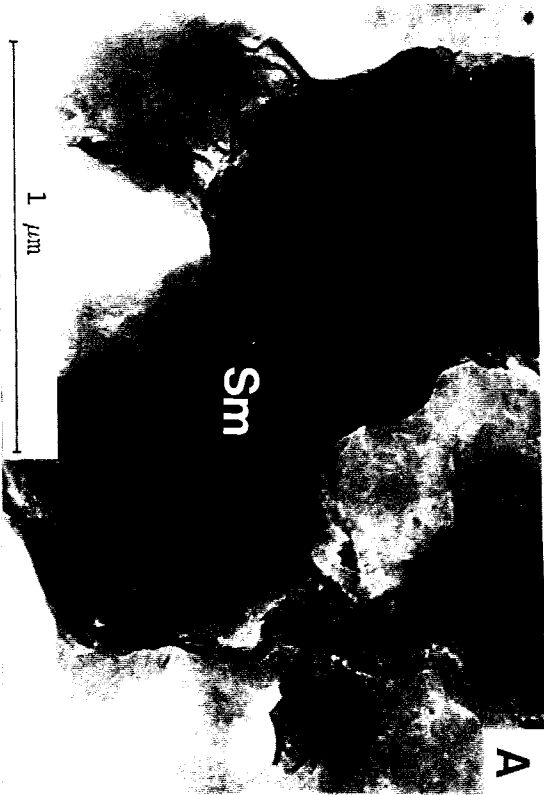


PLANCHE I



LE SITE 671

PLANCHE II:

Site 671:

A: 11X5: Lit de cendres volcaniques; Sm: Smectites "à bords enroulés" ou en "tissu froissé", K: Kaolinite.

B: 55X5: Lit de cendres du niveau de décollement; Sm: Smectites "à bords enroulés" ou en "tissu froissé", traces de Kaolinite (K) et de Palygorskite (P).

C: 38X3: Boue calcaire: Smf: Smectites "floconneuses", Smb Smectites "à bords enroulés", P: palygorskite, K: kaolinite.

Noter 1) la taille plus importante des smectites "à bords enroulés" par rapport aux smectites "floconneuses" et aux autres minéraux.

2) la présence de lattes sur les smectites "floconneuses".

D: 56X3: Zone de décollement; K: Kaolinites.

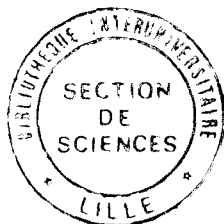


PLANCHE II

