

50376
1985
241

50376
1885
941

n° d'ordre 1313

THESE

présentée à

L'UNIVERSITE DES SCIENCES ET TECHNIQUES DE LILLE

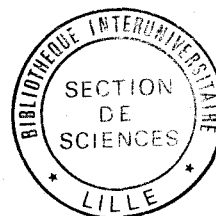
pour obtenir

le titre de docteur de troisième cycle

en océanologie

par

Bertrand BLAISE



Sédimentation et paléoenvironnements
plio-quadernaires sur la bordure Nord-Est
de l'Océan Pacifique

soutenue le 19 Décembre 1985 devant la commission d'examen

H. CHAMLEY.....	Président
H. MAILLOT.....	Rapporteur
F. THIEBAULT.....	Examineurs
H. BOUGAULT.....	
B.D. BORNHOLD.	

- AVANT-PROPOS -

A l'issue de ce travail, réalisé dans le cadre d'un contrat établi avec le Ministère de l'Industrie et de la Recherche, il m'est agréable de remercier tous ceux qui, directement ou indirectement ont participé à son élaboration.

Monsieur H. CHAMLEY m'a confié ce sujet puis suivi dans mes recherches en me prodiguant de nombreux conseils. Il n'a jamais ménagé son temps à la correction du manuscrit. Il a, de plus, accepté de présider ce jury, je lui en suis très reconnaissant.

Monsieur J.F. RAOULT m'a accueilli dans son laboratoire de Géologie Structurale en D.E.A. et m'a accepté au cours de ces deux années bien que la structurologie ne soit pas le thème principal de cette étude. Je le remercie très vivement.

Monsieur H. MAILLOT, avant d'accepter d'être le rapporteur de ce travail, m'a consacré beaucoup de son temps durant ces deux années, lors de la campagne océanographique en septembre 1983, sur les levées de coupes sur l'île de Vancouver ainsi qu'au cours des nombreuses discussions que nous avons eues ensemble, sans oublier la correction du manuscrit. Je le remercie très sincèrement.

Monsieur H. BOUGAULT s'est intéressé aux problèmes rencontrés sur l'hydrothermalisme et a conduit les analyses de l'arsenic et du sélénium dans son laboratoire de Géochimie du Centre IFREMER de Brest. Je lui en sais gré d'avoir accepté de participer à ce jury.

Monsieur B.D. BORNHOLD, du Centre Géoscientifique du Pacifique à Sidney, après m'avoir accepté dans son équipe océanographique, m'a initié aux techniques de prélèvement en mer et aux nombreux problèmes d'océanographie. Je le remercie également pour son accueil chaleureux et sa participation à ce jury.

Monsieur F. THIEBAULT m'a fait l'honneur de juger ce travail, je tiens à le remercier vivement.

Monsieur R.B. CAMPBELL, Directeur de la Commission Géologique du Canada à Vancouver, a accepté ma venue et ma participation à la campagne océanographique en collaboration avec le Centre Géoscientifique du Pacifique, je tiens à lui exprimer ma gratitude. Monsieur C. YORATH, alors Directeur de la section de Géologie Marine du Centre de Sidney, a dirigé la logistique de la campagne de terrain et m'a fait découvrir la beauté de l'île de Vancouver. Je le remercie également pour son accueil amical. Monsieur J. LUTERNAUER, m'a fourni des échantillons et m'a éclairé sur de nombreux problèmes sédimentologiques lors d'une campagne océanographique, je lui exprime ma reconnaissance. Je ne voudrais pas oublier de remercier l'ensemble de l'équipe scientifique et technique du Centre de Sidney et notamment Madame J. FORBES et Monsieur K. CONWAY pour leur disponibilité.

Monsieur J. CLAGUE, de la commission Géologique du Canada de Vancouver, m'a guidé sur les premiers affleurements quaternaires et m'a prodigué de nombreux conseils. Je l'en remercie.

Monsieur J.L. MANSY est à l'origine de mes études canadiennes, et m'a permis de travailler dans ce pays extraordinaire. Je lui en suis très reconnaissant.

Monsieur J. TERRY pour sa toujours égale disponibilité et ses discussions, géologiques ou non, toujours intéressantes, je te remercie.

Monsieur F. MEILLIEZ m'a initié aux problèmes informatiques et statistiques pour l'analyse factorielle des correspondances, je le remercie de ses nombreux conseils.

Mademoiselle A. BIROLLEAU et Monsieur J. CHARLOU ont réalisé les analyses des éléments chalcophiles au Centre IFREMER de Brest. Je tiens à les remercier.

Je tiens également à remercier Monsieur P. DEBRABANT et Madame J. FOULON pour leurs conseils.

Je remercie la "Scripps Institution" pour la facilité d'accès qu'elle m'accorda au matériel du site 177-leg 18.

Durant ces deux années, j'ai bénéficié des aides techniques et de l'efficacité de Messieurs P. RECOURT et J.M. DEREMAUX, je les remercie.

Ce mémoire n'aurait pas vu le jour sans l'aide et les conseils de ceux qui m'ont aidé dans sa réalisation : Madame A. BREBION pour le tirage "offset", Monsieur J. CARPENTIER pour les planches photographiques et les nombreuses autres prises de vues qui m'ont grandement facilité la tâche, Madame R. ROUZE et Monsieur R. BALLENGHIEN qui ont assuré la reliure.

Malgré l'effort de tous, ce mémoire n'aurait pu être présenté sous cette forme sans la gentillesse, la trop grande disponibilité et le remarquable travail de Madame E. HANTON. Je tiens à te remercier tout particulièrement Eliane.

Mes remerciements vont également à ceux qui dans les différents laboratoires m'ont rendu de nombreux services ou ont partagé dans la bonne humeur les moments de détente : C. BERQUER, A. BOUQUILLON, E. CARLIER, H. COULON, J.F. DECONINCK, D. DEVRED, D. DUPONT, A. GRZESZYK, F. GUILLOT, T. HOLTZAPFFEL, A. KHATIR, A. MASTRANGELO, E. MERCIER, sans oublier mes dessinateurs occasionnels B. BROUDOUX, P. COCUSSE, B. DATCHARRY, Y. DESPEROUX, S. CRASQUIN, O. FACON, G. POREL, G. SEVRIN et B. THERET.


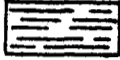

Merci Olivier pour les nombreuses heures passées à la réalisation de dessins, merci d'avoir oublié cette année trois semaines de vacances.

Je ne voudrais pas clore ces remerciements avant de dire merci à mes amis Marie et Gilles, Valéria et Bernard pour ces deux années passées ensemble.






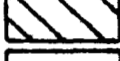

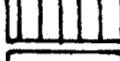
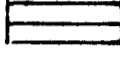
Enfin, je dédie cette "B.D." à Nadège et Clara qui ont pu mesurer, plus que tout autre, le temps nécessaire à sa rédaction.

LEGENDE DES FIGURES*
ET TABLEAUX

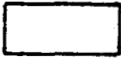



LITHOLOGIE

-  : argiles silteuses gris olive à olive
-  : argiles silteuses gris sombre
-  : sables argileux et silts argileux

MINERAUX ARGILEUX

-  : chlorite
-  : illite
-  : glauconie
-  : (10-14_s)
-  : (10-14_v) ou 10-14_v
-  : (14-14)
-  : vermiculite
-  : smectite
-  : kaolinite

GRANULOMETRIE

-  : argiles, < 2 μ m
-  : argiles et silts, < 63 μ m
-  : silts, > 2 μ m et < 63 μ m
-  : sables, > 63 μ m

**MINERAUX ASSOCIES
A LA FRACTION ARGILEUSE**

- Q** : quartz
- A** : amphibole
- F** : feldspath
- : absent
- : traces
- +** : peu abondant
- ++** : abondant
- +++** : très abondant

* : excepté pour la figure 5-39.



INTRODUCTION.

Le travail réalisé a pour but premier l'étude de l'origine et de l'évolution des sédiments et assemblages argileux du Quaternaire récent sur l'île de Vancouver (Ouest du Canada), ainsi que dans les secteurs côtiers et marins adjacents. Il consiste également à l'examen des caractéristiques géochimiques des sédiments marins. Cette démarche doit aider d'une part à cerner les paléoenvironnements à terre et en mer, et d'autre part à saisir les influences continentales, marines et hydrothermales dans les séries océaniques.

Le secteur continental a permis l'étude de séries datées entre - 50 000 et - 10 000 ans, et d'associer un assemblage argileux à chaque période climatique préalablement définie. Dans le secteur côtier, la fourchette d'âge des sédiments est comprise entre - 13 000 ans et l'Actuel. Ce domaine correspond à une zone intermédiaire, dont l'étude livre des renseignements paléoclimatiques sur les derniers 10 000 ans. Enfin le secteur océanique couvre une tranche de temps beaucoup plus importante, puisque les sédiments les plus anciens datent du Tertiaire supérieur. Dans ce secteur les études sont faites à deux échelles, la première concerne les premiers mètres de sédiments jusqu'à 200 000 ans environ, afin d'approcher de manière détaillée les influences continentales marines et hydrothermales. La seconde, à petite échelle, consiste en l'étude d'un forage D.S.D.P., surtout axée sur la minéralogie des argiles.

Cette diversité des sites échantillonnés a conduit à diviser l'ouvrage en six chapitres.

- Chapitre I - Présentation du domaine d'étude.

Le cadre géographique puis géologique général du secteur est présenté. Une attention particulière est portée sur le Quaternaire récent de l'île de Vancouver et sur les limites et les jonctions des différentes plaques lithosphériques sur la bordure ouest canadienne.

- Chapitre II - Localisation des échantillonnages et méthodes d'études.

Après avoir situé les coupes réalisées à terre et les lieux de prélèvement au sein d'un milieu marin, des précisions sont apportées sur la méthode d'échantillonnage. Les méthodes d'études sont décrites brièvement. Les techniques de dépouillement et d'exploitation des résultats sont plus amplement décrites.

- Chapitre III - Domaine Terrestre : influence du climat sur les minéraux argileux.

Après un bref rappel sur le rôle du climat dans la genèse des argiles, les assemblages argileux sont décrits et interprétés en termes paléoclimatiques.

- Chapitre IV - Domaine côtier : le paléoenvironnement, son influence sur les cortèges argileux initiaux.

Les descriptions minéralogiques conduisent à cerner les modifications de cortèges argileux et d'apporter une interprétation paléoclimatique.

- Chapitre V - Domaine océanique. : influence continentale prédominante

Sur les sédiments récents, les effets du climat, de la tectonique, du milieu marin et de l'hydrothermalisme sont recherchés par la minéralogie et la géochimie. Puis l'étude des forages 177 et 177A du Leg 18 D.S.D.P. est abordée afin d'avoir une vue générale sur les modifications minéralogiques au cours de périodes plus importantes.

- Chapitre VI - Synthèses et conclusions.

La comparaison des différents domaines est abordée. Les problèmes de reconstitutions paléoclimatiques et paléoenvironnementales sont posés.

CHAPITRE I

PRESENTATION DU DOMAINE D'ETUDE

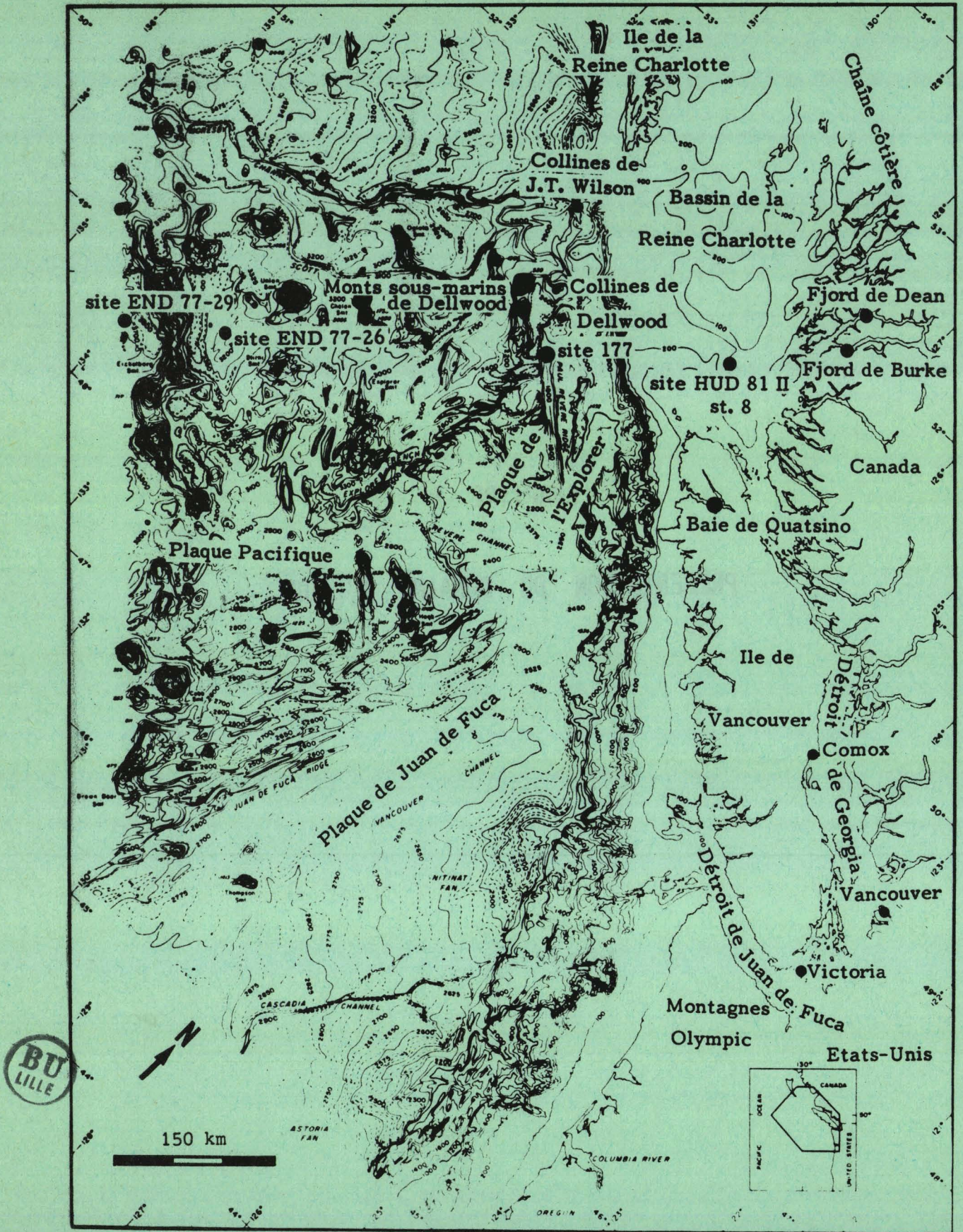


Fig. 1-1 - Localisation du domaine d'étude. (Fond topographique d'après Mammerickx et Taylor, 1971).

CHAPITRE I : PRESENTATION DU DOMAINE D'ETUDE

I. CADRE GEOGRAPHIQUE.

Le secteur d'étude se situe sur la bordure sud-ouest du Canada et la partie nord-est de l'Océan Pacifique.

La côte ouest canadienne est dominée par deux ensembles montagneux orientés NNW-SSE. Ce sont d'Est en Ouest les Montagnes Côtières qui atteignent une altitude de 2 000 m à moins de 70 km de l'Océan et les Montagnes Insulaires qui se trouvent sur l'île de Vancouver et culminent à 2 200 m.

Dans la zone qui intéresse cette étude, les deux massifs sont séparés par des bassins et des bras de mer plus ou moins ouverts sur l'Océan Pacifique. Il s'agit du Nord au Sud du détroit d'Hecate, du bassin et du détroit de la Reine Charlotte et des détroits de Georgia et de Juan de Fuca. Ces éléments délimitent les îles de la Reine Charlotte au Nord et de Vancouver au Sud. Celles-ci sont bordées à l'Ouest par l'Océan Pacifique (fig. 1-1). La majeure partie de la côte est composée d'îles, îlots et fjords. La morphologie côtière est commandée par la structuration de la Cordillère canadienne occidentale et elle a été modifiée au cours du Pléistocène par l'érosion glaciaire (Thompson, 1981, 1984).

Le plateau continental est presque inexistant du côté pacifique des îles. En effet au large des îles de la Reine Charlotte, une profondeur de 2 500 m est atteinte à moins de 30 km des côtes. A l'Ouest de l'île de Vancouver, la plate-forme continentale s'élargit de 20 km au Nord à 80 km au Sud. Le talus continental est entaillé par de nombreux canyons sous-marins. Ils sont le résultat soit de failles, soit de l'érosion glaciaire (Thompson, 1984). Le plancher océanique présente un relief varié. Ce sont essentiellement des pics volcaniques qui s'élèvent pour certains à plus de 1 000 m au-dessus du fond. Dans le secteur étudié, ces monts sous-marins sont du Nord au Sud, les collines de J.T. Wilson, de Dellwood, les monts sous-marins de Dellwood, de Scott et la ride de Paul Revere (fig. 1-1). Le complexe de dorsales océaniques de Juan de Fuca et de l'Explorer constitue l'ensemble des reliefs sous-marins situés au Sud-Ouest.

Le long des côtes, les courants de surface sont principalement dirigés du Sud vers le Nord en hiver, et à la fois Sud-Nord et Nord-Sud en été (Thompson, 1984, fig. 1-2). Au large du Bassin de la Reine Charlotte se situe une zone de transition qui correspond à la limite des grands courants circum - pacifiques. Ce sont au Nord le courant d'Alaska et au Sud celui de Californie (fig. 1-2). Le premier est Ouest-Est puis Sud-Nord, le second est Ouest-Est puis Nord-Sud.

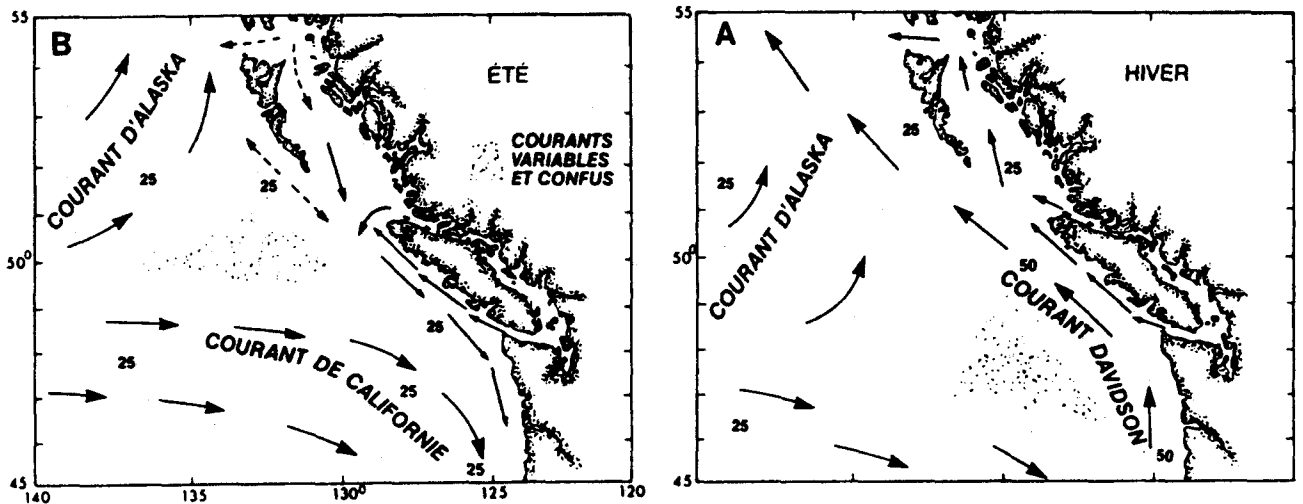


Fig. 1-2 - Circulation dominante en surface au large de la côte de la Colombie-Britannique et de l'Etat de Washington, en été et en hiver. Les flèches discontinues indiquent des courants imprécis. Les chiffres indiquent la vitesse (en cm/s). D'après Thompson (1984).

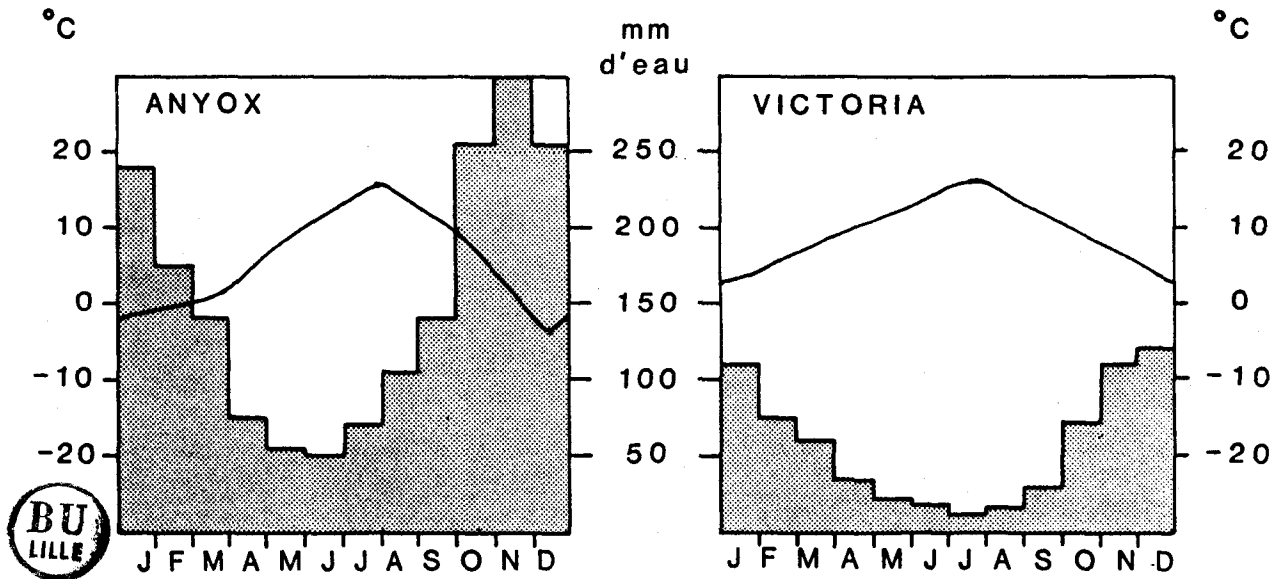


Fig. 1-3 - Données climatiques actuelles de la côte Pacifique. Les stations d'ANYOX et de VICTORIA représentent les variations maximales de la côte ouest du Canada. La courbe des températures moyennes par mois et les histogrammes des précipitations sont tirés du National Atlas of Canada (1974). Localisation des stations fig. 1-5.

La zone étudiée est soumise à un climat tempéré de type océanique. Les précipitations sont importantes en hiver et faibles en été, les températures moyennes sont douces, elles varient de - 2 à 15°C (fig. 1-3).

II. CADRE GEOLOGIQUE.

Seront successivement présentés les principaux faciès des formations côtières puis les structures géologiques essentielles de l'île de Vancouver. L'accent sera mis sur les dépôts quaternaires récents et en particulier sur la période post-glaciaire de l'île. La tectonique du fond océanique sera ensuite abordée. Nous insisterons sur la place qu'occupe le secteur étudié dans le complexe de dorsales océaniques de Juan de Fuca.

A. GEOLOGIE ET TECTONIQUE DE LA COTE CANADIENNE.

Les Chaînes Côtières sont essentiellement formées de plutons dioritiques, gabbroïques, migmatitiques et granitiques du Jurassique-Crétacé basal, qui résultent de la première phase de mise en place de la Cordillère Canadienne (Monger et Price, 1979 ; Mansy, 1980) (fig.1-4).

La chaîne insulaire qui s'étend du SE de l'Alaska à l'île de Vancouver est surtout caractérisée par un empilement de laves tholéïtiques triasiques (Jones et al., 1977 in Mansy, 1980). Sur l'île de Vancouver, cette dernière présente deux domaines géologiques distincts. La majeure partie de l'île est formée d'une grande variété de roches volcaniques, sédimentaires, métamorphiques et plutoniques, datant du Paléozoïque au Tertiaire inférieur. La partie tout à fait méridionale de l'île, séparée de la précédente par les failles de Juan de Fuca et Leech River, appartient à la Ceinture Pacifique (Muller, 1977, 1981). Elle est composée d'un mélange de volcanites et de roches sédimentaires tertiaires. La structuration de l'île de Vancouver s'est produite en plusieurs étapes. Au Trias de puissantes coulées basaltiques, cachetées de carbonates, recouvrent un socle anté-dévonien. Au Jurassique, des intrusions plutoniques se produisent, puis les Chaînes Côtières et Insulaires présentent une évolution similaire. A la fin du Mésozoïque, la subduction le long de la bordure continentale entraîne la surrection d'un arc volcanique à l'Ouest, et fait converger les zones pacifiques et insulaires le long de la faille de Juan de Fuca. Au Tertiaire, le basalte éocène et les métasédiments du Jurassique-Crétacé convergent par sous-charriage et par décrochement le long de la faille de Leech River. A la fin de l'Eocène, le fossé et le plan de subduction se sont déplacés jusqu'à la zone centrale actuelle des Montagnes Olympic (Muller, 1977, 1981).

B. LE QUATERNAIRE.

Durant le Pléistocène, la côte ouest canadienne a subi plusieurs glaciations. Ce sont, dans l'ordre chronologique, celles d'Orting, Stuck, Salmon Springs et Fraser

(Alley, 1979). Ces deux derniers stades glaciaires appartiennent au système "Wisconsin", lui-même équivalent au Würm en Europe. Les datations au carbone 14 ont rendu possible l'étude détaillée des stades successifs interglaciaire d'Olympia, glaciaire de Fraser, et post-glaciaire (tabl.1-1).

1. Quaternaire récent.

Nous résumons ici les caractéristiques principales de ces trois derniers stades largement traités par Clague (1981), ainsi que la fin du stade glaciaire de Salmon Springs datant de plus de 59 000 ans (Fyles, 1963 ; Alley, 1979 ; Hicock et Armstrong, 1983). En effet c'est sur ces formations que nos études sont réalisées sur l'île de Vancouver. L'ensemble des noms cités est regroupé sur la figure 1-5.

a. Fin du stade glaciaire Salmon Springs.

Durant l'avance des glaciers, il y a plus de 59 000 ans, des complexes morainiques se sont déposés le long du détroit de Georgia : ce sont les formations de Mapleguard et de Dashwood. Il s'agit de silts argileux à sableux contenant des galets et des blocs. Ces derniers sont constitués de 76 à 91% de roches volcaniques, 6 à 19% de granites et très peu de shales, quartzites, cherts, argilites et calcaires (Fyles, 1963). Ce matériel a été amené par le mouvement des glaces le long du détroit de Georgia, du NNW vers le SSE. Leur origine semble être mixte ; en effet le nombre de galets granitiques est trop important par rapport à la superficie de granite affleurant sur l'île de Vancouver, mais pas assez par rapport à celui des Chaînes Côtières (Fyles, 1963). Un mélange de sources détritiques différent paraît donc caractériser ces dépôts avec une prédominance de roches volcaniques de l'île de Vancouver par rapport aux complexes plutoniques et volcaniques des Chaînes Côtières (Fyles, 1963 ; Hicock et Armstrong, 1983).

b. Interglaciaire Olympia.

Caractérisés par la formation de Cowichan Head, ces dépôts datent de - 58 800 (+ 2 900 - 2 100) ans ou - 40 500 ± 1 700 à - 23 600 (+ 2 900 - 2 100) ans (Anderson, 1968 ; Armstrong et Clague, 1977 ; Clague 1977 in Clague, 1981). Le passage entre les formations de Dashwood et Cowichan Head est soit progressif (Fyles, 1963) soit brutal (Hicock et Armstrong, 1983). Ce sont des silts et graviers déposés dans des environnements fluviaux estuariens et marins (Fyles, 1963 ; Clague, 1981). Certains niveaux contiennent des racines, des branches, des empreintes de feuilles, mousses, herbes et localement d' insectes (Fyles, 1963). Des galets, rencontrés à la base de la formation, sont voisins de ceux décrits ci-dessus mais plus anguleux (Fyles, 1963). Les avis divergent quant aux conditions climatiques régnant lors du dépôt de cette formation, ils sont résumés dans Clague (1978 in Clague, 1981) et Alley (1979). Un climat plus froid que l'actuel est proposé d'après les résultats des analyses

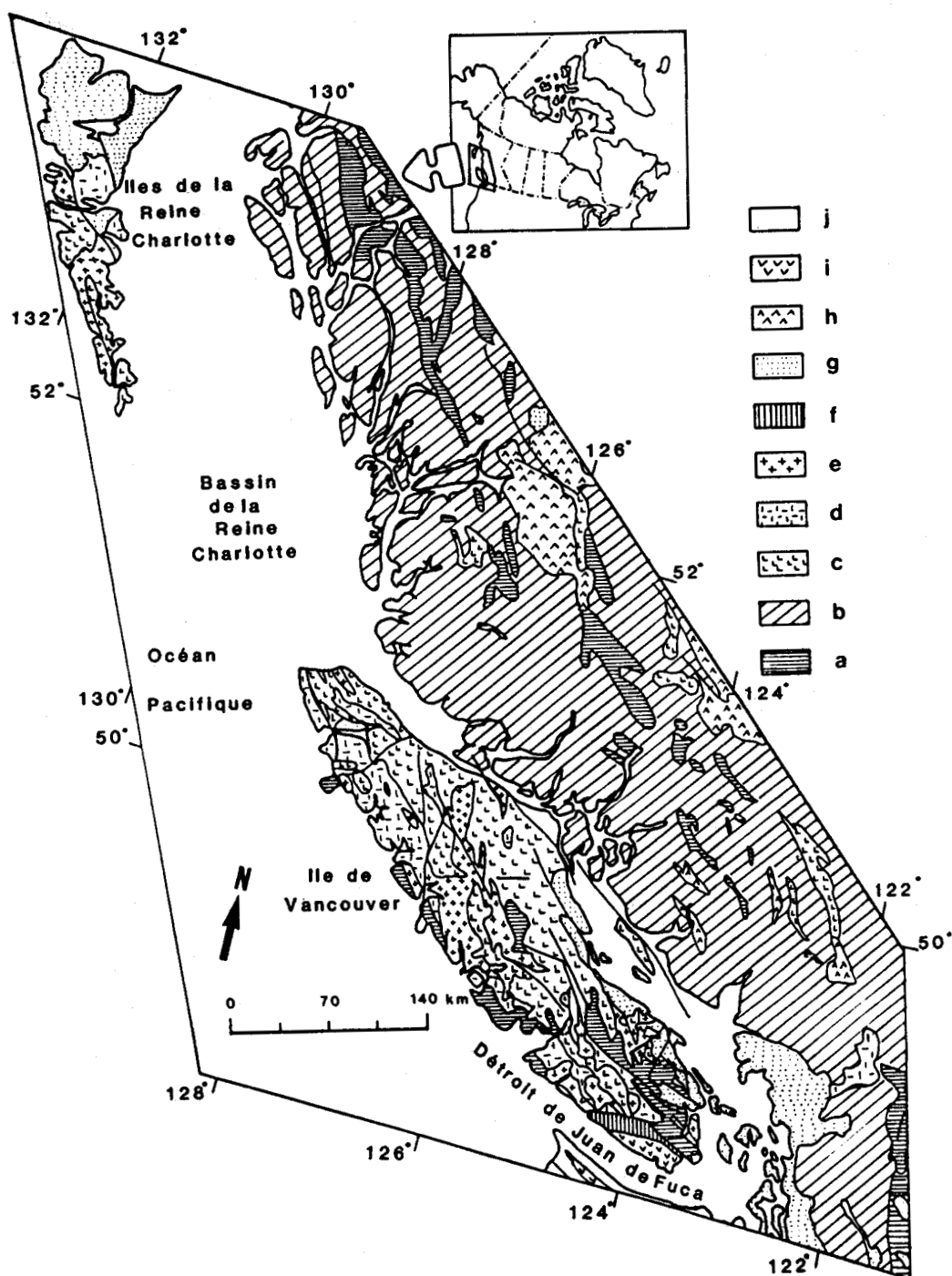


Fig. 1-4 - Carte géologique simplifiée du SW de la Colombie Britannique (modifiée d'après Tipper et al., 1981).

a : Protérozoïque-Paléozoïque : gneiss, migmatite, amphibolite et roches plutoniques, Paléozoïque : Groupe Sicker : roches métamorphiques, roches basiques, schistes verts, Jurassique et plus ancien : Complexes Métamorphiques : roches métamorphiques. b : Paléozoïque-Tertiaire : granodiorite, diorite quartzite, granite, diorite, gabbro migmatite. c : Trias : formation Karmutsen : basalte, formation Parson Bay et Quatsino : calcaire. d : Jurassique inférieur : groupe Bononza : andésite, rhyolite, tuff. e : Jurassique inférieur et moyen : Island intrusion : diorite quartzite. f : Jurassique-Crétacé : formation Leech River : roches métamorphiques. g : Jurassique-Crétacé : groupes Queen Charlotte, Kynquot et Nanaïmo : grès, siltite. h : Crétacé : rhyolites et basaltes. i : Tertiaire : volcanites de Metchosin. j : Tertiaire moyen : groupe Carmanah : conglomérat, grès, argilite, siltite.



Age d'après les datations au ¹⁴ C 10 ³ ans	Unités de temps du continent Nord-Américain	Unités climatiques et géologiques du Pacifique Nord-Est	Sédiments de l'île de Vancouver	Formation étudiée		
				Lieu	Coupes	
10 11	Holocène	Postglacial	Sédiments de Capilano			
12 13	Wisconsin supérieur	Glaciation de Fraser	Moraine et tillite de Vashon	Formation de Fraser	Cowichan Head Willemar Bluff	3 2
20			Formation de Quadra Sand	Formation de Quadra Sand	Cowichan Head Willemar Bluff	2 1,2
26 30 35	Wisconsin moyen	Intervalle non glaciaire d'Olympia	Formation de Cowichan Head	Formation de Cowichan Head	Cowichan Head	2
41 50			Formation de Dashwood moraine	Dashwood	Cowichan Head	1
>62, >65	Wisconsin inférieur	Glaciation de Salmon Springs	Sédiments de Mapleguard	Mapleguard	Cowichan Head	1
	Sangamon	Interglaciaire de Puyallup	Formation de Muir Point			
	Illinoian	Glaciation de Stuck				
	?	Interglaciaire de Alderton				
	?	Glaciation d'Orting				

Tableau 1-1 : Formations quaternaires de l'île de Vancouver et formations étudiées
(Modifié d'après Alley 1979 et Hicock et Armstrong, 1983)

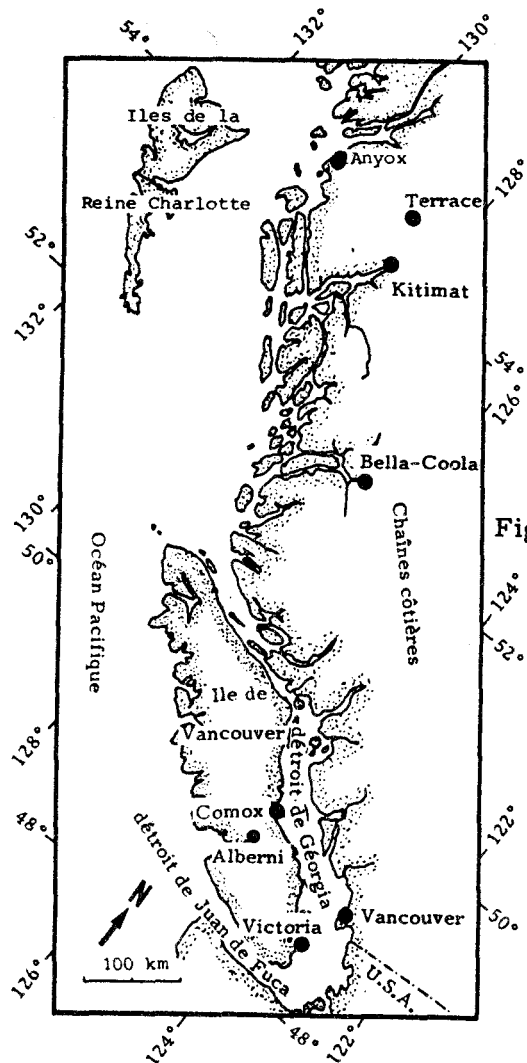


Fig. 1-5 - Localisation géographique des lieux cités lors de l'étude sur le Quaternaire.

polliniques et des isotopes de l'oxygène (Fyles, 1963, Gascoyne, 1980 in Clague, 1981, Gascoyne et al., 1980 in Clague, 1981). En revanche, Alley (1976 in Clague, 1981), Amström et Clague (1977) pensaient, d'après les assemblages polliniques et faunes de coléoptères, que le climat ressemblait à l'Actuel avec toutefois des périodes plus froides. Durant quelques milliers d'années, le climat s'est dégradé et a permis l'installation de la glaciation de Fraser. Ce changement climatique s'accompagne d'un matériel érodé plus abondant issu des zones montagneuses. Selon Hicock et Amström (1983), l'alimentation détritique au cours des périodes interglaciaires est beaucoup plus locale par rapport aux périodes glaciaires.

c. Glaciation de Fraser.

Le façonnement de la morphologie de la région côtière est principalement dû à l'érosion et aux dépôts glaciaires de cette époque. Le climat devient plus froid et les précipitations augmentent avec la croissance et la coalescence des glaciers (Clague, 1981) (fig. 6A). Dans la région côtière, les dépôts occasionnés par l'avance des glaciers sont très importants. Ils sont individualisés en plusieurs formations qui caractérisent les différents stades et interstades.

Les premiers sédiments attribués à la formation de Quadra Sand, se sont déposés de façon diachronique du Nord vers le Sud dans les détroits de Georgia et Juan de Fuca, jusqu'aux Montagnes Olympic. Ils datent de $- 28\ 800 \pm 740$ ans près de Comox (à l'Est de l'île de Vancouver) (Dyck et Fyles, 1963 *in* Clague, 1981) à $- 18\ 300 \pm 170$ et $- 18\ 700 \pm 170$ ans pour les dépôts sus-jacents du stade Vashon au Sud du détroit de Georgia (Lowdon et Blake, 1978 et Armstrong, 1977 *in* Clague, 1981). Dans la région de Seattle, les argiles surmontant l'équivalent de la formation de Quadra Sand sont datées de $- 15\ 000 \pm 400$ ans (Mullineaux *et al.*, 1975 *in* Clague, 1981).

La formation de Quadra Sand, géographiquement très étendue, est principalement constituée de sables bien triés. S'y intercalent quelques niveaux de silts contenant des plantes. Ce sont des dépôts de plaine fluviatile (Fyles, 1963 ; Clague, 1977). La majeure partie du matériel provient du démantèlement des terrains situés au N-NE de l'île de Vancouver et des Chaînes Côtières (Cummings, 1941 *in* Fyles, 1963 ; Fyles, 1963 ; Clague, 1977). Les assemblages polliniques des silts à plantes suggèrent un

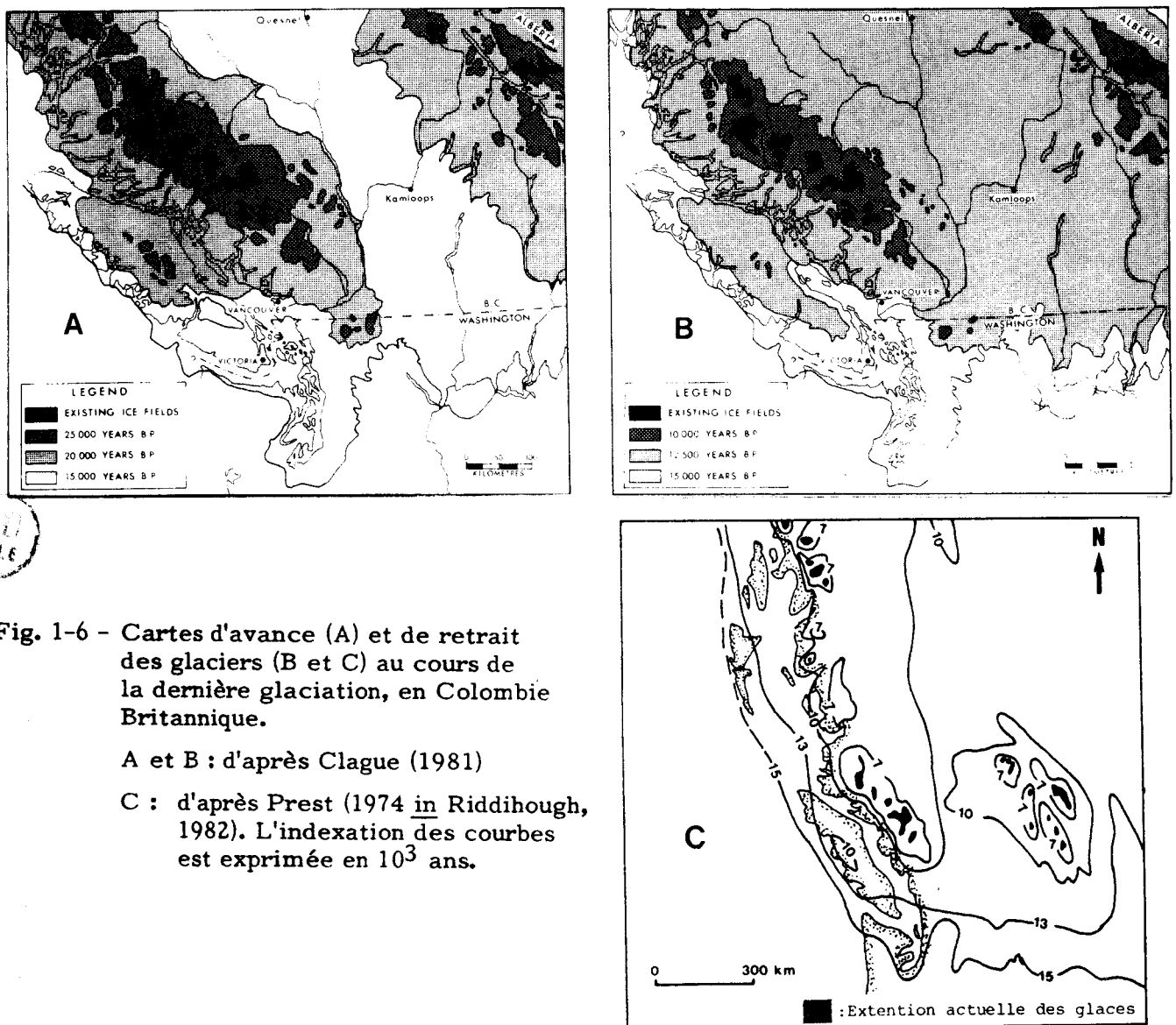


Fig. 1-6 - Cartes d'avance (A) et de retrait des glaciers (B et C) au cours de la dernière glaciation, en Colombie Britannique.

A et B : d'après Clague (1981)

C : d'après Prest (1974 *in* Riddihough, 1982). L'indexation des courbes est exprimée en 10^3 ans.

climat plus froid que l'Actuel (Alley, 1979 ; Mathews, 1979 in Clague, 1981) et plus froid que celui attribué à la période de la formation de Cowichan Head (Clague, 1977).

L'extension maximale des glaciers date de - 15 000 ans (Clague, 1981, fig. 6A). Peu de dépôts attestent de cette ultime étape en raison de l'érosion occasionnée par l'avance des glaciers. Ensuite, la période de recul de la banquise entraîne une sédimentation plus importante sur le secteur côtier. Ce retrait s'opère en deux temps. L'interstade Everson, constitue le premier temps entre - 13 000 et - 10 000 ans environ (in Clague, 1981). Il donne lieu à des dépôts d'argiles et silts glacio-marins, des graviers et sables deltaïques et des complexes morainiques. Les assemblages de galets sont identiques à ceux des sédiments de la fin de la glaciation de Salmon Springs (73 à 93% de roches volcaniques et 6 à 16% de roches granitiques). Ces roches proviennent donc des mêmes sources que celles précédemment citées (Fyles, 1963). Puis le stade Sumas caractérise la dernière avancée des glaciers. Son maximum date d'environ - 11 300 ans (Lowdon et Blake, 1978 in Clague, 1981). Le second temps de la glaciation régionale débute dans le Sud vers - 13 000 ans (fig. 6B). Elle s'accompagne de dépôts de tillites, témoins de retrait ultime des glaciers. Dès - 9 000 ans l'extension des glaciers est identique à celle d'aujourd'hui (Prest, 1974 ; Clague, 1981, fig. 6B, C). Cette dernière déglaciation entraîne des fluctuations du niveau marin par suite de la fonte de la banquise et des réajustements isostatiques du socle.

2. Fluctuation du niveau marin.

Lors du dernier maximum glaciaire, l'altitude maximale atteinte par les glaces sur l'île de Vancouver est de 1 220 à 1 520 m dans les zones montagneuses, 1 070 m à Victoria et 460 m à l'Ouest du détroit de Juan de Fuca (Mathews et al., 1970 ; Clague, 1981). Le retrait des glaces entraîne tout d'abord une transgression marine associée à des mouvements verticaux du socle proportionnels à la hauteur de la banquise (fig. 1.7). Sur la côte continentale et la bordure est de l'île, le niveau de la mer atteint + 200 m à Vancouver, + 100 m à Alberni, + 75 m à Victoria et seulement + 50 m sur la côte ouest de l'île (fig. 1.7). Cette transgression se produit progressivement du Sud au Nord de - 12 900 ± 170 ans à Vancouver à - 10 790 ± 180 ans dans la région de Terrace-Kitimat (Lowdon et al., 1967 et Lowdon et al., 1977 in Clague, 1981). Ensuite, ces réajustements isostatiques provoquent le retrait rapide de la mer, qui atteint son niveau actuel vers - 11 700 ans à Victoria, entre - 8 000 et - 9 000 ans dans le secteur de Bella Coola (Buckey et Willis, 1970 ; Mathews et al., 1970 et Andrews et Retherford, 1978 in Clague, 1981). Après un nouvel abaissement

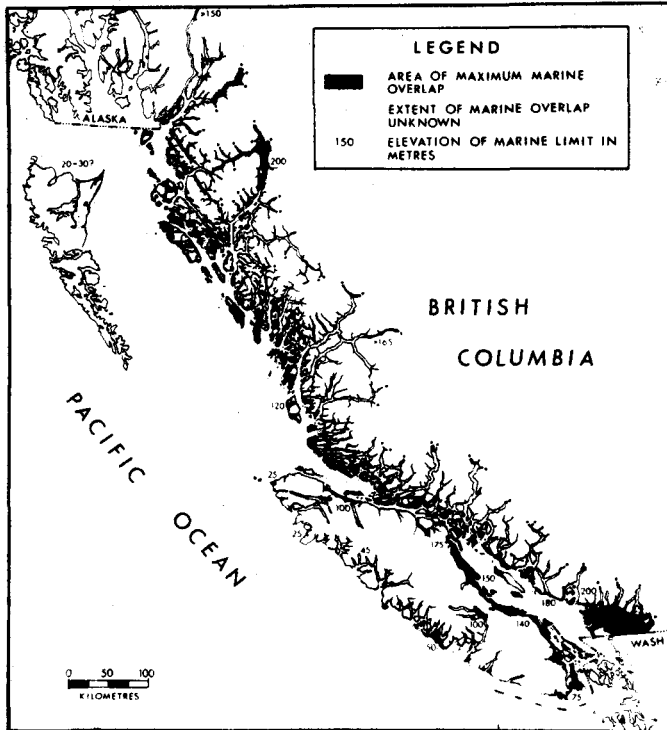


Fig. 1-7 - Transgression marine maximale après la dernière déglaciation, en Colombie Britannique (d'après Clague, 1981).

du niveau marin, entre - 9 000 et - 6 000 ans, le niveau présent semble être atteint vers - 5 000 ans (in Clague, 1981).

La fonte des glaces et les réajustements isostasiques ont permis l'émersion des séries quaternaires principalement sur les bords du détroit de Georgia. C'est sur ces formations que nos études furent réalisées.

Actuellement, l'île de Vancouver est soumise à un basculement de l'Ouest vers l'Est, en raison des différents mouvements des plaques lithosphériques océaniques (Riddihough, 1979, 1982). Ce basculement se traduit par la surélévation de 2 mm/an de la côte ouest et par l'abaissement de 1 à 2 mm/an de la côte est (Riddihough, 1982).

C. DONNEES SUR LES LIMITES ET LES MOUVEMENTS ACTUELS DE PLAQUES OCEANIQUES BORDANT LA COTE OCCIDENTALE CANADIENNE.

La morphologie sous-marine au large de l'île de Vancouver est guidée par le complexe de dorsales océaniques du système de Juan de Fuca (Thompson, 1984). Du Sud au Nord, il existe une succession de dorsales océaniques et failles transformantes qui sont généralement le siège d'une importante sismicité (Milne et al., 1978, fig. 8). Ces structures délimitent les plaques lithosphériques de l'Explorer, Juan de Fuca, Pacifique et Amérique, dont les mouvements relatifs sont reportés sur la fig. 1-9a. Ce complexe de dorsales rejoint au Nord la faille transformante de la Reine Charlotte et le plan de subduction qui passe sous l'île de Vancouver.

Depuis 1970, de nombreux auteurs tentent de déterminer la position exacte et la structure du point triple qui relie les différentes plaques.

Trois possibilités de jonction sont proposées :

- soit un segment de dorsale océanique existe entre les collines de Dellwood, et la jonction se fait au NE de ces dernières (Ewing et al., 1968 in Riddihough et al., 1980 ; Couch, 1969, Barr et Chase, 1974 in Riddihough, 1977 ; Atwater, 1970 ; Srivastava et al., 1971 ; Bertrand, 1972 ; Riddihough, 1983) (fig. 9a) ;
- soit la jonction se situe au NE des collines de J.T. Wilson, avec un segment d'ouverture océanique intermédiaire au niveau des collines de Dellwood (Minster et Jordan, 1978 in Riddihough et al., 1980) (fig. 1-9b) ;
- soit la jonction se situe à l'extrémité NE de la ride de l'Explorateur (in Murray et Tiffin, 1974 ; Riddihough, 1977 ; Tiffin et al., 1972, Clowes et al., 1978 in Riddihough et al., 1980) (fig. 1-9c) ;

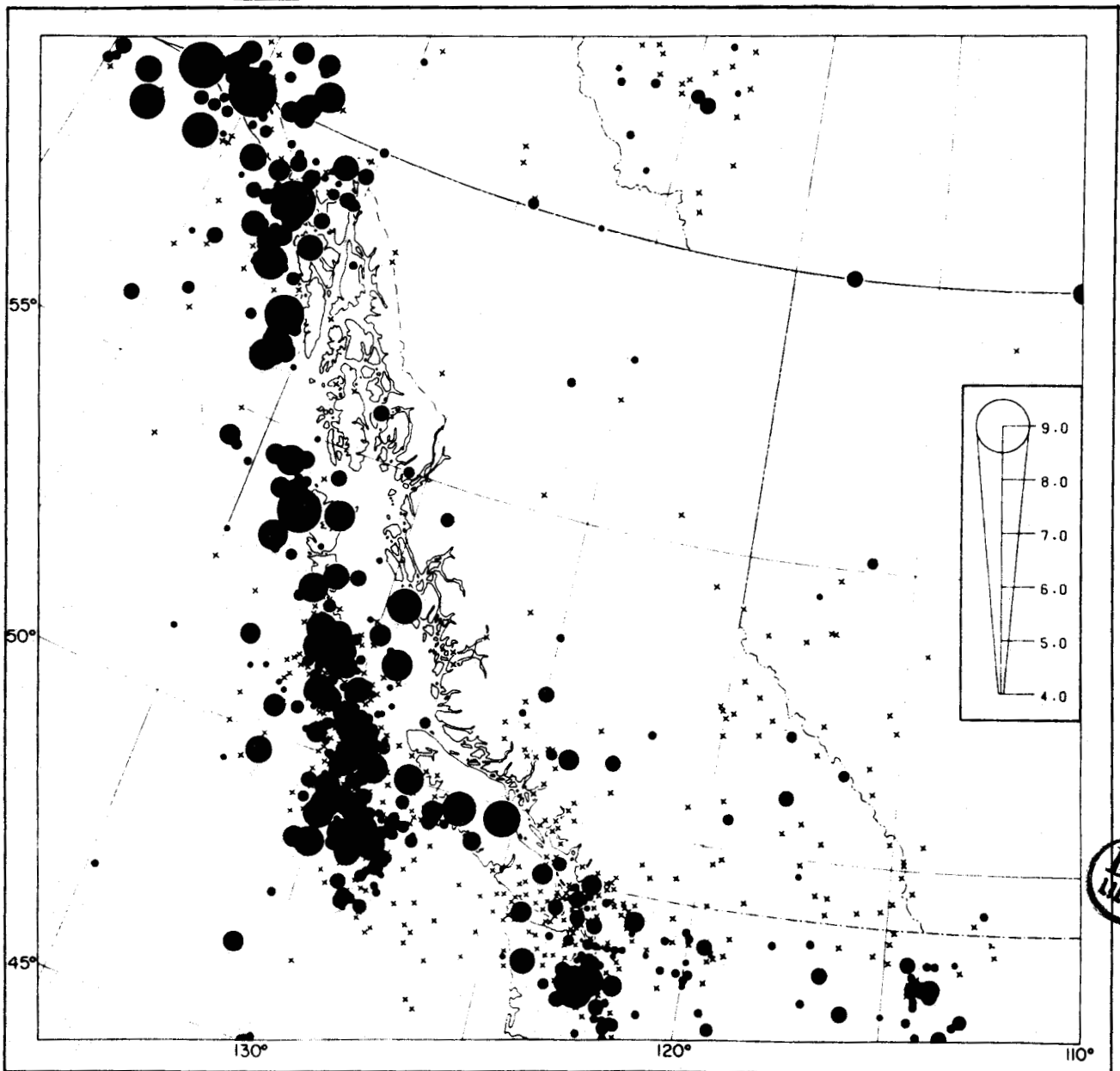


Fig. 1-8 - Carte de distribution des séismes à l'Ouest du Canada. Le diamètre des cercles est proportionnel à la magnitude des séismes ; les croix correspondent aux séismes de magnitude inférieure à 4.0 (d'après Milne et al., 1978). Notons, la concentration des séismes au niveau des limites de plaques, notamment dans la région du secteur des collines de Dellwood et de la ride de l'Explorateur au NW de l'île de Vancouver (compilation des données sismiques de 1899 à 1975).

En 1983-84, des études, faites par l'Université d'Hawaï à l'aide du système Seamarc II, montrent que la faille Revere-Dellwood se prolonge vers le NW, au delà des collines de Dellwood (Yorath, com. orale, Réunion Spécialisée de la S.G.F. sur les Cordillères Américaines, Avril, 1985 fig. 1-9d). Ceci implique soit que la jonction des plaques lithosphériques se trouve dans le secteur des collines de J.T. Wilson, soit que la faille Revere-Dellwood est la terminaison méridionale de la faille transformante de la Reine Charlotte. Dans ce dernier cas la jonction se placerait au niveau de la ride de l'Explorer (fig. 10).

C'est en raison de ces incertitudes que la campagne océanographique ENDEAVOUR 83C (septembre, 1983), à laquelle j'ai pu participer, fut programmée dans le secteur des collines de Dellwood par le Centre de Géoscience du Pacifique (Sidney, Canada). Au cours de cette mission nous avons obtenu des carottes, des profils sismiques et des photographies sous-marines afin de cerner une éventuelle activité volcanique récente et son inscription dans les sédiments de surface. Les carottes sont au nombre de 24, une longue de 3 m et 23 d'une longueur moyenne de 0,8 m. L'emplacement des sites (cf. chapitre II, fig. 2.5) est choisi en fonction de la recherche d'un centre d'ouverture océanique entre les deux monticules des collines de Dellwood et de celle d'une faille transformante entre ces dernières et les monts sous-marins de Dellwood.

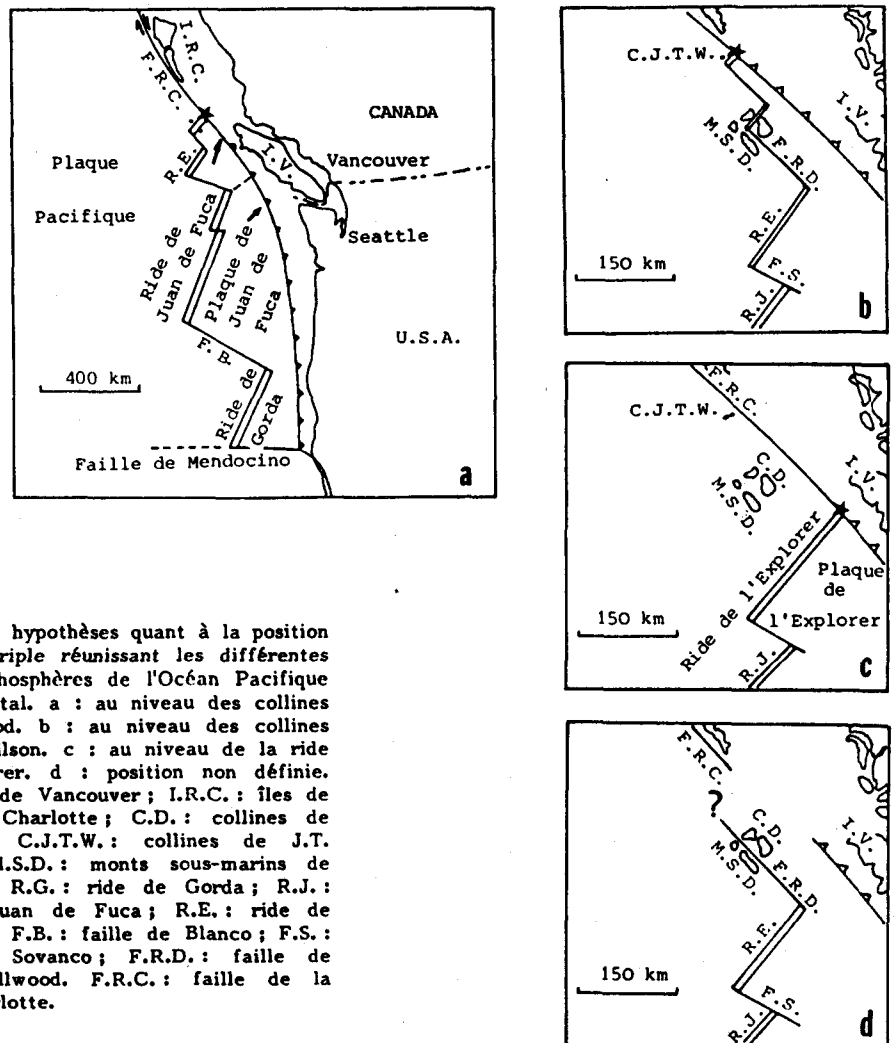


Fig. 1-9 - Différentes hypothèses quant à la position du point triple réunissant les différentes plaques lithosphériques de l'Océan Pacifique Nord-Oriental. a : au niveau des collines de Dellwood. b : au niveau des collines de J.T. Wilson. c : au niveau de la ride de l'Explorer. d : position non définie. I.V. : île de Vancouver; I.R.C. : îles de la Reine Charlotte; C.D. : collines de Dellwood; C.J.T.W. : collines de J.T. Wilson; M.S.D. : monts sous-marins de Dellwood; R.G. : ride de Gorda; R.J. : ride de Juan de Fuca; R.E. : ride de l'Explorer; F.B. : faille de Blanco; F.S. : faille de Sovanco; F.R.D. : faille de Revere-Dellwood. F.R.C. : faille de la Reine Charlotte.

CHAPITRE II

MATERIEL ET METHODES D'ETUDES

CHAPITRE II - MATERIEL ET METHODES D'ETUDES

I. LOCALISATION DES ECHANTILLONS.

Trois domaines géographiques distincts sont échantillonnés en Colombie Britannique à l'Ouest du Canada (fig. 2-1). Ce sont d'Est en Ouest, les domaines terrestre (Ile de Vancouver), côtier (fjords et plateau continental) et océanique.

A. DOMAINE TERRESTRE.

Les conditions d'affleurement et d'accessibilité ont permis le levé et l'échantillonnage de cinq sites, sur le bord oriental de l'île de Vancouver (fig. 2-1). Elles sont composées de sédiments meubles du Quaternaire récent. Ils affleurent sous l'aspect de falaises côtières d'une cinquantaine de mètres de hauteur, sur 100 à 250 m de long. Trois d'entre-elles sont étudiées dans ce travail ; ce sont du NE au SW les falaises de Willemar Bluff, Cowichan Head et Victoria.

1. Falaise de Willemar Bluff.

Située juste à l'Est de la localité de Comox, cette falaise surplombe la plage de Balmoral (fig. 2-2). Deux coupes sont réalisées dans ce secteur. La première concerne la formation de Quadra Sand (début de la glaciation de Fraser, Wisconsin supérieur), la seconde atteint le complexe morainique de Fraser (glaciation de Fraser, Wisconsin supérieur).

2. Falaise de Cowichan Head.

Localisés sur la péninsule de Saanich à quatre kilomètres au Nord de la localité de Cordova Bay, les affleurements sont accessibles par la plage de Island View (fig. 2-3). Les trois coupes étudiées recoupent les formations du Wisconsin inférieur au Wisconsin supérieur. La première, la plus au Nord (coupe 1, fig. 2-3) se compose à la base de la formation de Mapleguard (stade interglaciaire de Puyallup ou glacière de Salmon Springs) surmontée par celle de Dashwood (glaciation de Salmon Springs) ; toutes deux datent du Wisconsin inférieur. La seconde renferme le sommet de la formation de Dashwood, celle de Cowichan Head (intervalle non glaciaire d'Olympia, Wisconsin moyen) et la base de celle de Quadra Sand. La dernière, la plus au Sud est constituée par le complexe glaciaire de Fraser.

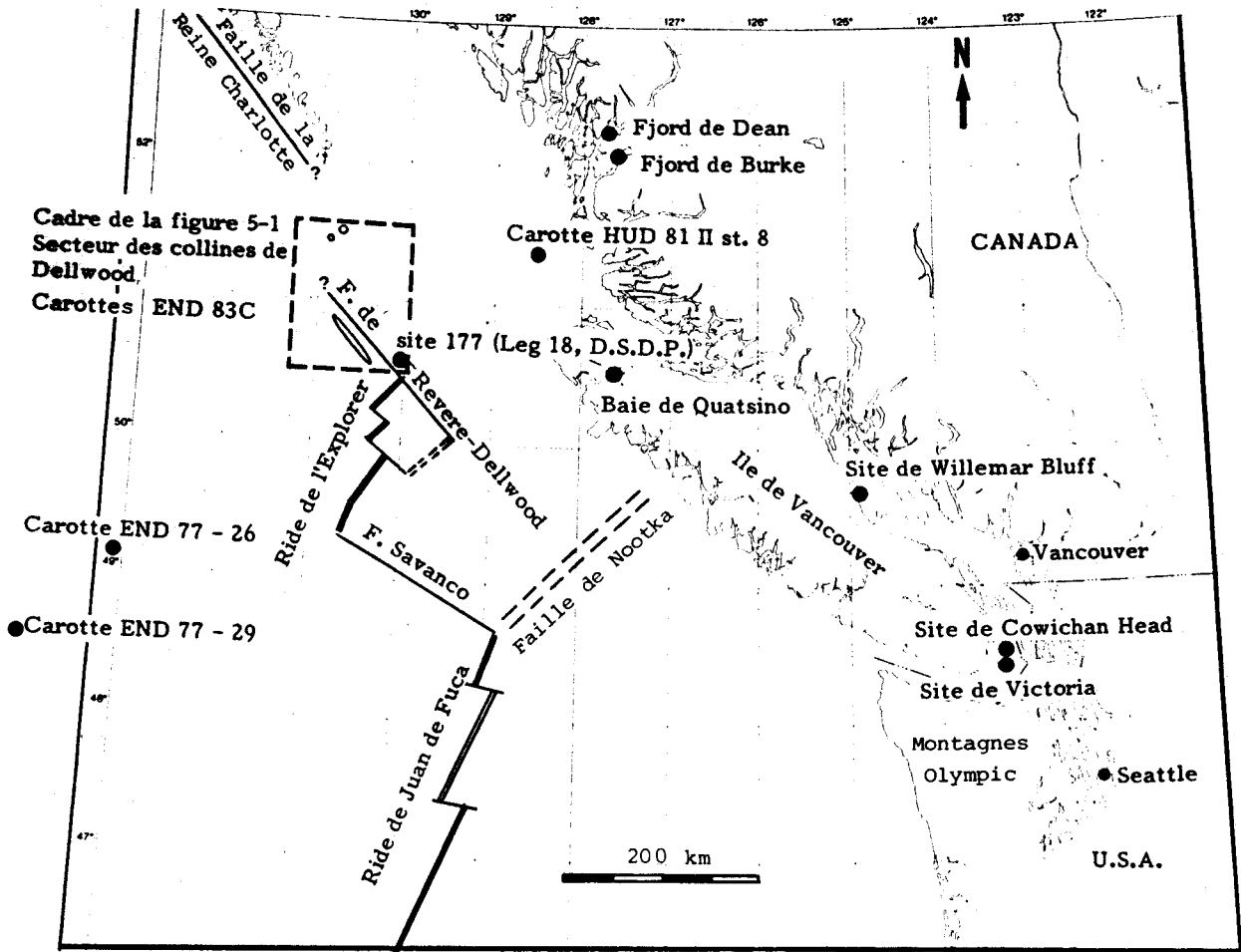


Fig. 2-1 - Localisation géographique des sites étudiés.

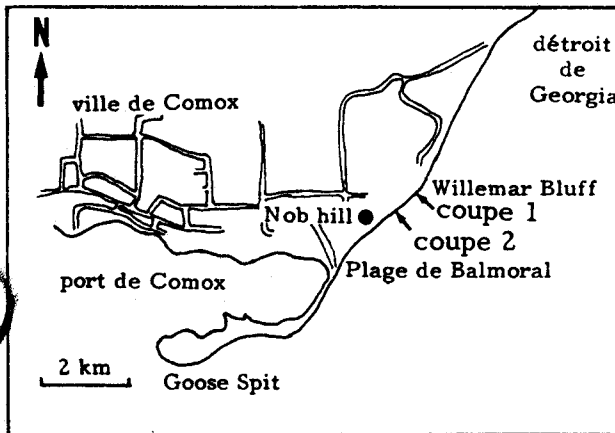


Fig. 2-2 - Localisation du site de Willemar Bluff.

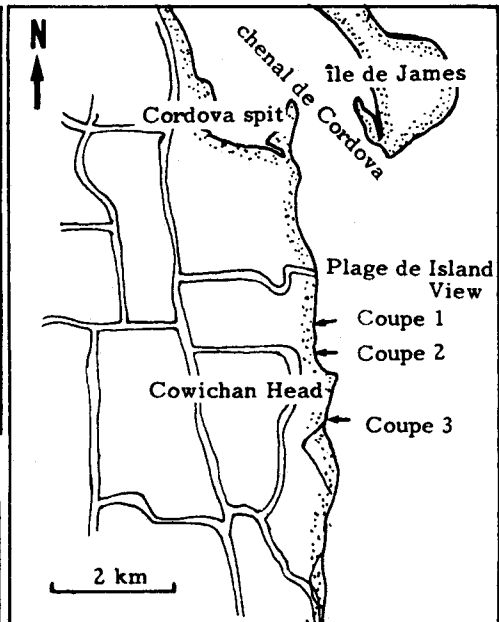


Fig. 2-3 - Localisation du site de Cowichan Head.

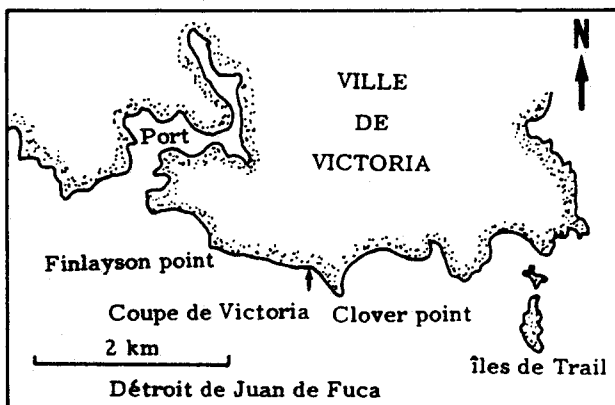


Fig. 2-4 - Localisation du site de Victoria.

3. Falaise de Victoria.

Elle est située au Sud de la localité de Victoria entre Clover Point et Finlayson Point (fig. 2-4). Seule la formation de Fraser affleure à cet endroit sur six mètres d'épaisseur environ.

B. DOMAINE COTIER.

Le choix des sédiments est fait en fonction de leur distribution, parmi les matériels disponibles au centre géoscientifique du Pacifique de Sidney. Ce sont soit des carottes de 1 à 8 m de longueur, soit des prélèvements de surface par bennes, tous récoltés par le Centre de Sidney.

1. Fjords.

Sept prélèvements de surface proviennent de la baie de Quatsino, située au NW de l'île de Vancouver (fig. 2-1). Leur position exacte est donnée en annexe. Deux carottes courtes de 0,9 m et 5 m proviennent respectivement des fjords de Dean et Burke, situés sur le continent à l'Est du bassin de la Reine Charlotte.

2. Plateau continental.

Une carotte de 8 mètres environ est étudiée, elle est issue de la partie méridionale du Bassin de la Reine Charlotte (fig. 2-1). Son emplacement représente un jalon intermédiaire entre des domaines terrestre et marin.

C. DOMAINE OCEANIQUE.

Il correspond au plus grand nombre d'échantillons analysés. Il peut être subdivisé en deux zones, l'une proximale et l'autre distale. La première regroupe les carottes prélevées dans le secteur des collines de Dellwood au pied du talus continental et le site 177 (forages 177 et 177A, Leg 18, D.S.D.P.) situés au niveau de la Ride de Paul Revere (fig. 2-1). La seconde concerne les deux carottes de longueur variée (2 à 6 m) récoltées plus au large (fig. 2-1).

1. Zone proximale.

Le secteur des collines de Dellwood se situe à l'Ouest du bassin de la Reine Charlotte. Sur une superficie de 7 500 km², par 2 100 m de fond en moyenne, 23 carottes courtes (0,8 m de moyenne) et une de 7 m furent récoltées. L'emplacement des sites (fig. 5-1) est choisi en fonction de la recherche d'un centre d'ouverture océanique entre les deux monticules de Dellwood et de son impact sur les sédiments.

Les forages 177 et 177A (Leg 18, D.S.D.P.) proviennent d'un site unique localisé à 2 000 m de profondeur, à quelques kilomètres au Sud des collines de Dellwood (fig. 5-1). Il se situe sur le flanc septentrional de la ride de Paul Revere qui est localisée à l'extrémité orientale de la dorsale océanique de l'Explorer (fig. 2-1). Ces forages sont choisis pour permettre l'étude de sédiments sur une tranche de temps importante. En effet, la pénétration du forage est de 507 m, les sédiments de base datent du Pliocène inférieur.

2. Zone distale.

Deux carottes de 2 et 6 m sont échantillonnées, PGC-END 77-26 et PGC-END 77-29 prélevées respectivement à 3 280 et 3 695 m de profondeur, à l'Ouest de la dorsale de l'Explorer, par le Centre Géoscientifique de Sidney.

L'ensemble des coordonnées des coupes à terre et des carottes sont regroupées en annexe 1, ainsi que les profondeurs de prélèvements et leur longueur.

II. ECHANTILLONNAGE.

A. COUPES A TERRE.

L'objectif essentiel étant d'établir une stratigraphie lithologique et minéralogique, basée sur les différentes périodes climatiques récentes, les échantillons sont prélevés tous les 0,5 à 1,5 m, avec une maille plus serrée lors des changements de faciès. Au total 90 échantillons sont étudiés sur l'ensemble des coupes.

B. SEDIMENTS COTIERS ET MARINS.

L'étude de ces domaines a pour but d'approcher de manière détaillée les paléoenvironnements (influence climatique, marine, hydrothermale ...). Pour cela, les carottes récoltées lors de la campagne PGC-END 83C furent échantillonnées sur le bateau immédiatement après le prélèvement, afin d'éviter les perturbations artificielles. Les sédiments de surface étant gorgés d'eau, ils ne furent pas systématiquement prélevés. L'échantillonnage est réalisé environ tous les 10 cm dans ces carottes.

Pour l'ensemble des autres sédiments marins et côtiers, les prélèvements furent réalisés par le Centre Géoscientifique de Sidney suivant une maille moyenne de 10 à 20 cm.

Sur les forages 177 et 177A, 92 échantillons furent obtenus, ils s'échelonnent du Pliocène inférieur à l'Holocène. Leur répartition aussi régulière que possible, est toutefois conditionnée par le taux de récupération du matériel lors du forage qui est de l'ordre de 60% (voir Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. XVIII, Kulm, von Huene et al., 1973). Ainsi la maille de l'échantillonnage est plus serrée au sommet qu'à la base (1 échantillon tous les 0,5 m, au sommet, puis 1 échantillon tous les 2 m, enfin 1 échantillon tous les 5 m à la base environ).

Au total dans le domaine marin et côtier, 7 échantillons de surface et 30 carottes sont analysées soit environ 400 échantillons pour une longueur totale de 510 m de sédiment.

III. METHODES D'ETUDES.

A. INTRODUCTION.

Une description lithologique macroscopique et microscopique des différents sédiments prélevés est suivie de diverses analyses en laboratoire, de nature sédimentologique, minéralogique et géochimique. Ces méthodes ne sont pas reprises in extenso dans ce chapitre, seuls les grands traits seront esquissés. Une attention plus particulière est portée aux méthodes de dépouillement des résultats notamment pour la granulométrie et la minéralogie.

B. ANALYSES GRANULOMETRIQUES.

1. Acquisition des données.

Deux types d'analyses sont réalisés :

- au laboratoire du Centre Géoscientifique de Sidney, les analyses sont effectuées à l'aide d'un sédigraph 5 000 D. Il s'agit d'un analyseur automatique de dimension des particules pour des tailles allant de 100 à 0,1 μm , par mesure du taux de sédimentation des grains en suspension. Les calculs granulométriques sont automatiquement réalisés. La fraction grossière est analysée quand elle représente plus de 5% du sédiment total et qu'elle pèse plus de 2 g. Si non elle est attribuée à la fraction fine supérieure ;
- au laboratoire de Sédimentologie et de Géochimie de Lille I, quelques échantillons sont analysés sur le même appareillage. Les résultats sont alors automatiquement

enregistrés sous la forme de courbe cumulative de distribution des pourcentages, en fonction des diamètres de sphères équivalents des particules. Les techniques analytiques sont données par Calatayud (1981). Sur les échantillons des coupes levées sur l'île de Vancouver, seule la séparation des fractions supérieure et inférieure à $63 \mu\text{m}$ est réalisée, ceci par tamissage sous l'eau à l'aide d'un tamis de $63 \mu\text{m}$.

2. Présentation des résultats.

Les résultats fournis par le Centre Géoscientifique du Pacifique de Sidney comprennent les pourcentages de sable, silt et argile, les percentiles en unité phi et en mm ainsi que les indices granulométriques en unité phi couramment employés (indice de classement, moyenne, écart-type, médiane, mode, indice d'asymétrie).

Les courbes granulométriques sont présentées selon la méthode de Rivière (1977). Ce sont des courbes cumulatives semi-logarithmiques en dimension "équivalentes" et ordonnées réduites. Le recalcul des données granulométriques est le suivant :

a. Calcul de $X = 0,8$: limite inférieure.

Cette limite inférieure de la taille des particules est adoptée pour des raisons d'homogénéité, elle est fixée impérativement pour tous les sédiments à $x_0 = 6,3 \frac{\mu\text{m}}{100}$, soit $X_0 = \log x_0 = \log 6,31 = 0,8$. La fraction la plus fine correspond aux dimensions de particules inférieures à $6,31 \frac{\mu\text{m}}{100}$. Les pourcentages cumulatifs correspondant aux fractions conservées deviendront : $y - y(0,8)$.

b. Elimination du centième supérieur.

Ceci est employé pour conserver dans les calculs des fractions bien définies du domaine granulométrique. Ce centième supérieur correspond aux particules les plus grossières de la distribution.

c. L'échelle logarithmique $X = \log x \frac{\mu\text{m}}{100}$ sera seule utilisée

Mode opératoire.

Le calcul du pourcentage cummulatif qui correspond à $X = 0,8$ s'effectue par interpolation entre les points expérimentaux dont les abscisses encadrent 0,8 :

$$Y(0,8) = Y_i + \frac{Y_{i+1} - Y_i}{X_{i+1} - X_i} (0,8 - X_i)$$

Puis on ramène à 101 le pourcentage cumulatif correspondant aux dimensions de particules supérieures à $x = 6,31 \frac{\mu\text{m}}{100}$ ($X = 0,8$), ceci donne les ordonnées réduites :

$$Y_r = \frac{101}{100 - Y(0,8)} (Y_i - Y(0,8))$$

Enfin, on arrête à 100 la nouvelle granulométrie pour une valeur X_{100} (centile supérieur) calculée entre les points d'ordonnées réduites encadrant 100 par la formule :

$$X_{100} = X_i + \frac{X_{i+1} - X_i}{Y_{i+1} - Y_i} (100 - Y_i)$$

A partir de ces calculs, les courbes granulométriques semi-logarithmique en dimensions "équivalentes" et ordonnées réduites peuvent être dressées. Les fractions grossières se situeront alors sur la droite des diagrammes présentés. L'emploi de cette méthode de représentation graphique permet de présenter des courbes directement comparables les unes aux autres. De plus, la comparaison avec des courbes dressées par la même méthode, dans d'autres études, est facilitée par l'emploi de construction rigoureusement identique. Le lecteur peut se rapporter à Rivière (1977) pour de plus amples précisions.

C. TECHNIQUES MINÉRALOGIQUES.

1. Préparation des échantillons.

La majeure partie des échantillons récoltés a fait l'objet d'une analyse diffractométrique de la fraction argileuse. Avant d'extraire par décantation la fraction inférieure de $2\mu\text{m}$, les échantillons sont décalcifiés de manière ménagée (HCl N/5 environ), puis lavés plusieurs fois par centrifugation afin d'éliminer l'acide et de défloculer le matériel argileux. Des pâtes orientées sont réalisées à partir de la fraction fine selon la méthode exposée par Holtzapffel (1981,1985). Sur quelques échantillons très sableux et pauvres en argiles des agrégats orientés sont effectués (Chamley, 1966).

2. Diffraction des R.X.

a. Appareillage.

L'appareil utilisé est un diffractomètre à générateur à haute tension stabilisée Philips PW 1730 alimentant un tube à rayons X à anticathode de cuivre (laboratoire de Sédimentologie et Géochimie de Lille I). Les conditions analytiques sont données dans le tableau 2-1. Le passage des échantillons est automatisé. L'enregistrement des diffractogrammes se fait directement sur papier gradué en angströms.

	Pâtes orientées	Poudres désorientées
anodicathode	C U I V R E	
tension sur la source	40 KV	
intensité	25 mA	
tension sur le détecteur à scintillation	2 x 886 V	
gain	16	
vitesse d'enregistrement	1cm/mn	2cm/mn
vitesse du goniomètre	1°2 /mn	2°2 /mn
sensibilité	1000 cps ou 400 cps	
fentes	F_1 et $F_3 = 1^\circ$	$F_2 = 0,1^\circ$
inertie	2s	

Tableau 2-1 - Paramètres utilisés en diffraction X (d'après Holtzaffel, 1983).
b. Pratique.

Sur les échantillons, deux préparations systématiques sont réalisées, elles permettent l'enregistrement de trois diffractogrammes :

- essai naturel : cet essai se fait sans traitement, sur pâtes orientées décalcifiées. Sur les figures de diffractogrammes j'emploierai le vocable "essai naturel" sans répéter à chaque fois qu'il s'agit d'un échantillon décalcifié ;
- essai glycolé : saturation à l'éthylène - glycol durant une douzaine d'heures sous vide
- essai chauffé : chauffage à 490°C pendant 2 heures.

Lorsque des problèmes de détermination des espèces argileuses existent, d'autres traitements peuvent être réalisés :

- saturation à l'hydrazine - hydraté pendant 12 heures environ, afin de caractériser la kaolinite en présence de chlorite.
- saturation par l'ion potassium, afin de faciliter l'individualisation de la vermiculite, de la chlorite et des divers minéraux interstratifiés (Holtzapffel, 1981, 1985).

Le domaine angulaire concerné va de 2,49 à 28,51° 2 θ (Cu K α) pour l'essai naturel, et de 2,49 à 14,51° 2 θ pour les autres.

c. Dépouillement des diffractogrammes.

La hauteur de tous les pics est mesurée en mm au-dessus du bruit de fond reconstitué. Ces mesures servent d'une part à l'étude qualitative et d'autre part à estimer l'abondance relative des minéraux non argileux grâce aux rapports des intensités.

Pour l'estimation quantitative, on a d'abord déterminé l'abondance des minéraux présents en faible quantité (< 10%), c'est-à-dire les interstratifiés irréguliers et la kaolinite.

Pour les autres minéraux, on suit la méthode suivante : (la hauteur des pics (h) se mesure sur l'essai glycolé).

$$\text{smectite} : h(17 \text{ \AA}) \times 1,5 \text{ \AA} \text{ à } 1,75$$

$$\text{chlorite} : \frac{h(14 \text{ \AA}) + h(7 \text{ \AA})}{2}$$

$$\text{illite} : h(10 \text{ \AA})$$

Interstratifiés irréguliers

$$\text{abondants} : h(12 \text{ \AA}) \times 2$$

$$\text{kaolinite} : h(7 \text{ \AA}) - h(7 \text{ \AA}) \text{ chlorite} \times 0,5$$

$$\text{vermiculite} : h(14 \text{ \AA}) - h(14 \text{ \AA}) \text{ chlorite}$$

Le total est ramené à 100, en tenant compte des déterminations préalables de minéraux peu abondants. Les coefficients multiplicateurs dépendent :

- pour la smectite : de l'étalement du pic, plus le pic est large plus le coefficient est élevé ;
- pour la kaolinite : de l'effet de pic de ce minéral souvent bien cristallisé et de structure ordonnée ;
- pour les interstratifiés irréguliers : de l'étalement des réflexions.

Des renseignements supplémentaires relatifs à cette méthode peuvent être trouvés dans Holtzapffel (1981, 1985) ; Leroy (1981) ; Robert (1982).

Les estimations quantitatives sont fiables à 5% près. La nomenclature des minéraux interstratifiés irréguliers est celle de Lucas (1962), elle est rappelée succinctement dans le tableau 2-2.

Tableau 2-2 - Nomenclature des minéraux interstratifiés irréguliers d'après Lucas (1962).

Symboles utilisés	Minéraux
(10-14 _s)	illite-smectite
(10-14 _v)	illite-vermiculite
(14-14) { (14 _c -14 _s)	chlorite-smectite
(14 _c -14 _v)	chlorite-vermiculite

3. Méthode d'estimation de la nature chimique des chlorites à partir des diffractogrammes de rayons X.

a. Introduction.

La chlorite est un minéral constitué d'alternances régulières de feuillets de type micacé et brucitique. Le feuillet mica (T.O.T.) est formé de deux couches tétraédriques (T.) encadrant une couche octaédrique (O.). Le feuillet brucitique est composé d'une seule couche octaédrique. L'ensemble a une épaisseur totale de 14 à 14,3 Å : I(001), les réflexions harmoniques (001) utilisées pour cette méthode sont situées respectivement à 7,1 Å : I(002) ; 4,7 Å : I(003) et 3,54 Å : I(004).

La grande majorité des chlorites est de type trioctaédrique, c'est-à-dire que les couches octaédriques comprennent 6 ions R^{2+} (Fe et Mg) (Brindley et Brown, 1980 ; Caillère et al., 1982). Elles ont pour formules générales $(Mg, Al)_{12-y} Fe_y (Si, Al)_8 O_{20} (OH)_{16}$. Par approximation et compte-tenu qu'aucun caractère ne permet d'envisager une nature dioctaédrique nous admettons que les chlorites rencontrées ont une organisation de base trioctaédrique.

b. Détermination du caractère ferrifère ou non.

La nature plus ou moins ferrifère des couches octaédriques des chlorites peut être cernée grâce à différents rapports de pics : $I(001)/I(002)$ et $I(001)_{ch}/I(001)_{gl}$ où ch et gl signifient respectivement que les mesures sont faites sur l'essai chauffé et glycolé. En effet, les chlorites à tendance ferrifère ont des intensités de réflexions d'ordre impair faible à très faible par rapport aux réflexions d'ordre pair, et présentent une intensification de la raie I(001) au chauffage par rapport à l'essai glycolé (Caillère et al., 1982 ; Thiry et al., 1983). De plus, le rapport $(I(001) + I(003))/I(002)$ est faible pour les chlorites ferrifères tandis qu'il est supérieur à 1,2 pour les chlorites (Mg,Al) (Thiry et al., 1983).

c. Calcul du degré d'asymétrie (D).

Le calcul du degré d'asymétrie nous donne des renseignements quant à la distribution des atomes de fer dans les deux couches octaédriques du minéral (Brindley et Brown, 1980). Il se calcule en effectuant le rapport $I(003)/I(001)$, puis en reportant la valeur obtenue dans le tableau 2-3, on obtient directement la valeur de D.

Si $D = 0$, les atomes de fer sont également répartis dans les deux couches octaédriques. Si D est supérieur à 0, un déficit de fer existe dans le feuillet brucitique, si D est inférieur à 0 le fer est en excès dans ce feuillet. Dans les deux derniers cas, une correction des intensités des réflexions d'ordre impair est à effectuer avant d'estimer le nombre d'atomes de fer présent dans la structure.

Tableau 2-3 - Rapport d'intensité pour déterminer la distribution des cations lourds dans les octaèdres des chlorites :

(Mg, Al)_{12-y} Fe_y (Si, Al)₈ O₂₀ (OH)₁₆
(Brindley et Brown, 1980).
D = degré d'asymétrie

D	I(003)/I(001) CuK
+4	0,056
+3	0,102
+2	0,189
+1	0,363
0	0,754
-1	1,821
-2	5,874

d. Correction d'intensité des réflexions I(001) et I(003).

Cette correction s'effectue grâce à la formule suivante :

$$\frac{I(\text{sym})}{I(\text{asym})} = \frac{|F|(\text{sym})^2}{(|F|(\text{sym}) - D \times \Delta(001))^2} \quad \text{où } I(\text{asym}) \text{ est l'intensité de la raie}$$

mesurée, $|F|(\text{sym})$ la valeur du facteur de structure* $|F|(001)$ pour $D = 0$ (cf. valeurs données dans le tableau 2-4), D est le degré d'asymétrie, $\Delta(001)$ est la différence de contribution du facteur de structure $|F|(001)$ pour un atome lourd (Fe) et pour un atome léger (Mg) (cette valeur est prise dans le tableau 2-4 également). Enfin $I(\text{sym})$ est la valeur de l'intensité recherchée.

Une fois les corrections effectuées, si nécessaire, le nombre d'atomes de fer de la structure peut être déterminé par l'emploi d'autres rapports de pics.

Tableau 2-4 - Facteur de structure $|F|$ des réflexions d'ordre impair (001) pour des chlorites de composition (Mg,Al)_{12y} Fe_y (Si,Al)₈ O₂₀ (OH)₁₆ (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

e. Calcul du nombre d'atomes de fer.

Le nombre d'atomes de fer est déterminé grâce au calcul des rapports $(I(002) + I(004))/(I(001) + I(003))$ et $(I(002) + I(004))/I(003)$, avec corrections des intensités des réflexions d'ordre impair si D est différent de 0. Les valeurs obtenues sont reportées dans le tableau 2-5, qui permet d'obtenir le nombre recherché.

* Le facteur de structure : l'intensité d'une raie est proportionnelle au carré du facteur de structure. Ce dernier est égal à la somme des facteurs de diffusion de chaque atome indépendant multiplié par $e^{-2\pi i(hx + ky + lz)}$. Il s'écrit sous la forme $|F| = \sum f_i e^{-2\pi i(hx + ky + lz)}$ où f_i est le facteur de diffusion, hkl = indice de Miller ; x, y, z sont les coordonnées des atomes dans la maille (Guinier, 1964).

	Y	$\frac{I(002) + I(004)}{I(003) + I(001)}$	$\frac{I(002) + I(004)}{I(003)}$
		CuK	CuK
Tableau 2-5 - Rapports d'intensité pour déterminer le nombre d'atomes lourds (Y), dans les chlorites (Mg,Al) _{12-y} Fe _y (Si,Al) ₈ O ₂₀ (HO) ₁₆ (Brindley et Brown, 1980).	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

f. limite de la méthode.

En raison de l'emploi des réflexions I(001) de la chlorite, il faut que ces raies correspondent uniquement à la présence de ce minéral. Les pourcentages de kaolinite et de vermiculite doivent donc être très faibles à nuls ou bien on doit pouvoir s'affranchir de leur présence par le calcul graphique.

De plus, les calculs selon la méthode de Brindley et Brown (1980) ne concernent que les chlorites (Mg, Fe), la présence d'autres atomes bivalents dans les octaèdres peut entraîner des variations du facteur de structure employé lors des corrections d'intensité des raies d'ordre impair.

Par conséquent, bien plus que le nombre précis d'atomes de fer, il sera surtout intéressant de voir si la nature chimique du minéral et la répartition des atomes de fer dans la structure varient de manière relative d'une série d'échantillons à une autre. Le nombre d'atomes de fer déduit ne sera qu'indicatif. Dès lors, il est possible de travailler sur des assemblages contenant une quantité de kaolinite faible et pratiquement constante car ce minéral n'influencera pas les intensités des réflexions I(001) et I(003) de la chlorite, d'après lesquels le degré d'asymétrie est calculé.

4. Microscope électronique à transmission.

Les microscopes Siemens (Elmiskop I.A.) et JEOL de l'U.E.R. de Biologie de l'Université de Lille I sont utilisés pour cette étude. La technique de préparation des échantillons s'effectue à partir d'une suspension d'argiles très diluée et dispersée à l'aide de butylamine synthèse (1/500^e). Une goutte de cette préparation est déposée sur une grille recouverte d'un film de collodion, puis séchée à 35°C. L'ensemble de la technique est décrite par Trauth *et al.* (1977).

D. TECHNIQUES GEOCHIMIQUES.

1. Spectrométrie d'absorption atomique et moléculaire.

a. Méthodes.

Les techniques utilisées sont décrites en détails par Deconinck (1982). L'échantillon séché, puis finement broyé et homogénéisé est soumis à trois types d'attaque : fluonitrique sous pression, alcaline et fluoperchlorique. Les solutions sont diluées et dosées par spectrométrie d'absorption atomique selon les modalités définies par Pinta et Riandey (1970) et Pinta (1971). Les éléments majeurs dosés sont SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO , MgO , K_2O et Na_2O et les traces Mn, Zn, Sr, Li, Ni, Cr, Co, Cu, Pb et V. TiO_2 et P_2O_5 sont dosés par colorimétrie (absorption moléculaire) selon les normes du Commissariat à l'Energie Atomique (1963). L'appareil utilisé est un spectromètre de flamme Perkin-Elmer 5 000 à passeur automatique d'échantillons. Les dosages par absorption moléculaire sont effectués sur un colorimètre Perkin-Elmer 55E.

b. Reproductibilité des mesures.

La reproductibilité des mesures est de l'ordre de 3% pour les éléments majeurs et 10% pour les éléments traces.

c. Comparaison avec le standart canadien.

L'échantillon de sols SO-1 est analysé 8 fois suivant la même technique afin de voir si nos mesures peuvent être comparées directement aux résultats publiés au Canada.

Le détail des mesures est donné en annexe. Les moyennes de ces 8 mesures et la comparaison avec les valeurs du standart canadien sont présentées dans le tableau 2-6. Pour SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , Mn, Zn, Ni, Cu et V, les valeurs obtenues sont compatibles avec les valeurs du standart canadien. Pour le CaO, Sr, Ni et Pb, les valeurs que nous obtenons sont plus fortes que celles de l'échantillon standart alors qu'elles sont plus faibles pour K_2O .

2. Calcimétrie.

La détermination de la teneur en CaCO_3 a été faite à l'aide d'un calcimètre de Bernard.



	%								p.p.m.									
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	Sr	Mn	Zn	Li	Ni	Cr	Co	Cu	Pb	V
nombre d'éch.	7	7	7	7	7	7	7	2	7	7	5	7	7	2	7	7	6	7
Moyenne des mesures effectuées (écart-type)	55,08 (1,15)	17,94 (0,25)	8,42 (0,2)	2,68 (0,08)	3,76 (0,1)	2,58 (0,09)	2,76 (0,15)	0,77 (0,01)	343 (9,6)	928 (28)	151 (9)	48 (0,5)	45 (13)	158 (2)	34 (2,2)	64 (3,8)	33 (2,16)	131 (15)
Analyse moyenne du standart canadien	54,97	17,72	8,57	2,51	3,83	2,56	3,22		300	890	146		94	160		61	21	139
min.	54,54	17,4	8,39	2,42	3,66		3,13			860	141		87	145		58	17	132
max.	55,4	18,04	8,76	2,61	3,99		3,30			920	151		101	175		64	25	147
Variation (en %) des analyses réalisées par rapport au standart canadien	+0,2	+1,2	-1,75	+6,7	-1,8	+0,78	-8,07		+14,3	+4,2	+3,4		+22,3	-1,25		+4,9	+5,7	-5,75

Tableau 2-6 - Comparaison des données d'analyses de l'échantillon standart canadien So-1

CHAPITRE III

DOMAINE TERRESTRE

INFLUENCE DU CLIMAT SUR LE CORTEGE ARGILEUX

CHAPITRE III - DOMAINE TERRESTRE : L'INFLUENCE DU CLIMAT SUR LE CORTEGE ARGILEUX

INTRODUCTION.

Afin de cerner la part des influences continentales, marines et hydrothermales sur les cortèges minéralogiques, et avant de rechercher d'éventuelles empreintes climatiques dans les sédiments océaniques, il convient de connaître l'influence des oscillations climatiques récentes sur les minéraux argileux. Ce n'est que dans le cas où les événements glaciaires ou interglaciaires sont directement responsables des variations des cortèges argileux, terrestres et côtiers, que le décryptage paléogéographique des séries marines peut être envisagé. Avant d'exposer mes résultats, je ferai un bref rappel des grands traits de l'altération et de la sédimentation des minéraux argileux.

I. ORIGINE DES MINERAUX ARGILEUX DANS LES SEDIMENTS.

Lors de la désagrégation des roches, les minéraux subissent des modifications plus ou moins importantes en fonction de trois facteurs principaux : l'hydrolyse, la température et le drainage. L'hydrolyse et la température définissent le climat, le drainage est directement lié au relief.

Nous envisagerons succinctement les phénomènes d'altération sous les climats froids et tempérés, puis les modifications du cortège argileux dues au transport et au milieu de dépôt.

A. L'ALTERATION.

A la surface, les roches sont soumises à l'action du milieu atmosphérique. Les conditions climatiques régnantes guident alors l'altération. C'est ainsi que les climats de plus en plus chauds et humides, à saisons contrastées, déstabilisent de plus en plus les réseaux silicatés par soustractions successives de cations. Le terme ultime de ces transformations est atteint par les hydroxydes d'aluminium. Les solutions résultant de l'hydrolyse peuvent à leur tour, si les conditions de confinement sont satisfaisantes, engendrer de nouveaux minéraux. Les exemples suivants schématisent ces transformations et néoformations de réseaux silicatés sous des climats froids et tempérés.

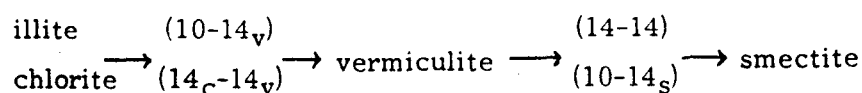
1. Climat froid.

L'altération des roches sous climat froid est surtout une désagrégation mécanique. Les minéraux argileux rencontrés sont des minéraux primaires bien

crystallisés (illite, chlorite) issus de roches cristallophylliennes et les argiles préexistantes dans les roches sédimentaires (Millot, 1964, 1967). Mais, des études récentes montrent que ce schéma n'est pas unique. En effet, Petersen et Ramussen (1980) notent la formation de quantités importantes de smectite et de vermiculite, dans des sols du Groenland, à partir de roches plutoniques et métamorphiques. Ce même phénomène est observé par Foscolos et al. (1977) et in Singer (1984).

2. Climat tempéré.

En raison de l'augmentation des températures et des précipitations, l'altération est plus intense sous ce climat. Les séquences suivant lesquelles les minéraux sont altérés sont par ordre de stabilité décroissante, quartz > muscovite > feldspaths > plagioclases Na > plagioclases Ca Na > plagioclases Ca > d'une part et quartz > muscovite > feldspaths K > biotite > hornblende > augite > olivine d'autre part (Goldich 1938 in Millot, 1964). Toutefois des séquences un peu différentes peuvent être rencontrées, notamment au cours de l'altération de diorites. Dejou et al. (1972) signalent les séquences suivantes, toujours par ordre de stabilité décroissante : hornblende > biotite - chlorite > plagioclases et quartz > hornblende > plagioclase > biotite. La première séquence est également rencontrée par Wilson (1967 in Dejou et al. 1972). Ces altérations conduisent à la formation successive de minéraux argileux (tableau 3-1) dont le schéma classique est le suivant :

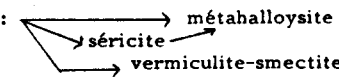



(Camez, 1962 ; Millot, 1964, 1967), avec une altération plus rapide de la chlorite par rapport à l'illite (Camez, 1962 ; Millot, 1964). Selon les roches et les minéraux originels, d'autres séquences sont définies dont quelques exemples sont regroupés dans le tableau 3-1. De plus, des études de sols issus de roches plutoniques acides ou basiques montrent que le développement d'espèces argileuses peut dépendre du volume des précipitations. Ainsi, Barshad (1966) signale tout d'abord l'apparition de smectite ; au fur et à mesure de l'augmentation des précipitations, le pourcentage de smectite diminue et la vermiculite, la kaolinite et l'halloysite apparaissent. Singer (1966 in Singer, 1980) note le même phénomène à propos de la smectite. D'une manière générale, les minéraux formés dans les horizons de départ peuvent être très variés. Sous climat très hydrolysant, les horizons de départ à smectites et halloysites sont très fugaces. Toutefois ces minéraux peuvent subsister davantage en climat de transition et être exprimés dans la sédimentation si les reliefs sont fortement déclinés. Ces assemblages argileux formés lors de l'altération sont ensuite acheminés vers les bassins de sédimentation. Nous allons voir comment ces minéraux peuvent garder leur message climatique au cours de leur transport et de leur sédimentation.

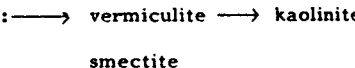
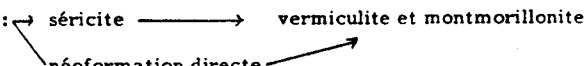
Roches et minéraux

Séquences d'altération

Références

<u>Diorite</u>	: (Montmorillonite - vermiculite - (10-14 _v) - (14-14)) → métahalloysite	Dejou <u>et al.</u> , 1972
amphibole	: chlorite - vermiculite et 14 _c -14 _s et 14 _c -14 _v	Dejou <u>et al.</u> , 1972 ; Chevalier, 1970 <u>in</u> Dejou <u>et al.</u> , 1972 ; Chevalier, 1984
biotite-chlorite	: séquence classique (Millot, 1964)	Dejou <u>et al.</u> , 1972
plagioclase	: 	Dejou <u>et al.</u> , 1972 ; Oberlin et Tchoubar*, 1967 <u>in</u> Dejou <u>et al.</u> , 1972
biotite	: 	Spyridakis <u>et al.</u> *, 1967 et Yanoglou <u>et al.</u> , 1972 <u>in</u> Dejou <u>et al.</u> , 1972

Granite

biotite	: 	Novikoff <u>et al.</u> , 1972
plagioclases	: 	Meilhac et Tardy, 1970 (phénomène rapide)

Schistes, Greywacke

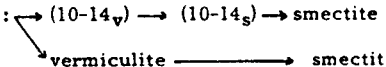
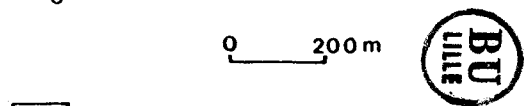
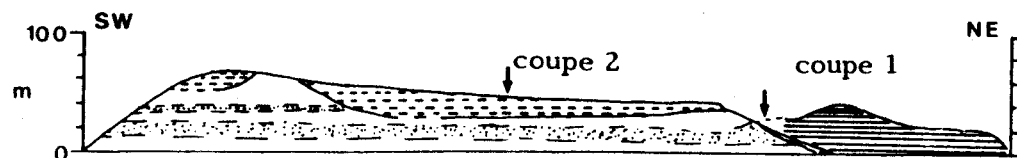
mica	: 	Churchman, 1980
------	--	-----------------

Tableau 3-1 - Exemples de séquences d'altération de roches et minéraux sous climats tempérés. Notons que les premiers minéraux formés caractérisent les horizons de départ d'altération, de ce fait ils n'apparaissent pas souvent dans les sédiments hérités. * : modèles expérimentaux.

B. HERITAGE.

Les minéraux argileux sont dits hérités s'ils ne subissent pas de modifications au cours du transport ou lors de la sédimentation (Millot, 1964). Les milieux dans lesquels ces minéraux arrivent sont plus ou moins riches en ions. Si le milieu est peu saturé, l'altération est simplement stoppée. Mais, plus la saturation du milieu croît, plus les agradations sont intenses. Ces transformations vont jusqu'à la croissance de réseaux cristallins (Millot, 1967). Dans le cas de transformations mineures, les minéraux argileux contribuent aux reconstructions paléogéographiques comme l'ont montré de nombreux auteurs (Chamley, 1971, 1983 ; Rotschy et al., 1972 ; Jacobs, 1974 ; Faugères et Gauthiers, 1981 ; Robert, 1982).

D'autres phénomènes peuvent modifier le contenu originel du cortège argileux ; c'est notamment le cas de la sédimentation différentielle. Ce tri de particules est fonction, entre autre, de la taille et de la forme des particules, des phénomènes de floculations, de la salinité et du pH du milieu de dépôt. Ainsi Whitehouse et al. (1960) et Gibbs (1977) classent les minéraux par ordre de décantation successive : illite -kaolinite - smectite. Lykousis et al. (1981, in Singer, 1984) observent par contre le dépôt de la smectite avant celui de l'illite, en raison de leur taille respective. Ce phénomène reste cependant secondaire par rapport au cas général évoqué ci-dessus. Avant d'interpréter un cortège argileux en termes d'héritage il faut donc pouvoir cerner l'ensemble des phénomènes associés à son transport et à son dépôt.



- : dune récente
- : formation de Fraser
- : formation de Quadra Sand
- : niveaux argileux dans la formation de Quadra Sand

- légende lithologie

- tillite
- galets, graviers, blocs
- sable
- moraine
- argiles silts
- débris coquilliers
- stratifications obliques métriques à décimétriques
- stratifications obliques centimétriques à décimétriques
- déformations : failles, figures d'écoulement

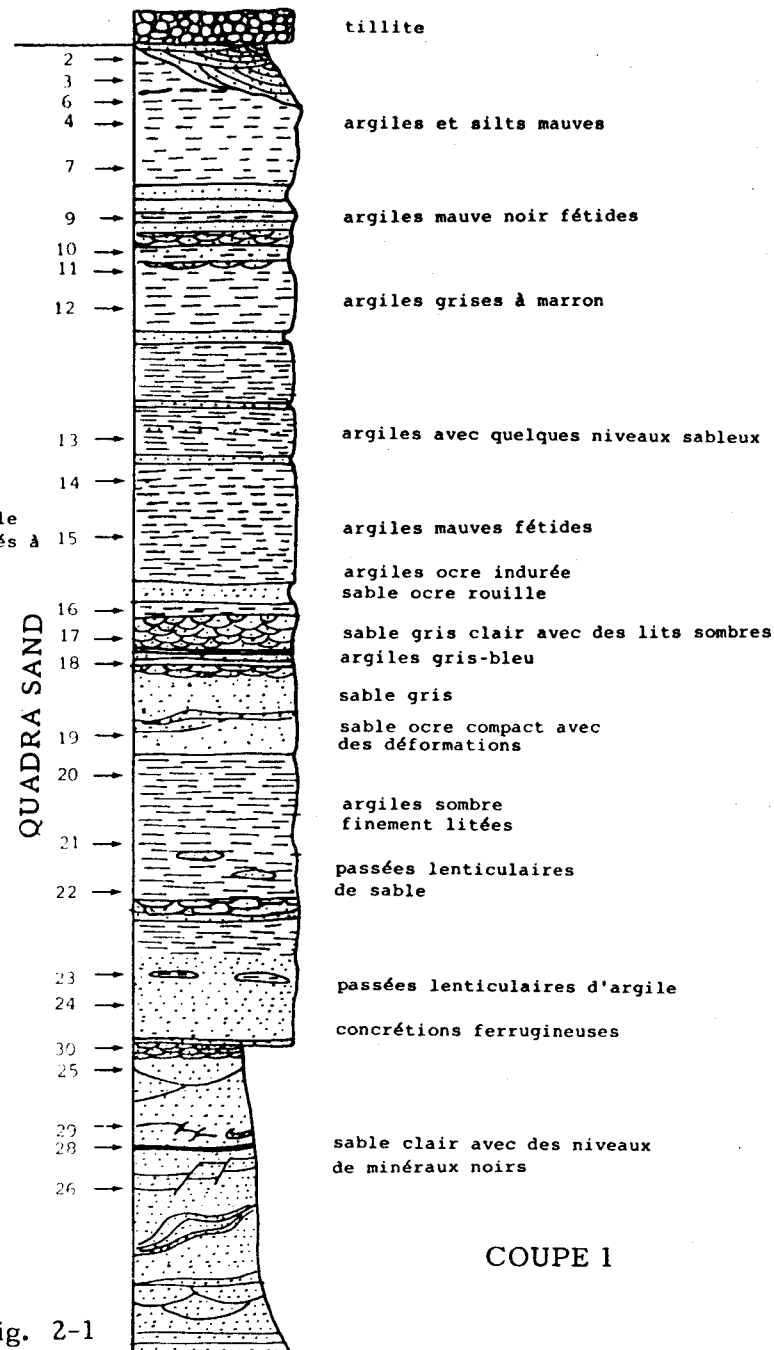
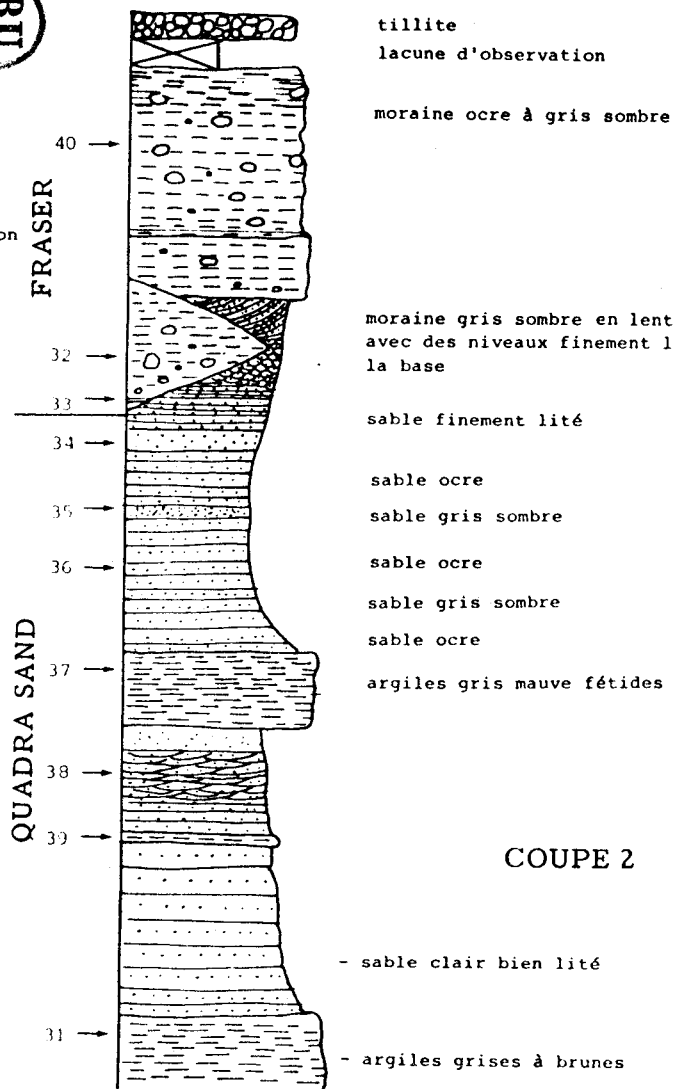


Fig. 3-1 - Coupes lithologiques du site de Willemar Bluff (situation générale fig. 2-1 et 2-2). En haut, coupe générale du site d'après Clague (1977).

Après ces rappels bibliographiques, seront détaillées les analyses minéralogiques des coupes réalisées sur les séries terrestres et côtières anciennes. Dans un premier temps, je décrirai rapidement la lithologie et les caractéristiques sédimentologiques de chaque formation rencontrée.

II. ANALYSES SEDIMENTOLOGIQUES.

L'âge des formations étudiées a été obtenu par des datations au carbone 14. Une compilation de l'ensemble de ces datations est réalisée par Clague (1980). Des données générales sont regroupées dans le tableau 1-1, pour les détails le lecteur peut se rapporter au chapitre I.

A. LITHOLOGIE ET FACIES SEDIMENTAIRES.

1. Site de Willemar Bluff.

Affleurant sur quelques deux cents mètres de littoral sur 60 m d'épaisseur au maximum, les terrains quaternaires de Willemer Bluff regroupent deux formations. Ce sont celles de Quadra Sand et de Fraser respectivement d'une puissance maximale de 60 et 25 m (cf. chapitre II). Au NE elles sont recouvertes en discordance par une dune récente non étudiée.

Les deux coupes échantillonnées sont distantes de 40 m, elles sont resituées sur la figure 3-1.

a. Coupe 1 (fig. 3-1).

Elle regroupe essentiellement la formation de Quadra Sand surmontée en discordance par une tillite d'un mètre, attribuée à la formation de Fraser. Au sein de la formation de Quadra Sand trois zones lithologiques se différencient. De la base au sommet, ce sont des sables clairs et fins, puis des silts argileux sombres et fétides à plantes, et à intercalations sableuses. Enfin, de nouveaux sables fins et clairs qui sont discordants sur les niveaux sous-jacents.

b. Coupe 2 (fig. 3-1).

La formation de Quadra Sand débute par des silts argileux à plantes, sombres et fétides, avec des intercalations sableuses qui font place progressivement à des sables fins et clairs. Au-dessus, vient la formation de Fraser divisée en trois zones lithologiques. La base, formée par une lentille de 2,5 m de hauteur maximale sur 25 m de long, est constituée de niveaux millimétriques de silts argileux à galets exotiques centimétriques qui passent rapidement à une moraine massive à matrice silto-argileuse gris sombre sans stratification, contenant des galets centimétriques à pluridécimétriques. Cet ensemble est recouvert au NE par quelques niveaux de sables fins et clairs, et au SW par une moraine plus massive à matrice silto-argileuse

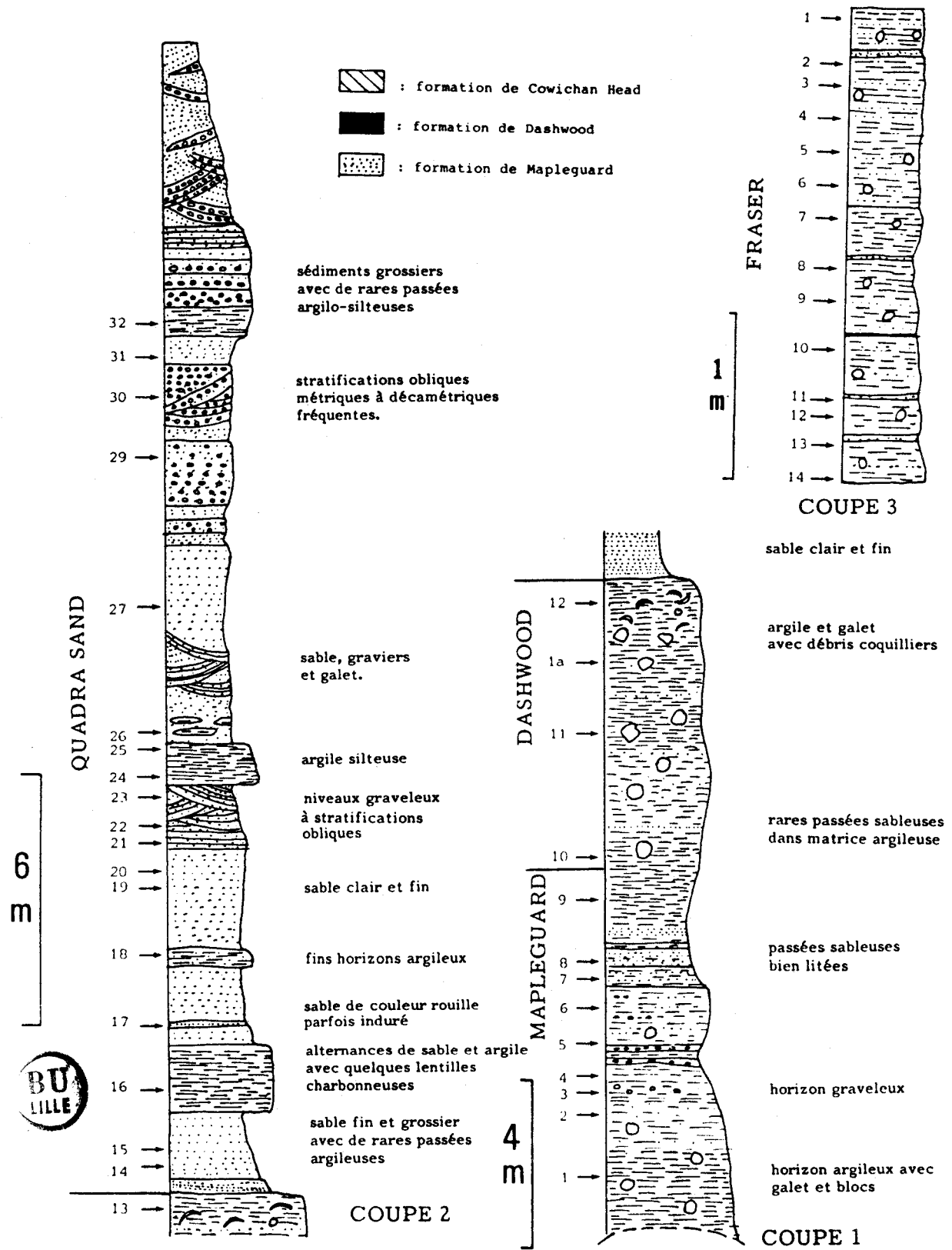
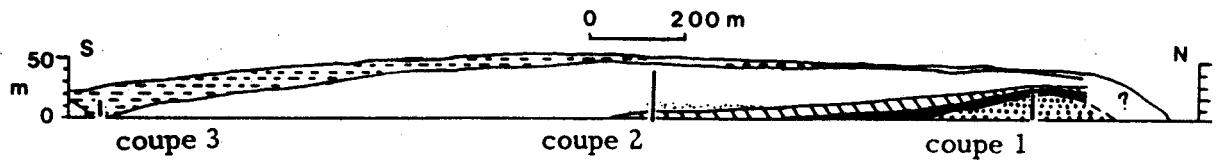


Fig. 3-2 - Coupes lithologiques du site de Cowichan Head (situation générale fig. 2-1 et 2-3). En haut, coupe générale du site d'après Clague (1977). Légende fig. 3-1.

gris clair à gris ocre. Cette dernière recouvre également les niveaux sableux au NE et contient quelques faciès de resédimentation. Le tout est recouvert par un à deux mètres de tillite. Ces galets contenus dans les moraines et la tillite sont identiques et présentent de nombreuses stries mécaniques. Ce sont essentiellement des roches volcaniques, le plus souvent sombres, ainsi que des roches plutoniques.

Sur les coupes 1 et 2 de nombreuses stratifications obliques, figures d'érosions et petites failles verticales, sont visibles au sein de la formation de Quadra Sand.

2. Site de Cowichan Head.

Les terrains quaternaires de ce secteur constituent des falaises côtières sur une longueur de 250 m environ (fig. 3-2) . Les formations rencontrées, de plus en plus récentes du Nord vers le Sud, sont celles de Mapleguard, Dashwood, Cowichan Head, Quadra Sand et Fraser (cf. chapitre II). Leur puissance maximale est respectivement de 15,5, 5, 40 et 20 m. Leur âge est donné dans le tableau I. Les trois coupes étudiées sont situées sur la figure 3-2.

Remarque : Les sédiments de base de la coupe 1 de Cowichan Head ne sont pas datés au carbone 14. En raison de leur position stratigraphique, ils sont attribués à la formation de Mapleguard ou à une formation plus ancienne (Clague, 1976, 1977). Clague (comm. pers., 1985) et Hicock (1980 in Hicock et Armstrong, 1963) considèrent que ces dépôts résultent de l'avance des glaciers lors de la pénultième glaciation et les attribuent à la formation de Mapleguard.

a. Coupe 1 (fig. 3-2).

Elle recoupe la formation de Mapleguard surmontée par celle de Dashwood. Ce sont les sédiments les plus anciens rencontrés sur les coupes à terre ; ils datent de plus de 60 000 ans pour Clague (1976, 1977) et Alley (1979) et de plus de 65 000 ans pour Hicock et Armstrong (1983). La formation de Mapleguard se compose d'alternances millimétriques à centimétriques de silts argileux et de sables silteux gris sombre avec un passage de 1,5 m beaucoup plus sableux dans la moitié supérieure. Ces niveaux contiennent des galets centimétriques à la base et décimétriques au sommet.

La formation de Dashwood, sus-jacente, est une moraine massive gris sombre à matrice silto-argileuse contenant des galets et des blocs. Un niveau riche en coquilles de lamellibranches se situe vers le sommet. La nature des galets et des blocs rencontrés dans ces deux formations ressemble fortement à celle de la formation de Fraser (Coupe 2 de Willemar Bluff).

b. Coupe 2 (fig. 3-2).

Étudiée sur une vingtaine de mètres de hauteur, cette coupe comprend à la base les deux derniers niveaux de la formation de Dashwood. Ils sont surmontés par

celle de Cowichan Head, elle-même recouverte par la base de la formation de Quadra Sand.

La formation de Cowichan Head, par l'intermédiaire d'un changement brutal de faciès, fait suite à la formation morainique de Dashwood, décrite ci-dessus. Elle est formée de deux ensembles lithologiques. A la base se trouvent des sables grossiers ocre avec de rares passées silteuses de même teinte, puis un horizon d'un mètre cinquante de silts finement lités contenant quelques lentilles décimétriques de charbon. Certains de ces niveaux livrent des fragments de plantes. Le passage à la formation de Quadra Sand est progressif ; il est caractérisé par une augmentation des dépôts sableux alors que les niveaux silto-argileux sont de plus en plus rares. La formation de Quadra Sand essentiellement sableuse à la base devient de plus en plus grossière au sommet. Quelques passées silto-argileuses sont rencontrées sous forme de bancs finement lités ou de lentilles pluridécimétriques renfermant des niveaux à plantes. De la base au sommet de cette formation, de nombreuses stratifications obliques s'observent ; elles sont décimétriques à décamétriques.

c. Coupe 3 (fig. 3-2).

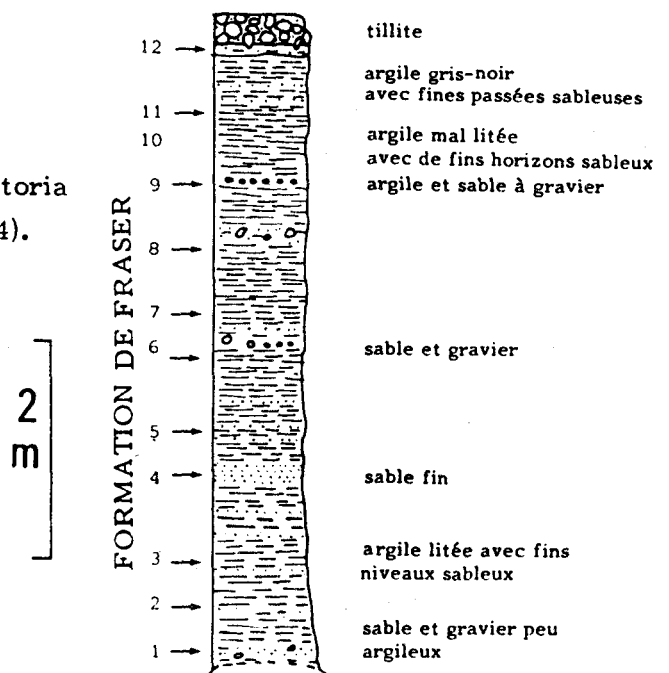
Ces sédiments appartiennent à la formation de Fraser. Ils comprennent trois mètres d'alternances fines de silts argileux à sableux et de sables silteux gris sombre contenant des blocs centimétriques à métriques. Ces derniers sont de même nature que ceux rencontrés dans la coupe 2 de Willemar Bluff.

3. Site de Victoria (fig. 3-3).

Sur 7 mètres d'épaisseur ces sédiments sont identiques à ceux de la coupe 3 de Cowichan Head, ci-dessus. Il s'agit d'alternances de silts et de sables sombres. Ils sont surmontés par une tillite grossière, de quelques dizaines de centimètres d'épaisseur.

Fig. 3-3 - Coupe lithologique du site de Victoria
(situation générale fig. 2-1 et 2-4).

Légende fig. 3-1.



B. MILIEU DE DEPOT.

L'analyse succincte des milieux de dépôt des différentes formations étudiées et de l'origine du matériel sédimentaire confirme les résultats déjà publiés notamment par Fyles (1963), Clague (1976, 1977, 1981), Hicock (1980), Hicock et Armstrong (1983). En raison des similitudes de faciès, l'analyse des milieux de dépôt concernera successivement les formations de Mapleguard, Dashwood et Fraser, puis celles de Cowichan Head et Quadra Sand.

1. Formation de Mapleguard, Dashwood et Fraser.

La présence des nombreux galets et blocs marqués par des stries de frottement atteste l'influence glaciaire lors du dépôt de ces séries. Deux types de dépôts sont rencontrés, soit des alternances silteuses et sableuses, soit des moraines massives. Au sein des alternances, la taille des galets et des blocs est plus petite que dans les niveaux morainiques. A Willemar Bluff la forme lenticulaire de la moraine de base atteste d'un dépôt en milieu fluvial. Par contre à Victoria, la présence de test de dinoflagellés bien conservés, indique une origine marine pour les alternances silto-sableuses (Hicock et al., 1981). Les milieux de dépôts des autres sédiments rencontrés sont fluviaux, lacustres ou marins. Par conséquent, j'attribue les moraines massives et les alternances de silts et de sables, respectivement à des dépôts de zone proximale et de zone distale, d'un épandage glaciaire, ceci en accord avec les données de Edwards (1978).

2. Formations de Cowichan Head et Quadra Sand.

Les nombreuses stratifications obliques, les figures d'érosions très nettes, les niveaux lenticulaires d'argiles, de sables ou de charbon et les niveaux de silts à plantes attestent que ces sédiments se sont déposés en milieu fluvial et lagunaire.

3. Conclusions.

Si à Willemar Bluff les sédiments semblent s'être déposés dans un milieu relativement stable : lagunaire - fluvial, à Cowichan Head des variations plus importantes du milieu de dépôt peuvent s'observer. Ainsi, les dépôts de zone distale (par rapport au front des glaciers) de la formation de Mapleguard font place à ceux de zone proximale de celle de Dashwood. Puis la sédimentation devient lagunaire et fluvial pour les formations de Cowichan Head et Quadra Sand. Elle redevient distale avec la formation de Fraser. Des études complémentaires sur les assemblages faunistiques et floristiques et sur les successions de faciès permettraient de préciser la paléogéographie de détail des zones étudiées.

Remarque : Lors du passage de la formation de Dashwood à celle de Cowichan Head,

et de celle de Quadra Sand à celle de Fraser, on observe des variations brutales de faciès. Ces variations sont les conséquences du retrait ou de l'arrivée des glaces dans le secteur étudié. Ces mouvements entraînent des érosions et des arrêts de sédimentation qui provoquent des lacunes d'observations dont nous verrons les conséquences lors de l'analyse des minéraux argileux.

C. ORIGINE DES SEDIMENTS.

L'étude des formations de Mapleguard, Dashwood et Fraser sera regroupée puis viendra celle de Cowichan Head et Quadra Sand.

1. Formations de Mapleguard, Dashwood et Fraser.

a. Analyse minéralogique de la fraction sableuse.

Les espèces minéralogiques de ces formations sont identiques. A la loupe bino-culaire, on note des quartz, des feldspaths anguleux sans trace d'altération, des miné-raux opaques et des débris de roches volcaniques sombres. Ces derniers sont fréquem-ment recouverts en partie ou totalement d'une pellicule d'aspect brillant. Cet aspect est interprété comme des traces d'altération météorique. Les fragments de roches plutoniques sont en nombre plus restreint que ceux des volcanites. Notons enfin une bonne homogénéité granulométrique de ces sables. Les diagrammes de poudre réalisés sur cette fraction confirment la similitude de ces fractions sur l'ensemble des formations. De plus, ils permettent d'identifier les minéraux suivant : quartz, albite, orthose, amphiboles, pyroxènes, chlorite, magnétite, biotite et un peu de calcite.

b. Interprétation.

Les mesures de courants effectuées, entre autres, par Fyles (1963), Clague (1976, 1981) et Hicock et Armstrong (1983) indiquent une source sédimentaire située au N-NE de l'île de Vancouver. De plus, Fyles (1963) signale que les galets rencontrés dans ces formations sont constitués de roches volcaniques (76 à 91%), plutoniques (6 à 19%), et sédimentaires (5%). Comme la minéralogie de la fraction sableuse est identique pour toutes ces formations, et d'après les données de mesures de courants il est clair que la source d'alimentation est identique pour ces trois formations. L'origi-ne des sédiments se situe au N-NE de l'île de Vancouver et dans les Chaînes Côtières (Fyles, 1963, Clague, 1981 ; Hicock et Armstrong, 1983).

2. Formations de Cowichan Head et de Quadra Sand.

a. Analyse minéralogique de la fraction sableuse.

La minéralogie d'ensemble est relativement identique à celle des formations précédentes. La granulométrie très fine ne permet pas de déterminer toutes les

phases minérales à la loupe binoculaire. Toutefois, on remarque la présence de quartz, feldspaths et de fragments de roches plutoniques et volcaniques. Notons que ces derniers semblent moins nombreux dans ces formations par rapport à celles décrites précédemment.

L'analyse des diagrammes de poudre permet d'identifier quartz, albite, orthose, amphiboles, pyroxènes, chlorite, magnétite-biotite et un peu de calcite. Ces résultats sont identiques à ceux obtenus pour les formations décrites ci-dessus.

b. Interprétation.

La fraction sableuse de ces sédiments est identique au vu des analyses à la loupe binoculaire et des diagrammes de poudre. Comme l'origine des sédiments de la formation de Quadra Sand se situe au N-NE de l'île de Vancouver et dans les Chaînes Côtières (Fyles, 1963 ; Clague, 1976, 1977 et 1981) celle de la formation de Cowichan Head doit être la même. Hicock et Armstrong (1983) montrent que si l'alimentation au cours des périodes glaciaires est régionale, elle devient locale pendant les stades interglaciaires. Or, la formation de Quadra Sand correspond à une période glaciaire, et celle de Cowichan Head à un intervalle non-glaciaire. Par conséquent, la source détritique alimentant la formation de Cowichan Head peut être légèrement différente de celle de Quadra Sand malgré une fraction sableuse identique.

3. Conclusions.

Une origine détritique unique peut être envisagée pour les formations de Mapleguard, Dashwood, Quadra Sand et Fraser. La source serait située au N-NE de l'île de Vancouver et dans les Chaînes Côtières, le transport du matériel se faisant le long de la dépression de Georgia. Pour la formation de Cowichan Head une origine un peu différente est possible bien que sa fraction sableuse soit identique à celle de Quadra Sand.

III. LES MINÉRAUX ARGILEUX.

Après une description des cortèges argileux et de leur variation sur chaque coupe, j'aborderai les interprétations paléoclimatiques des assemblages argileux.

Grâce aux datations existantes sur les séries étudiées, les cortèges argileux rencontrés seront corrélés avec les climats connus ayant régné lors du dépôt de ces formations.

Remarque 1 : La grande abondance d'espèces argileuses déterminées dans les différentes coupes m'a conduit à regrouper la kaolinite et la métahalloysite sous l'appellation unique de kaolinite s.l.. De même, les interstratifiés irréguliers de type

chlorite-smectite (14_c-14_g) et chlorite-vermiculite (14_c-14_v) sont réunis sous le nom de (14-14).

Remarque 2 : Dans la formation de Quadra Sand, sur les coupes de Willemar Bluff et de Cowichan Head, quelques échantillons riches en fraction granulométrique supérieure à 63 μm, renferment un pourcentage très élevé en illite (50 à 90%). Ils seront discutés à part, après les descriptions minéralogiques.

A. SITE DE WILLEMAR BLUFF.

1. Coupe 1 (Formation de Quadra Sand) (fig. 3-4).

a. Zone inférieure (fig. 3-5).

Le cortège argileux est dominé par des minéraux interstratifiés irréguliers de type (10-14_v) (40%) et de vermiculite (25 à 15%) qui diminuent vers le sommet de la zone. La kaolinite s.l. représente 15% environ de l'assemblage, l'illite (10%) et les interstratifiés irréguliers de type (14-14) 10% également. La chlorite augmente vers le sommet (10% au maximum). Les minéraux associés sont les feldspaths, les amphiboles, peu abondants, et le quartz en traces. Les minéraux primaires présentent des pics largement ouverts.

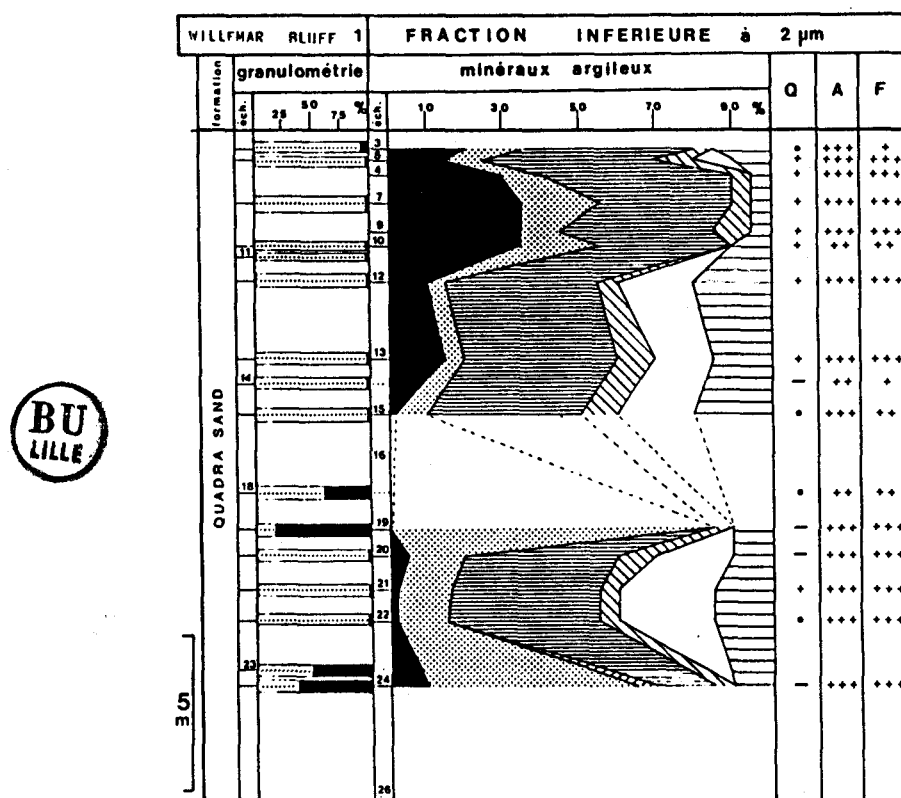
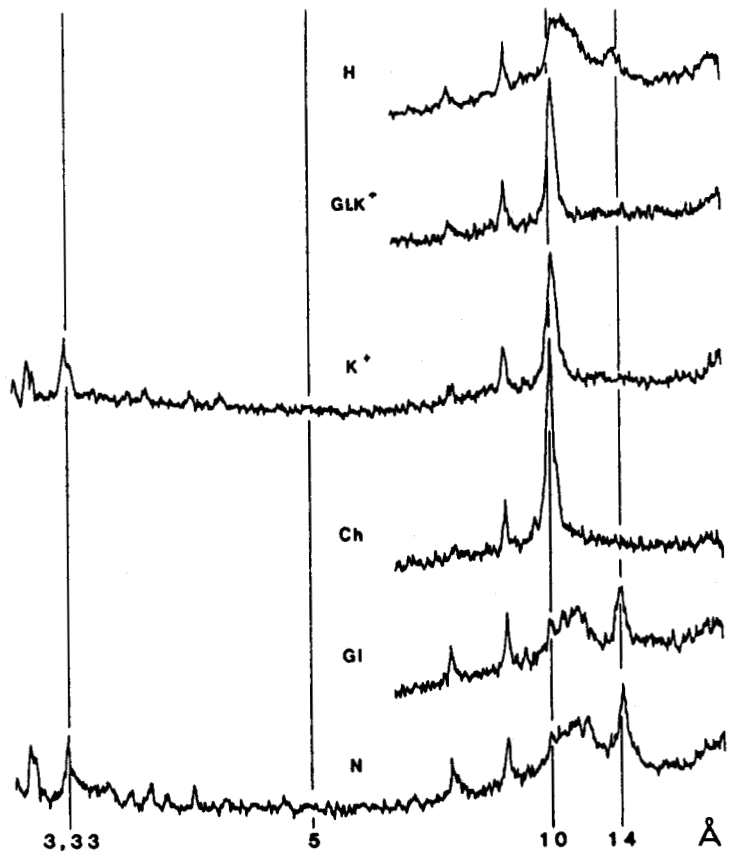


Fig. 3-4 - Minéralogie de la fraction argileuse et granulométrie de la coupe 1 du site de Willemar Bluff. Notons, la succession des deux zones minéralogiques différenciées par la fréquence de vermiculite associée à la kaolinite à la base puis la très nette dominance des interstratifiés irréguliers (10-14_v) au sommet.

Fig. 3-5 - Diffractogramme de l'échantillon WB 22, zone inférieure, coupe 1 du site de Willemar Bluff.

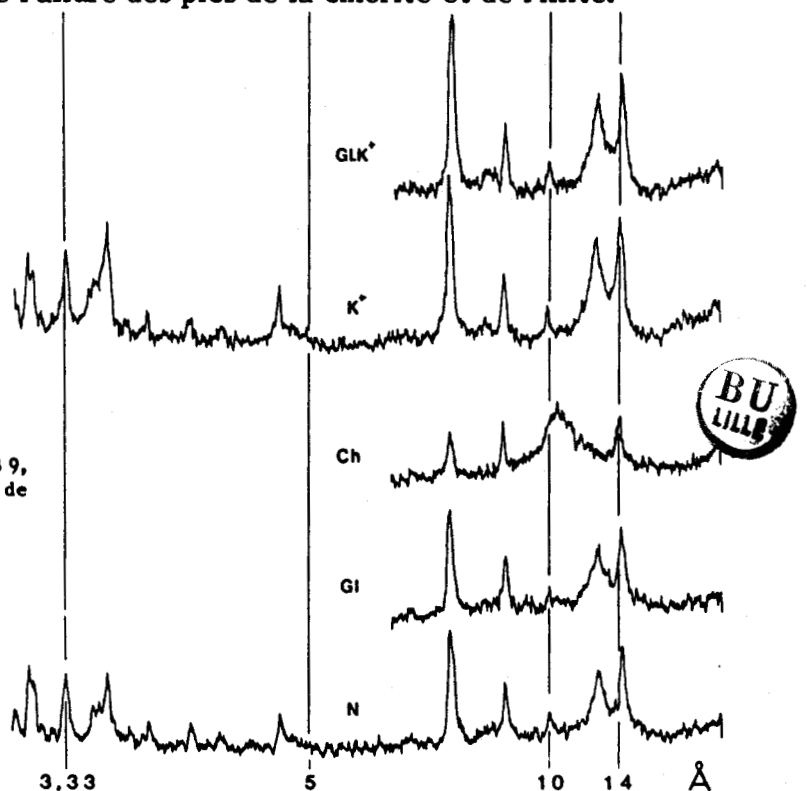
N : essai naturel ; Gl : essai glycolé ;
Ch : essai chauffé ; K⁺ : saturation au potassium ; Gl.K⁺ : essai glycolé après saturation au potassium ; H : saturation à l'hydrazine.



b. Zone supérieure (fig. 3-6).

Les (10-14_v) dominent largement le cortège argileux (35 à 50%) avec une moyenne de 43%. Le pourcentage de chlorite fluctue entre 35 et 15% (25% en moyenne). L'illite représente 15% du cortège total et la kaolinite diminue vers le sommet (de 15 à 5%). Les (14-14) sont ubiquistes et la vermiculite est en traces. La smectite apparaît au sommet du profil. L'abondance des minéraux associés est identique à celle de la zone inférieure ainsi que l'allure des pics de la chlorite et de l'illite.

Fig. 3-6 - Diffractogramme de l'échantillon WB 9, zone supérieure, coupe 1 du site de Willemar Bluff (légende fig. 3-5).



2. Coupe 2.

Deux zones minéralogiques sont également identifiables sur cette coupe (fig. 3-7). Elles sont clairement liées au faciès. La première (inférieure) correspond à la formation de Quadra Sand et la seconde (supérieure) à celle de Fraser. La figure 3-8 donne un exemple de l'assemblage de la zone supérieure.

La zone inférieure est identique à la zone supérieure de la coupe 1. Le cortège argileux de la zone supérieure est dominé par la chlorite (40-45%) et la smectite (25 à 30%). L'illite et les (14-14) représentent chacun 10 à 15% du cortège avec une légère augmentation vers le sommet pour l'illite et l'inverse pour les (14-14). Les (10-14_g) sont ubiquistes et peu présents (5%). Les minéraux associés sont identiques à ceux rencontrés précédemment, avec une augmentation relative des feldspaths par rapport aux amphiboles. Les minéraux primaires possèdent des pics étroits de diffraction X qui indiquent un bon état de conservation (fig. 3-8).

Fig.3-7 - Minéralogie de la fraction argileuse et granulométrie de la coupe 2 du site de Willemar Bluff. Du bas vers le haut, on remarque la disparition des (10-14_v) au profit de la smectite et de la chlorite.

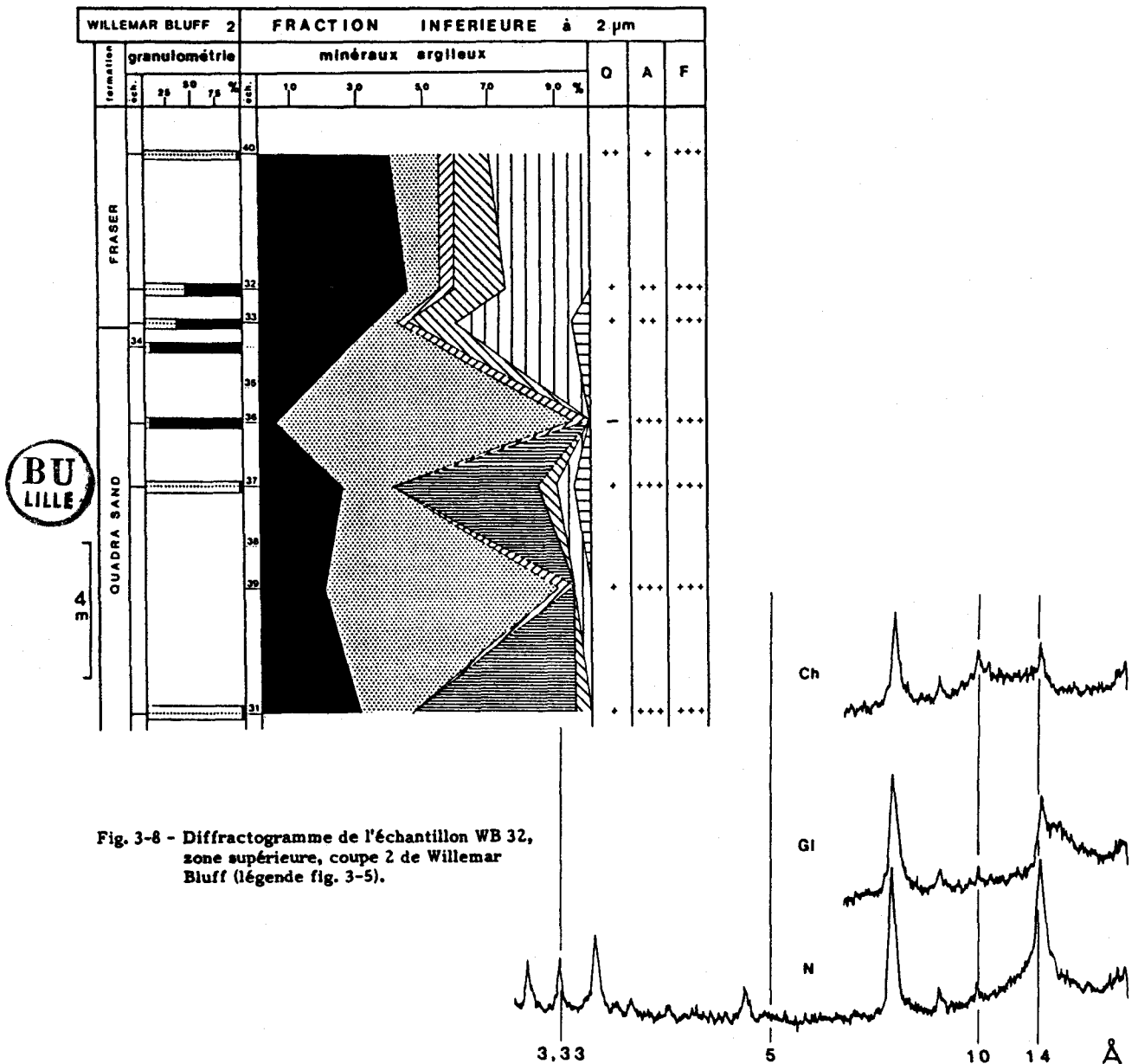


Fig. 3-8 - Diffractogramme de l'échantillon WB 32, zone supérieure, coupe 2 de Willemar Bluff (légende fig. 3-5).

3. Variations d'ensemble.

De bas en haut, sur l'ensemble des deux coupes on note :

- une augmentation très nette de la chlorite (trace à 45%) de la smectite (0 à 30%) et légère de l'illite (10 à 15%) ;
- une diminution de la kaolinite et de la vermiculite respectivement de 15 à 0% et de 25 à 0%. La figure 3-9 montre l'antagonisme qui existe entre les pourcentages de kaolinite et vermiculite et ceux de la chlorite et de smectite ;
- le pourcentage des (10-14_v) chute de manière brutale (40 à 0%) ;
- les (10-14_s) sont absents à la base et peu présents au sommet (5%). Leur absence dans la formation de Quadra Sand est vraisemblablement due à la superposition des raies des (10-14_v) et des (10-14_s) sur les diffractogrammes d'essai naturel ce qui rend difficile l'estimation du taux de (10-14_s) quand celui des (10-14_v) est important ;
- le rapport de pics feldspaths/amphiboles augmente de la base au sommet. Ceci indique une diminution relative des feldspaths dans la formation de Quadra Sand et l'inverse dans la formation de Fraser (fig. 3-9) ;
- les pics de la chlorite et de l'illite sont larges pour la formation de Quadra Sand et étroits dans celle de Fraser. Ceci traduit une bonne conservation de ces minéraux dans la formation de Fraser (fig. 3-5, 3-6 et 3-8.)

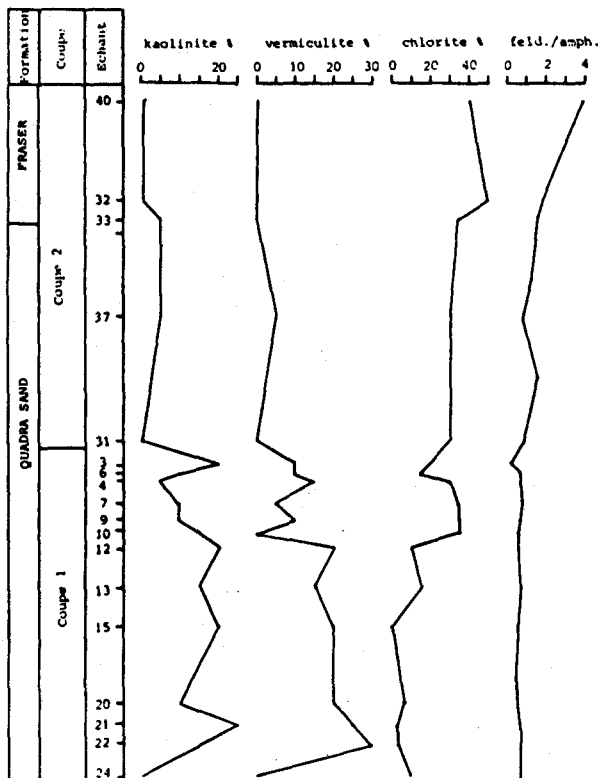


Fig. 3-9 - Variations verticales des pourcentages de la kaolinite, vermiculite et chlorite et du rapport Feldspath/Amphibole, sur les deux coupes du site de Willemar Bluff. La kaolinite et la vermiculite varient ensemble et de manière opposée à la chlorite.



B. SITE DE COWICHAN HEAD.

1. Coupe 1 (fig. 3-10).

Aux formations de Mapleguard et Dashwood correspondent deux zones minéralogiques. A la base, le cortège argileux de la formation de Mapleguard est dominé par la chlorite (35%), la smectite (35%) et l'illite (20%). Le pourcentage des interstratifiés irréguliers (14-14), (10-14_g) et (10-14_v) est égal à 10%. Les minéraux associés sont les feldspaths, amphiboles et quartz, en quantité relativement abondante.

Au sommet, les assemblages argileux de la formation de Dashwood sont identiques aux précédents à de faibles variations quantitatives près : chlorite (40%), smectite (25%), illite (25%). Sur l'ensemble de la coupe, l'allure générale des pics des minéraux primaires (fig. 3-11) est identique à celle rencontrée dans la formation de Fraser sur la coupe précédente.

Fig. 3-10 - Minéralogie de la fraction argileuse et granulométrie de la coupe 1 du site de Cowichan Head. Vers le sommet, le taux de smectite diminue tandis que ceux de chlorite et illite augmentent ainsi que la fraction grossière du sédiment.

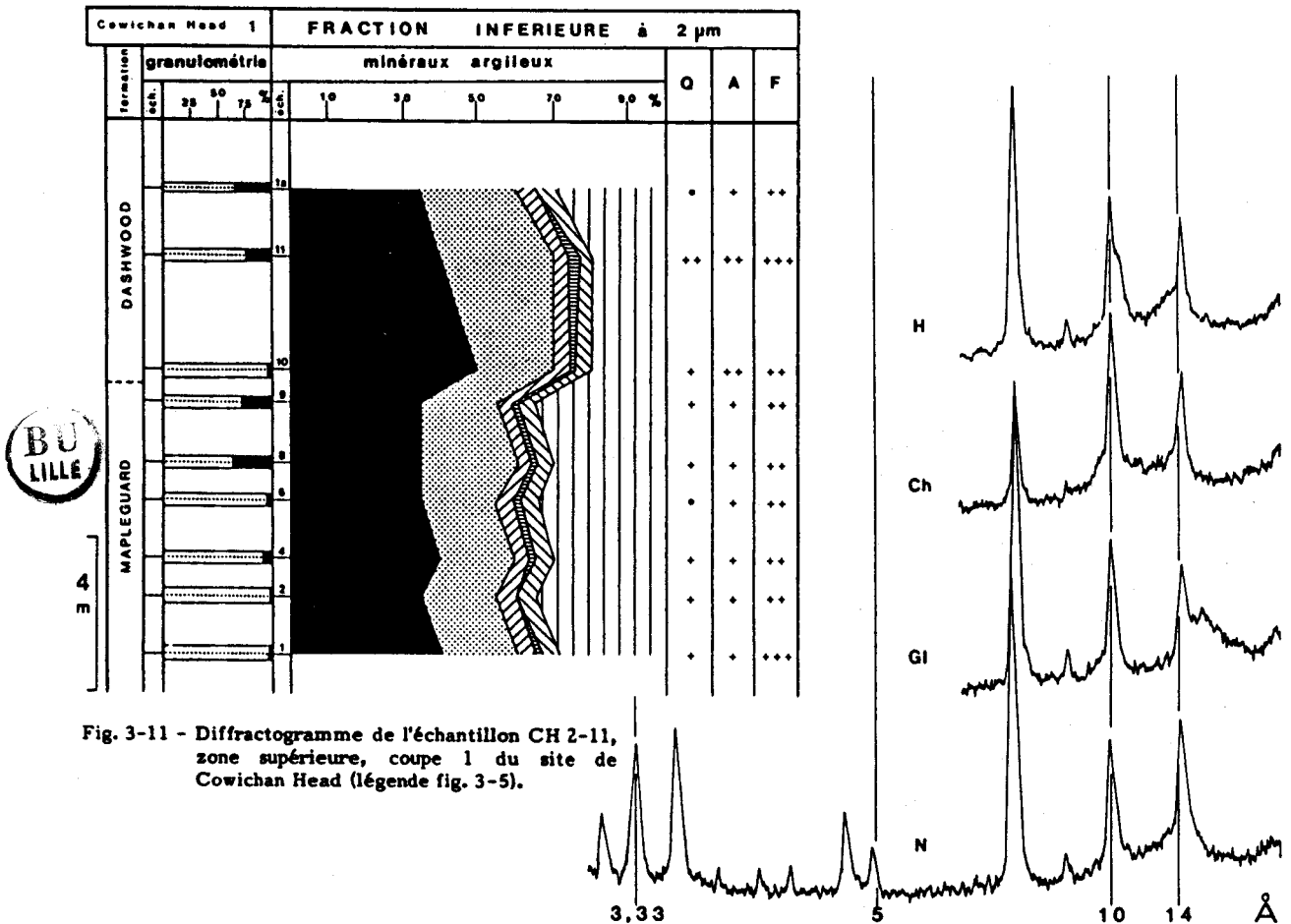


Fig. 3-11 - Diffractogramme de l'échantillon CH 2-11, zone supérieure, coupe 1 du site de Cowichan Head (légende fig. 3-5).

2. Coupe 2 (fig. 3-12).

Au trois formations sont associées trois zones minéralogiques. De la base au sommet, ce sont :

- la formation de Dashwood dont le cortège argileux est identique à celui du sommet de la coupe 1 (cf. fig. 3-10 et 3-11).

- la formation de Cowichan Head qui est caractérisée par des espèces argileuses plus variées (fig. 3-13). L'illite, les (14-14), (10-14_g) et (10-14_v) varient peu, ils représentent respectivement : 20, 15, 5 et 5% du cortège total. La chlorite et la smectite présentent une diminution de leur pourcentage du bas vers le haut respectivement de 5 à 0% et de 30 à 5% (fig. 3-12). La vermiculite et la kaolinite s.l. varient de manière opposée aux minéraux précédents ; leurs pourcentages respectifs passent de 20 à 30% et de 10 à 20%. Les minéraux associés sont rares, il s'agit de feldspaths et d'amphiboles.
- la formation de Quadra Sand recèle un cortège argileux identique qualitativement à celui de la formation de Cowichan Head. Il est dominé par la vermiculite (25%), la kaolinite s.l. (18%) et l'illite (18%). La chlorite et les interstratifiés (14-14) représentent chacun 10% de l'assemblage total, la smectite (5%) et les (10-14_v) quelques pourcents. Seuls les (10-14_v) présentent une variation notable de 20 à 5%. Les minéraux associés sont identiques à ceux de la formation sous-jacente.

Fig. 3-12 - Minéralogie de la fraction argileuse et granulométrie de la coupe 2 du site de Cowichan Head. C.H. : Formation de Cowichan Head
D. : Formation de Dashwood

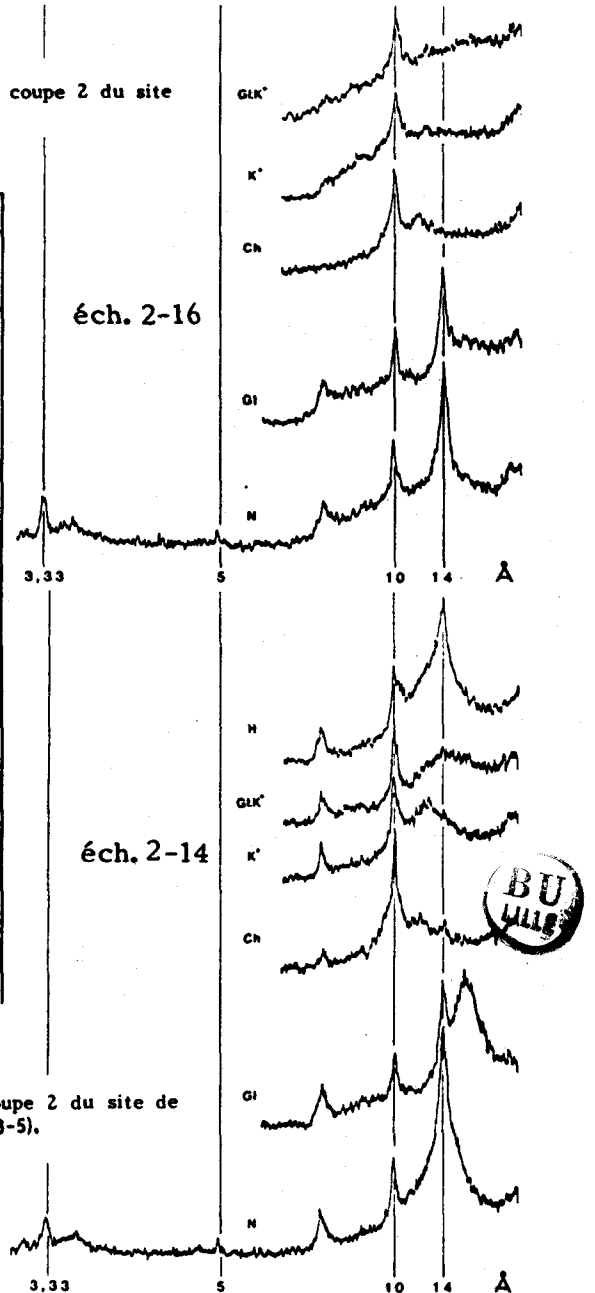
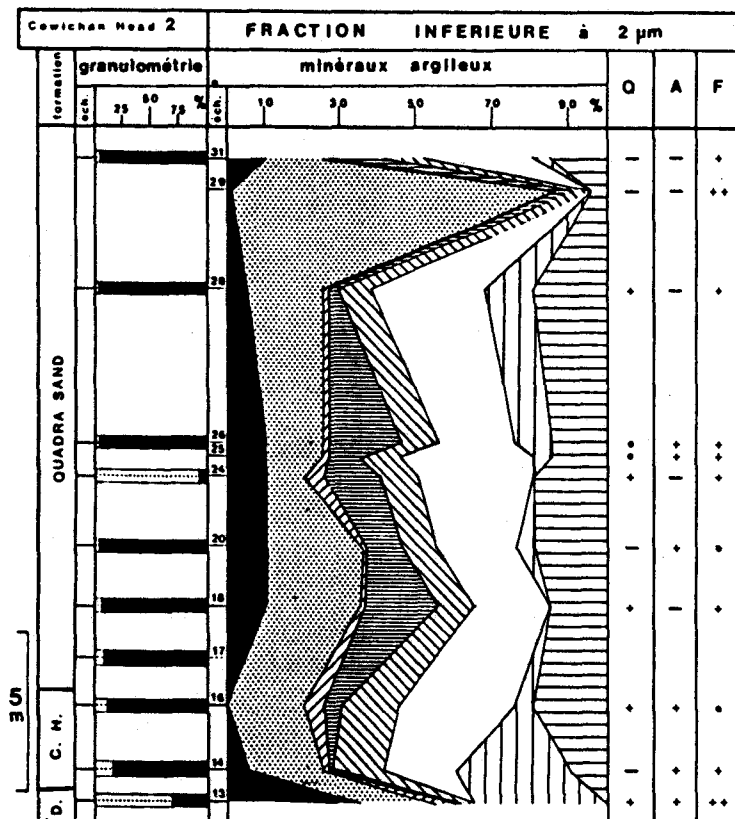


Fig. 3-13 - Diffractogramme des échantillons CH 2-14 et CH 2-16, coupe 2 du site de Cowichan Head (Formation de Cowichan Head). (Légende fig. 3-5).

3. Coupe 3 (formation de Fraser) (fig. 3-14).

L'assemblage argileux de cette coupe est identique à celui de la formation de Dashwood sur la coupe 1 à part de faibles variations quantitatives..

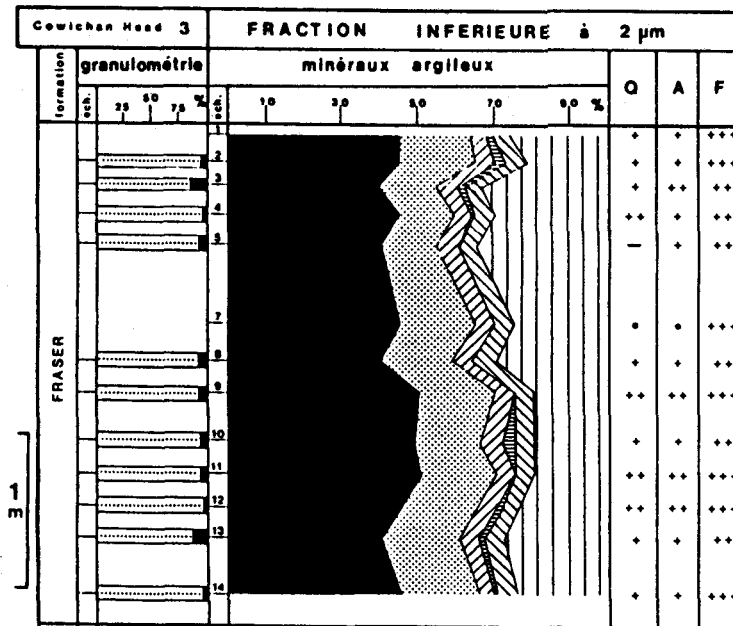


Fig. 3-14 - Minéralogie de la fraction argileuse et granulométrie de la coupe 3 du site de Cowichan Head.

4. Variations d'ensemble.

Les assemblages des formations de Mapleguard, Dashwood et Fraser sont identiques mais fortement différents de ceux rencontrés dans les formations intermédiaires de Cowichan Head et de Quadra Sand.

Sur la coupe synthétique de la figure 3-15 on note :

1) lors du passage de la formation de Dashwood à celle de Cowichan Head :

- une diminution brutale de la chlorite associée à l'apparition de kaolinite s.l. et vermiculite ;
- une diminution progressive de la smectite ;
- une diminution d'abondance des minéraux associés à la fraction fine, une augmentation relative des amphiboles par rapport aux feldspaths ;
- pour les minéraux primaires les pics hauts et étroits deviennent largement ouverts.

2) Lors du passage à la formation de Quadra Sand.

- une augmentation de la chlorite et des (10-14_v) ;

3) Lors du passage à la formation de Fraser :

- une augmentation de la chlorite et de la smectite ;
- la disparition de la kaolinite s.l., de la vermiculite et des (10-14_v) ;



- une augmentation de l'abondance des minéraux associés avec une dominance relative des feldspaths par rapport aux amphiboles. Ceci est confirmé par le rapport des pics 3,17/8,5Å (fig. 3-15).

4) De manière générale, au vu de la figure 3-15, le pourcentage de la kaolinite varie de manière identique à celui des interstratifiés irréguliers et de manière opposée à celui des minéraux primaires. Ces derniers ont des pics très bien conservés dans les formations basales et sommitales, contrairement aux formations intermédiaires. Il en est de même pour les minéraux associés.

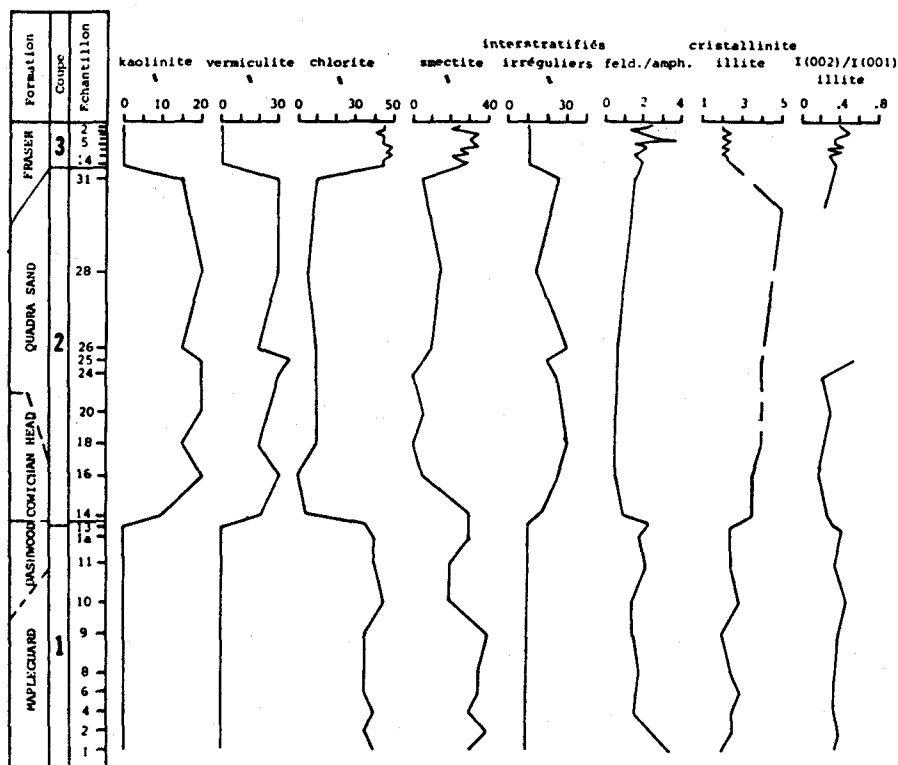


Fig. 3-15 - Variations verticales du pourcentage des argiles, des rapports de pics Feldspath/Amphibole, I(002)/I(001) de l'illite et de la cristallinité de l'illite sur l'ensemble du site de Cowichan Head. Les augmentations de kaolinite, vermiculite et interstratifiés irréguliers s'accompagnent d'un rapport Feldspath/Amphibole faible et d'une mauvaise cristallinité de l'illite.



C. SITE VICTORIA (FORMATION DE FRASER) (fig. 3-16).

L'assemblage minéralogique est très différent de celui rencontré dans la même formation sur les autres coupes (fig. 3-17). Par ordre d'abondance décroissante, il est essentiellement constitué de vermiculite (35 à 20%), smectite (35 à 10%), chlorite (20 à 0%), kaolinite (20% à traces), illite (10%), (14-14) (10%) et (10-14_s) (5%). Les minéraux associés sont des feldspaths et amphiboles peu abondants et du quartz en trace, alors que sur les coupes de Cowichan Head et Willemar Bluff, la kaolinite et la vermiculite sont absentes.

Les pics des minéraux primaires sont très ouverts (fig. 3-17) et les rapports de pics, reportés sur la figure (3-18) ne montrent aucune similitude avec ceux de la même formation sur les autres coupes. Notons aussi que les pourcentages de la

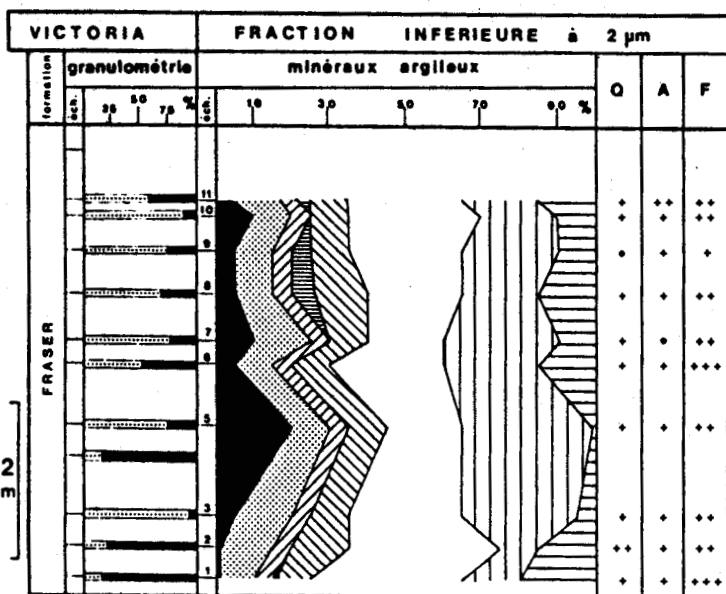


Fig. 3-16 - Minéralogie de la fraction argileuse et granulométrie de la coupe du site de Victoria.

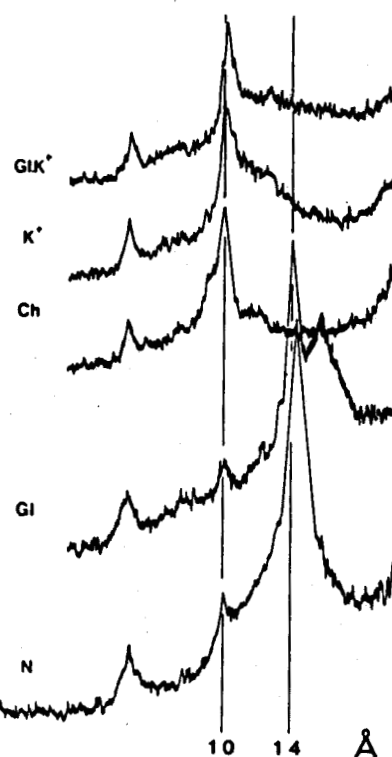


Fig. 3-17 - Diffractogramme de l'échantillon V9 de la coupe du site de Victoria (formation de Fraser) (légende fig. 3-5).

chlorite et de la smectite varient de manière opposée à ceux de la vermiculite et de la kaolinite.

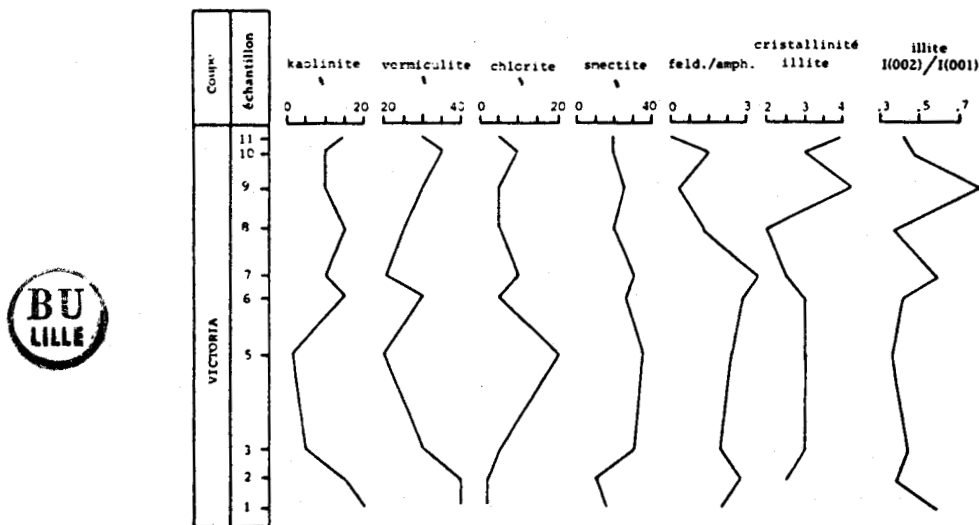


Fig. 3-18 - Variations verticales du pourcentage des minéraux argileux, des rapports de pics Feldspath/Amphibole et I(002)/I(001) de l'illite et de la cristallinité de l'illite sur le site de Victoria.

D. CARACTERES CHIMIQUES DES MINERAUX PRIMAIRES.

1. Chlorite.

La nature chimique de la chlorite peut être abordée par l'étude des diffractogrammes, uniquement dans le cas où la kaolinite et la vermiculite sont absents (Brindley et Brown, 1980). Par conséquent seules les coupes 1 et 3 de Cowichan Head sont étudiées ici de ce point de vue.

Pour les deux coupes les résultats sont similaires (fig. 3-19). Le rapport $I(001)_{ch} / I(001)_{gl}$ inférieur à 1, signifie que le pic $I(001)$ ne subit pas d'intensification au chauffage. Le rapport $I(001) / I(002)$ est faible (entre 0,4 et 0,5), de même que le rapport $(I(001) + I(003)) / I(002)$ compris entre 0,6 et 0,8.

En se référant aux données résumées par Caillère *et al.* (1982) et Thiry *et al.* (1983), les chlorites étudiées sont donc légèrement ferrifères (cf. chap. II, méthodes d'études).

Le rapport $I(003) / I(001)$ est proche de 0,75. Situé dans le tableau 2.1 (cf. chap. II, méthodes d'études), il signifie que la répartition des atomes de fer dans les octaèdres est symétrique (le degré d'asymétrie est égal à 0) (Brindley et Brown, 1980).

La moyenne des rapports $(I(002) + I(004)) / (I(001) + I(003))$ et $(I(002) + I(004)) / I(003)$ est respectivement égale à 5,73 et 1,93. Ces valeurs reportées dans le tableau 2.2 (cf. chap. II, méthodes d'étude) correspondent à la présence de 2 à 4 atomes de fer pour le premier rapport et de 4 à 6 atomes de fer pour le second. Leur formule peut s'écrire : $(Mg, Al)_{9-7} Fe_{3-5}(Si, Al)_8 O_{20}(OH)_{16}$.

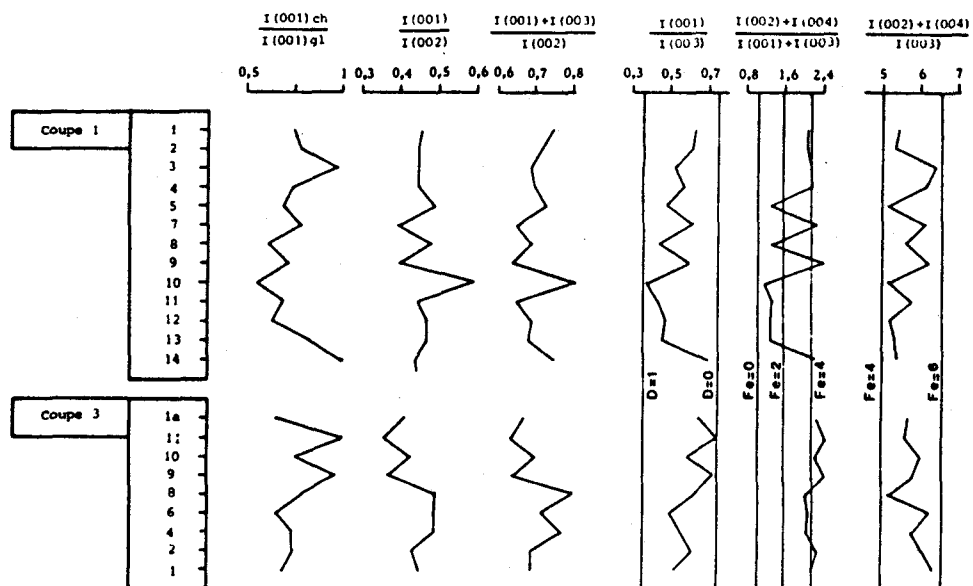


Fig. 3-19 - Rapports de pics des raies (00l) de la chlorite des coupes 1 et 3 du site de Cowichan Head.

$I(001)$ = raie à 14 Å mesurée sur l'essai chauffé ; $I(001)_{gl} = I(001)$ = raie à 14 Å, $I(002)$ = raie à 7 Å : mesurées sur l'essai glycolé, $I(003)$ = raie à 4,7 Å, $I(004)$ = raie à 3,54 Å, mesurées sur l'essai normal. D = degré d'asymétrie, Fe = correspond au nombre d'atomes de fer déduit des rapports de pics en fonction des valeurs lues dans le tableau 2-5.

2. Illite.

L'étude du rapport $I(002) / I(001)$ de l'illite donne des indications quant à la nature chimique du minéral (Thiry *et al.*, 1983). Sur les figures 3-15 et 3-18, on note un rapport $I(002) / I(001)$ assez faible. A part quelques valeurs fortes, les illites sont identiques sur les coupes de Cowichan Head et de Victoria, quelque soit la formation quaternaire concernée. Elles paraissent avoir une tendance mixte alumino-ferrifère.

E. MICROSCOPE ELECTRONIQUE A TRANSMISSION.

1. Coupe 1 et 3 du site de Cowichan Head (pl. h.t. n° 2).

Les niveaux 8 et 11 de la coupe 1, et 5 de la coupe 3, ont été analysés et présentent des faciès identiques (localisation fig. 3-2, 3-10 et 3-14). On remarque des phyllites opaques aux électrons et d'autres présentant un aspect moiré. Ces particules généralement de grande taille, ont des bordures très nettes, ce qui prouve leur bon état de conservation. Rarement, leur bordure est hérissée de petites croissances minérales. Ces minéraux peuvent être attribués respectivement à des chlorites et à des micas. Des particules de tailles plus petites sont également présentes ; on retrouve les chlorites et les micas accompagnés de minéraux très transparents aux électrons. Ces derniers ont des formes variées : soit des baguettes larges, soit des plages sans allongement particulier, soit des feuillets à moitié enroulés sur eux-mêmes. En raison de leur abondance et des données minéralogiques, ces particules peuvent être attribuées à de la smectite. Remarquons que ce minéral ne présente pas la morphologie habituelle des smectites pédologiques décrites notamment par Chamley (1981) et Holtzapffel (1983). Mais il montre certaines ressemblances morphologiques avec des smectites néoformées à partir de roches ou de cendres volcaniques, décrites par Chamley et Millot (1972), Chamley (1980a, 1980b) et Chamley et al. (1983).

La seule différence visible entre ces trois échantillons est la taille plus grande des particules de l'échantillon 11 par rapport aux deux autres.

2. Coupe du site de Victoria (pl. h.t. n° 2).

L'échantillon 5 est observé (localisation fig. 3-3 et 3-16). On remarque des particules de toutes tailles. Les chlorites et les micas sont de tailles variées et présentent souvent à leur pourtour des croissances sans arrangement particulier. Les particules plus petites ont généralement beaucoup plus de croissances et présentent parfois des bords flous. Certains de ces minéraux semblent être formés uniquement de fibres plus ou moins régulières enchevêtrées les unes dans les autres. Comparé aux autres niveaux étudiés, cet échantillon présente des particules dont l'état de conservation général est nettement moins bon.

3. Conclusion.

Deux faits majeurs peuvent être retenus de cette étude :

- nette différence d'aspect entre les particules de la coupe de Victoria et celles de Cowichan Head. Les minéraux sont beaucoup plus frais dans ces derniers niveaux ;

- morphologie très spéciale de la smectite, qui se présente sous la forme soit de larges baguettes soit de plages sans allongement particulier, soit de feuillets à moitié enroulés sur eux-mêmes. La bibliographie semble indiquer que ce genre de faciès est rencontré lors de néoformation de smectite à partir le plus souvent de débris de roches volcaniques ou de cendres.

F. PROBLEME DE L'ILLITE.

Certains échantillons de la formation de Quadra Sand ne renferment pas assez de minéraux argileux pour qu'ils soient identifiables (fig. 3-4, 3-7 et 3-12). D'autres ont un taux d'illite très important. La séparation des fractions granulométriques inférieures et supérieures à $63\ \mu\text{m}$, permet d'associer les échantillons à fort taux d'illite à ceux dont la fraction supérieure à $63\ \mu\text{m}$ est la plus abondante. La figure 3-20 souligne cette relation. On peut alors envisager la quasi-absence de fraction argileuse qui ne serait représentée que par quelques micas.

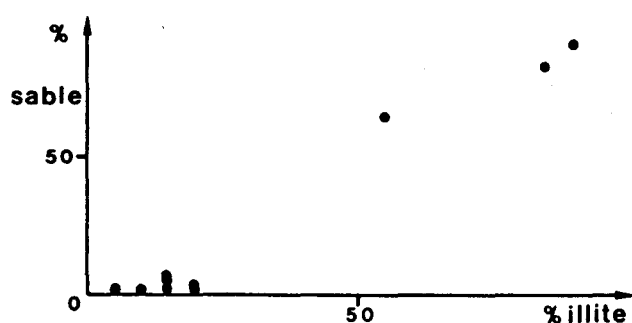


Fig. 3-20 - Relation entre les pourcentages d'illite dans la fraction argileuse et de sable dans les formations de Quadra Sand et Cowichan Head des sites de Willemar Bluff et de Cowichan Head.

G. EN RESUME.

Peu de variations du cortège argileux s'observent en fonction du lieu, sauf pour la formation de Victoria. Par contre, les variations en fonction du temps sont nettement plus abondantes. La figure 3-21 résume les principales caractéristiques minéralogiques des coupes étudiées. On note que :

- le pourcentage de l'illite reste relativement constant sur toutes les coupes mais l'aspect du pic I(001) varie aussi considérablement. Il est largement ouvert dans les formations de Cowichan Head et Quadra Sand, ainsi qu'à Victoria dans celle de Fraser alors qu'il est étroit et aigu dans les autres formations ;
- la chlorite est abondante dans les formations de Mapleguard, Dashwood et Fraser et en faible quantité dans les autres. L'allure de ses pics I(001) et I(002) (14\AA et 7\AA) varie de manière identique à ceux de l'illite ;
- la nature chimique de la chlorite est identique au sein des formations de Mapleguard, Dashwood et Fraser. Elle présente un degré d'asymétrie nul et est légèrement ferrifère ;

- la smectite évolue de manière similaire à la chlorite ;
- la kaolinite et la vermiculite ont un comportement antagoniste à celui de la chlorite et de la smectite ;
- les interstratifiés irréguliers sont les plus abondants dans la formation de Quadra Sand ;
- les minéraux associés, surtout les feldspaths et amphiboles, suivent l'évolution générale de la chlorite : ils montrent partout une diminution relative des feldspaths par rapport aux amphiboles dans les formations de Cowichan Head et Quadra Sand et de Fraser à Victoria, où sont présents la vermiculite, la kaolinite et/ou les interstratifiés irréguliers (10-14_v).

A partir de ces données sédimentologiques et minéralogiques, il est possible d'aborder le problème de l'origine et de la signification des minéraux argileux.

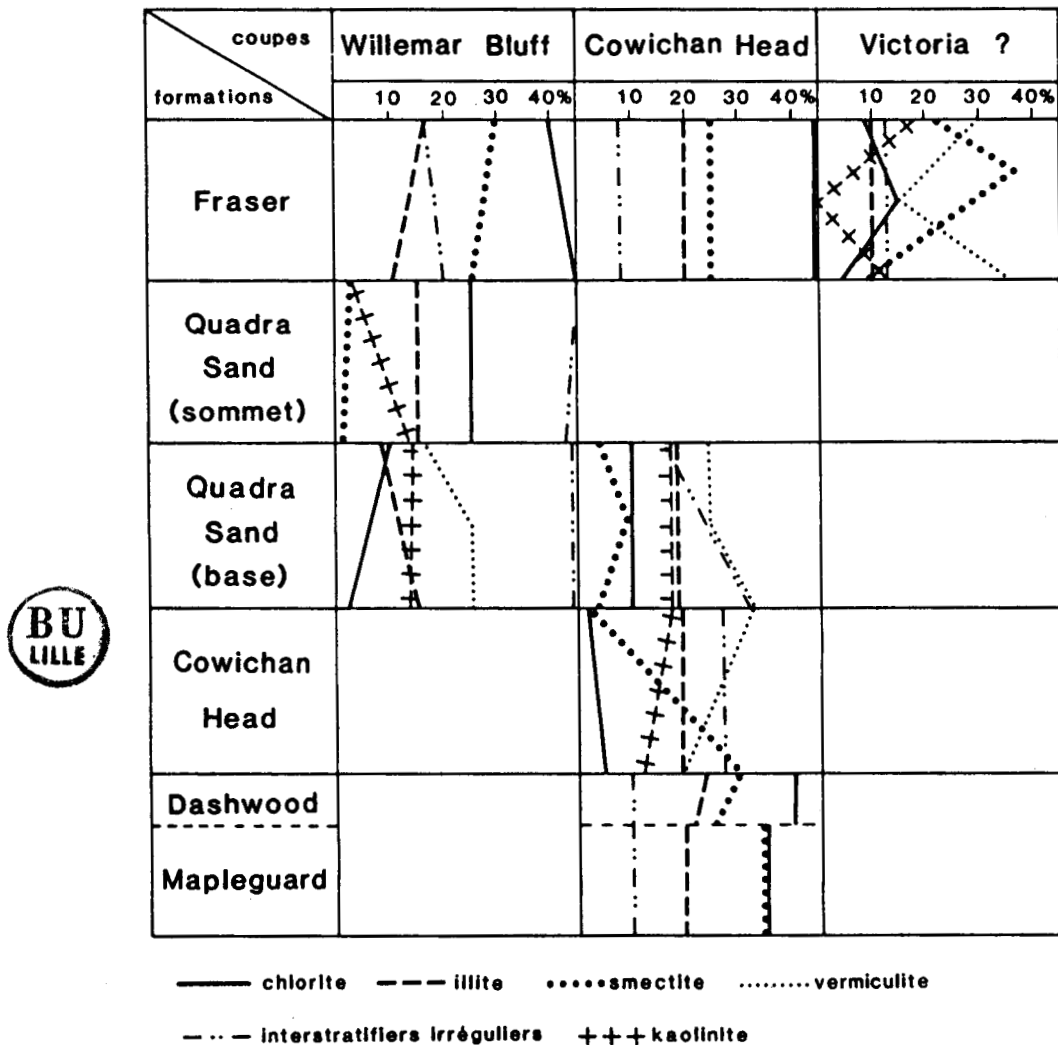


Fig. 3-21 - Synthèse des données minéralogiques de l'ensemble des coupes ; les minéraux interstratifiés irréguliers sont regroupés sous le même symbole.

IV. INTERPRETATIONS DES VARIATIONS DU CORTEGE ARGILEUX.

La diversité et les variations brutales des cortèges argileux me conduisent avant toute interprétation paléoclimatique, à envisager les types et les modifications des sources d'alimentation détritique au cours de la période de temps étudiée et les influences sur les minéraux argileux des différents milieux de dépôt.

A. SOURCES D'ALIMENTATION DETRITIQUE.

- Origine globale du matériel argileux.

L'analyse des cartes géologiques de la région (fig. 1-4 et 3-22) indique la grande abondance des roches plutoniques et volcaniques et la faible quantité de roches sédimentaires. Ces dernières, en raison de l'action abrasive des glaciers ont pu être érodées. Or, d'après l'étude sur l'origine du matériel détritique des sédiments et d'après Fyles (1963) et Clague (1981), il s'avère que 95% au moins des galets et des minéraux proviennent de roches volcaniques et plutoniques (chap. I). Par conséquent il est raisonnable de penser que les roches sédimentaires n'ont pas été détruites par les glaciers. Dès lors, les minéraux argileux primaires (illite, chlorite) proviennent des roches plutoniques et volcaniques. Les autres minéraux argileux rencontrés, n'étant pas hérités de roches sédimentaires anciennes, proviendraient alors de phénomènes d'altération des roches présentes dans la région.

- Variations des sources d'alimentation.

Pour les formations de Mapleguard, Dashwood et Fraser, l'analyse minéralogique de la fraction sableuse conduit à des résultats identiques. Elle est légèrement différente pour celle de Cowichan Head et de Quadra Sand. Mais l'ensemble des figures de courants mesurées sur toutes ces formations indique un sens d'apport uniforme venant du N-NE (Fyles, 1963 ; Clague, 1976, 1977, 1981). Par contre, Hicock et Armstrong (1983), sur la base d'étude réalisée sur le stade interglaciaire anté-Wisconsin et l'avant dernier stade glaciaire (Formation de Dashwood, Wisconsin inférieur et moyen) montrent que les apports détritiques sont régionaux au cours des périodes glaciaires et locaux lors des interstades glaciaires. Comme la formation de Quadra Sand s'est déposée durant le dernier stade glaciaire, son alimentation détritique doit être régionale et comparable à celle des formations de Fraser, Dashwood et Mapleguard. Ceci est en accord avec les données de la fraction sableuse et celles de Fyles (1963), Clague (1976, 1977 et 1981). En raison des similitudes lithologiques et du milieu de dépôt entre les formations de Quadra Sand et Cowichan Head, l'alimentation détritique de cette dernière ne doit pas être très différente de celle des autres formations. Toutefois en raison du caractère local des affleurements et du milieu de dépôt (fluvio-lacustre) de faibles variations d'approvisionnement peuvent exister.

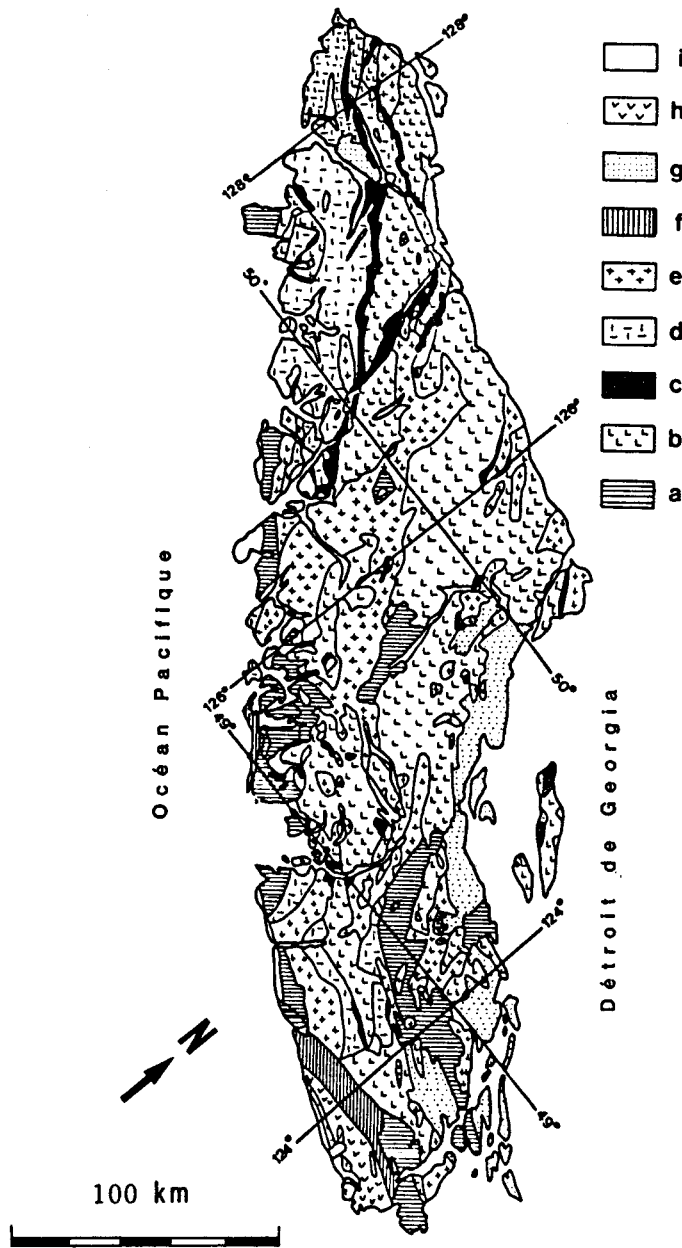


Fig. 3-22 - Carte géologique de l'île de Vancouver (d'après Muller, 1981)

a : Paléozoïque : Groupe Socker : roches métamorphiques, Jurassique et plus ancien : Complexes Métamorphiques. b : Trias : formation de Karmutsen : basalte. c : Trias : formations Quatsino et Parson Bay : calcaire. d : Jurassique inférieur : groupe Bonanza : andésite, rhyolite, tuff. e : Jurassique inférieur et moyen : Island Intrusion : diorite quartzite. f : Jurassique-Crétacé : formation de Leech River : roches métamorphiques. g : Jurassique-Crétacé : groupes Queen Charlotte, Kynsquot et Nanaïmo : siltite, grès, conglomérat. h : Tertiaire : volcanites de Metchosin. i : Tertiaire moyen : groupe Casmarah : conglomérat, grès, siltite, argilites.

Notons la très faible abondance de roches sédimentaires sur l'île de Vancouver.

B. INFLUENCE DU MILIEU DE DÉPÔT SUR LES MINÉRAUX ARGILEUX.

L'énergie du milieu de dépôt, la portance et la défloculation des minéraux argileux engendrent des modifications quantitatives du cortège argileux d'amont en aval vers le bassin de sédimentation (Whitehouse et al., 1960 ; Chamley, 1971 ;

Gibbs, 1977 et Orsolini et Chamley, 1980). Dans cette étude, deux grands types de dépôts sont rencontrés : des dépôts marins ou lacustres pour les formations de Mapleguard, Dashwood et Fraser et des dépôts fluviaux ou de plaine littorale pour celles de Cowichan Head et Quadra Sand.

Lors des changements de milieu de dépôt, on remarque de grandes variations du cortège argileux. Cela est visible sur la figure 3-21 lors du passage de la formation de Dashwood à celle de Cowichan Head. L'ampleur de ces modifications est de l'ordre de - 20% pour la chlorite, + 15% pour la vermiculite, + 10% pour la kaolinite et + 10% pour les interstratifiés irréguliers, et une diminution progressive de la smectite de 30 à 5%. Entre la formation de Quadra Sand et celle de Fraser on note - 25% à - 10% pour les interstratifiés irréguliers, - 25 à - 10% pour la vermiculite, + 15% pour la chlorite et + 15 à 20% pour la smectite. Généralement les variations minéralogiques dues au tri minéralogique sont plus modestes bien qu'elles puissent atteindre 10 à 15% pour la kaolinite et la chlorite, 20% pour l'illite (Orsolini et Chamley, 1980). Par conséquent, une partie non mineure des changements brutaux de l'assemblage argileux peut s'expliquer par l'action d'un phénomène de tri granulométrique en fonction de la taille, de la portance et de la floculation différente des espèces argileuses présentes.

En résumé, l'origine des minéraux argileux semble être due à deux causes principales, d'une part pour les minéraux primaires (illites et chlorites), à un héritage des roches cristallines et volcaniques et d'autre part aux effets de l'altération de ces roches. Les variations brutales des cortèges argileux étudiés peuvent être en partie expliquées par le phénomène de sédimentation différentielle lié aux différents milieux de dépôt rencontrés et à des faibles variations, semble-t-il, des zones d'alimentation.

C. ORIGINE CLIMATIQUE DES MINÉRAUX ARGILEUX ET DE LEUR VARIATION.

Pour les périodes glaciaires de Dashwood et de Fraser étudiées sur les coupes de Willemar Bluff et de Cowichan Head, le cortège minéralogique est identique. Il en va généralement de même pour la formation de Quadra Sand sur les coupes de Willemar Bluff et de Cowichan Head. Comme le matériel argileux est uniforme pour les périodes de même âge ou attribué à un même environnement climatique, il semble clair que la formation des minéraux argileux est directement liée au climat.

Les études sédimentologiques, polliniques et isotopiques de l'oxygène ont permis d'établir les environnements climatiques pour chaque formation rencontrée (Fyles, 1963 ; Clague, 1976, 1977, 1981 ; Alley, 1979 ; Hicock, 1980 in Hicock et Armstrong, 1983 entre autres). C'est donc à partir de ce canevas préétabli par ces auteurs que nous allons discuter des variations du cortège argileux (Tabl. 3-2).



<u>Site</u>	<u>Formation</u>	<u>Climat</u>	<u>Modification du cortège argileux</u>
Willemar Bluff et Cowichan Head	Fraser	Glaciation de Fraser	augmentation : chlorite, illite (bien cristallisées), smectite diminution : interstratifiés irréguliers disparition : kaolinite minéraux associés abondants : rapport feldspath sur amphibole élevé
	Quadra Sand	Avancée glaciaire rafraîchissement climatique	apparition : chlorite augmentation : interstratifiés irréguliers diminution : smectite, kaolinite disparition : vermiculite rapport feldspath sur amphibole faible
Cowichan Head	Cowichan Head	Interstade d'Olympia	apparition : vermiculite, kaolinite s.l. augmentation : interstratifiés irréguliers diminution : illite mal cristallisée disparition : chlorite rapport feldspath sur amphibole faible
	Dashwood	Glaciation de Salmon Springs	augmentation : chlorite et illite (bien cristallisées) diminution : smectite rapport feldspath sur amphibole élevé
	Mapleguard	Avancée glaciaire rafraîchissement climatique	- illite et chlorite (Fe), bien cristallisées - smectite abondante - peu d'interstratifiés irréguliers - minéraux associés abondants : rapport feldspath sur amphibole élevé

Tableau 3-2 : Environnement climatique pour chaque formation étudiée et évolution du cortège argileux des niveaux les plus anciens (Mapleguard) au niveau les plus récents (Fraser). Le cortège argileux de référence est toujours celui de la formation sous-jacente.

Classiquement les périodes froides engendrent la désagrégation mécanique des roches. Les argiles rencontrées sont celles des roches préexistantes, dans le cas où les roches sédimentaires sont absentes, les principales espèces rencontrées sont les illites et les chlorites bien cristallisées et les minéraux associés bien conservés (Millot, 1964, 1967). Lors des radoucissements climatiques, l'altération débute et affecte les minéraux, suivant le schéma de Goldich (1938 *in* Millot, 1964, cf. introduction) ou celui de Dejou *et al.* (1972) et Wilson (1967 *in* Dejou *et al.*, 1972). Pour les minéraux argileux, la chlorite est dégradée avant l'illite (Camez, 1962 ; Millot, 1964, 1967). Ces altérations conduisent à la formation de minéraux interstratifiés irréguliers, vermiculite, smectite et kaolinite, selon l'intensité de l'hydrolyse et la nature des minéraux de départ (Millot, 1964, tabl. 3-1).

Pour les formations de Mapleguard, Dashwood et Fraser, le climat glaciaire est marqué par la très bonne conservation des illites et des chlorites, le degré d'asymétrie nul et le caractère ferrifère des chlorites, signifiant l'absence d'altération, et la bonne conservation des minéraux associés, surtout les feldspaths.

Le passage à la formation de Cowichan Head, déposée sous climat tempéré, est souligné par la diminution de cristallinité des minéraux primaires, la diminution des taux de chlorite et feldspaths ainsi que l'apparition de kaolinite s.l. et vermiculite. Le rafraîchissement climatique, lors du dépôt de la formation de Quadra Sand, est marqué par une diminution du pourcentage de vermiculite et kaolinite et une augmentation des interstratifiés irréguliers (10-14_v) ainsi que de la chlorite.

D. PROBLEMES LIES AUX INTERPRETATIONS CLIMATIQUES.

Bien que le schéma général d'évolution climatique des minéraux argileux proposé coïncide avec les grandes variations climatiques du Quaternaire récent, quelques problèmes restent en suspens. Ce sont :

- 1) le pourcentage de smectites important associé aux périodes froides et sa disparition sous climat plus tempéré. Or, habituellement le pourcentage de ces minéraux augmente sous les climats tempérés ;
- 2) les sédiments de base de la coupe 1 de Cowichan Head sont attribués à la formation de Mapleguard, déposée lors du rafraîchissement climatique de la pénultième glaciation. Ils caractérisent un environnement climatique comparable à celui rencontré pour la formation de Quadra Sand. Or, le cortège minéralogique de la formation de Mapleguard ressemble fortement à celui de la formation de Daswood et très peu à celui de la formation de Quadra Sand.
- 3) la coupe de Victoria est rattachée par corrélation de lithofaciès à la formation de Fraser. Or, les assemblages argileux de cette coupe sont différents de ceux rencontrés dans la formation de Fraser sur les autres sites étudiés.

-4) lors du passage d'une formation à une autre, on note, généralement, des variations brutales du cortège argileux. Or, un changement climatique est habituellement progressif, par conséquent il devrait induire des variations graduelles au sein de l'assemblage argileux.

1. Origine et évolution de la smectite.

L'évolution du pourcentage de smectite est parallèle à celui de la chlorite. Il est de l'ordre de 25 à 30% dans les niveaux déposés sous climat glaciaire, alors que le taux de smectite diminue fortement lors des radoucissements climatiques.

La genèse à terre des smectites est très variable en fonction des climats, du type de roche mère et du type d'altération. Par exemple, ce sont des minéraux de dégradation sous climat tempéré humide (Millot, 1964 ; Chamley, 1971) de néoformations sous climat aride à saison contrastée (Paquet, 1969), issus de fluides hydrothermaux (Sudo et Shimoda, 1978), ou de néoformation à partir de séries volcaniques (Millot, 1964 ; Moyes et al., 1974 ; Latouche, 1975 ; Parra, 1980, 1982 ; Parra et al., 1984). Pour plus de amples données bibliographiques, le lecteur peut se rapporter à Holtzapffel (1983).

De plus la smectite se présente également à la base des profils latéritiques, dans la zone de dépôt en milieu alcalin (Millot, 1964). Quand le drainage et l'acidité du milieu augmentent c'est la kaolinite qui domine (Millot, 1964). Selon Barshad (1966), le pourcentage de smectite qui se développe, à partir de roches acides ou basiques décroît très rapidement quand les précipitations augmentent, apparaissent alors la vermiculite, la kaolinite et parfois l'illite (fig. 3-23). Singer (1966 in Singer 1980) observe lui aussi une diminution du taux de smectite quand les précipitations augmentent. Ce minéral se développe généralement sous climat tempéré ou plus chaud. Cependant, différents exemples signalent la formation de smectite sous climat froid, à partir de roches volcaniques en Islande (in Parra, 1980, 1982 et Parra et al., 1984) de roches métamorphiques et plutoniques du Groenland dans des séries fluvio-glaciaires en association avec de la vermiculite. (Petersen et Ramussen, 1980), dans des sols du NW canadien (Foscolos et al., 1977).

La smectite rencontrée dans les formations glaciaires étudiées, pourrait être héritée de roches sédimentaires anciennes ou formée à l'époque du dépôt des séries. En raison de la très faible quantité de roches sédimentaires anciennes (fig. 1-3 et 3-22), et du pourcentage assez élevé de smectite dans les séries décrites, il semble que ce minéral ne puisse pas être hérité de roches anciennes. Son origine probable serait alors une formation au cours des périodes froides.

Les données minéralogiques de la fraction sableuse et les diffractogrammes de la fraction argileuse montrent que les feldspaths ne sont pas altérés. Comme ces minéraux sont parmi les premiers à être déstabilisés par l'altération (Goldich, 1938 ; Millot, 1964 ; Dejou et al., 1972), il faut chercher d'autres éléments rocheux

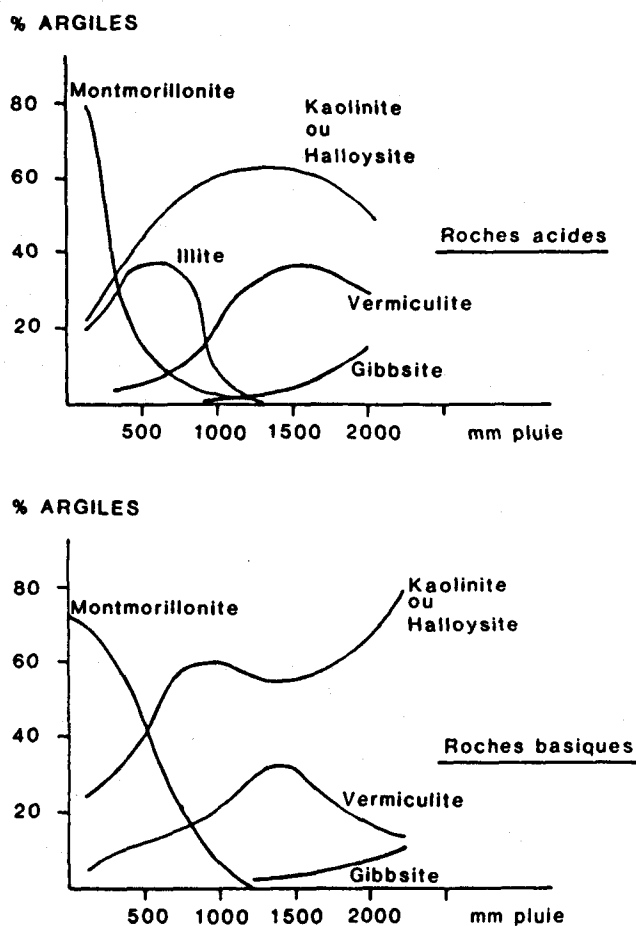


Fig. 3-23 - Effets des précipitations sur la fréquence de distribution des minéraux argileux, dans les niveaux de surface de sols issus de roches acides ou basiques (d'après Barshad, 1966).

pour l'origine des smectites. Au microscope électronique à transmission, on observe que la morphologie des smectites est particulière. Elle est proche de celle de smectite néoformée par altération de verre volcanique décrite par Chamley et Millot (1972), Chamley (1980a, 1980b) et Chamley (1983). Notons aussi l'abondance de fragments de roches volcaniques dans ces séries (Fyles, 1963 ; Clague, 1981) et leur aspect vraisemblablement altéré, observé à la loupe binoculaire. La carte géologique (fig. 1-3 et 3-22) montre la grande abondance de terrains volcaniques au Nord de l'île de Vancouver et des massifs plutoniques et volcaniques sur le continent. Ces massifs se situent dans la zone d'alimentation détritique des séries glaciaires étudiées (Fyles, 1963 ; Clague, 1976, 1977, 1981 ; Hicock et Armstrong, 1983). Par conséquent, je suis amené à envisager les hypothèses selon lesquelles les smectites des séries glaciaires seraient soit formées à partir de verre volcanique, soit représenteraient un premier stade d'altération de roches plutoniques. Ensuite ces smectites seraient transportées et déposées rapidement au sein des formations rencontrées. Ceci rejoindrait, en partie, les observations faites sur ce minéral au large de l'Islande par Moyes et al., 1974 ; Latouche, 1975 ; Parra et al., 1984).

Variation du pourcentage des smectites : la disparition des smectites au sein des formations déposées sous climat non glaciaire n'est pas habituelle. En effet quand des smectites se forment sous climat froid à partir de verre volcanique, et que le

climat se radoucit la formation de ce minéral tend à s'accroître (Millot, 1964 ; Parra, 1980 entre autres). Plusieurs hypothèses sont envisageables pour expliquer ce phénomène inverse : un changement des sources d'approvisionnement, un arrêt de la formation des smectites en fonction des phénomènes climatiques, ou une sédimentation différentielle en fonction des différents milieux de dépôts concernés.

Les problèmes de sources et de sédimentation différentielle ont été discutés précédemment. Pour les sources d'approvisionnement, le caractère local de celles-ci durant les interstades glaciaires s'oppose au caractère régional des sources au cours des périodes glaciaires. Nous avons vu que les changements d'alimentation devaient être faibles d'un stade à l'autre. Pour la sédimentation différentielle, rappelons que les dépôts glaciaires sont marins ou lacustres et ceux non glaciaires sont fluviaux à continentaux. Comme la smectite est un minéral de petite taille (microscopie électronique), de grande portance et de défloculation privilégiée, il semble normal qu'il ne se dépose pas dans des milieux fluviaux à sédimentation grossière (formation de Cowichan Head et de Quadra Sand). Ceci expliquerait aussi la présence de kaolinite s.l. presque uniquement dans ces formations. Par contre, le fait que la chlorite tend à disparaître et que la vermiculite et les (10-14_v) sont parfois très bien représentés, ne peut pas s'expliquer entièrement en termes de sédimentation différentielle.

Selon Barshad (1966, fig. 3-23) le taux de smectite formé sur des roches plutoniques acides et basiques peut diminuer très fortement avec l'augmentation des précipitations. La figure 3-23 montre sur des roches acides une diminution de 80 à 15% du pourcentage de smectite quand les précipitations hivernales passent de 250 mm à 508 mm, ceci pour des températures annuelles moyennes comprises entre 10 et 15°C. Pour les roches basiques, cette diminution du pourcentage est plus faible, de 75 à 40% pour les mêmes précipitations. A la place de la smectite se forme de la kaolinite, vermiculite et illite.

Dans les formations de Cowichan Head et de Quadra Sand, la diminution du taux de smectite, chlorite et feldspaths est synchrone de l'augmentation de la kaolinite, vermiculite, et interstratifiés irréguliers. Ces données, associées à la cristallinité des minéraux primaires, indiquent qu'une altération du matériel originel se produit en fonction d'une augmentation des températures et des précipitations. Par conséquent, il est possible d'envisager que la smectite disparaisse au profit de la kaolinite par des précipitations plus intenses et un milieu qui s'acidifie. Les variations du pourcentage des autres minéraux seraient dues à des phénomènes d'altération sous climat tempéré humide (cf. tabl. 3-1). Notons que cette hypothèse ne tient compte que des minéraux formés aux dépens de roches plutoniques mais n'explique pas la disparition de la smectite si cette dernière est issue de roches volcaniques.

En conclusion, il semble que la smectite des séries glaciaires soit un minéral de néoformation. Cette néoformation peut être due soit à l'altération de roches

volcaniques, soit être le premier stade d'altération de roches plutoniques, soit les deux phénomènes ensemble. Sa disparition, au cours des stades interglaciaires, peut être due à différents facteurs qui sont par ordre d'importance croissante, une variation des sources d'alimentation, une sédimentation différentielle, et une augmentation des précipitations qui entraîne la formation d'autres minéraux argileux.

L'étude de quelques sols actuels développés à partir de basaltes ou de roches plutoniques de la région permettrait, sans doute, d'apporter des arguments à l'une ou l'autre des hypothèses formulées.

2. Formations de Mapleguard et Daswood.

Les sédiments situés sous ceux de la formation de Dashwood appartiennent, selon Clague (1976, 1977), à la formation de Mapleguard ou à une autre plus ancienne. D'après Clague (comm. pers., 1985) et Hicock et Armstrong (1983) cette formation s'est déposée au cours du rafraîchissement climatique précédant la pénultième glaciation. Donc sa fraction argileuse devrait être équivalente à celle de la formation de Quadra Sand (tabl. 1-1). En fait, elle est semblable à celle des dépôts de Dashwood déposés sous climat glaciaire.

En raison du manque de datation, mais au vu de son cortège argileux, la formation de Mapleguard peut correspondre soit à la base de celle de Dashwood, soit être plus ancienne.

La formation de Dashwood est plus proche des sources, elle contient des minéraux plus illitiques que smectitiques et ils sont de plus grande taille par rapport à la formation de Mapleguard. Ces variations minéralogiques quantitatives peuvent être attribuées à un phénomène de sédimentation différentielle (Whitehouse *et al.*, 1960 ; Gibbs, 1977). De plus, on ne note aucune discontinuité sédimentologique entre ces deux formations. Par conséquent, il est vraisemblable que la formation de Mapleguard corresponde à la base de celle de Dashwood, en raison de leur bonne concordance sédimentologique et minéralogique.

3. Variations minéralogiques dans la coupe de Victoria.

Sur la base de corrélations lithologiques, les sédiments situés à Victoria sont attribués à la formation de Fraser, qui s'est déposée au cours de la dernière période glaciaire. Or, le cortège minéralogique ne présente pas les mêmes caractéristiques que ceux des autres dépôts glaciaires comme l'atteste la comparaison effectuée entre les sédiments de la même formation à Willemar Bluff et à Cowichan Head (fig. 3-21). En effet, le cortège minéralogique présente des caractères comparables à ceux rencontrés dans les sédiments déposés sous climat plus tempéré, à savoir la mauvaise conservation des minéraux primaires (réflexions 001 ouvertes), la présence de kaolinite et vermiculite et la faible abondance des minéraux associés.

Cet antagonisme entre l'âge présumé de la formation et la nature du cortège argileux peut être expliqué de différentes façons :

- 1) soit ces sédiments appartiennent bien à la formation de Fraser et dans ce cas, il faut rechercher pour les minéraux argileux une origine différente que celle admise jusqu'à présent pour l'ensemble des coupes ;
- 2) soit ces sédiments ne sont pas directement corrélables à ceux de la formation de Fraser rencontrés sur la coupe 3 de Cowichan Head et dans ce cas, grâce au cortège argileux, on doit resituer stratigraphiquement la coupe de Victoria.

a. Origine différente du cortège argileux.

La seule origine différente du cortège argileux peut être un héritage de séries quaternaires anciennes. Le cortège argileux de la coupe de Victoria ne comporte aucune caractéristique de dépôt glaciaire, c'est à dire des réflexions basales de minéraux primaires étroites et aiguës et des minéraux associés en grande quantité et bien conservés. Par conséquent, l'apport de série ancienne doit constituer la majeure partie du sédiment pour satisfaire cette hypothèse. Or, comme les faciès sédimentaires sont très ressemblants à ceux de la formation de Fraser sur la coupe de Cowichan Head, il est difficile d'imaginer un mélange de cette ampleur. Par conséquent, je ne pense pas qu'une origine complètement différente du cortège argileux soit la cause de ces variations.

b. Position stratigraphique différente.

En raison du manque de datation, la position stratigraphique de cette coupe est discutée en fonction des données minéralogiques. Si ce cortège argileux ne caractérise pas les séries glaciaires rencontrées, il n'est pas non plus identique à ceux des formations interglaciaires. En effet, les pourcentages de smectite et de chlorite sont importants par rapport à ceux rencontrés dans les formations non glaciaires. Et un antagonisme net existe entre la smectite et la chlorite d'une part et la kaolinite et la vermiculite d'autre part. Par conséquent, le cortège argileux de Victoria présente des caractéristiques intermédiaires entre les dépôts influencés par les climats glaciaires et interglaciaires, comme l'indique la figure 3-24. De plus, cet assemblage argileux présente plutôt des caractéristiques de fin de déglaciation que de début de glaciation. Mais, si la tillite sus-jacente aux sédiments de Victoria appartient à la formation de Fraser et correspond à l'épisode final de retrait des glaces, il n'existe pas de sédiments fini-glaciaires. Par conséquent, il serait possible de corréler les dépôts de Victoria avec ceux juste postérieurs à la glaciation précédente (Salmons Springs, formation de Dashwood).

En conclusion, la nature du cortège minéralogique de Victoria ne semble pas correspondre à un héritage de série ancienne au vu des résultats acquis. Par contre, l'assemblage minéralogique pourrait correspondre à un dépôt de stade fini-glaciaire,

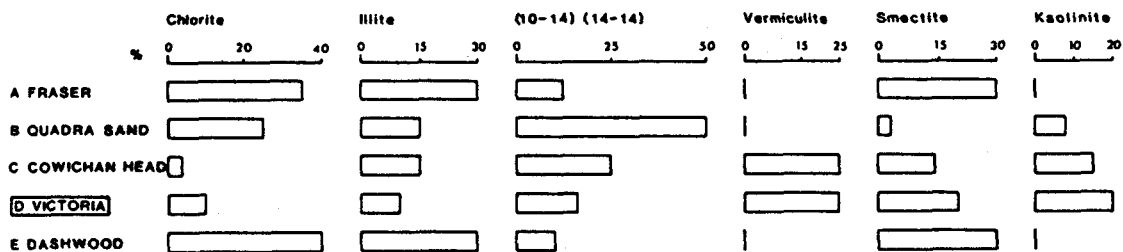


Fig. 3-24 - Comparaisons des moyennes minéralogiques de la formation de Fraser du site de Victoria (D) avec celle des formations de Dashwood (E), de Cowichan Head (C), Quadra Sand (B) et Fraser (A) des sites de Willemar Bluff et Cowichan Head. Les valeurs de pourcentage de chaque espèce minérale du site de Victoria (D) sont généralement intermédiaires entre celles des formations de Dashwood (E) et de Cowichan Head (C).

qui daterait peut-être de la fin de la glaciation de Salmon Springs. Cette datation se base uniquement sur des corrélations minéralogiques tout comme la précédente se basait sur des corrélations lithologiques. Par conséquent, d'autres critères de datation absolue ou relative doivent être recherchés pour vérifier l'une ou l'autre des hypothèses.

4. Variations brutales du cortège argileux.

Dans la partie consacrée aux aspects sédimentologiques, des variations brutales de faciès sont observées lors du passage des formations glaciaires à celles non glaciaires et inversement. De telles variations sont également visibles pour les assemblages argileux. Or, les modifications argileuses d'origine climatique sont généralement progressives et d'amplitudes modérées (Chamley, 1971 ; Jacobs, 1974). Elles engendrent donc, a priori, des variations graduelles au sein du cortège argileux.

Comme nous l'avons vu pour la smectite, ces changements minéralogiques brutaux peuvent avoir plusieurs causes :

- la présence de lacunes de dépôts et/ou d'érosions engendrées soit par l'action érosive des glaciers, soit par le mode de dépôt rencontré. En effet des dépôts fluviaux ou lagunaires, tels que ceux mis en évidence pour les formations de Cowichan Head et de Quadra Sand, ne sont pas propices à une sédimentation continue ;
- le tri granulométrique lié au mode de dépôt peut entraîner des modifications du cortège initial (Whitehouse et al., 1960 ; Gibbs, 1977 ; Orsolini et Chamley, 1980). Les chiffres donnés lors de l'étude sur la smectite, montre que ce phénomène ne doit pas être négligé bien qu'il n'explique pas l'ensemble de ces variations. Il peut avoir néanmoins un effet très local au sein d'une même formation comme nous l'avons remarqué pour les échantillons très riches en illite (voir fin de description minéralogique) ;
- une variation des sources d'alimentation peut également être évoquée (voir ch. III, § IV). Mais aucun argument ne permet de dire que ces variations ont été importantes. Rappelons ici, que selon Hicock et Armstrong (1983), l'alimentation devrait être régionale lors des époques glaciaire et locale au cours des interstades

glaciaires. En raison de la ressemblance des fractions sableuses de l'ensemble des formations rencontrées, il semble que ce facteur n'a pas un rôle prépondérant pour expliquer les variations du cortège argileux.

Par conséquent, à ce stade de l'étude, il semble que les causes principales de ces variations brutales soient dues à l'existence de hiatus sédimentaires, à laquelle s'ajoutent les effets de tri granulométrique et de source d'alimentation différente.

E. HYPOTHESE SUR LES SEQUENCES D'ALTERATION DES MINERAUX.

Les sédiments étudiés sont surtout issus de l'érosion et de l'altération de massifs volcaniques et plutoniques. D'après Goldich (1938) et Dejou et al. (1972), entre autres, les plagioclases se déstabilisent plus rapidement que les autres minéraux (cf. introduction). Quand l'altération augmente les biotites, chlorites et amphiboles sont à leur tour dégradées. Le tableau 3-1 présente quelques séquences d'altération de minéraux sous climat tempéré. Sans revenir dans le détail de ce tableau, notons que l'altération des minéraux peut donner directement naissance à de la vermiculite, smectite et kaolinite s.l.

A partir de ces données et en fonction des variations minéralogiques observées, (fig. 3-21) les hypothèses sur l'origine et l'altération des minéraux peuvent être proposées (fig. 3-25).

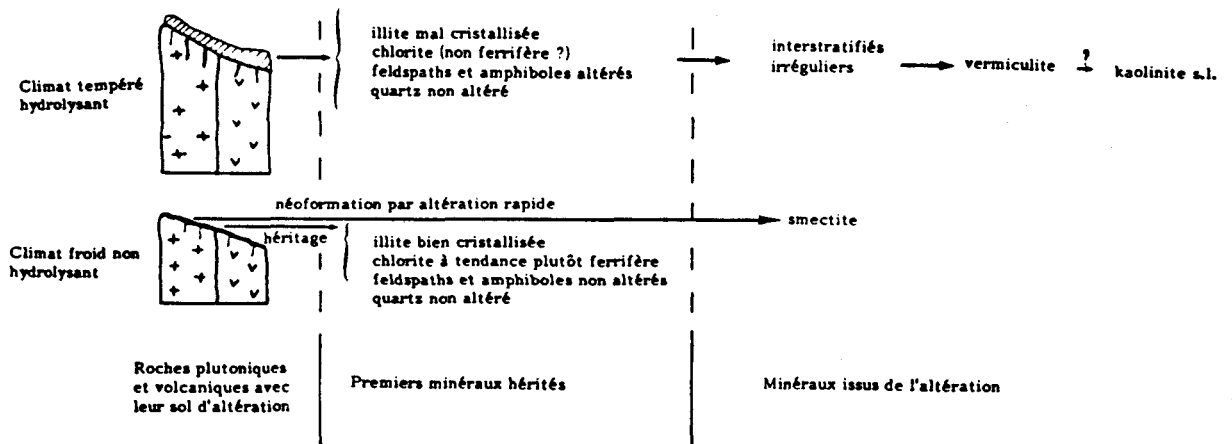
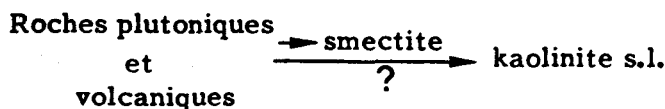


Fig. 3-25 - Hypothèse sur l'origine des minéraux argileux.

Ainsi, les observations sur l'origine de la smectite et l'antagonisme qui existe entre ce minéral et la kaolinite expliquerait en partie la première séquence,



ceci avec un drainage plus important et un milieu devenant acide lors des périodes plus douces (Millot, 1964 ; Barshad, 1966).

D'autre part, les antagonismes entre les pourcentages de chlorite-vermiculite, chlorite - (10-14_v) et (14-14) permettent de proposer cette seconde séquence :

chlorite → (14-14) → vermiculite ...?.. kaolinite s.l.
illite (10-14)

Cette dernière séquence ressemble à la séquence d'altération générale des minéraux argileux (Camez, 1962 ; Millot, 1964, 1967 ; Dejou et al., 1972 entre autres). Notons pour cette séquence le passage de l'illite à des interstratifiés irréguliers (10-14) alors que le pourcentage de l'illite varie faiblement d'une coupe à l'autre. Ceci s'expliquerait par la néoformation de séricite à partir de feldspaths (Dejou et al., 1972) et d'illite à partir de roches plutoniques acides (Barshad, 1966).

Les feldspaths ainsi que les amphiboles sont moins abondants dans les dépôts sous climat non glaciaire, surtout pour les feldspaths. D'après le tableau 3-1, les feldspaths, outre la séricite, peuvent donner naissance à de la vermiculite, métahalloysite et smectite, et les amphiboles à des chlorites, vermiculites et interstratifiés irréguliers.

En raison de l'absence d'étude individuelle sur chaque minéral, les filiations proposées sur la figure 3-25 n'ont qu'une valeur globale et elles ne peuvent pas prétendre donner une solution définitive sur ces problèmes de séquences d'altération dans le secteur étudié.

En résumé, les minéraux argileux rencontrés dans les sédiments émergés du Quaternaire terminal sont, en grande partie, issus de l'altération pédologique. Leurs assemblages gardent l'empreinte du climat sous lequel ils se sont formés. Malgré des perturbations d'ampleur modeste, dues à des approvisionnements sédimentaires différents et à des phénomènes de sédimentation différentielle, trois assemblages minéralogiques majeurs sont identifiés. Ils correspondent à trois périodes climatiques successives reconnues par ailleurs dans la bibliographie.

L'illite, la chlorite ferrifère, toutes deux bien cristallisées, la smectite en lattes ou en tablettes et l'abondance de minéraux associés caractérisent les climats glaciaires de Salmon Springs et de Fraser (formation de Mapleguard, Dashwood et Fraser).

L'illite mal cristallisée, la faible abondance de chlorite et de smectite, la vermiculite, la kaolinite s.l., les interstratifiés irréguliers représentent le climat tempéré hydrolysant, propre à la période interglaciaire d'Olympia (formation de Cowichan Head).

Les interstratifiés irréguliers (10-14_v), la chlorite et la kaolinite marquent le rafraîchissement climatique de la glaciation de Fraser (formation de Quadra Sand).

En fonction de ces données, l'attribution stratigraphique de la coupe de Victoria et de la formation de Mapleguard est discutée. Pour la première, le cortège argileux semble correspondre à la période de transition entre la période glaciaire de Salmon Springs et l'intervalle non glaciaire d'Olympia. La seconde peut être rattachée à la formation sus-jacente de Dashwood (glaciation de Salmon Springs).

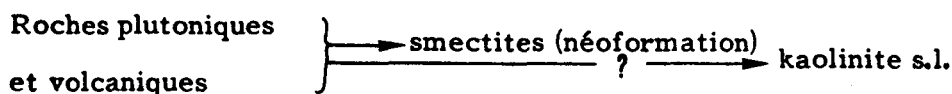
Enfin les variations minéralogiques verticales permettent d'émettre des hypothèses quant à l'origine probable des différentes espèces argileuses. L'illite, la chlorite et les minéraux associés seraient hérités des roches préexistantes. La smectite serait néoformée à partir de roches volcaniques. Les interstratifiés irréguliers, la vermiculite et la kaolinite s.l. seraient issus de l'altération des minéraux préexistants.

V. CONCLUSIONS.

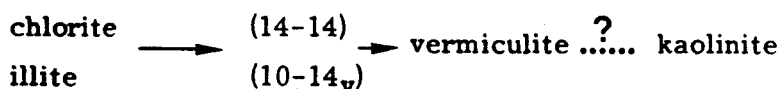
Les analyses sédimentologique et minéralogique des séries quaternaires récentes de l'île de Vancouver permettent d'approcher la question de l'influence du climat sur le développement des minéraux argileux et de proposer des assemblages typiques pour chaque période climatique.

L'étude confirme les milieux de dépôt fluviatile et de plaine littorale pour les formations non glaciaires et marines ou/et lacustres pour les séries typiquement glaciaires. Les grandes variations minéralogiques rencontrées, si elles sont principalement attribuées à l'altération pédologique sous des climats variés, peuvent être amplifiées par des modifications de sources d'approvisionnement, des phénomènes de sédimentation différentielle et par l'existence de hiatus sédimentaires. Malgré cela, les assemblages argileux caractérisent successivement les stades glaciaires de Salmon Springs, interglaciaire d'Olympia et glaciaire de Fraser. Ce dernier présente deux séquences types, la première marque le rafraîchissement climatique et la seconde est identique à celle du stade glaciaire de Salmon Springs.

La formation des minéraux argileux est principalement due à l'altération de roches plutoniques et volcaniques qui constituent la majeure partie des zones d'alimentation. Deux séquences globales d'altération déduites des variations verticales sont proposées :



les smectites se formeraient sous climat froid ; l'augmentation des précipitations et l'acidification du milieu sous climat plus doux donneraient naissance à la kaolinite.



cette seconde séquence caractérise l'altération chimique au cours de l'interstade glaciaire d'Olympia.

De plus, la minéralogie des argiles, utilisée comme marqueur paléoclimatique, permet de proposer une hypothèse quant à l'attribution stratigraphique de deux séries étudiées.

A partir de ces canevas, il est possible d'étendre l'étude aux domaines côtier puis océanique afin de voir si ces mêmes espèces minérales se retrouvent en mer, et sinon de cerner les modifications subies par ces minéraux lors de leur transport et de leur dépôt.

CHAPITRE IV

DOMAINE COTIER

LE PALEOENVIRONNEMENT, SON INFLUENCE SUR LE CORTEGE ARGILEUX

CHAPITRE IV - DOMAINE COTIER

LE PALEOENVIRONNEMENT, SON INFLUENCE SUR LE CORTEGE ARGILEUX

La seconde étape de l'identification des paléoclimats dans les séries sédimentaires du Quaternaire supérieur est l'étude du domaine intermédiaire, c'est-à-dire côtier.

En raison du manque de matériel très récent sur les coupes à terre, il m'a paru indispensable d'étudier des sédiments de surface dans quelques fjords. Ensuite, l'étude d'une carotte de 8 m environ, prélevée dans le bassin de la Reine Charlotte, permettra d'aborder les comparaisons sur une tranche de temps plus importante.

I. SEDIMENTS DES FJORDS (localisation chap. II, fig. 2-1).

A. BAIE DE QUATSINO : ILE DE VANCOUVER.

1. Lithologie.

Ce sont des boues sableuses parfois graveleuses de couleur olive à gris olive contenant des débris coquilliers, des vers et des fragments de bois.

2. Granulométrie.

Ce sont principalement des silts argileux et parfois des sables silteux (fig. 4-1). Les analyses granulométriques permettent d'observer des différences importantes dans ces sédiments. Le pourcentage de sable varie de 70% (éch. PAN 77-64) à 2% (éch. PAN 77-68). La fraction silteuse est faible dans l'échantillon sableux (15%); dans les autres prélèvements, elle est comprise entre 30 et 50% (fig. 4-1).

3. Frottis.

Les faciès sont détritiques. On note du quartz, des feldspaths, des amphiboles, peu de minéraux lourds et de la matière organique diffuse. Les minéraux sont noyés dans une matrice très fine dont les constituants ne sont pas identifiables. De très petites quantités d'organismes siliceux et calcaires sont rencontrées.

4. Minéralogie des argiles.

a. Fraction inférieure à 2 μ m.

Les résultats, reportés sur la figure 4-1, montrent un assemblage simple. Il est dominé alternativement par la smectite (45 à 25%) et la chlorite (40 à 25%).

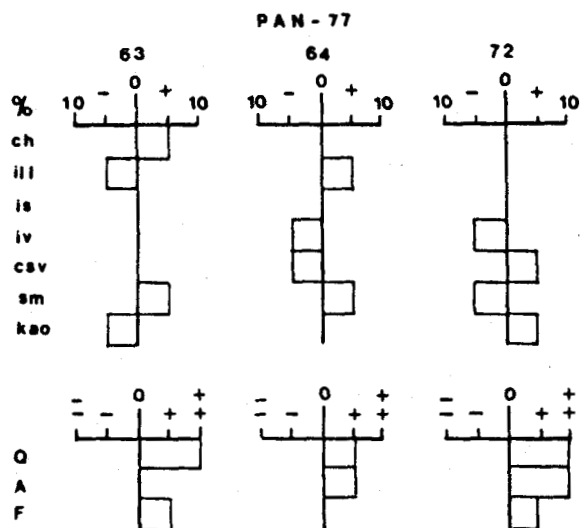


Fig. 4-2 - Comparaison des fractions inférieures à 8 et à 2 μ m des sédiments de la baie de Quatsino. La fraction inférieure à 2 μ m est prise comme référence.

ch : chlorite, ill : illite, is : (10-14 μ),
iv : (10-14 μ), csv : (14-14), sm :
smectite, kao : kaolinite, Q : quartz,
A : amphibole, F : feldspath.

d. Nature chimique des minéraux primaires.

- Illite : le rapport $I(002) / I(001)$ est compris entre 0,33 et 0,41 ce qui donne à l'illite un caractère plus alumineux que ferrifère (Thiry *et al.*, 1983).

- Chlorite : le rapport $I(001)_{ch} / I(001)_{gl}$ inférieur à 1 traduit l'absence d'intensification de la raie à 14 Å au chauffage (fig. 4-3). Le rapport $I(001) / I(002)$ est en moyenne égal à 0,94 ($\sigma = 0,13$) tandis que $(I(001) + I(003)) / I(002)$ est légèrement plus élevé ($X = 1,2 ; \sigma = 0,6$). Ceci suggère que la chlorite est plus alumino-magnésienne que ferrifère (Caillère *et al.*, 1982 ; Thiry *et al.*, 1983). La moyenne du rapport $I(003) / I(001)$ est égale à 0,29, ce qui correspond à un degré d'asymétrie $D = + 1$ (tableau 2-3, chap. II). En raison de cette asymétrie, des corrections sont effectuées sur les intensités des raies d'ordre impair. Les valeurs des rapports $(I(002) + I(004)) / (I(001) + I(003))$ et $(I(002) + I(004)) / I(003)$ reportées dans le tableau 2-4, correspondent à 0 atome de fer dans la structure pour le premier rapport et entre 2 et 4 pour le second rapport. Du fait de cette différence, on peut simplement dire que la structure contient peu d'atomes de fer et qu'ils sont plus abondants dans la couche octaédrique du feuillet mica que dans celui du feuillet brucitique (Brindley et Brown, 1980).

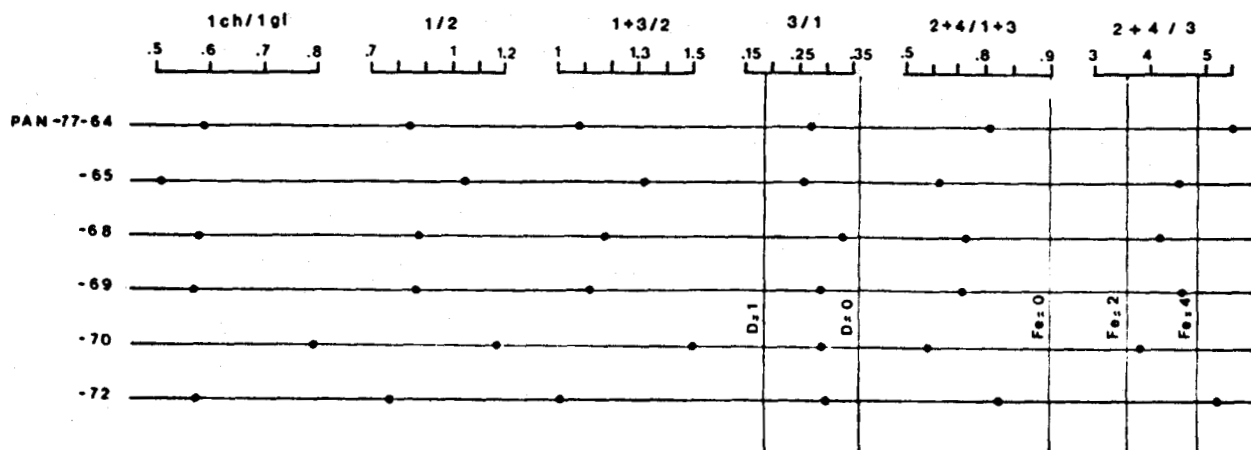


Fig. 4-3 - Estimation de la nature chimique de la chlorite des sédiments de la baie de Quatsino, île de Vancouver (légende fig. 3-19).

5. Origine des sédiments.

Les terrains qui entourent la baie de Quatsino sont constitués d'andésites, rhyolites, basaltes, diorites et quelques roches sédimentaires (calcaires, siltites et grès) (fig. 4-4). En superficie, les roches volcaniques et plutoniques prédominent (80% environ). Par contre, les roches sédimentaires occupent 40% des rivages de la baie de Quatsino. Par conséquent, la contribution sédimentaire doit être plus importante de la part des roches intrusives et éruptives que des terrains sédimentaires. Mais ces derniers peuvent jouer un rôle non négligeable en ce qui concerne l'origine des minéraux argileux.

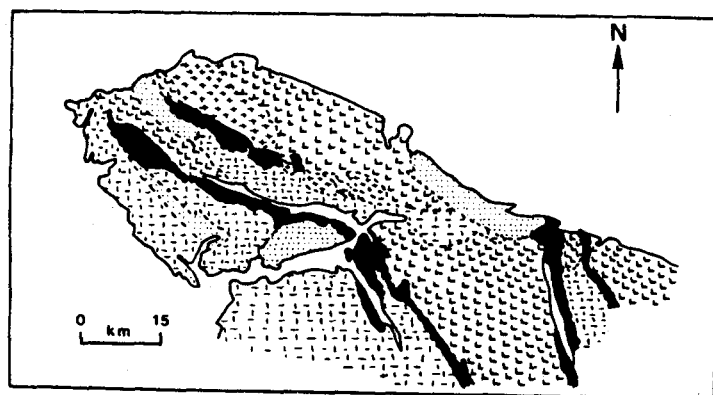


Fig. 4-4 - Carte géologique simplifiée du Nord de l'île de Vancouver dans le secteur de la baie de Quatsino (d'après Howes, 1983).

a : basaltes du Trias ; b : calcaire, siltites du Trias ; c : rhyolites et andésites du Jurassique inférieur ; d : quartzite et diorite du Jurassique ; e : grès, siltite du Crétacé.



B. FJORDS CONTINENTAUX.

Les deux carottes étudiées VEC 77-15 et VEC 77-57 ont une longueur respective de 90 à 315,5 cm. Le sédiment est homogène, il s'agit de boues silteuses à silto-sableuses de couleur olive sombre à gris olive.

1. Minéraux argileux.

a. Fraction inférieure à $2\mu\text{m}$.

Le cortège argileux est semblable dans les deux carottes (fig. 4-5). Il est dominé par la chlorite (30 à 40%), la smectite (15 à 30%) et l'illite (15 à 30%). Les minéraux de type (10-14_v) sont parfois abondants (5 à 25%), surtout dans la carotte VEC 77-57 où il représentent 20% en moyenne du cortège total. Les (14-14) (chlorite-smectite et chlorite-vermiculite) sont ubiquistes (5%) et les pourcentages des (10-14_s) et de la kaolinite varient de traces à 5%. Les minéraux associés sont les feldspaths, les amphiboles et peu de quartz. Les amphiboles sont présentées en plus grande quantité dans la carotte VEC 77-57.

b. Fraction inférieure à $8\mu\text{m}$.

Le cortège minéralogique est identique à celui de la fraction inférieure à $2\mu\text{m}$

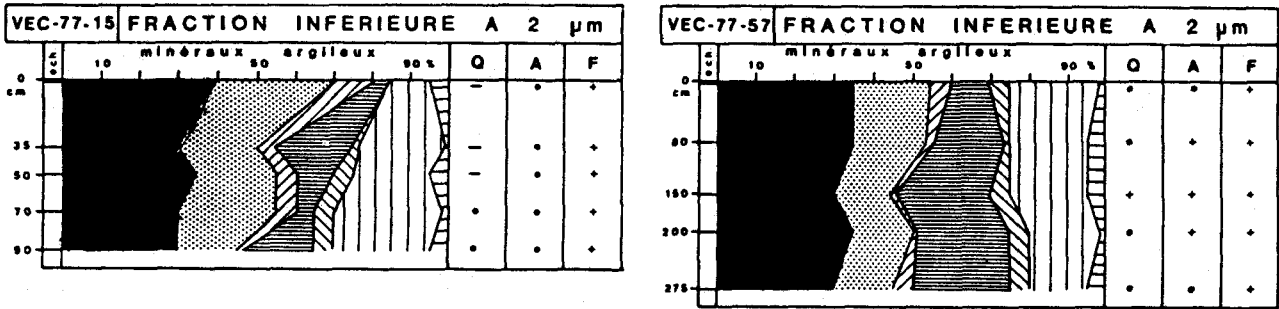


Fig. 4-5 - Minéralogie de la fraction argileuse des sédiments des fjords de Burke et Dean.

(fig. 4-6). La comparaison avec la fraction $< 2 \mu\text{m}$ prise comme référence indique une légère augmentation du pourcentage de la chlorite, ceux des autres minéraux varient de manière assez aléatoire (fig. 4-7). Donc la chlorite a une taille légèrement plus importante que les autres minéraux.

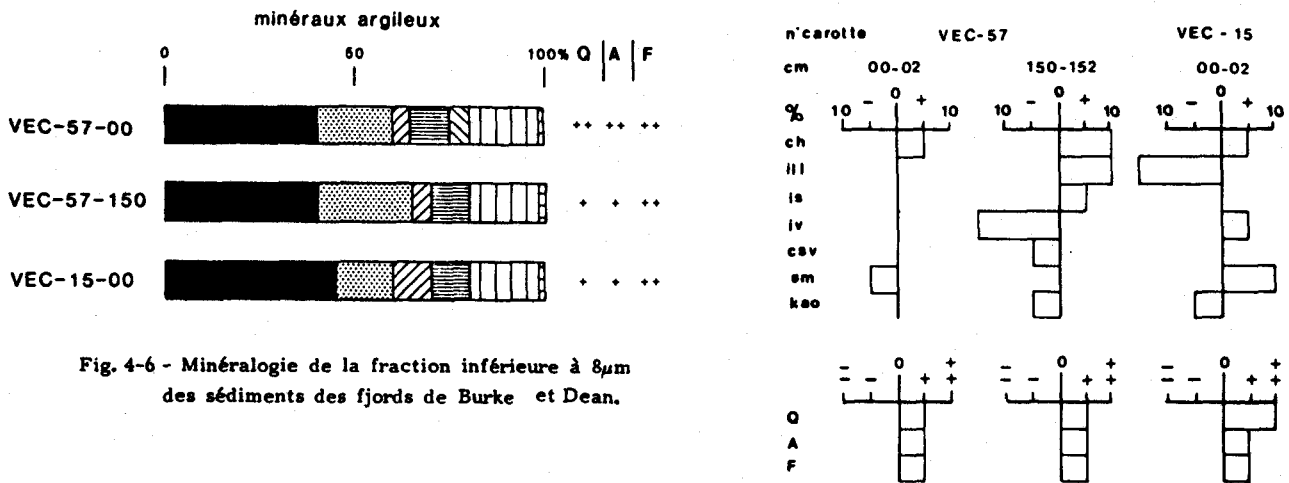


Fig. 4-6 - Minéralogie de la fraction inférieure à $8\mu\text{m}$ des sédiments des fjords de Burke et Dean.

Fig. 4-7 - Comparaison des fractions inférieures à 8 et à $2\mu\text{m}$ des sédiments des fjords de Burke et Dean. La fraction inférieure à $2\mu\text{m}$ est prise comme référence (légende fig. 4-2).

c. Allure des pics.

Les pics des minéraux primaires sont largement ouverts. La largeur du pic de l'illite est difficilement mesurable en raison de la présence des interstratifiés irréguliers (10-14_v).

d. Nature chimique des minéraux primaires.

- Illite : le rapport $I(002) / I(001)$ est faible, ceci traduit un caractère un peu ferrifère de ce minéral. Mais une raie subsiste à 5 \AA , ce qui signifie peut-être un mélange de différents minéraux de type mica.

- chlorite (fig. 4-8) : le rapport $(I(001) + I(003)) / I(002)$ est compris entre 0,96 et 1,31, la raie $I(001)$ ne présente aucune intensification au chauffage par rapport à l'essai glycolé. Le rapport $I(001) / I(002)$ est moyen, il varie de 0,57 à 0,88. Ceci

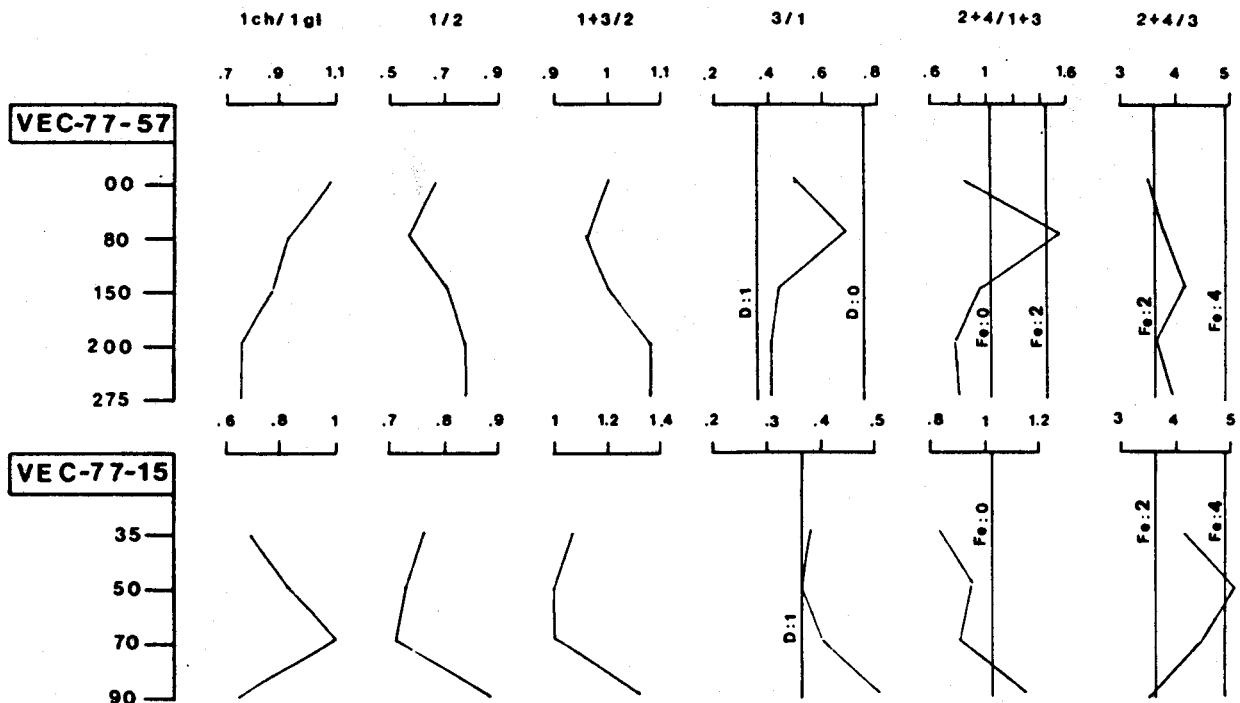


Fig. 4-8 - Estimation de la nature chimique de la chlorite à l'aide des rapports de pics (001) sur les sédiments des fjords de Burke et Dean (légende fig. 3-19).

traduit un caractère plus alumino-magnésien que ferrifère des chlorites (Caillère et al., 1982 ; Thiry et al., 1983).

Le rapport $I(003) / I(001)$, compris entre 0,36 et 0,69, signale toutefois une certaine asymétrie dans la répartition des atomes de fer dans les octaèdres (tabl. 2-1, ch. II) (Brindley et Brown, 1980). Les corrections des raies d'ordre impair effectuées permettent le calcul des rapports $(I(002) + I(004)) / (I(001) + I(003))$ et $(I(002) + I(004)) / I(003)$. Ces valeurs reportées dans le tableau 2-4 indiquent un faible nombre d'atomes de fer, compris entre 0 et 2 (fig. 4-8). Donc la chlorite est peu ferrifère et le fer apparaît concentré dans la couche octaédrique du feuillet mica.

2. Origine des sédiments.

L'ensemble des terrains rencontrés aux alentours des fjords étudiés sont essentiellement des granodiorites, diorites, gabbros et des roches volcaniques acides (fig. 1-4). Du fait de l'absence de roches sédimentaires anciennes, les minéraux argileux proviennent de la désagrégation et de l'altération de ces roches.

3. Age.

En l'absence de datation, aucune attribution stratigraphique précise des sédiments ne peut être effectuée. Néanmoins, l'homogénéité de faciès et de minéralogie des carottes me conduit à attribuer ces niveaux à des sédiments de même âge. Par comparaison lithologique, ces niveaux pourraient être corrélés avec des sédiments d'âge holocène, décrits dans le fjord de Douglas, situé au Nord des fjords étudiés (Bornhold, 1983).

C. COMPARAISON MINÉRALOGIQUE DES DIVERS SEDIMENTS DES FJORDS.

Les différences majeures rencontrées sont :

- le taux de (10-14_v) plus important dans les fjords continentaux et inversement pour celui de la smectite dans les fjords insulaires ;
- une plus grande homogénéité géologique dans le secteur continental par rapport à celui insulaire ;
- un sédiment plus grossier dans les fjords continentaux avec une chlorite de plus grande taille.

De plus, pour l'ensemble des sédiments, on note la présence de smectite, de minéraux primaires avec des pics largement ouverts et une chlorite peu ferrifère ayant un degré d'asymétrie égal à 1. Selon Ross et Kodama (1976), la chlorite perd le fer de sa structure lors des tous premiers stades de son altération. Si l'on se réfère aux données des coupes à terre, les chlorites non altérées de la région sont ferrifères et ont un degré d'asymétrie nul. Par conséquent, la mauvaise conservation des minéraux primaires, la nature chimique de la chlorite et la présence de smectite reflèteraient l'altération des roches sous un climat tempéré actuel (Millot, 1964 ; Chamley, 1971 ; Dejou et al., 1972, entre autres). De plus, la présence de (10-14_v), associée à des chlorites de grande taille et à un sédiment plus grossier, dans le secteur continental, peut s'expliquer par deux phénomènes complémentaires :

- une déclivité importante dans ce secteur qui entraînerait une altération plus brève des minéraux, donc sous un climat tempéré actuel, la formation d'édifice interstratifiés irréguliers à la place de smectite par exemple. Ceci est en accord avec les différentes séquences d'altérations présentées dans le chapitre III (tabl. 3-1) ;
- les effets d'une sédimentation différentielle qui privilégierait le dépôt des particules grossières (chlorites) aux dépens des smectites ou des (10-14_v).

Ces deux phénomènes associés, ou l'un des deux, expliqueraient les faibles différences minéralogiques rencontrées entre les secteurs continental et insulaire.

B. CONCLUSION.

Les sédiments étudiés dans les fjords insulaires et continentaux sont des silts argileux à sableux. L'étude de leur cortège minéralogique montre des assemblages simples à illite, chlorite et smectite avec parfois des interstratifiés irréguliers plus abondants dans le secteur continental. Ils semblent caractériser le climat actuel du fait des espèces rencontrées (smectite, (10-14_s), (10-14_v), (14-14), kaolinite, chlorite et illite), de la nature chimique de la chlorite et de la mauvaise conservation des minéraux primaires.

II. SEDIMENTS DU BASSIN DE LA REINE CHARLOTTE.

La carotte HUD 81, phase II, station 8 (localisation fig. 1-1 et 2-1), longue de 715 cm contient des sédiments quaternaires récents répartis en plusieurs unités lithologiques et minéralogiques. Pour chaque unité décrite, une interprétation paléoclimatique sera envisagée. L'ensemble des résultats servira de référence lors de l'étude des sédiments océaniques.

A. LITHOLOGIE.

1. Faciès.

Conway et Luternauer (1984) décrivent trois unités lithologiques superposées qui sont de la base au sommet :

- unité basale (de - 867 à - 290 cm) : 5,77 m de vase homogène gris sombre avec quelques granules et galets épars ainsi que des coquilles brisées ou non. Des traces de bioturbation sont également notées ;
- unité médiane (de - 290 à - 239 cm) : 0,51 m de vases à lits irréguliers gris olive contenant de nombreux débris coquilliers. Le pourcentage de sable est plus important que dans les autres unités, il atteint 37,24% à 2,61 m de profondeur. Des galets épars sont également rencontrés ;
- unité sommitale (de - 239 à 0 cm) : 2,39 m de vase olive homogène dont la granulométrie est identique à celle de l'unité basale. Quelques bioturbations affectent cette unité.

2. Granulométrie.

a. Caractères généraux (tabl. 4-1).

L'unité basale a une granulométrie très homogène. Elle contient très peu de sable (< 3%) et environ 50% de fraction inférieure à $2\mu\text{m}$. Ceci caractérise des argiles silteuses ou/et des silts argileux.

L'unité médiane, très différente de la précédente, comprend 10 à 37% de sable et toujours moins de 30% d'argiles. Ces sédiments sont des silts argileux à sableux.

L'unité sommitale ressemble à l'unité basale. Toutefois, on note vers le sommet une diminution progressive du taux d'argiles, compensée surtout par une augmentation de silts. Ces sédiments sont des silts argileux.

b. Granulométrie de détails.

Les analyses au sédigraph permettent de construire des courbes cumulatives

UNITE	0 cm	granulométrie %		
		sable <63µm	silt >2-<63µm	argile <2µm
sommitale	239	<5	50-60	40-45
médiane	290	5à25	50-60	20-30
basale	867	<5	40-50	45-55

Tableau 4-1 -

Récapitulatif des données minéralogiques et granulométriques de la carotte HUD 81 II st. 8
tr : trace ; + : peu abondant ; ++ : abondant ; +++ : très abondant
Notons la plus grande extension stratigraphique de l'unité médiane associée aux données minéralogiques.

UNITE	0 cm	Moyenne des minéraux argileux et associés %									
		chlorite	illite	(10-14 _s)	(10-14 _v)	(14-14)	smectite	kaolinite	quartz	amphibole	feldspath
sommitale	165	30	15-20	5	5	5	35-40	5	+	+à++	+à++
médiane	318	30	15	5	15-30	5	20	tr-5	tr	++à+++	++
basale	867	30-35	30	tr-5	5	5	25	tr	tr	++à+++	+++

et de calculer les indices granulométriques. Sur les courbes cumulatives (fig. 4-9) la distinction entre les types de sédiments est nette.

Au sein de l'unité sommitale, qui contient des sédiments unimodaux, on note une différence entre le niveau de surface (5-6 cm, courbe a, fig. 4-9) et les niveaux sous-jacents (courbe b, fig. 4-9). Le premier est plus grossier mais aussi légèrement mieux classé ce qu'indique également les moyennes de l'indice de classement reportées sur la figure 4-9.

L'unité médiane se caractérise par des courbes plurimodales (courbe c, d, e et f, fig. 4-9). L'allure de la courbe de la fraction fine (< 10 µm) est très semblable à celle des niveaux de l'unité sommitale. La rupture de pente se situe vers 100 µm, par conséquent le sédiment grossier est issu d'un stock sédimentaire différent de celui du sédiment fin. La moyenne des indices de classement est égale à 3,5 ce qui représente un mauvais classement.

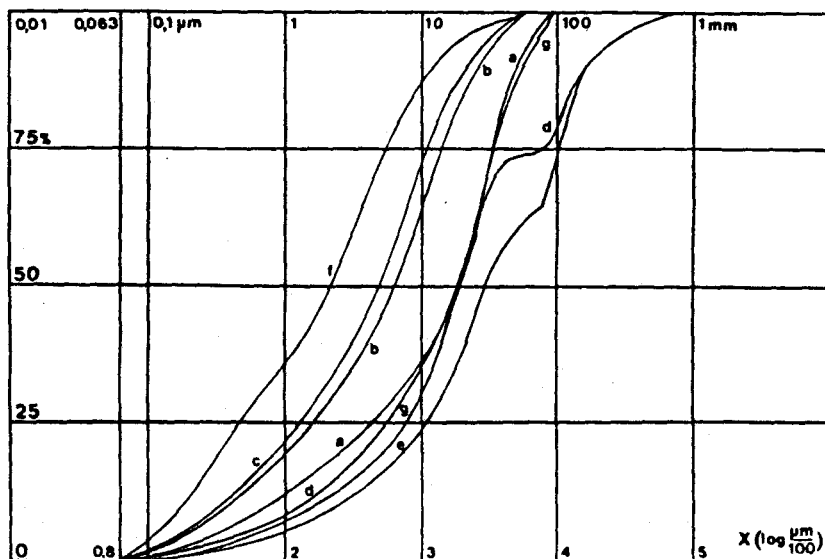


Fig. 4-9 -

Courbes granulométriques cumulatives des sédiments du bassin de la Reine Charlotte, carotte HUD 81 II st. 8.

a : niveau 5-6 cm ; b : niveaux 69-70, 134-135, 150-151, 189-190 et 232-235 cm ; c : niveau 245-247 cm ; d : niveau 251-252 cm ; e : niveau 261-263 cm ; f : niveau 280-282 cm ; g : niveaux 295 297, 309-319, 339-340, 400-402, 412-413, 419-421, 457-459, 571-573, 641-643, 700-702, 728-730, 791-793 et 863-865 cm. Seules les courbes e, g et f sont plurimodales.

L'unité basale (courbe g, fig. 4-9) est, en tous points, identique à la partie inférieure de l'unité sommitale.

3. Frottis.

Un échantillon par unité lithologique est étudié.

Unité basale (éch. 760-762 cm) : ces sédiments sont constitués de quartz, amphiboles et feldspaths souvent bien conservés. Quelques minéraux présentent des traces d'altération parfois verdâtres - brunâtres qui rappellent un faciès glauconitique. Des minéraux lourds et quelques oxydes (de fer ?) sont également rencontrés. La fraction biogène est quasiment absente, le fond est argileux.

Unité médiane (éch. 268-270 cm) : les minéraux altérés ou non sont identiques à ceux de l'unité précédente mais ils sont plus grossiers. On note un peu d'organismes siliceux (diatomées).

Unité sommitale (éch. 12-14 cm) : ce niveau est moyennement grossier. Le quartz est frais, les organismes siliceux sont plus abondants que ceux calcaires. Des particules d'aspect verdâtre à brunâtre, semblables à celles de l'unité basale, pourraient être attribuées à un faciès glauconique.

B. MINÉRALOGIE DES ARGILES.

1. Fraction inférieure à $2\mu\text{m}$ (fig. 4-10, tabl. 4-1).

Quatre espèces argileuses dominent les assemblages, ce sont la chlorite (25 à 35%), la smectite (20 à 40%), l'illite (15 à 35%) et les interstratifiés irréguliers (10-14_v) (tr à 30%). Trois autres minéraux sont présents en moins grande quantité, des (10-14_g) et (14-14) qui sont ubiquistes (5% chacun) et la kaolinite dont le pourcentage représente 5% au maximum de l'ensemble. Les minéraux associés sont les feldspaths, les amphiboles tous deux abondants, et le quartz peu représenté.

Trois assemblages types sont observés de la base au sommet, ils correspondent grossièrement aux trois unités minéralogiques décrites précédemment. Les pourcentages moyens de chaque espèce argileuse en fonction de l'unité considérée sont reportés dans le tableau 4-1.

Unité basale (de - 867 à - 318 cm) (fig. 4-11) : elle est dominée par la chlorite (30 à 35%) et l'illite (30%). La smectite représente 25% du cortège total. Les interstratifiés irréguliers de type (10-14_g), (10-14_v) et (14-14) ont un pourcentage identique (5%). La kaolinite est en traces. Les minéraux associés sont abondants : feldspaths, amphiboles et du quartz en moins grande quantité.

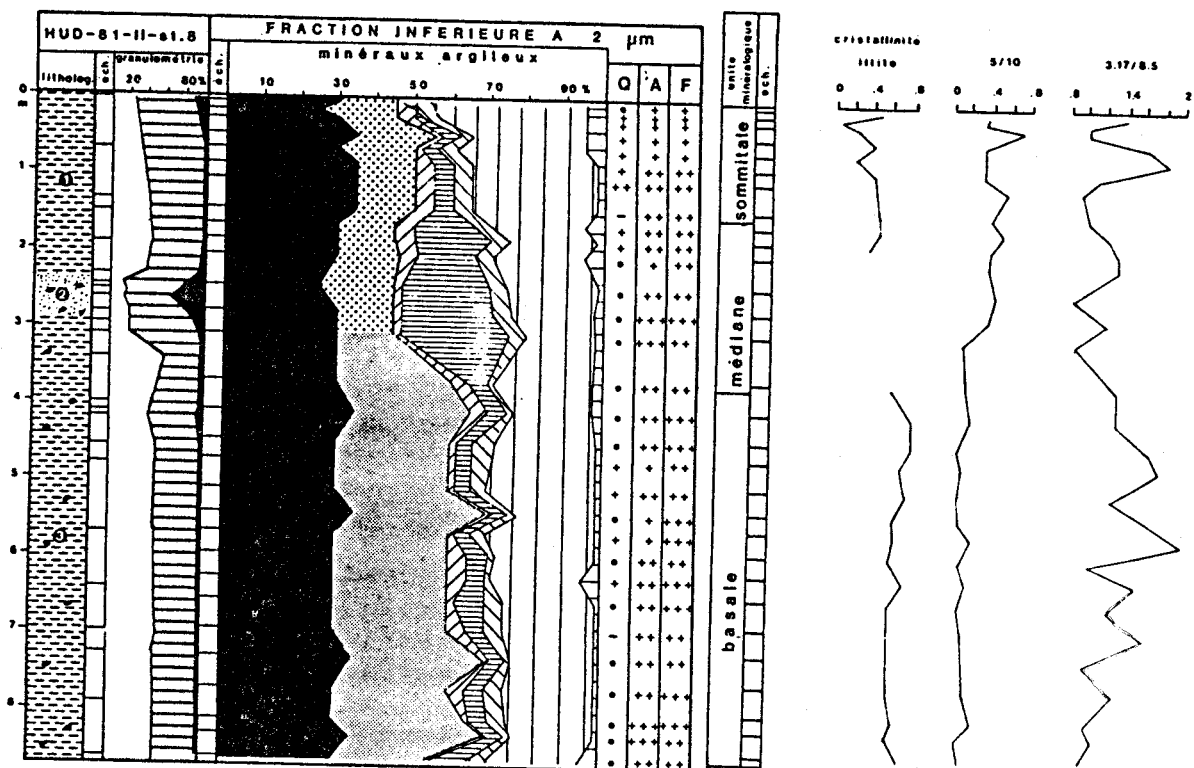


Fig. 4-10 - Minéralogie de la fraction argileuse, granulométrie, cristallinité de l'illite, rapports I(002)/I(001) de l'illite (5/10 Å), et feldspath/amphibole (3,17/8,5 Å) de la carotte HUD 81 II st. 8 du bassin de la Reine Charlotte.
 1 : argiles silteuses, unité sommitale ; 2 : silts sableux avec des galets épars, unité médiane; 3 : argiles silteuses avec des galets épars, unité basale.

Unité médiane (de - 318 à - 165 cm) (fig. 4-12) : la chlorite et les (10-14_v) sont les minéraux les plus abondants, respectivement 30 et 15 à 30%. Le pourcentage de smectite est égal à 20%, celui de l'illite à 15%. Les autres minéraux, argileux et associés, sont identiques à ceux décrits ci-dessus.

Unité sommitale (de - 165 à 0 cm) (fig. 4-13) : elle se distingue de la précédente par des variations de pourcentage des (10-14_v) ici 5%, de la smectite 35 à 40% et la kaolinite 5%, et la moins grande abondance des minéraux associés. Au sommet de cette unité, le pourcentage de smectite augmente légèrement tandis que celui des minéraux primaires diminue.

2. Allure des pics de l'illite et de la chlorite (fig. 4-11 à 4-13).

Les pics de la chlorite sont aigus dans les unités basale et médiane et ils deviennent progressivement plus ouverts au sein de l'unité sommitale.

Pour l'illite le pic I(001) à 10 Å est très large dans l'unité basale, il est masqué par la présence de (10-14_v) dans l'unité médiane et il est ouvert au sommet, ceci se traduit par une cristallinité médiocre (fig. 4-10).

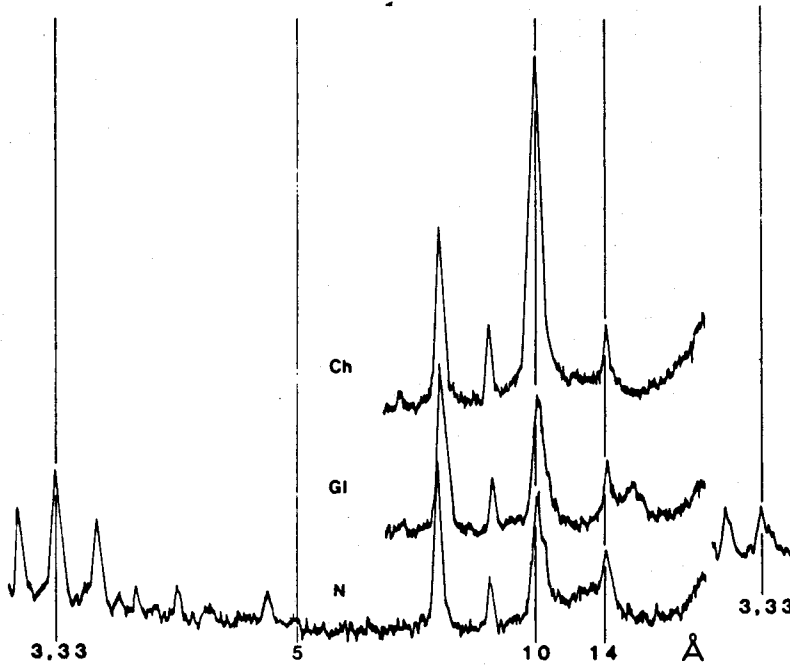


Fig. 4-11 - Diffractogramme de l'échantillon 770/772 cm, unité basale de la carotte HUD 81 II st. 8 (légende fig. 3-5).

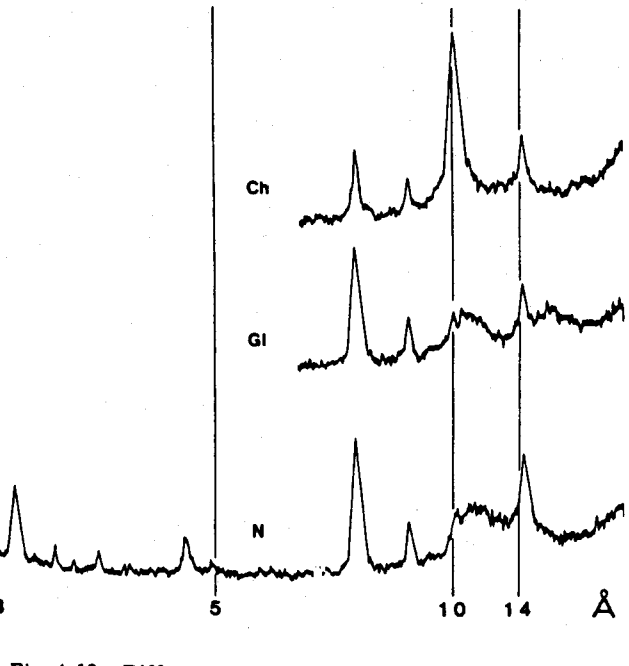


Fig. 4-12 - Diffractogramme de l'échantillon 278/280 cm, unité médiane de la carotte HUD 81 II st. 8 (légende fig. 3-5).

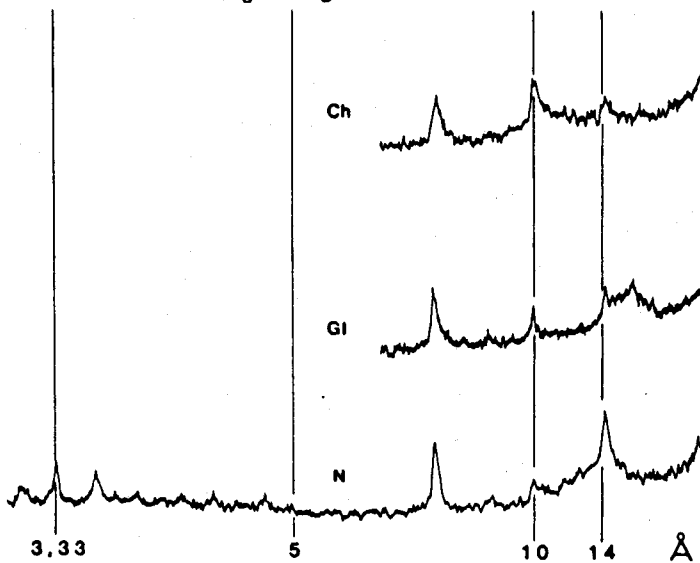


Fig. 4-13 - Diffractogramme de l'échantillon 18/20 cm, unité sommitale de la carotte HUD 81 II st. 8 (légende fig. 3-5)

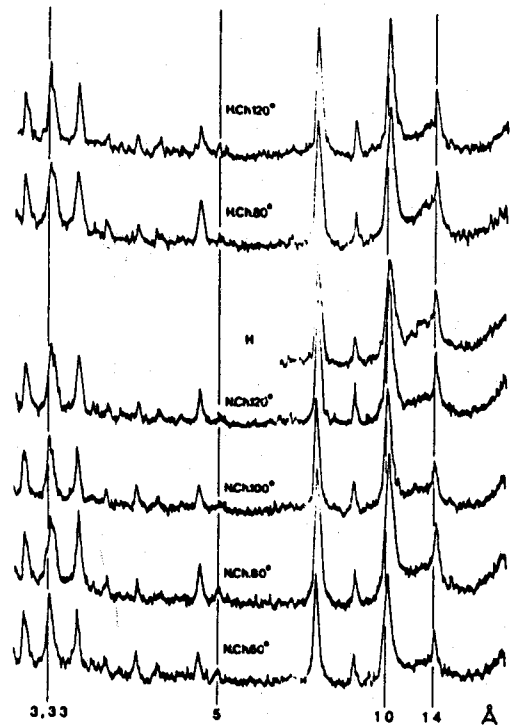


Fig. 4-14 - Diffractogrammes de l'échantillon 770-772 cm lors de chauffages progressifs de 60 à 120°C. Nch : essai naturel chauffé, H : saturation à l'hydrazine, HCh : chauffage après saturation à l'hydrazine.

3. Nature chimique des minéraux primaires.

a. Illite (fig. 4-10).

Le rapport $I(002) / I(001)$, assez élevé dans les unités supérieures, est très faible dans l'unité basale. Dans cette dernière la raie $I(002)$ à 5 Å est presque inexistante,

tandis que la raie I(001) est très large, elle se situe vers 10,1 Å. Deux hypothèses peuvent être envisagées pour expliquer ce phénomène :

- soit l'illite (ou tout autre minéral micacé) n'existe pas, alors le pic à 10,1 Å correspond à celui de l'halloysite. Sur le diagramme chauffé (fig. 4-11), le pic à 10,1 Å est légèrement plus étroit que sur les essais normal et glycolé. Mais le rabattement des smectites et (10-14_g) masque le comportement au chauffage du pic à 10,1 Å. Pour se dégager de ce problème, des essais de chauffage progressif (60°, 80°, 100° et 120°) sont réalisés sur des échantillons naturels et traités à l'hydrazine (fig. 4-14). Effectivement l'halloysite se caractérise par un pic large à 10,1 Å mais elle se rabat vers 7,2 Å après un chauffage d'une heure à 100°C (Brindley et Brown, 1980). Comme sur la figure 4-11, on n'observe pas d'augmentation du pic à 7 Å au chauffage et que sur les essais chauffés (fig. 4-14), le comportement du pic à 10,1 Å ne varie pas, cette hypothèse ne peut pas être retenue.

- soit le pic à 10,1 Å représente de la glauconie ou de la céladonite. La glauconie et la céladonite sont des minéraux riches en fer, ils se caractérisent par des raies I(001) respectivement à 10,1 et 9,97 Å, mais surtout par leur formule structurale (Brindley et Brown, 1980). De plus, selon les mêmes auteurs leur origine est distincte. La glauconie est issue de minéraux phylliteux dans un milieu marin tandis que la céladonite se forme dans des veines de basaltes ou est produite par l'altération de verre volcanique. Le rapport I(002) / I(001) très faible, la position de la raie I(001), plutôt vers 10,1 Å, ainsi que le milieu de sédimentation suggèrent que ce minéral est de la glauconie.

Conclusion : le minéral à 10,1 Å est vraisemblablement de la glauconie mais en raison de la faible persistance d'un pic à 5 Å, il doit s'agir d'un mélange constitué de glauconie majoritaire et de traces d'illite.

b. Chlorite (fig. 4-15).

Le rapport $I(001)_{ch} / I(001)_{gl}$ diminue du bas vers le haut de la carotte (0,95 ; 1,09 ; 0,67 en moyenne). Les rapports $I(001) / I(002)$ et $(I(001) + I(003)) / I(002)$ diminuent de haut en bas. Ces variations sont visibles sur la figure 4-15 tandis que les moyennes et écarts-types pour chaque unité des rapports sont reportés dans le tableau 4-2. Selon Caillère et al. (1982) et Thiry et al. (1983), ceci signifie que les chlorites sont plus alumino-magnésiennes au sommet et deviennent plus ferrifères en profondeur. Notons une bonne homogénéité des valeurs entre les unités médiane et basale.

Le rapport $I(003) / I(001)$ augmente lui aussi en profondeur, sa moyenne pour

Unité		1ch/1gl		1/2		1 + 3/2		3/1		2+4/3+1 = a		2+4/3 = b		nombre d'atome de fer selon ou	
		X	σ	X	σ	X	σ	X	σ	X	σ	X	σ	a	b
Unité sommitale	sommet	0,67	0,08	0,63	0,08	0,94	0,08	0,49	0,09	1,06	0,34	4,13	0,21	0	2-4
	base	1,04	0,23	0,53	0,03	0,83	0,06	0,56	0,03	1,96	0,04	5,43	0,32	2-4	4-6
Unité sommitale (moyenne)		0,69	0,09	0,61	0,09	0,91	0,09	0,51	0,05	1,28	0,49	4,45	0,61	0-2	2-4
Unité médiane		1,09	0,23	0,51	0,07	0,83	0,06	0,64	0,03	1,84	0,41	5,1	0,87	2-4	4-6
Unité basale		0,95	0,19	0,52	0,05	0,87	0,08	0,68	0,09	1,85	0,21	4,68	0,37	2-4	4

Tableau 4-2. Moyenne (X) et écart-type (σ) de chaque rapport de pics de la chlorite porté sur la figure 4-15

(cf. légende fig. 4-15) carotte HUD 81 II, st. 8

chaque unité passe de 0,51 à 0,64 puis à 0,68, ce qui correspond à un degré d'asymétrie décroissant (Brindley et Brown, 1980). Il est égal à 1 dans l'unité sommitale et à 0 dans les autres unités sous-jacentes (tabl. 2-1, chap. II). Donc, d'après ces auteurs, au sein de l'unité sommitale, le nombre d'atomes de fer dans la couche octaédrique du feuillet brucitique est plus faible par rapport à celui de la couche octaédrique du feuillet mica.

Dans les autres unités, ce nombre est identique dans les deux couches octaédriques. Après les corrections faites pour les raies d'ordre impair dans l'unité sommitale, les valeurs des rapports $(I(002) + I(004)) / (I(003) + I(001))$ et $(I(002) + I(004))/I(003)$ sont reportées dans le tableau 2-3. On en déduit le nombre d'atomes de fer de la structure. Dans l'unité sommitale, ce nombre diminue de bas en haut, de 2/4

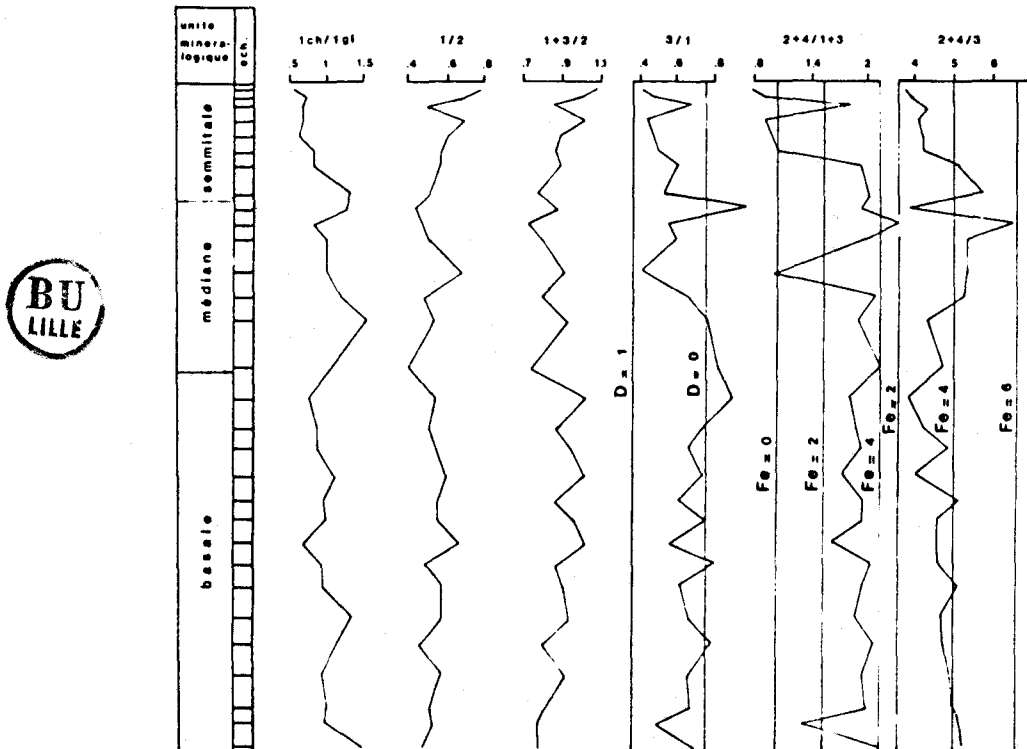


Fig. 4-15 - Estimation de la nature chimique de la chlorite à l'aide des rapports de pics (001), carotte HUD 81 II st. 8 (légende fig. 3-19).



à 0 pour le premier rapport et de 4/6 à 2/4 pour le second. Dans les unités inférieures, le premier rapport correspond à 2/4 atomes de fer et le second à 4/6.

En conclusion, les chlorites des unités basale et médiane contiennent environ 4 atomes de fer également répartis dans les deux couches octaédriques. Les chlorites de l'unité sommitale comprennent à la base 4 atomes de fer, tandis qu'au sommet elles ne comprennent plus que 0 à 2 atomes de fer qui sont inégalement répartis dans les couches octaédriques.

4. Microscope électronique à transmission.

Un échantillon est observé par unité minéralogique. Il s'agit des niveaux 18-20, 278-280 et 770-772 cm (Pl. h. t. 3).

Unité basale (éch. 770-772 cm) : les minéraux primaires sont de grande taille et présentent des contours nets. L'aspect moiré, caractéristique de ces minéraux non altérés, est très net. Des particules de tailles variées contiennent de petites inclusions. Les minéraux ont des contours d'allure diverse, soit flous, soit enroulés, soit nets. L'attribution de ces minéraux à une espèce donnée est délicate. Certaines formes rappellent la morphologie des smectites observées sur la coupe de Cowichan Head (chap. III), tandis que d'autres présentent une morphologie typique de smectites pédologiques remaniées en mer (Chamley, 1981 ; Holtzapffel, 1983).

Unité médiane (éch. 278-280 cm) : les minéraux primaires sont également de grande taille, ils présentent parfois de petites croissances sur leur pourtour. Des minéraux légèrement plus petits existent, à contours flous ou constitués de fines baguettes sans arrangement spécial. Parfois leur bordure est légèrement enroulée. Ces particules peuvent correspondre aux (10-14_v) et/ou aux smectites.

Unité sommitale (éch. 18-20 cm) : la taille de l'ensemble des particules est très variée. On note la présence de minéraux primaires à bords nets ou présentant de petites croissances. Les smectites peuvent être constituées de fines baguettes ou avoir des contours flous. Des fragments de silice biogène légèrement dissous sont observés.

5. Fraction inférieure à 8 μ m.

La fraction inférieure à 8 μ m des échantillons 8-10, 245-247 et 628-630 cm est qualitativement identique à la fraction inférieure à 2 μ m. Les trois niveaux étudiés présentent les mêmes variations qualitatives (fig. 4-16). On note, par rapport à la fraction fine, - une augmentation du pourcentage de la chlorite, de l'illite et des minéraux associés (quartz, amphiboles, feldspaths) - une diminution des interstratifiés irréguliers, de la smectite et de la kaolinite quand elle est présente.

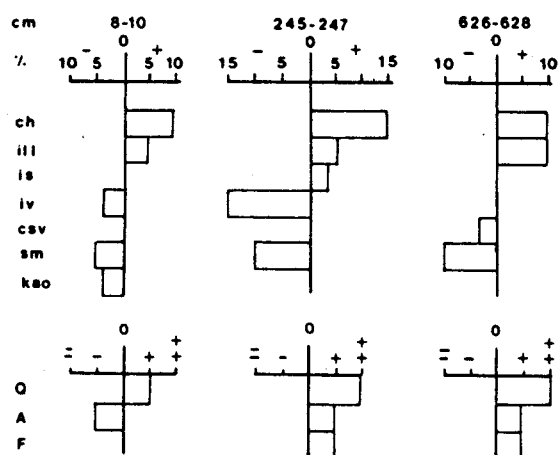


Fig. 4-16 - Comparaison de la minéralogie des fractions inférieures à 8 et 2 μ m de sédiments du site HUD 81 II st. 8. La fraction inférieure à 2 μ m est prise comme référence (légende fig. 4-2).

Ceci s'explique par la taille respective des différents minéraux, ceux dont le pourcentage augmente sont généralement de taille plus importante et inversement pour ceux dont le pourcentage diminue.

C. GEOCHIMIE.

Les résultats portés dans le tableau 4-3 regroupent les moyennes et les écarts-types de 7 analyses du sédiment total. Le détail de ces mesures figure en annexe 3.

Les caractères géochimiques essentiels des sédiments du bassin de la Reine Charlotte sont : un pourcentage élevé en SiO₂ (57,17%), un taux d'Al₂O₃ (15,49%) très supérieur à celui de Fe₂O₃ (6,2%) et un faible pourcentage de CaO (5,68%). Ces données sont proches de celles de sédiments terrigènes communs (Boström et al., 1976).

De légères variations verticales s'observent au passage des différentes unités. Au niveau de l'unité médiane, on note une concentration plus importante en SiO₂ et plus faible en Li, Ni, Cr, Cu, Pb par rapport aux deux autres unités (fig. 4-3). L'unité sommitale contient moins d'Al₂O₃, MgO, K₂O, Sr, Mn et Co et plus de Ni, Cr et Cu que l'unité basale (fig. 4-3).

Comme ces observations sont issues de la moyenne de deux ou trois analyses par unité, il me semble délicat d'aller très loin dans les interprétations. Toutefois, remarquons que le fort taux de silice et les faibles concentrations en éléments traces sont liés au sédiment qui contient la fraction sableuse la plus importante et la fraction fine la moins abondante. Ceci pourrait expliquer les variations rencontrées.

Remarques : Ces analyses serviront surtout de comparaison avec celles effectuées au sein du milieu océanique (chap. V). Des dosages de l'arsenic et du sélénium sont réalisés sur ces sédiments, les données sont présentées dans le chapitre V avec les résultats géochimiques concernant le secteur des collines de Dellwood.

Éléments majeurs en %

Unité	nb.éch	SiO ₂		Al ₂ O ₃		Fe ₂ O ₃		CaO		MgO		Na ₂ O		K ₂ O		TiO ₂	
		X	σ	X	σ	X	σ	X	σ	X	σ	X	σ	X	σ	X	σ
somitale	3	55,83	1,05	14,48	0,51	5,97	0,60	5,75	0,29	2,63	0,25	4,52	1,03	1,44	0,08	0,61	0,04
médiane	2	60,90	1,00	16,12	0,40	5,84	0,12	5,64	0,16	2,54	0,10	4,27	0,55	1,41	0,02	0,52	0,20
basale	2	55,45	0,45	16,36	0,02	6,91	0,21	5,64	0,38	3,23	0,05	4,07	0,10	1,71	0,09	0,70	0,03
Moyenne		57,17	2,53	15,49	0,96	6,2	0,61	5,68	0,27	2,77	0,34	4,32	0,76	1,51	0,14	0,61	0,13

Éléments traces p.p.m.

Unité	nb.éch	Sr		Mn		Li		Ni		Cr		Co		Cu		Pb		V	
		X	σ	X	σ	X	σ	X	σ	X	σ	X	σ	X	σ	X	σ		
Somitale	3	463	0,00	689	68	23	0,00	35	0,47	58	5,25	13	3,30	20	0,47	26	0,94	116	9,43
Médiane	2	542	5	802	8	15	0	22	0	27	3	13	0,50	16	2	23	0	120	0
Basale	2	502	13	962	36	21	0,5	27	0,5	50	3	18	0,5	27	0	27	0	130	0
Moyenne		431	177	800	123	20	3	29	5,65	47	13,9	15	3,18	21	4,34	25	1,76	121	8,32

Tableau 4-3 - Moyennes et écart-types des analyses géochimiques par unité minéralogique. Carotte HUD 81 II st. 8
x = moyenne σ = écart-type



D. VARIATIONS VERTICALES LE LONG DE LA CAROTTE HUD 8I II St. 8.

D'une manière générale, l'ensemble des études menées sur cette carotte permet de distinguer trois unités minéralogiques superposées. Si les unités basale et médiane prisent une à une sont homogènes, des variations verticales sont notées au sein de l'unité somitale.

a. Passage de l'unité basale à l'unité médiane :

- le sédiment devient plus grossier et plus mal classé ;
- le pourcentage de (10-14_v) augmente fortement aux dépens de l'illite et de la smectite ;
- la glauconie fait place à de l'illite ;
- le pourcentage en SiO₂ augmente et celui des éléments traces diminue.

b. Passage de l'unité médiane à l'unité sommitale.

- le grain est plus fin ;
- le cortège argileux ne contient plus de (10-14_v) et le pourcentage de smectite augmente ;
- la nature chimique de l'illite ne varie pas, tandis que le nombre d'atomes de fer dans la chlorite diminue au sein du feuillet brucitique ;
- le pourcentage de SiO₂ diminue et celui des éléments traces augmente, ils deviennent sensiblement identiques à ceux de l'unité basale

c. Variations au sein de l'unité sommitale. De bas en haut :

- les sédiments sont légèrement plus grossiers ;
- le taux de smectite augmente, alors que celui de la chlorite diminue ;
- la chlorite perd de plus en plus d'atomes de fer, surtout dans le feuillet brucitique.

E. AGE DES SEDIMENTS.

1. Introduction.

Deux datations au carbone 14 sont disponibles sur cette carotte (Luternauer, comm. pers.). Elles concernent les niveaux 270,5-273,5 cm et 713,5-715,5 cm datés respectivement de - 15 200 ± 490 ans et - 13 600 ± 150 ans. Ces datations sont réalisées sur des valves de coquillages, notamment sur des débris de Macoma nasuta pour

le niveau le plus profond. L'âge le plus ancien correspond donc au niveau situé le plus haut stratigraphiquement. La question se pose donc de savoir laquelle des deux datations ne correspond pas à l'âge de dépôt des sédiments analysés.

Hypothèse 1 : Cas du niveau 270,5 - 273,5 cm : - 15 200 ± 490 ans.

D'après les données de Prest (1974) et Clague (1981) (fig. 3-6, chap. III) ce niveau se serait déposé au cours du dernier maximum glaciaire. L'unité basale, sous-jacente, correspondrait à l'avancée des glaciers ou à l'interstade glaciaire précédent. L'unité sommitale, sus-jacente, caractériserait la fin de l'époque glaciaire et la période post-glaciaire.

Hypothèse 2 : Cas du niveau 713,5 - 715,5 cm : - 13 600 ± 150 ans.

Toujours d'après les mêmes auteurs, l'unité basale daterait de l'époque du recul des glaciers. Les unités médiane et sommitale correspondraient respectivement à la fin de la déglaciation et à l'époque post-glaciaire.

2. Résultats.

Les données sédimentologiques sont les suivantes :

- le niveau 270,5 - 273,5 cm appartient à l'unité médiane. Elle est caractérisée par un mélange de deux stocks granulométriques. On note l'apparition brutale d'édifices interstratifiés irréguliers de type (10-14_v) au sein de cette unité. La nature chimique de la chlorite est identique dans les unités basale et médiane.
- le niveau 713,5 - 715,5 cm se situe à la base de l'unité basale. Elle est caractérisée par un stock sédimentaire homogène et une minéralogie des argiles très comparable à celle rencontrée dans l'unité sommitale, à part la présence de glauconie.

3. Interprétations.

Dans le cas de datation non conforme aux successions stratigraphiques, il faut s'assurer de l'absence de remaniement sédimentaire.

Hypothèse 1 : L'apparition et la disparition brutale de (10-14_v), la granulométrie grossière du sédiment et le mélange de stocks sédimentaires au sein de l'unité médiane suggèrent un remaniement de sédiments anciens. De plus, la fraction fine des sédiments est comparable à celle des unités sus et sous-jacentes alors que la fraction grossière est très différente (fig. 4-9). Donc, un remaniement de séries anciennes ayant affecté principalement les particules grossières a pu se produire. Or, les datations sont faites sur des particules grossières. Par conséquent, l'âge donné à ces niveaux peut correspondre à celui d'un sédiment plus ancien resédimenté.

Hypothèse 2 : L'homogénéité granulométrique et minéralogique de l'unité basale et les données des unités sous-jacentes semblent mieux correspondre à l'âge de dépôt proposé. En effet, la présence d'un remaniement de stock sédimentaire et celle des (10-14_v) peuvent être expliquées par les faits suivants. Lors de la déglaciation finale (entre -13 000 et -10 000 ans, Clague, 1981), les premiers terrains découverts sont les derniers sédiments déposés lors de l'avancée de la banquise. Or, sur les coupes à terre, ces niveaux renferment beaucoup de (10-14_v) et sont très grossiers (chap. III). Par conséquent, l'érosion de ce matériel peut entraîner un mélange de sédiment et l'apport brutal de (10-14_v). Cette sédimentation grossière peut aussi être amplifiée par la libération de sédiment lors de la fonte des glaces.

4. Conclusions.

Les différents faits énumérés ci-dessus me conduisent à choisir l'hypothèse 2 pour la datation de ces séries. Donc, l'unité basale se serait déposée lors du début de la dernière déglaciation et l'âge du niveau 270,5 - 273,5 cm ne correspondrait pas à l'époque de dépôt de ces sédiments.

F. INTERPRETATION DU CORTEGE ARGILEUX.

Après avoir brièvement évoqué l'origine globale du cortège argileux, seront abordées successivement les causes et les conséquences de la présence de glauconie, des (10-14_v), de la smectite et des variations de la nature chimique de la chlorite. Ensuite les interprétations paléoclimatiques seront proposées.

1. Origine globale du matériel argileux.

Les argiles peuvent être héritées directement des roches ou provenir de l'altération de celles-ci. Les roches, quand elles sont sédimentaires, contiennent fréquemment des argiles anciennes. La carte géologique régionale (fig. 1-4) présente peu de roches sédimentaires, par conséquent la contribution de ces terrains doit être faible en ce qui concerne les minéraux argileux. De ce fait, il est possible d'admettre que le cortège argileux provient principalement de la désagrégation et de l'altération chimique des roches volcaniques et plutoniques de la région. Voyons à présent les modifications de détails qu'a subies le cortège argileux originel.

2. Glauconie.

a. Bibliographie.

La glauconie se forme actuellement dans les sédiments marins entre 50° et 65° de latitude Nord sur les marges continentales (Ireland et al., 1983). De plus, selon ces auteurs, ces régions présentent de faibles taux d'accumulations détritiques.

La genèse de ce minéral se fait par l'intermédiaire d'un support granulaire poreux de natures variées (remplissage de microtests, coprolithes, débris carbonatés biogéniques et débris de minéraux) (Odin et Matter, 1981). Ces auteurs précisent, en outre, le rôle du support et les étapes de formations du minéral. Ils notent les faits suivants :

- "la nature chimique du support, si elle influe sur son altérabilité, n'a aucune influence primordiale sur la nature minéralogique de l'authigenèse. Ce fait capital est en contradiction avec l'hypothèse de la transformation d'une phyllite T.O.T. dégradée héritée comme l'exige l'hypothèse la plus souvent admise ...

...la glauconisation est donc d'abord le résultat d'une croissance cristalline de novo de smectite à l'abri d'un support poreux de natures et de formes variées, c'est la glauconie "naissante" ... la glauconie "peu évoluée" est le stade pendant lequel le support disparaît, en grande partie ... la glauconie "évoluée" se caractérise par des recristallisations dans les grains d'où la structure du support disparaît peu à peu alors que les fissures apparaissent. Dans la glauconie "très évoluée" l'origine n'est plus reconnaissable et le minéral authigène pur a une structure proche d'un mica ...".

b. Discussion.

En raison de la présence de glauconie dans la fraction fine, uniquement dans l'unité basale, on peut envisager qu'elle n'est pas héritée de séries anciennes mais que sa formation a eu lieu sur place. Comme la glauconie se forme dans les zones à faibles taux de sédimentation et qu'elle est liée à l'unité basale, les apports sédimentaires devaient être plus faibles lors du dépôt de cette unité par rapport à celui des unités sus-jacentes. Or, au moment des prises de glace sur le continent le drainage diminue et les taux de sédimentation sont faibles. Donc, la présence de glauconie est un argument supplémentaire pour dater les dépôts de l'unité basale du dernier maximum glaciaire. Elle confirme par ailleurs la validité de la datation du niveau 713,5 - 715,5 cm = - 136 00 ± 150 ans (§ précédent).

La présence de glauconie est une preuve de modification chimique du cortège minéralogique après son dépôt. Comme elle peut se développer sur des particules minérales et que son pourcentage est important dans la fraction fine, l'assemblage argileux originel est certainement modifié. Je ne prendrai que pour preuve, l'absence quasi-totale d'illite stricte, dans cette unité. En effet, sur l'ensemble des échantillons étudiés (coupes à terre, fjords et océan) le pourcentage de l'illite n'est jamais inférieur à 10%. De plus, sur les coupes à terre et en mer lors des périodes glaciaires, l'illite présente toujours des pics étroits et hauts à 10 Å et à 5 Å, ce que nous n'observons pas ici.

c. Conclusions

La présence de glauconie, de par son mode et son milieu de formation, ne permet pas de prendre en compte les estimations quantitatives du cortège argileux pour une interprétation paléoclimatique mais suggèrent que le dépôt de l'unité basale

s'est effectué au cours d'une période à faible taux de sédimentation. Ce dernier point confirme la validité de la datation de cette unité.

3. Variations du caractère chimique de la chlorite.

Des études expérimentales sur l'altération des chlorites mettent en évidence le mécanisme de dégradation et des modifications chimiques du minéral. Selon Ross et Kodama (1976), l'altération débute par une oxydation du Fe^{2+} en Fe^{3+} au sein du feuillet brucitique. Le fer, une fois oxydé, peut être évacué de la structure, ce phénomène entraîne un déficit de charge du feuillet brucitique, qui conduit à la formation d'interstratifiés irréguliers puis de vermiculite. Lors de la détermination de la nature chimique de la chlorite par diffraction X, nous avons noté la diminution du nombre d'atomes de fer dans les niveaux supérieurs de la carotte HUD 81 II, station 8, par rapport aux unités basale et médiane. De plus, il semble acquis que l'unité basale se soit déposée sous climat glaciaire. Comme sous ce dernier les altérations sont faibles (Millot, 1964, 1967), j'interprète le départ de fer des chlorites dans l'unité sommitale comme étant une preuve de l'altération. Cette altération est attribuable à l'action du climat tempéré sur ces minéraux. De plus, la conservation des chlorites (allure des pics et présence de fer) est identique dans les unités médiane et basale, ces sédiments ont subi une altération comparable et se sont donc déposés certainement sous le même climat glaciaire.

4. Présence des interstratifiés irréguliers illite-vermiculite (10-14_v).

Les interstratifiés irréguliers (10-14_v) résultent en général des premiers stades d'altération de minéraux préexistant sous des climats frais à tempéré (Camez, 1962 ; Millot, 1964, 1967 et Dejou et al., 1972, entre autres). Ces auteurs notent également que les (10-14_v) proviennent surtout de l'altération de l'illite.

Dans la présente étude, on observe une apparition brutale de ces minéraux liée aux niveaux grossiers. De plus, dans l'unité médiane les chlorites ne présentent pas de traces d'altération.

En raison des arguments évoqués plus haut en ce qui concerne le climat sous lequel se sont déposés ces différents sédiments, l'unité médiane peut correspondre à l'épisode final de retrait des glaciers (voir § sur les datations). Par conséquent, deux hypothèses peuvent être avancées pour expliquer la présence de (10-14_v).

Hypothèse 1 : Les minéraux se forment au cours du radoucissement climatique qui accompagne la déglaciation.

Le fait que la fraction fine des courbes cumulatives de l'unité médiane soit parallèle aux fractions fines des autres unités, peut argumenter en faveur d'une

formation des minéraux à l'époque du dépôt. Mais ces minéraux sont généralement issus de l'altération de l'illite. Comme l'illite est altérée après la chlorite (Camez, 1962 ; Millot, 1964) et que cette dernière n'est pas altérée et n'enregistre aucun phénomène de radoucissement climatique du fait de sa bonne conservation, l'association de ces deux minéraux ne me permet pas d'attribuer la formation des (10-14_v) aux variations climatiques.

Hypothèse 2 : Les (10-14_v) sont hérités de séries quaternaires anciennes resédimentées lors de la déglaciation.

Plusieurs arguments étayent cette hypothèse :

- l'association de chlorite non altérée et de (10-14_v) ;
- le mélange de stock sédimentaire déduit des études granulométriques ;
- l'apparition brutale des (10-14_v) associée aux dépôts grossiers de l'unité médiane.

L'analyse granulométrique indique clairement l'apport de sédiments grossiers remaniés. Dans le paragraphe sur l'âge des sédiments on a vu que ces sédiments sont probablement les derniers dépôts antéglaciaires, soumis préférentiellement à l'érosion après le retrait des glaces. De plus, sur les coupes à terre, ces sédiments contiennent beaucoup de (10-14_v) (chap. III). Ceci expliquerait l'association (10-14_v) et sédiments grossiers. Dans ce cas, la chlorite témoigne d'un climat encore froid qui correspond bien à la période de déglaciation.

En conclusion, les (10-14_v) semblent être hérités de séries quaternaires antéglaciaires. Donc ils ne peuvent pas servir aux reconstitutions paléoclimatiques.

5. Origine de la smectite.

Il est généralement admis que ce minéral peut se développer par dégradation sous climat tempéré et par néoformation sous climat chaud à saisons contrastées sur le plan de l'humidité (Camez, 1962 ; Millot, 1964, 1967 ; Paquet, 1969 ; Dejou et al., 1972 ; Robert et al., 1979 ; Dieter-Haass et Chamley, 1980 ; Robert, 1980 ; Debrabant et Chamley, 1982 ; Maillot et Robert, 1984 ; entre autres). De plus ce minéral peut se néoformer rapidement à partir de verre volcanique (Millot, 1964 ; Moyes et al., 1974 ; Latouche, 1975 ; Parra, 1980, 1982 ; Parra et al., 1984) (voir chap. III).

Compte-tenu de la précision approximative sur l'âge des sédiments étudiés, on note la présence de smectite à la fois dans les niveaux déposés sous climat glaciaire et non glaciaire. La morphoscopie de ces particules est toutefois différente. Au sommet de la carotte, leur forme est floconneuse. Une telle morphologie est fréquente pour des smectites d'origine pédologique remaniées en mer (Chamley, 1981 ;

Holtzapffel, 1983). A la base, associées à des formes floconneuses, des phyllites très fines en tablettes plus ou moins régulières peuvent être attribuées à ce minéral. Ces formes rappellent l'aspect de certaines particules smectitiques développées à partir de verre volcanique (Chamley et Millot (1972), Chamley (1980a, 1980b) et Chamley et al. (1983).

Au sein des unités basale et médiane la présence de glauconie et de (10-14_v), qui ne sont pas hérités directement de l'altération de minéraux, ne permettent pas d'apprécier les variations possibles du pourcentage de la smectite. Toutefois, dans l'unité sommitale on note une augmentation du taux de smectite vers le sommet. En raison de la morphologie floconneuse de ce minéral, il est possible d'attribuer cette variation aux effets d'une altération de plus en plus importante lors du climat tempéré actuel.

En conclusion, il semble que sur l'ensemble de la carotte, la smectite soit héritée directement de roches volcaniques et plutoniques. Ces altérations semblent différentes à la base et au sommet.

Durant le stade glaciaire, les smectites semblent être d'origine volcanique. L'altération des roches volcaniques se fait beaucoup plus facilement, même sous climat froid (Moyes et al., 1974 ; Parra, 1980 entre autres). Il est donc normal que les smectites issues de l'altération de verre volcanique prédominent en période froide. Notons la présence aussi de smectites floconneuses.

Dans le stade post-glaciaire, les smectites peuvent se former par altération des roches non volcaniques. Il est donc normal que les smectites floconneuses soient prédominantes et "diluent" le "bruit de fond" des smectites d'altération volcanogénique.

Les smectites peuvent donc contribuer de manière indirecte aux interprétations climatiques.

6. Interprétations paléoclimatiques. Conclusions.

Les principaux faits et hypothèses sont résumés dans le tableau 4-4. Lors de la dernière période glaciaire, les chlorites sont bien conservées et les smectites peuvent provenir de l'altération de matériel volcanique. La présence de glauconie, néoformée dans le milieu marin, signale la présence d'un taux de sédimentation vraisemblablement faible.

Au cours des dernières étapes de déglaciation, les sédiments quaternaires anté-glaciaires riches en (10-14_v) semblent être remaniés. La chlorite, non altérée, indique que le climat était encore froid et peu hydrolysant.

	FAITS	CLIMAT	INTERPRETATIONS
Unité Sommitale	<ul style="list-style-type: none"> - augmentation du taux de smectite vers le sommet - diminution du taux de chlorite et de son nombre d'atomes de fer vers le sommet - chlorite et illite mal cristallisées - courbes granulométriques unimodales sédiment fin. 	TEMPERE POST-GLACIAIRE	<ul style="list-style-type: none"> - Action du climat tempéré actuel sur les minéraux entraîne la formation de smectite pédogénique, la perte de fer des chlorites.
Unité médiane	<ul style="list-style-type: none"> - interstratifiés irréguliers (10-14_v) abondants, apparition et disparition brutale - chlorite ferrifère - courbes granulométriques plurimodales, hétérogénéité du sédiment, sédiment grossier. - datation de -15 200 ± 490 ans - concentration en SiO₂ importante mais faible concentration en Li, Ni, Cr, Cu, Pb par rapport aux autres unités. 	DEGLACIATION	<ul style="list-style-type: none"> - héritage possible des (10-14_v) - dépôt sous climat glaciaire d'après la nature chimique de la chlorite, plutôt en fin de déglaciation. Ceci entraîne le remaniement de séries quaternaires anté glaciaires, - datation non retenue
Unité basale	<ul style="list-style-type: none"> - smectite à morphologie de type volcanogénique - chlorite ferrifère - présence de glauconie, - homogénéité granulométrique, sédiment fin - datation - 13 600 ± 150 ans à la base 	GLACIAIRE	<ul style="list-style-type: none"> - dépôt sous climat glaciaire : chlorite ferrifère smectite de néoformation à partir de roches volcaniques. - perturbation chimique du cortège argileux : développement de glauconie

Tableau 4-4. Principaux faits et interprétations paléoclimatiques des sédiments de la carotte HUD B1 II st. 8



Après la déglaciation, l'installation du climat actuel s'est faite progressivement. Elle est marquée par une chlorite altérée, de moins en moins ferrifère, et par l'augmentation du pourcentage de smectite.

III. COMPARAISONS DES DIFFERENTS SEDIMENTS DE SURFACE.

Grâce à l'étude de la carotte HUD 81 II, station 8, il est possible de mieux cerner les variations observées dans la minéralogie des sédiments de fjords. En effet, la quantité de fer des chlorites semble être un bon élément d'appréciation du degré de l'altération. De plus, la présence de (10-14_v) paraît due à des remaniements sédimentaires. Par conséquent, il semble qu'il soit plus simple d'interpréter la présence de (10-14_v) dans les fjords continentaux comme résultant d'un apport de séries quaternaires anciennes. Ceci implique également (d'après la nature chimique de la chlorite) que les sédiments de surface sont d'âge comparable.

En raison de la position géographique de la carotte HUD 81 II, station 8, par rapport à celles des fjords continentaux, les sédiments de surfaces de ces deux zones devraient contenir les mêmes espèces argileuses. Comme cela n'est pas le cas, il est possible qu'une sédimentation différentielle perturbe le cortège initial. Donc les (10-14_v) sédimenteraient préférentiellement en premier par rapport aux autres minéraux. Mais les études de la fraction inférieure à 8 μ m montrent que les (10-14_v) ne sont pas concentrés dans la fraction grossière, de plus leur structure ouverte leur confère une bonne flotabilité. Par conséquent, il est difficile d'admettre que l'action de la sédimentation différentielle soit responsable de ces variations. Dès lors la seule hypothèse envisageable reste dans un caractère tout à fait local pour la présence de (10-14_v) dans les sédiments des fjords continentaux.

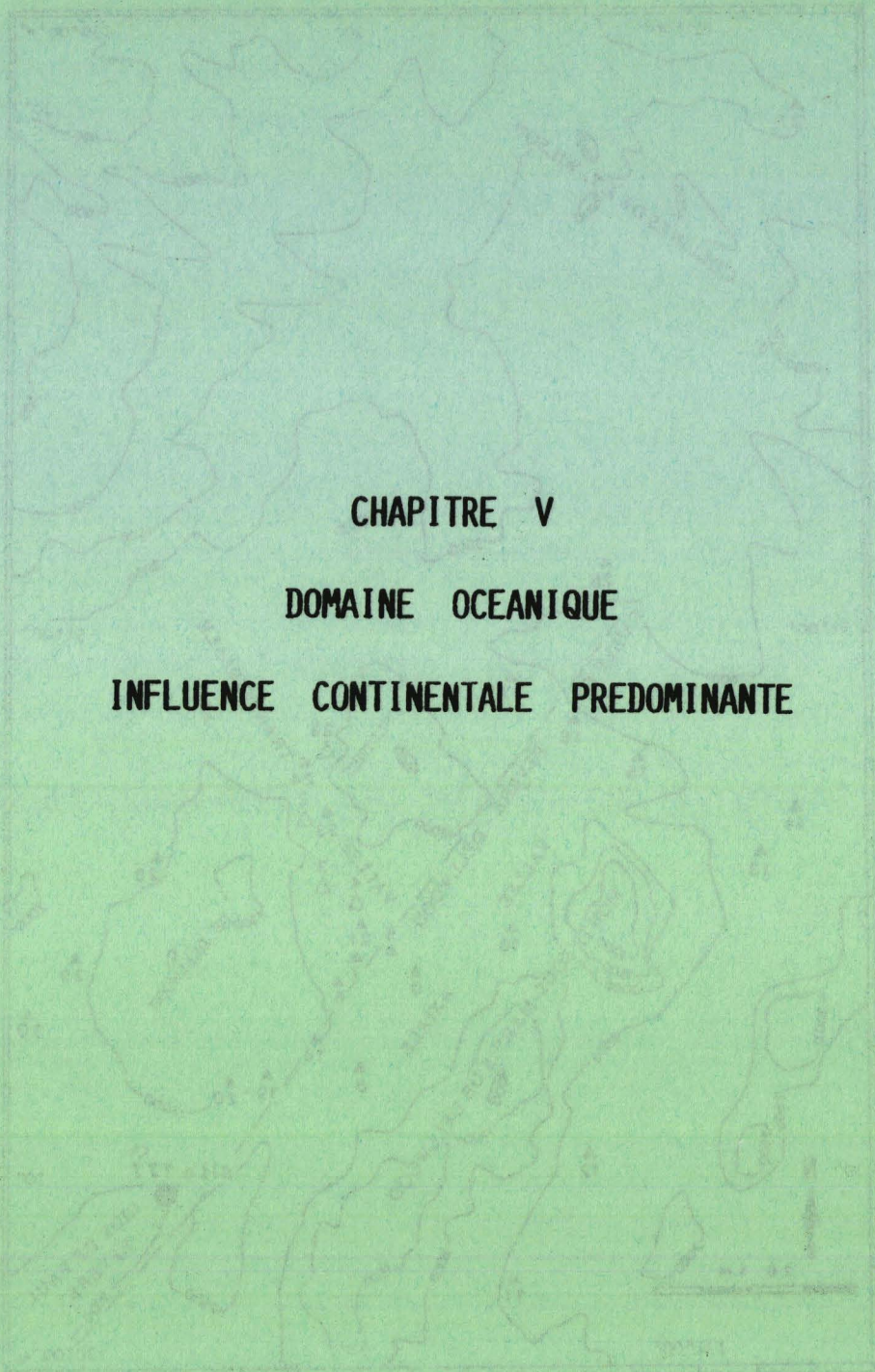
IV. CONCLUSIONS.

Trois faits majeurs caractérisent l'étude des sédiments côtiers. Ce sont :

- l'altération chimique des chlorites: tout d'abord le fer ferreux des octaèdres est oxydé puis est évacué des structures. Ceci entraîne une déstabilisation du réseau silicaté qui se traduit par des pics largement ouverts. De plus, ce phénomène progressif est un bon indicateur du degré de l'altération. Les périodes glaciaires sont caractérisées par une chlorite ferrifère tandis que les périodes tempérées le sont par une chlorite davantage alumino-magnésienne ;
- la présence de remaniements probables de séries anté-glaciaires riches en (10-14_v) à l'époque finale de la déglaciation ;

- la persistance d'un pourcentage de smectite aussi bien dans les niveaux glaciaires que non glaciaires. Mais cette smectite présente une morphologie distincte et son abondance croît lors du radoucissement climatique. Au cours des périodes froides, elle semble être néoformée de roches volcaniques alors que sous le climat tempéré ce sont celles issues de l'altération d'autres roches qui prédominent. Ces variations morphologiques sont des preuves indirectes pour les interprétations paléoclimatiques.

Ces éléments permettent, lors des reconstitutions paléoclimatiques générales, de cerner les variations dues à des facteurs externes comme la néoformation de glauconie ou le tri minéralogique par sédimentation différentielle, et de faire la part de ce qui, dans le cortège minéralogique, revient au paléoclimat.



CHAPITRE V

DOMAINE OCEANIQUE

INFLUENCE CONTINENTALE PREDOMINANTE

Les cartes de circulation des courants océaniques dans le secteur nord atlantique (du Groenland à l'Espagne) sont basées sur les données de la campagne de reconnaissance effectuée en 1957-1958 par le R/V "L'Atalante" de l'Ifremer. Elles sont complétées par les données de la campagne de reconnaissance effectuée en 1960-1961 par le R/V "L'Atalante" de l'Ifremer. Les courants sont représentés par des flèches dont la longueur est proportionnelle à la vitesse. Les courants sont nommés en fonction de leur direction et de leur vitesse. Les courants sont représentés par des flèches dont la longueur est proportionnelle à la vitesse. Les courants sont nommés en fonction de leur direction et de leur vitesse.

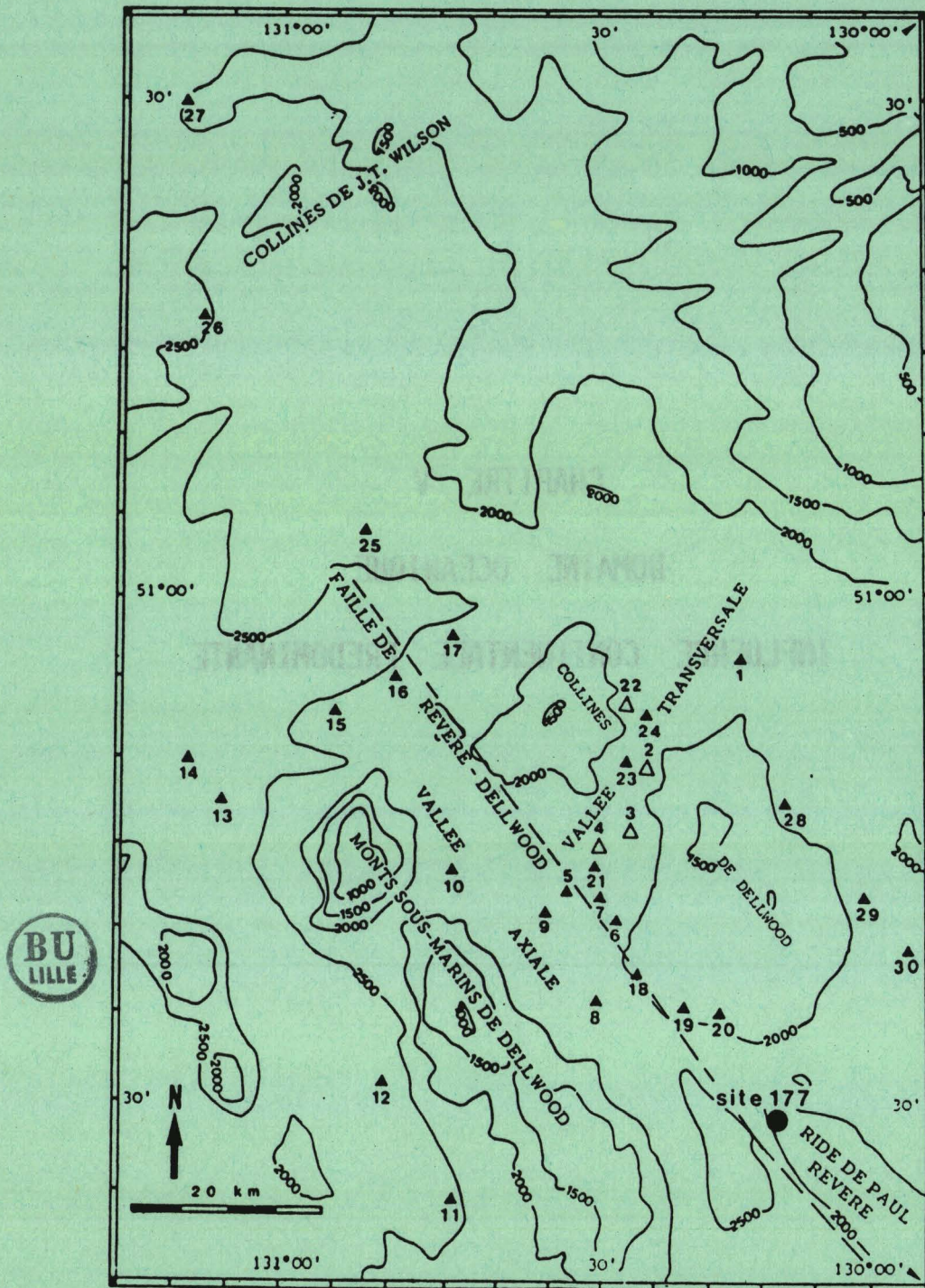


Fig. 5-1 - Localisation des carottes étudiées dans le secteur des collines de Dellwood (triangles noirs sauf pour le numéro 5). Les essais infructueux sont vraisemblablement dus à l'absence de sédiments (triangles blancs). Notons la proximité du site 177 (Leg 18, D.S.D.P.) qui sera étudié dans la partie suivante. Le lecteur peut se reporter à la figure 5-2, planche 1 et 2 pour la localisation de carottes, des profils sismiques et des stations de photographies sous-marines, en partie réalisés lors de la campagne END 83C.

CHAPITRE V - DOMAINE OCEANIQUE INFLUENCE CONTINENTALE PREDOMINANTE

L'étude du secteur océanique est scindée en trois parties :

- une partie proximale avec l'analyse de 25 carottes courtes sur une superficie de 7 500 km² ;
- une partie proximale mais très locale, avec l'analyse du site 177 (forages 177 et 177A, Leg 18, D.S.D.P.) ;
- une partie distale avec l'analyse de différentes carottes courtes.

Après l'exposé de chaque partie, les variations sédimentologiques, minéralogiques et géochimiques seront interprétées en terme de paléoenvironnement.

I. SECTEUR DES COLLINES DE DELLWOOD.



A. INTRODUCTION.

Trente carottages (numérotés de 1 à 30) ont été effectués dans ce secteur (fig. 5-1). Ils sont répartis en 24 carottes (de 54 à 100 cm) et une de 700 cm. Seuls les trois premiers mètres de cette dernière sont analysés, la base est constituée d'un "flow-in". Parmi les trente essais, quatre furent négatifs, ils correspondent aux sites 2, 3, 4 et 22. La carotte 5 n'est pas analysée en raison de la proximité d'autres prélèvements. Avant d'entreprendre la description des résultats analytiques, je décrirai brièvement la structure et la morphologie de ce secteur.

B. STRUCTURE ET MORPHOLOGIE DU SECTEUR DES COLLINES DE DELLWOOD.

L'image acoustique du Seamarc II (Davis et al., 1985, planche 2), quelques profils sismiques (Riddihough et al., 1980, planche 1), des profils d'écho-sondeurs (3,5 kHz) et des photographies sous-marines (planche h.t. 2, Blaise et al., 1984) permettent d'apporter quelques indications quant à la structure des collines de Dellwood.

Sur l'image acoustique du Seamar II, on note, du Nord au Sud, les structures suivantes (fig. 5-2, planche 2) :

- le chenal de Scott, d'orientation SE-NW puis E-W ; dans sa partie orientale, il recoupe un ancien chenal d'orientation NE-SW, qui se prolonge entre les deux monticules des collines de Dellwood et constitue une vallée transversale ;

- la vallée de Revere-Dellwood (vallée axiale) est parallèle à l'allongement SE-NW des collines de Dellwood, situées au NE, et des monts sous-marins de Dellwood situés au SW. Cette vallée est entaillée, dans sa longueur, par une structure linéaire d'orientation SE-NW ; c'est la faille transformante de Revere-Dellwood. Remarquons, à proximité de cette structure, l'existence des masses noirâtres qui sont des coulées basaltiques (voir légende planche 2).

Les profils sismiques et bathymétriques montrent clairement le grand nombre de failles affectant cette région. Elles donnent à la zone une structure de horsts et de grabens, surtout près de la vallée transversale, à laquelle elles sont parallèles (planches 1 et 2). Le profil B de la planche 1, dans la partie septentrionale de la vallée axiale, met en évidence une faille verticale, perpendiculaire à celle-ci. Les photographies sous-marines permettent d'observer les affleurements basaltiques (planche h.t. 1) qui sont en noir sur l'image acoustique, ainsi que les surfaces recouvertes de sédiments, en grisé.

C. ANALYSES LITHOLOGIQUE ET GRANULOMETRIQUE.

1. Généralités.

Les sédiments analysés sont, en général, des argiles silteuses de teinte gris olive à olive, parfois gris sombre. Il s'agit plus rarement de boues silto-argilo-sableuses, de silts argileux ou de sables gris sombre (fig. 5-3).

- les boues silto-argilo-sableuses et les silts argileux contiennent jusqu'à 30% de fraction sableuse pour les premières et de 5 à 12% pour les seconds (fig. 5-4). Elles se trouvent à la base des carottes 16, 17 et 27 et dans l'ensemble de la carotte 19. Dans les stations 17, 19 et 27, elles sont intercalées dans des argiles silteuses (fig. 5-4). Un niveau de sédiment grossier est rencontré au sommet des carottes 24 et 7. Notons la présence de particules supérieures à 2 mm à la base des carottes 17 et 27 et dans la carotte 19 (fig. 5-4) ;
- le sable est uniquement observé à la base de la carotte 1, la fraction fine ($< 63\mu\text{m}$) représente 9 à 12% du sédiment total (fig. 5-3 et 5-4) ;
- les argiles silteuses constituent l'ensemble des autres carottes. Leur fraction sableuse ne représente en général que 2% du sédiment total. Parfois elle est légèrement plus abondante (jusqu'à 6%) dans les sites 6, 8, 18, 20, 26 et 30 (fig. 5-4).

Des niveaux bruns sont présents au sommet des carottes 13, 15 et 16 ainsi qu'à 30 cm de la surface dans la carotte 14. Des niveaux gris sombre s'observent

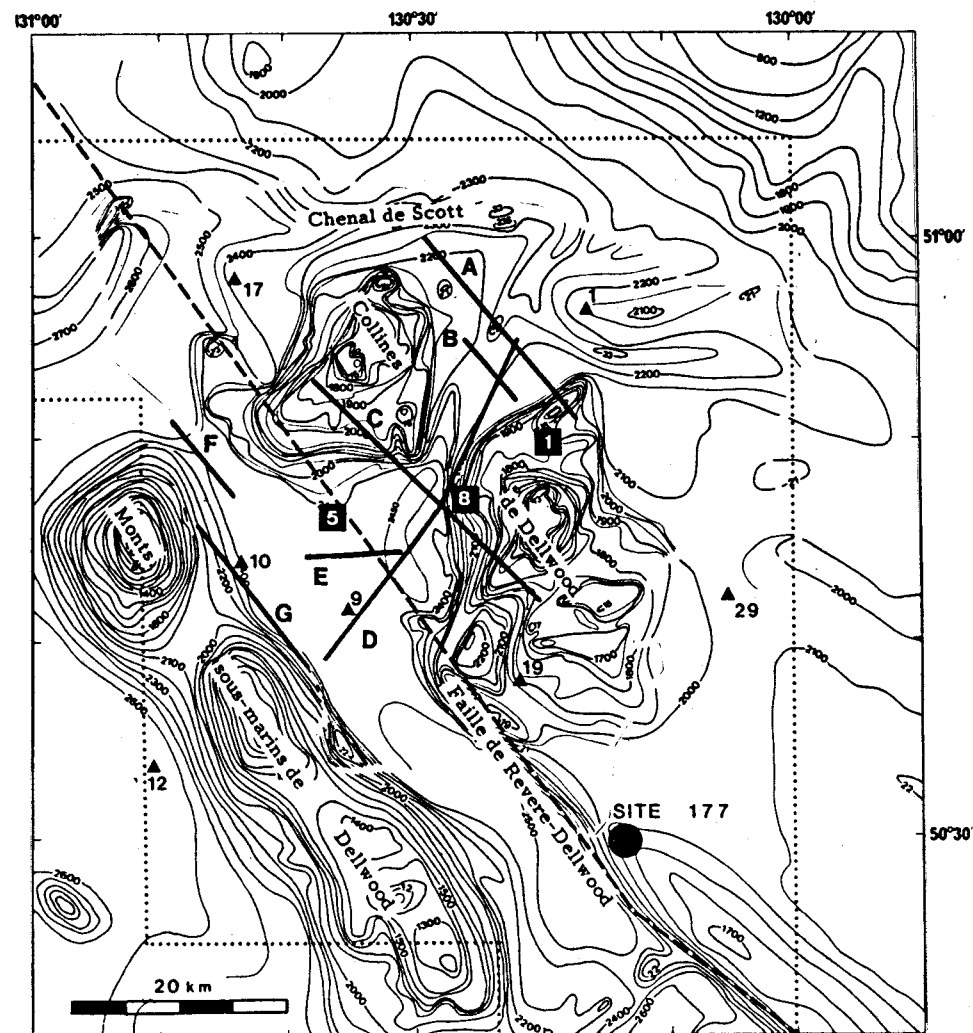


Fig. 5-2 - Localisation des profils sismiques et bathymétriques des stations de photographies sous-marines et de quelques sites étudiés. (Bathymétrie d'après Riddihough et al., 1980).

- : limite de l'image acoustique du Seamarc II (pl. 2).
- 1** : stations de photographies sous-marines
- B** : profils sismiques et bathymétriques (pl. 1)
- 17** : sites étudiés
- : faille de Revere-Dellwood

Planche 1 - Profils sismiques (A, B, D, G) et bathymétrie du secteur des collines de Dellwood. Les profils C et D sont tirés de Riddihough et al. (1980), les autres proviennent de Blaise et al. (1984).

Les distances verticales sont en dixième de seconde. La longueur totale de chaque profil est indiquée à droite de ces derniers (situation fig. 5-2).

Planche 2 - Vue partielle des images acoustiques régionales du Seamarc II (collines de Wilson et Dellwood). Ces images et les explications suivantes sont tirées de Davis et al. (1985).

Les images utilisées pour construire cette mosaïque contiennent des informations sur le relief local et la pente du fond océanique. Les réflexions fortes des surfaces raboteuses (par exemple des jeunes coulées basaltiques) donnent des images foncées; d'une manière semblable les réflexions spéculaires des escarpements de failles, verticaux ou presque, qui font face à l'instrument créent aussi des images très foncées. Les fonds couverts de sédiments et les "ombres acoustiques" sont claires. Dans le cas où les pistes du bateau sont identiques, on peut déterminer la direction d'isonification; ces pistes sont les bandes foncées-claires-foncées. Dans quelques régions, où les couloirs sont superposés, la bande de 500 à 700 m a été éliminée.

(Localisation précise par rapport aux collines de Dellwood, fig. 5-2).

Planche 1

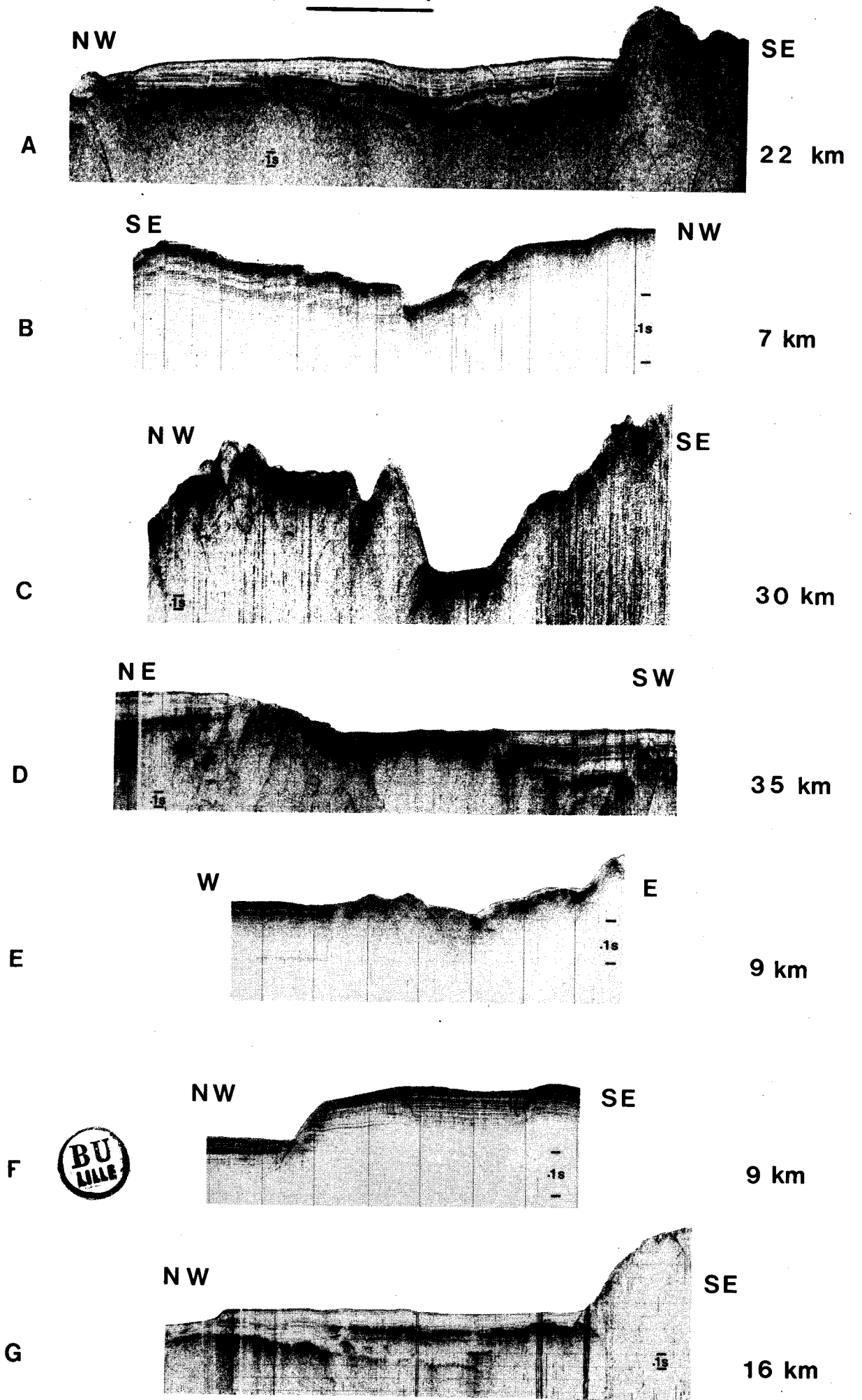


Planche 2



131°

51°
00'



50°
30'

130° 30'

130°

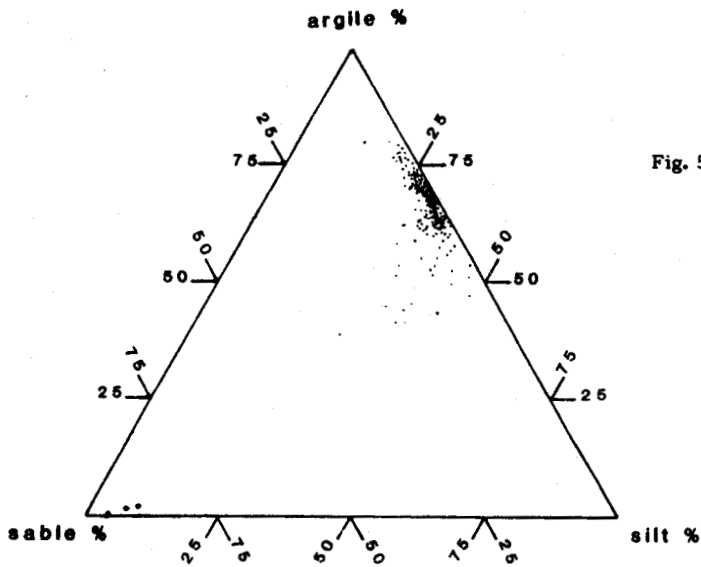


Fig. 5-3 - Composition granulométrique des sédiments du secteur des collines de Dellwood. Les trois échantillons sableux correspondent aux niveaux de base de la carotte 1. La majeure partie des sédiments sont des argiles silteuses. Quelques niveaux renferment des silts argileux (argiles < 50%, silt > 50%, sable < 20%), et des silts argilo-sableux (argile, silt et sable tous supérieurs à 20%).

SABLE

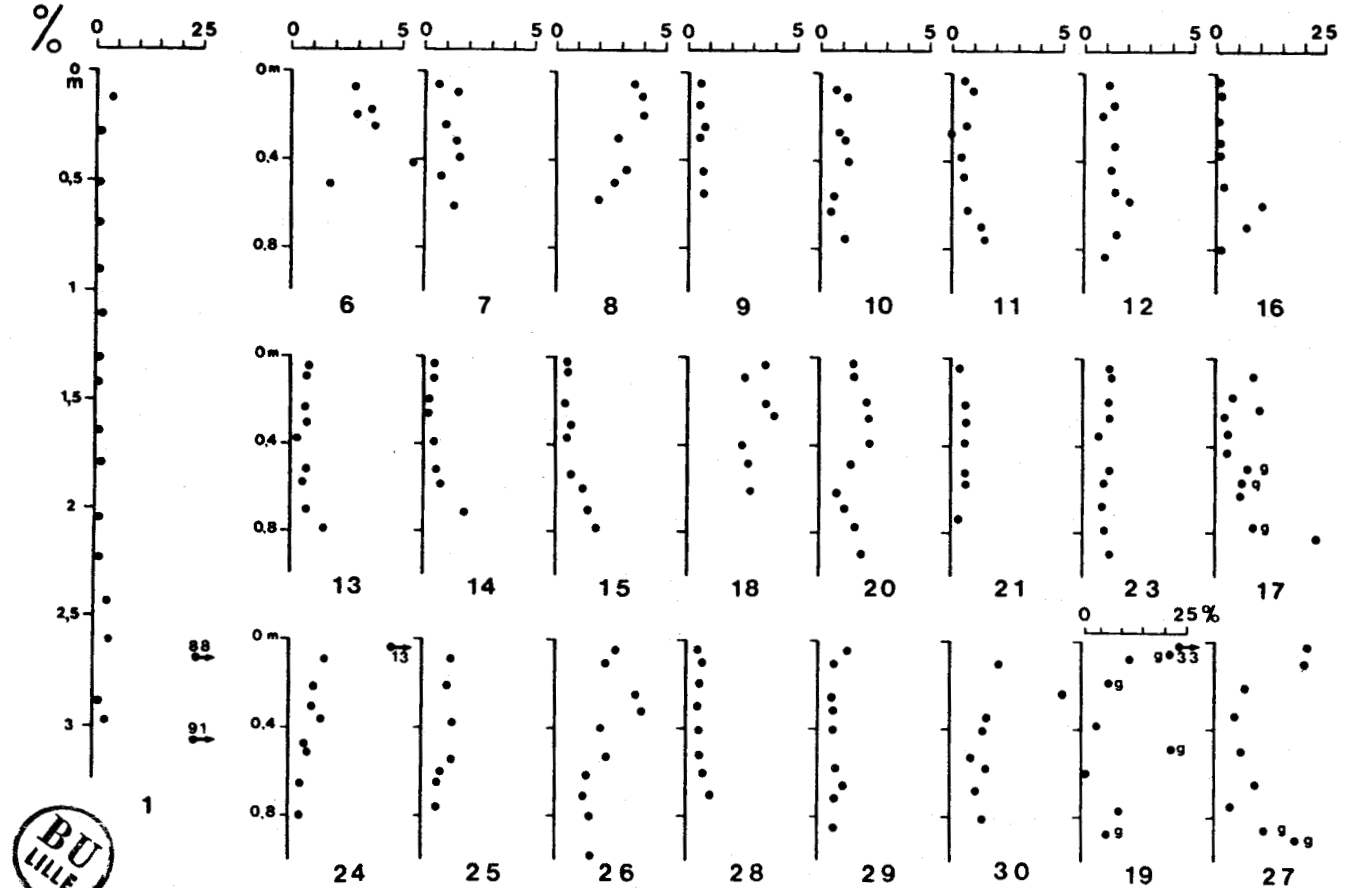


Fig. 5-4 - Pourcentage de sable pour chaque analyse granulométrique des sédiments du secteur des collines de Dellwood. Les carottes 1, 16, 17, 19 et 27 sont plus sableuses que les autres. Ce pourcentage de sable atteint 88 à 91% dans la carotte 1, alors qu'il n'est jamais supérieur à 33% dans le reste des sédiments. Dans les carottes 17, 19 et 27 plusieurs niveaux renferment des graviers (> 2 mm de diamètre) ils sont repérables par la lettre g. Parmi les carottes contenant moins de 5% de sable, les sédiments peuvent être classés en deux groupes : le premier regroupe les sites 6, 8, 18, 20, 26 et 30 qui sont plus sableux que ceux du second groupe 7, 9, 10, 11, 13, 14, 15, 21, 23, 24, 25, 28 et 29. Remarquons que le pourcentage de sable augmente sensiblement vers la base des carottes de ces deux derniers groupes (exemple : 7, 10, 11, 13, 14, 15, 18, 20, 23, 26, 28 et 30). Enfin, au sommet de la carotte 24 un niveau grossier contient 13% de fraction sableuse.

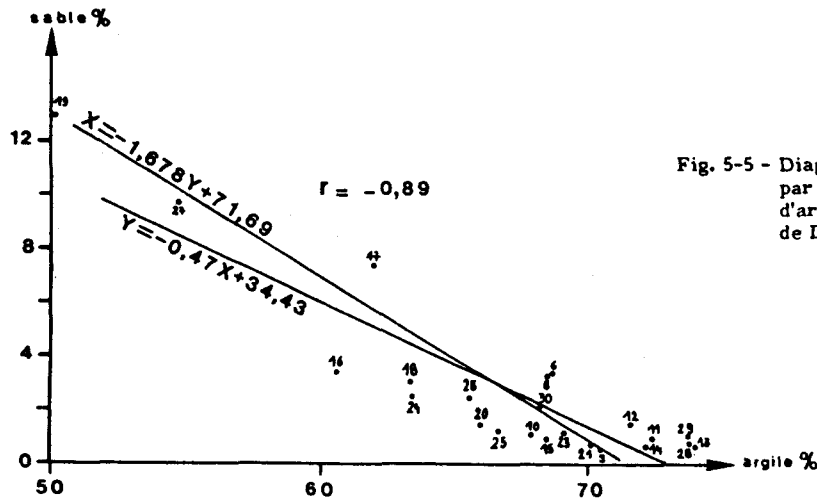


Fig. 5-5 - Diagramme du pourcentage moyen de sable par site en fonction du pourcentage moyen d'argile par site du secteur des collines de Dellwood. r = coefficient de corrélation.

sur l'ensemble de la carotte 18, au sommet de la carotte 17 et à la base de la carotte 20.

Au sein des carottes 6, 7, 9, 15, 16, 20, 26 et 28, des taches noires diffuses sont disséminées. Elles ont une taille maximale de 5 mm, le sédiment ne semble pas plus grossier que la matrice argilo-silteuse.

D'une manière générale, le pourcentage de la fraction sableuse du sédiment est faible ; il n'est notable que dans certains niveaux localisés des carottes 1, 16, 17, 19, 24 et 27 (fig. 5-4). La corrélation est très bonne entre les pourcentages de sable et d'argile granulométrique moyens par carotte ($r = 0,89$; fig. 5-5).

2. Granulométrie détaillée.

Les indices granulométriques, calculés et déterminés à partir des données chiffrées en unité Φ , comprennent l'indice de classement de Trask, la médiane, le mode et l'indice d'asymétrie.

- L'indice de classement de Trask (fig. 5-6) : pour les sables de base du site 1, cet indice est compris entre 1,2 et 1,3. Il correspond à des sédiments bien classés à moyennement bien classés (in Despeyroux, 1985). Pour les autres sédiments, il est compris entre 2,3 et 7,4. D'après Trask (1930 in Berthois, 1975), ces valeurs correspondent à des sédiments très bien classés et mal classés. La figure 5-7 représente les valeurs moyennes de l'indice de classement par site. Notons que les sites contenant des sédiments grossiers présentent le classement le plus mauvais (site 19, 17, 16, 26 et 25). Le classement moyen dans les autres sites est normal (entre 2,5 et 3,5). De manière générale, l'indice de classement diminue vers le large donc les sédiments sont de mieux en mieux classés au fur et à mesure que l'on s'éloigne des côtes. Sur la figure 5-8, cet indice est représenté en fonction du pourcentage de sable, on note une corrélation positive ($r = 0,697$) entre les deux éléments. Le même diagramme est réalisé en prenant en compte la moyenne de l'indice de classement et celle du pourcentage de sable pour chaque site. Cette fois, le coefficient de corrélation est égal à 0,89 (fig. 5-9). Sur la même figure, on note que le pourcentage

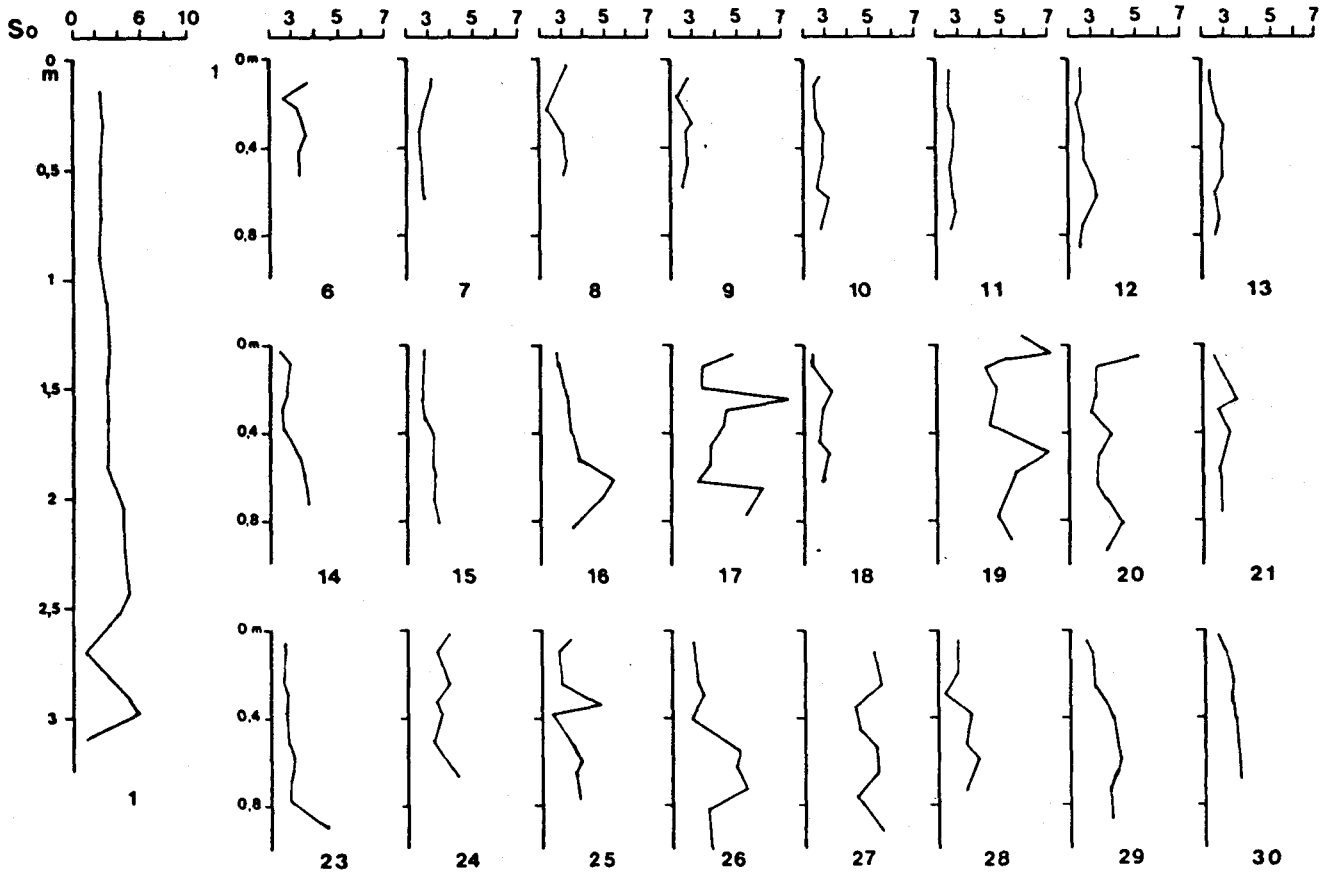


Fig. 5-6 - Indice de classement de Trask ($S_o = \frac{Q_{75}}{Q_{25}}$) le long des carottes du secteur

des collines de Dellwood. Pour les sables de la base du site 1, il est compris entre 1,2 et 1,3. Il correspond à des sables bien classés à moyennement bien classés d'après Caline (1982 in Despeyroux, 1985). Pour les autres sédiments, l'échelle de référence prise est celle proposée par Trask (1930 in Berthois, 1975). Des variations importantes sont notées, en effet ces sédiments sont très bien classés à mal classés en passant par tous les intermédiaires. Le classement est le meilleur au sommet des carottes alors qu'il devient mauvais vers leur base ainsi que dans l'ensemble les sites 16, 17, 19, 20, 24, 25, 26, 27. Les valeurs des quartiles Q_{25} et Q_{75} sont données par la projection sur l'échelle des abscisses de l'intersection de la courbe cumulative avec l'horizontale représentant un pourcentage cumulatif déterminé en poids du sédiment considéré (Billy, 1954 ; Rivière, 1977 in Despeyroux, 1985).



moyen d'argile par site est inversement proportionnel à l'indice de classement de Trask. Par conséquent, plus le sédiment est fin, meilleur est le classement et inversement, le classement est d'autant plus mauvais que le sédiment est grossier.

- L'indice d'asymétrie ($SK = \frac{Q_{25} \times Q_{75}}{(Q_{50})^2}$) est toujours inférieur à 1, il caractérise

une fraction fine plus abondante que la fraction grossière par rapport à la moyenne.

La médiane ($Md = Q_{50}$) est d'autant plus élevée que le sédiment est grossier, sa moyenne par site est comprise entre 154 et 442 $\mu\text{m}/100$ mis à part les niveaux sableux du site 1 qui ont une médiane de l'ordre de 14 300 $\mu\text{m}/100$.

- Le mode : l'analyse des courbes cumulatives exprimées en $\log \frac{\mu\text{m}}{100}$ montre que les sédiments fins sont généralement unimodaux, de même que les sables du site 1 (fig. 5-10 et 5-11). En revanche, les sédiments grossiers sont plurimodaux. Ceci est visible sur les courbes cumulatives c et d de la base du site 16 (fig. 5-11A),

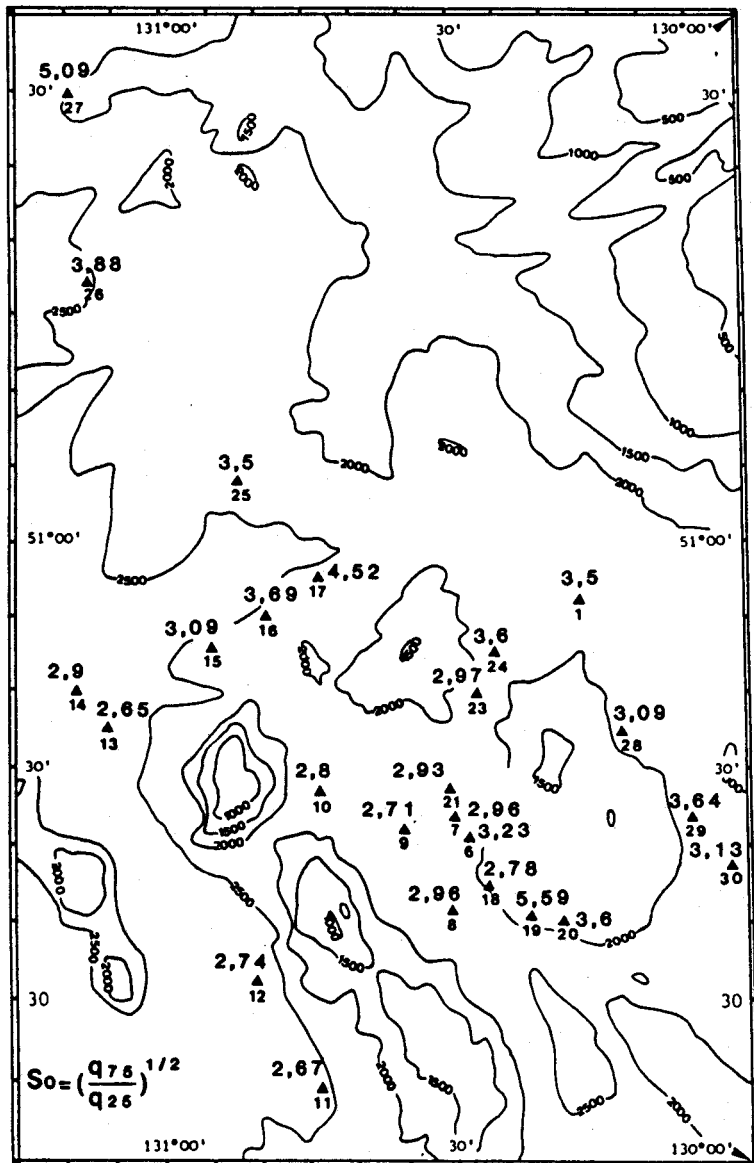


Fig. 5-7

- Indice de classement de Trask : $S_o = \left(\frac{Q_{75}}{Q_{25}}\right)^{1/2}$. Les valeurs indiquées représentent la moyenne par site. Pour le site 1, les valeurs des niveaux sableux basaux ne sont pas prises en compte. Les valeurs les plus élevées, donc les sédiments les moins bien classés, correspondent aux sites proches du continent (27, 26, 15, 17, 24, 1, 28, 29 et 30) ainsi qu'aux sites contenant des sédiments grossiers 19. Le classement des sédiments s'accroît vers le large (voir entre les sites 17 et 13 et entre le 1 et le 11).

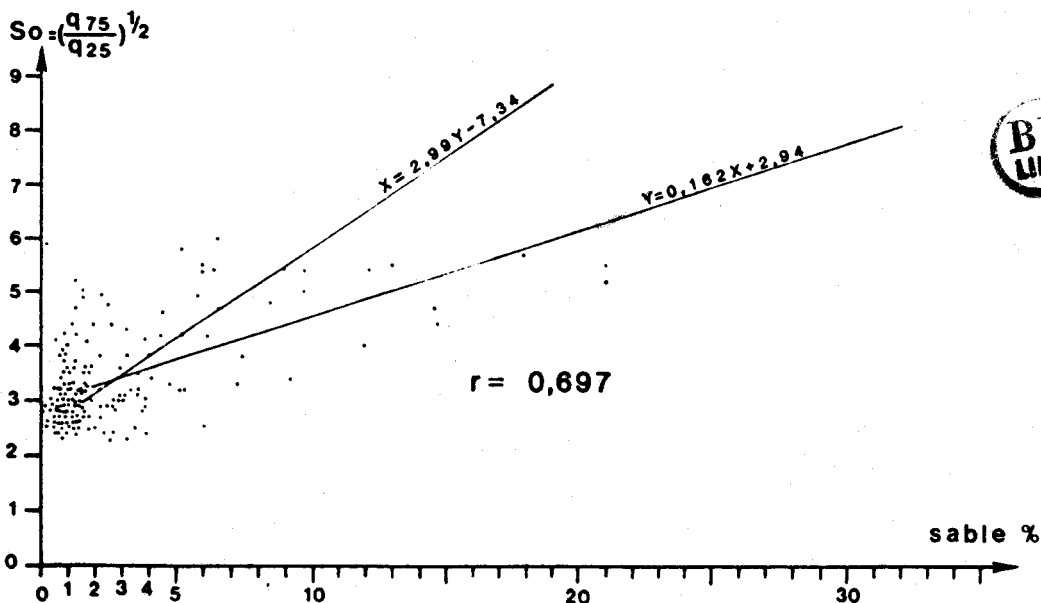


Fig. 5-8 - Diagramme du pourcentage de sable en fonction de l'indice de classement granulométrique de Trask (S_o). De manière générale, plus la fraction grossière est importante plus le classement du sédiment est mauvais. Seuls les échantillons grossiers de la base de la carotte 1 ne sont pas représentés sur ce diagramme, ils sont constitués de sables très bien classés.

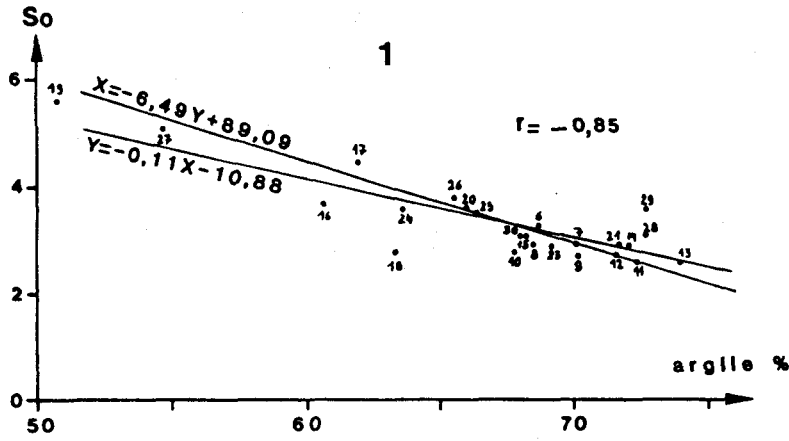
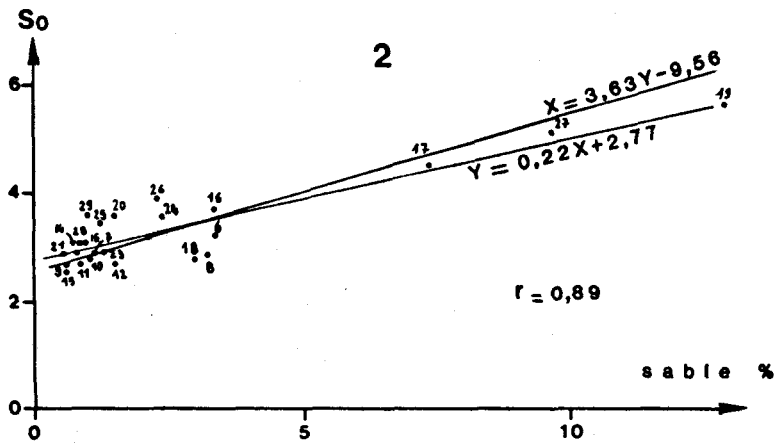


Fig. 5-9

- 1 : diagramme de l'indice de classement (So) en fonction de la moyenne du pourcentage d'argile par site dans le secteur des collines de Dellwood. r = coefficient de corrélation.



2 : diagramme de l'indice de classement (So) en fonction de la moyenne du pourcentage de sable par site dans le secteur des collines de Dellwood. Dans ces deux diagrammes les valeurs correspondant au site 1 ne sont pas prises en considération en raison du pourcentage très élevé en sable des échantillons de base et de leur indice de classement très faible.

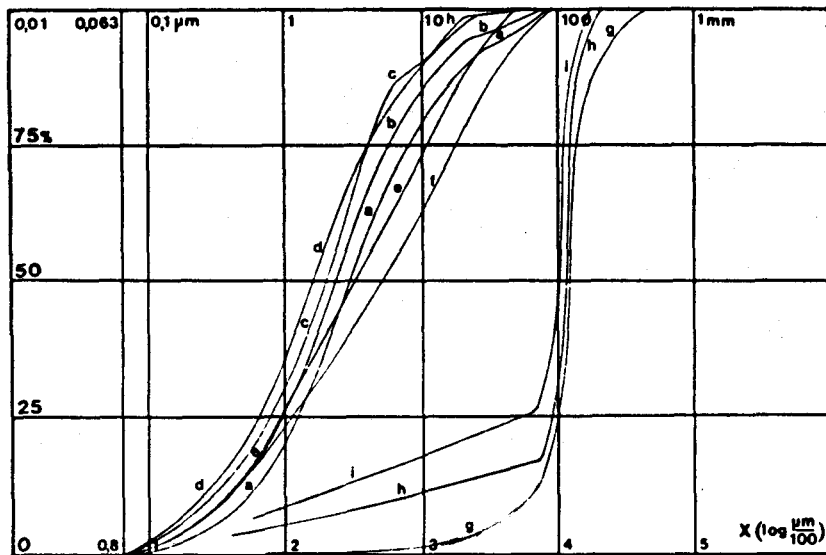


Fig. 5-10 - Courbes granulométriques cumulatives semi-logarithmiques en dimensions "équivalentes" et ordonnées réduites du site 1 du secteur des collines de Dellwood. a = 15-17 cm ; b = 29-31 cm ; c = 52-54 cm, 71-73 cm, 90-92 cm, 163-165 cm, 183-185 cm ; d = 130-132, 143-145 cm ; e = 203-205, 223-225, 296-298 cm ; f = 243-245, 261-263, 287-289 cm ; g = 268-270, 305-307 cm ; h = 318-320 cm ; i = 359-361 cm.

Les courbes a, b, c et d représentent les sédiments les plus fins, e et f sont légèrement plus grossiers, i, h et g représentent des sables très bien classés.

c du niveau de surface du site 24 (fig. 5-11c) et des sites 17, 19 et 27 (fig. 5-12a, c et d). Le parallélisme qui existe entre la fraction fine de ces courbes granulométriques (partie gauche) et celle des sédiments mimodaux, ainsi que l'allure de la partie droite de la courbe (fraction grossière) sont la conséquence d'un apport

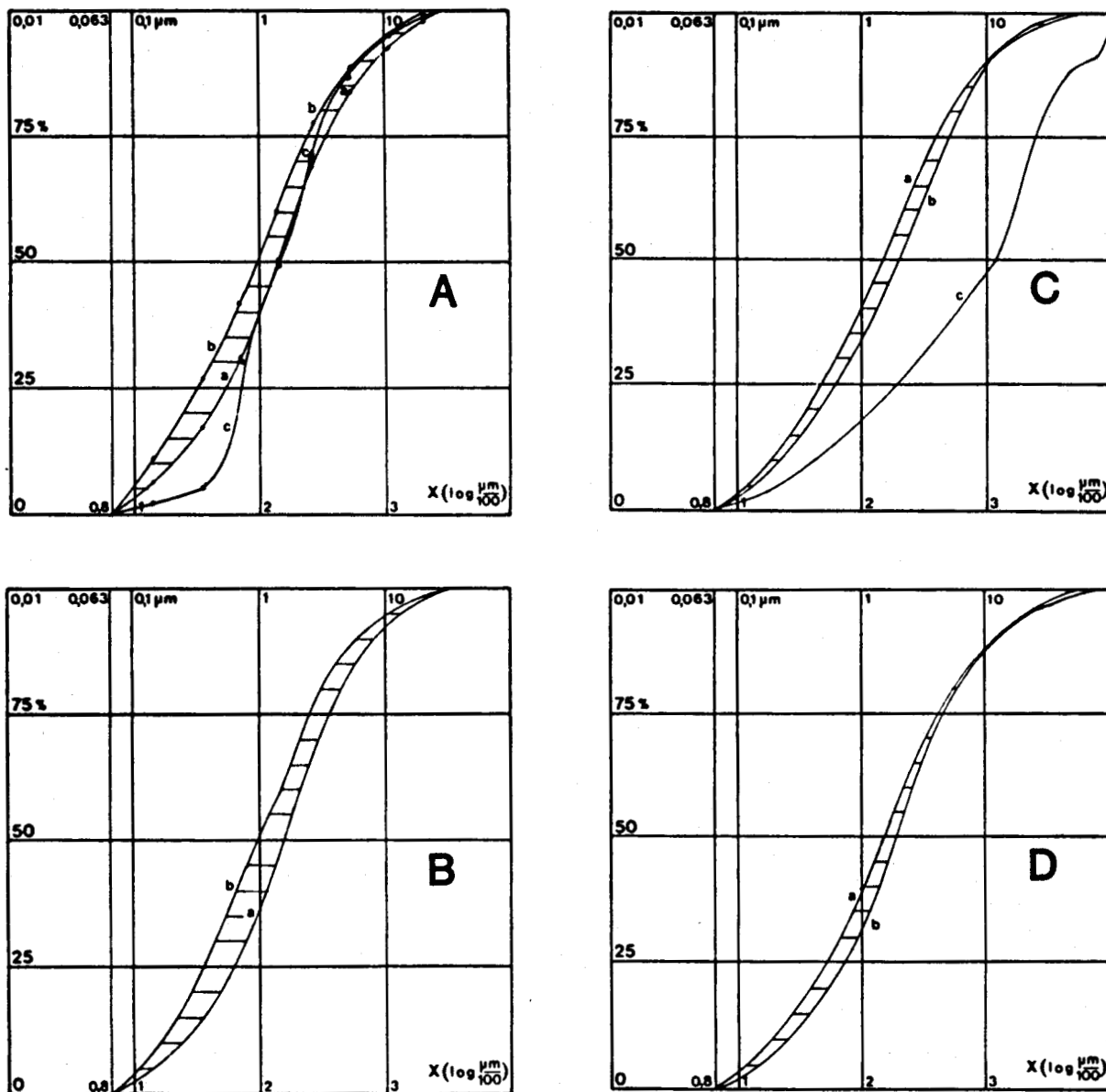


Fig. 5-11 - Courbes granulométriques cumulatives semi-logarithmiques en dimensions "équivalentes" et ordonnées réduites des sites 12, 13, 24 et 26 respectivement A, B, C et D.

A : site 12 = la zone hachurée correspond aux courbes des niveaux 5-7, 15-17, 34-36, 44-46, 54-56, 59-61, 74-76 et 84-86 cm. a = 74-76 cm ; b = 5-7, 85-86 cm ; c = 18-20 cm.

B : site 13. a = 58-60 cm ; b = 52-54 cm : la zone hachurée correspond aux niveaux 2-4, 8-10, 23-25, 28-30, 37-39, 72-74 et 78-80 cm.

C : site 24. a = 54-55 cm ; b = 37-39 cm ; c = 113 cm : la zone achurée correspond aux niveaux 8-10, 22-24, 32-34, 51-53 et 64-67 cm. Notons l'allure plurimodale de la courbe c.

D : site 26. a = 88-100 ; b = 38-40 ; la zone achurée correspond aux niveaux 5-7, 23-25, 29-31, 54-56, 59-61, 70-71, 79-81 cm.

A part l'échantillon 24-1/3 cm, ces sédiments sont caractérisés par des courbes granulométriques unimodales, et par leur finesse.



de sédiment grossier supplémentaire et étranger au "bruit de fond" de la sédimentation. L'ensemble des niveaux grossiers, à part les sables du site 1, est donc constitué d'un mélange de stocks sédimentaires.

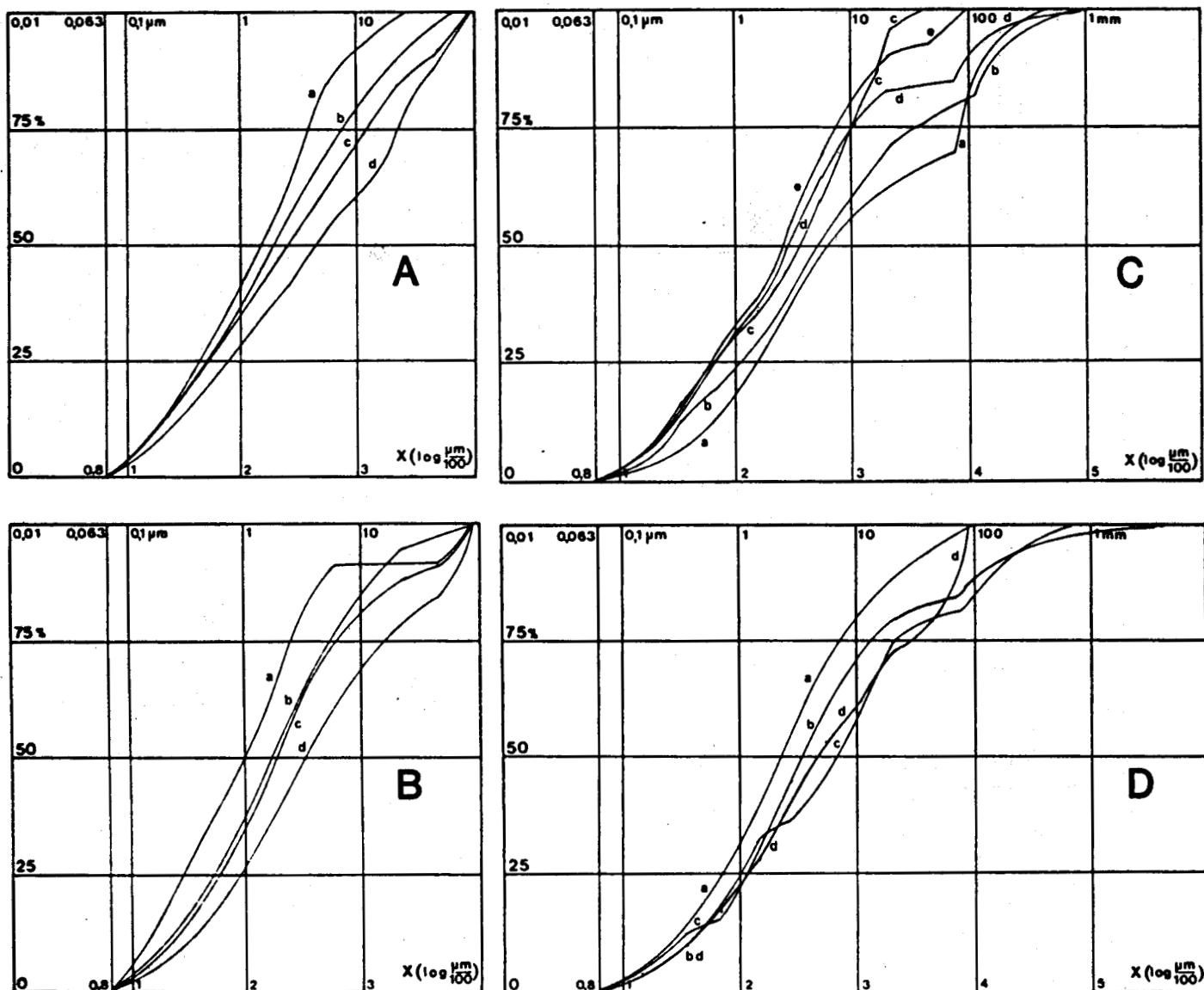


Fig. 5-12 Courbes granulométriques cumulatives semi-logarithmiques en dimensions "équivalentes" et ordonnées réduites des sites 16, 17, 19 et 27, respectivement A, B, C et D.

A : site 16. a = 2-4, 8-10, 2-24, 32-34 et 82-84 cm ; b = 52-54 cm ; c = 70-72 cm ; d = 60-62 cm. Les niveaux les plus grossiers sont caractérisés par des courbes décalées vers la droite du diagramme. Ils correspondent à la base de la carotte, sauf pour le niveau 82-84 cm.

B : site 17. a = 59-61 cm ; b = 18-20, 28-30, 35-37 et 77-79 cm ; c = 64-66, 52-53, 45-47 et 8-10 cm ; d = 5-7 et 23-25 cm.

C : site 19. a = 2-4 et 86-88 cm ; b = 50-52 et 76-78 cm ; c = 60-62 cm ; d = 10-12 cm ; e = 20-22 et 37-39 cm.

D : site 27. a = 33-35 cm ; b = 84-86 cm ; c = 90-92 cm ; d = 8-10 cm. Les niveaux 23-25, 43-45, 49-50, 64-66 et 74-76 sont compris entre les courbes a et d.

Ces sédiments sont généralement plurimodaux. Les courbes sont le reflet de mélange de stock sédimentaires, à part pour les niveaux supérieurs du site 16.

3. Frottis.

L'observation du sédiment en frottis permet de distinguer deux faciès principaux, d'une part les argiles silteuses et silts argileux de teinte olive à gris olive ou brunes et d'autre part les boues silto-argilo-sableuses de teinte généralement gris-sombre. L'analyse des argiles silteuses à silts argileux confirme la prédominance de la fraction

argileuse (50 à 60%) sur la fraction détritique grossière (20-25%). Cette dernière comprend du quartz, des feldspaths plagioclases, des amphiboles abondantes et quelques opaques. Le quartz présente fréquemment des reflets verdâtres. Les autres minéraux sont en général fortement altérés. Le taux de matière organique reste faible. Le pourcentage de la fraction biogène varie de 5 à 20% environ. Les valeurs les plus élevées se rencontrent dans les sites les plus éloignés des côtes. Il s'agit surtout d'organismes siliceux (spicules d'éponge, radiolaires et diatomées). Les composants biogènes calcaires, peu abondants, comprennent des foraminifères pélagiques et des nannofossiles.

Les boues silto-argilo-sableuses contiennent une fraction détritique grossière plus abondante et une fraction biogène moins abondante que celles décrites ci-dessus. On note, la grande abondance de quartz souvent à reflets verdâtres, de feldspaths (parfois plagioclases), d'amphiboles, de minéraux opaques, de particules brunes et verdâtres indéterminables, associés à de la matière organique. L'ensemble des minéraux observés présente peu ou aucune trace d'altération.

Les zones noires diffuses de la carotte 20 montrent un faciès identique aux argiles silteuses et silts argileux. La seule différence est l'abondance de particules noirâtres ayant l'aspect de matière organique ou de pyrite.

4. Variations verticales.

Les données granulométriques et lithologiques permettent de dégager deux faciès différents superposés au sein des carottes.

L'unité supérieure comprend des sédiments généralement fins, bien classés, qui sont des argiles silteuses à organismes siliceux et calcaires dont les minéraux présentent des traces d'altération (carottes 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 14, 15, 18, 20, 21, 23, 24, 25, 28, 29, 30 ainsi que le sommet des carottes 1, 16, 17, 26).

L'unité inférieure contient des faciès plus grossiers, mal classés (sauf pour la base du site 1). Ce sont des boues principalement détritiques, dont les minéraux présentent peu ou pas de traces d'altération (carottes 27, 19 et base des carottes 1, 16, 17 et 26). Parfois des graviers sont présents dans ces niveaux (carottes 17, 19 et 27).

5. Variations horizontales.

La variation principale, observée au sein de l'unité supérieure, réside dans un indice de classement meilleur pour les sites les plus éloignés du continent (fig. 5-7). Ceci s'accompagne d'une granulométrie de plus en plus fine. Au sein de l'unité inférieure, aucune variation n'est observée en fonction du lieu.

D. ANALYSE DES MINÉRAUX ARGILEUX.

1. Fraction inférieure à 2 μm.

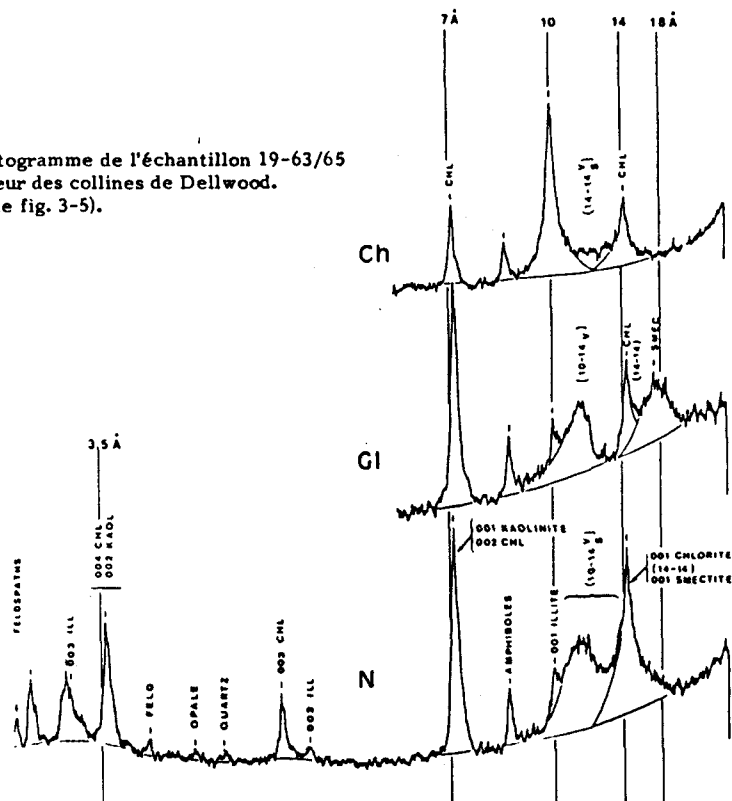
a. Caractères généraux.

Les analyses de diffractogrammes de la fraction inférieure à 2 μm permettent de distinguer quatre types de minéraux argileux simples et trois types de minéraux interstratifiés irréguliers. Ce sont, par ordre d'abondance décroissante, la smectite (15 à 55%), la chlorite (20 à 40%), l'illite (10 à 25%) et la kaolinite (0 à 5%) pour les premiers, les édifices irréguliers de type illite-smectite (10-14_s : tr à 10%), illite-vermiculite (10-14_v : 0 à 30%) et chlorite-smectite, chlorite-vermiculite (14-14 : tr à 10%) pour les seconds. Les minéraux associés aux argiles comprennent surtout des feldspaths, des amphiboles et du quartz en faible quantité.

Au vu des diffractogrammes (fig. 5-13 et 5-14) et des résultats chiffrés (fig. 5-15 et annexe 2), trois types d'assemblages, superposés stratigraphiquement, peuvent être distingués. Les pourcentages moyens de chacun d'eux sont regroupés dans le tableau 5-1. Ce sont, de bas en haut :

- assemblage A (ex. : niveau 19-63/65, fig. 5-13) : il se caractérise par des (10-14_v) souvent abondants (jusqu'à 30%) et des minéraux associés en grande quantité. La chlorite (33% en moyenne) présente généralement des pics très bien conservés. Le pourcentage de smectite est relativement modéré (33% en moyenne). Il

Fig. 5-13 - Diffractogramme de l'échantillon 19-63/65 du secteur des collines de Dellwood. (Légende fig. 3-5).



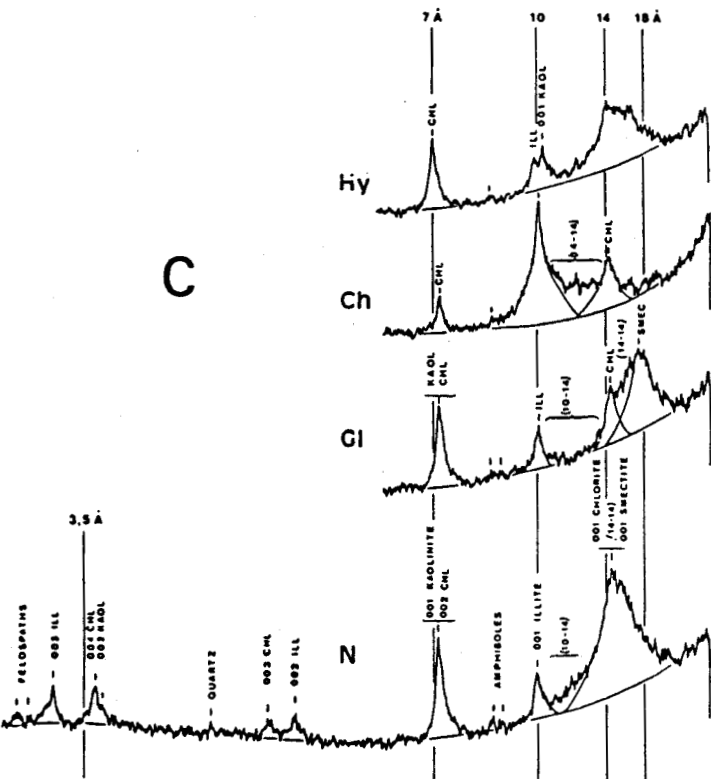
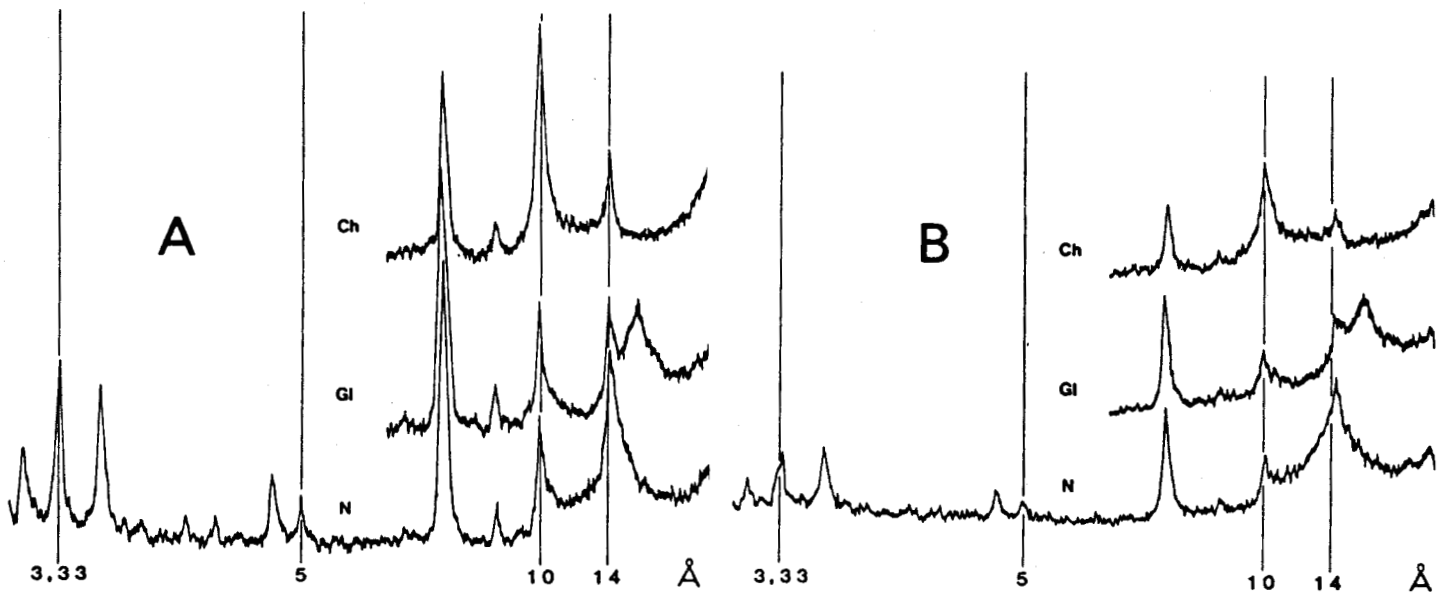


Fig. 5-14A - Diffractogramme de l'échantillon 16-60/62 des collines de Dellwood.

14B - Diffractogramme de l'échantillon 16-00/02 des collines de Dellwood.

14C - Diffractogramme de l'échantillon 09-24/26 des collines de Dellwood. (Légende fig. 3-5).



correspond aux intervalles 1(210-274 cm), 17(51-75 cm), 19(18-84 cm) et 27(10-92 cm) ;

- assemblage B (ex. : niveau 16-60/62, fig. 5-14A) : le pourcentage de smectites augmente par rapport à l'assemblage A(42%). Les (10-14_v) sont compris entre 0 et 5%. La chlorite, qui présente des pics étroits, représente en moyenne 28% des minéraux argileux. Les minéraux associés sont abondants. Cet assemblage se retrouve dans les sites 1(170-210 cm), 11(35-80 cm), 12(70-80 cm), 13(70-72 cm), 15(40-80 cm), 16(10-80 cm), 17(10-50 cm), 19(0-6 cm), 25(70-72 cm) et 29(80-82 cm) ;

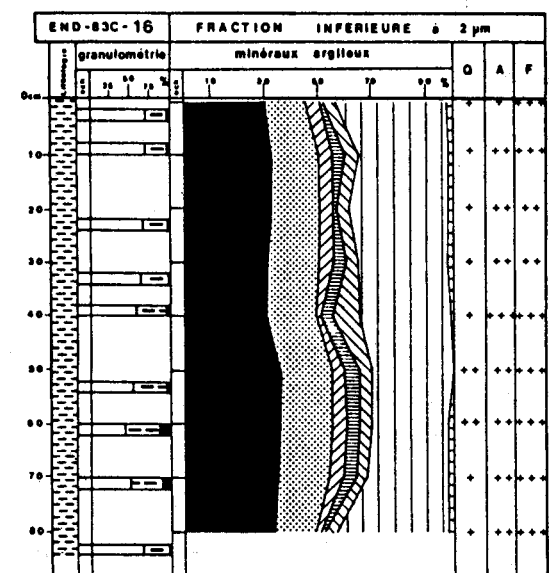
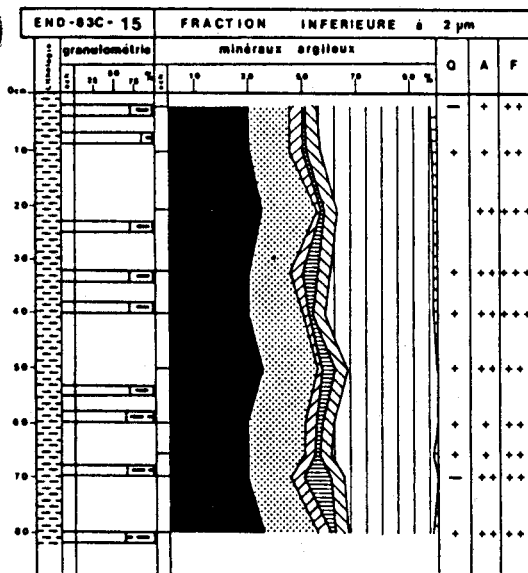
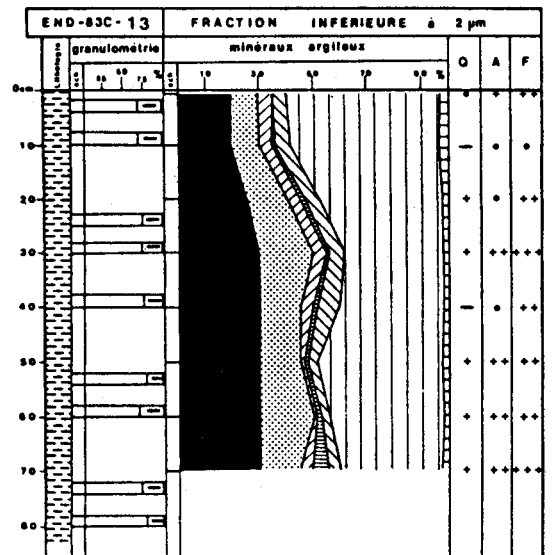
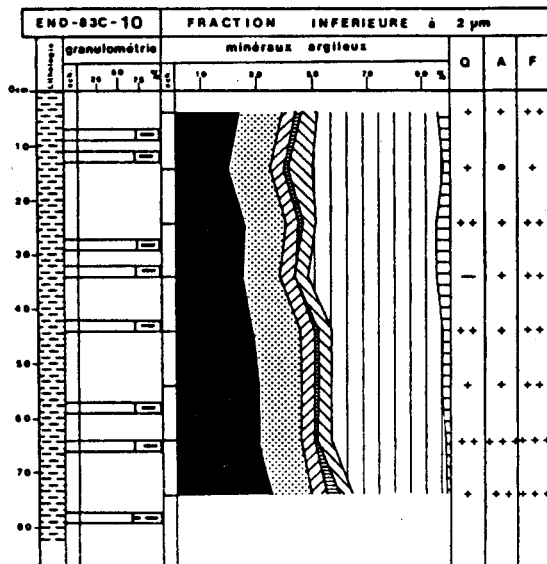
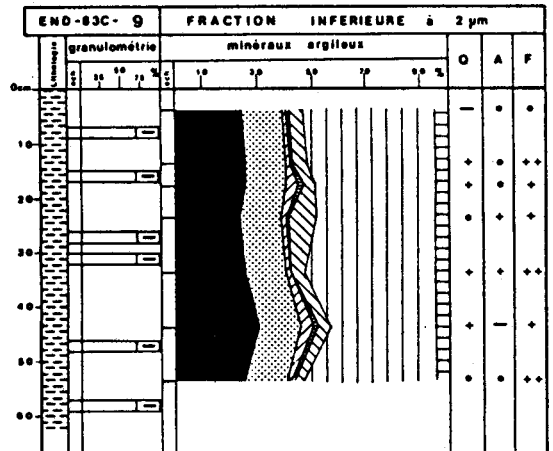
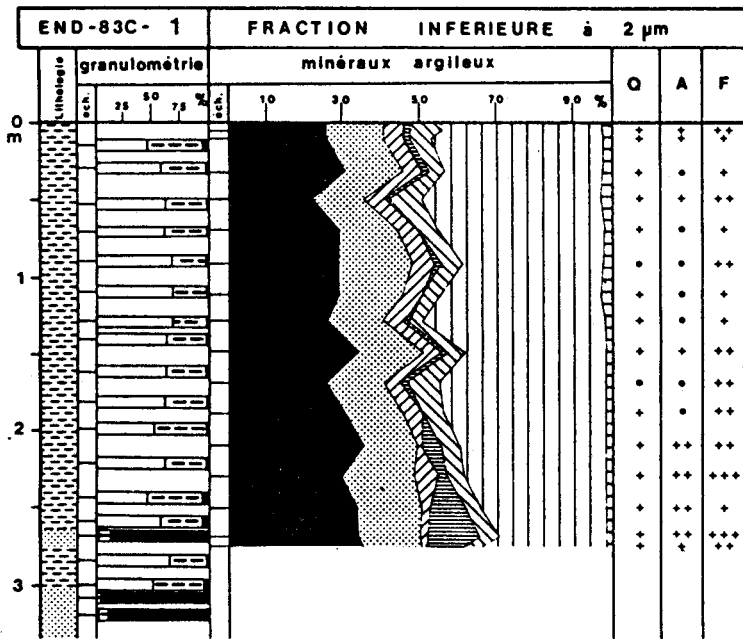


Fig. 5-15 - Minéralogie de la fraction argileuse avec lithologie et granulométrie des carottes 01, 09, 10, 13, 15, 16, 17, 19, 23, 27 et 29.

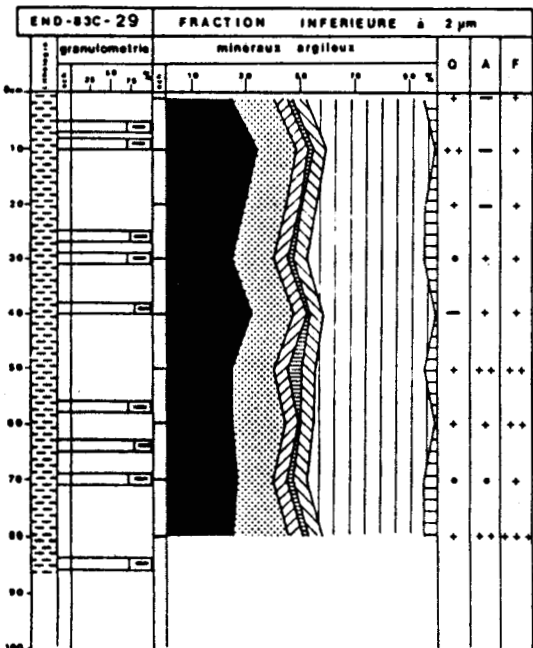
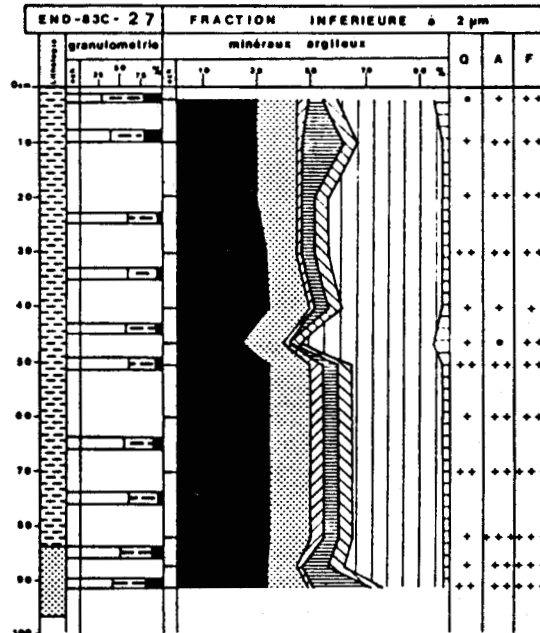
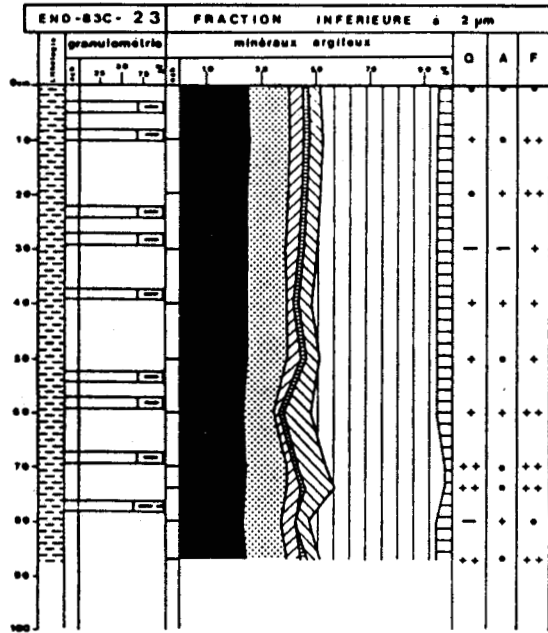
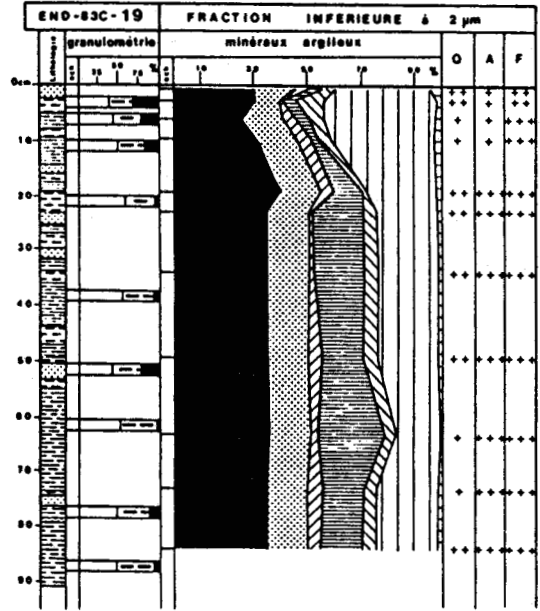
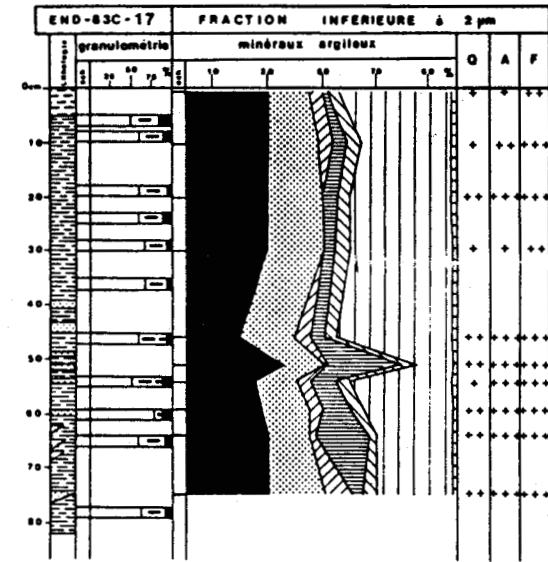


Fig. 5-15 suite

Minéralogie de la fraction argileuse avec lithologie et granulométrie des carottes 01, 09, 10, 13, 15, 16, 17, 19, 23, 27 et 29.

- assemblage C (ex. : niveaux 16-00/02 et 9-24/26, fig. 5-14B et C) : il contient une smectite encore plus abondante (45%), des minéraux primaires mal cristallisés (chlorite : 27%, illite : 15%) et peu de minéraux associés. On le retrouve dans l'ensemble des carottes 6, 7, 8, 9, 10, 14, 18, 20, 21, 23, 24, 26 et 30 et au sommet des carottes 1(0-170 cm), 11(0-35 cm ?), 12(0-70 cm), 13(0-70 cm), 15(0-40 cm), 16(0-2 cm), 17(0-10 cm), 19(0-6 cm), 25(0-60 cm ?), 27(0-5 cm) et 29(0-70 cm).

Au total, peu de différences quantitatives existent entre les assemblages B et C, tandis que des variations très nettes distinguent l'assemblage A des deux précédents, surtout pour la chlorite, les (10-14_v) et la smectite (tabl. 5-1).

Fraction inférieure à 2 µm										
	%							quartz	amphibole	feldspath
	chlorite	illite	(10-14 _s)	(10-14 _v)	(14-14)	smectite	kaolinite			
C	27	15	5	0-5	5	45	0.5	tr à +	tr à +	+ à ++
B	28	17	5	3	5	42	0.5	+	+ à ++	++ à ++
A	33	15	5	10	5	23	-	+	++	+++

Tableau 5-1 - Pourcentages moyens des trois assemblages minéralogiques du secteur des collines de Dellwood (légende tableau 4-1). C : assemblage C des niveaux supérieurs; B : assemblage B des niveaux moyens et inférieurs; A : assemblage A des niveaux inférieurs.



b. Variations verticales des minéraux de la fraction argileuse.

Une opposition nette semble exister entre la smectite d'une part, et la chlorite et les (10-14_v) d'autre part. Les valeurs de leurs pourcentages respectifs, reportées sur la figure 5-16, montrent que les niveaux les plus riches en smectite sont pauvres en chlorite et (10-14_v) et inversement. Ceci est confirmé par le calcul des coefficients de corrélation entre la smectite et la chlorite, et la smectite et les (10-14_v), respectivement égaux à -0,69 et -0,79. Cela traduit une opposition plus nette entre la smectite et les (10-14_v) qu'entre la smectite et la chlorite. On note, en outre, que les niveaux riches en (10-14_v), situés généralement à la base des carottes, renferment de grandes quantités de minéraux associés à la fraction argileuse (surtout feldspaths et amphiboles). L'abondance de ces minéraux décroît vers le sommet des carottes.

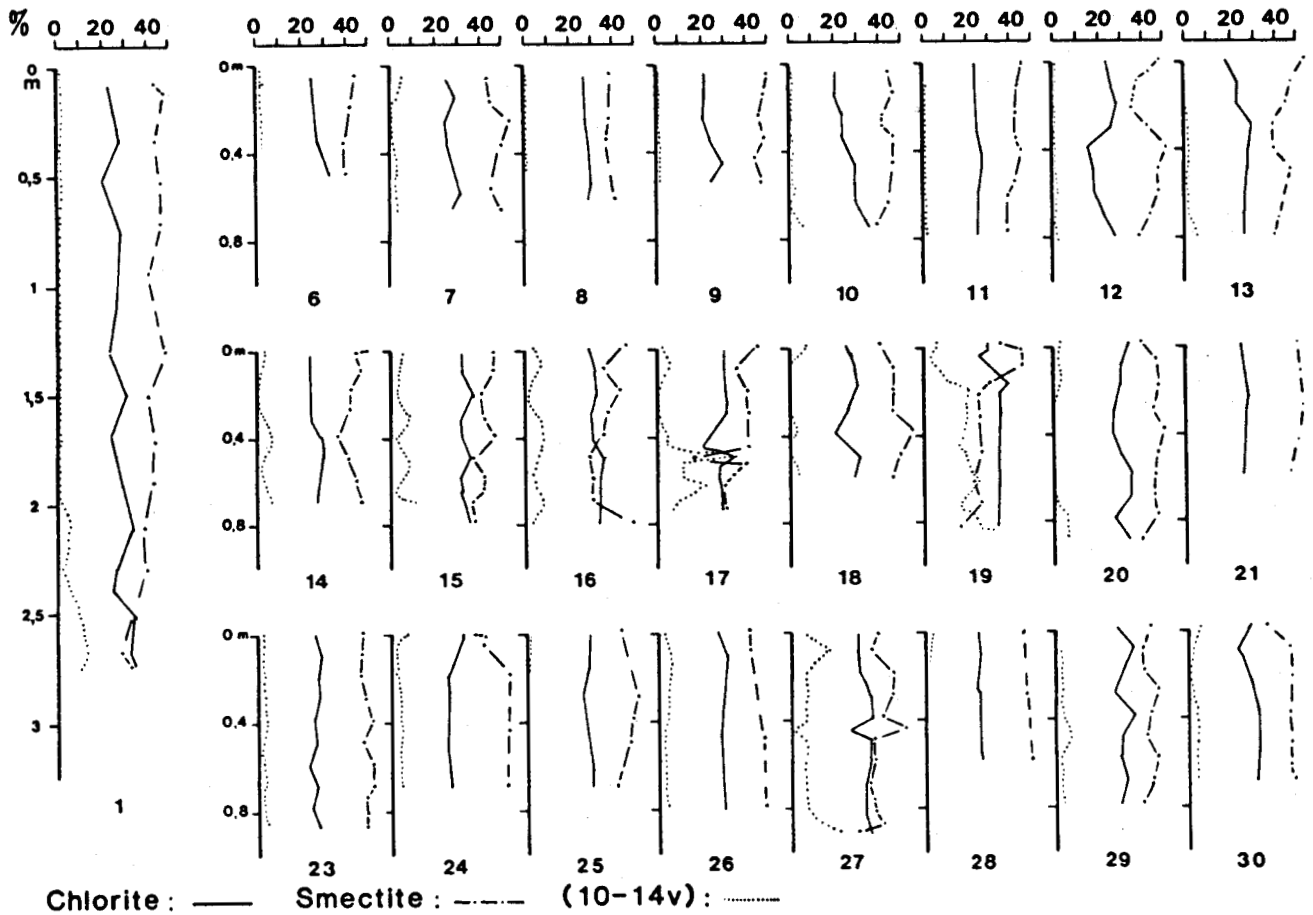


Fig. 5-16 - Variations verticales du pourcentage de la chlorite (—) des (10-14_v) (.....) et de la smectite (- - -), le long des carottes du secteur des collines de Dellwood.



c. Nature chimique des minéraux primaires.

α) Illite.

Le rapport $I(001)/I(002)$ varie de 0,2 à 0,6 avec une moyenne de 0,38, aucune variation verticale n'est observable au sein des carottes. D'après Thiry et al. (1983), l'illite est un mica proche des types phengite-muscovite.

β) Chlorite.

Le rapport $I(001)_{ch}/I(001)_{gl}$, compris entre 0,42 et 1,24 (moyenne : 0,74) montre que la réflexion à 14 Å ne subit pas d'intensification en chauffage (fig. 5-17, carotte 1). Le rapport $I(001)/I(002)$ est assez faible, il varie de 0,27 à 1,69 avec une moyenne de 0,7, de même que le rapport $(I(001) + I(003))/I(002)$, compris entre 0,61 et 2,31 avec une moyenne de 0,97. En se référant aux données de Caillère et al. (1982) et Thiry et al. (1983), les chlorites présentent des caractères plutôt ferrifères et magnésiens. Le caractère ferrifère paraît particulièrement net à la base de la carotte 1 (fig. 5-17), et dans les carottes 16, 17 et 19 données en exemple sur la figure 5-18. De plus, on remarque que la chlorite semble présenter un caractère magnésien de plus en plus prononcé vers le sommet de la carotte 1 (fig. 5-17).

CHLORITE: RAPPORTS DE PICS

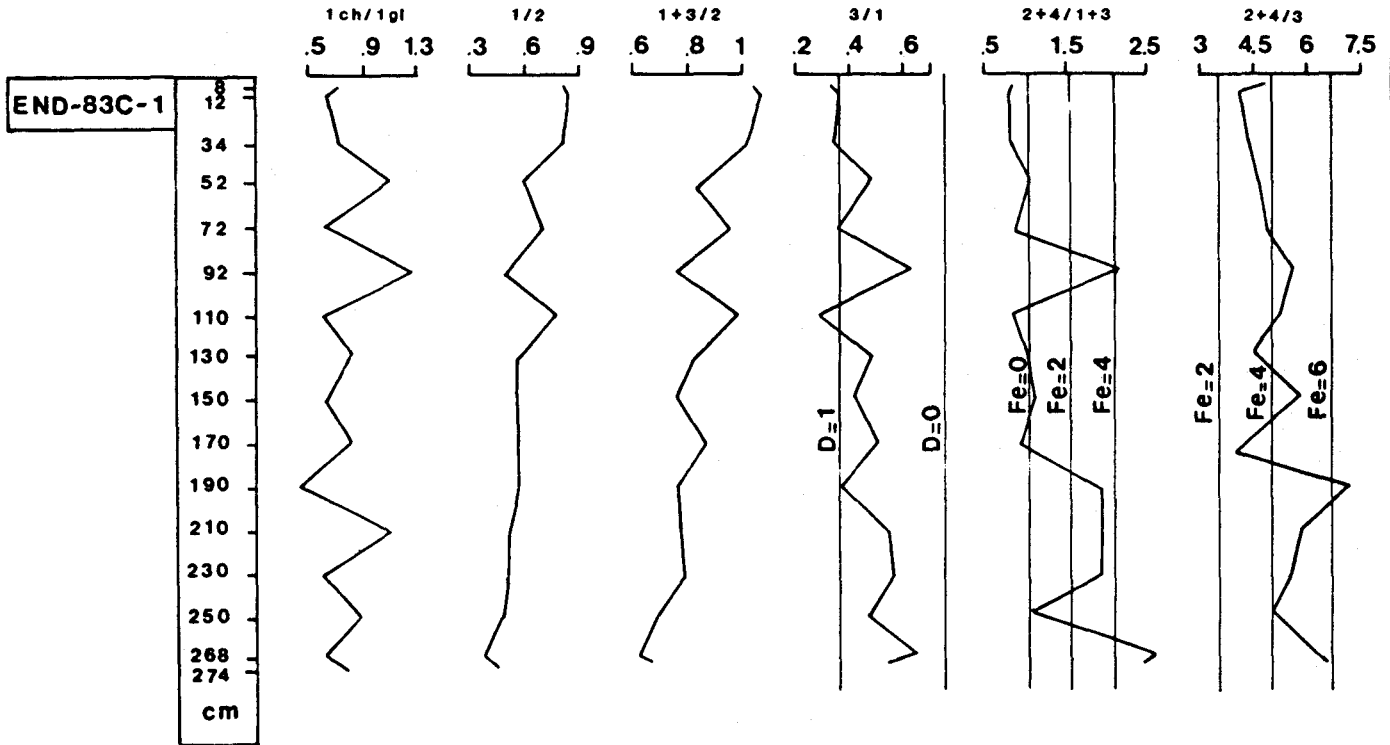


Fig. 5-17 - Rapports des raies (001) de la chlorite pour la carotte END 83c-01. 1ch = I(001), pic à 14 Å mesuré sur l'essai chauffé ; 1gl = I(001), pic à 14 Å mesuré sur l'essai glycolé ; 2 = I(002), pic à 7 Å mesuré sur l'essai glycolé ; 3 et 4 = I(003) et I(004), respectivement pics à 4,7 et 3,54 Å mesurés sur l'essai naturel. D est le degré d'asymétrie de la chlorite et Fe le nombre d'atomes de fer dans les couches octaédriques du minéral.



Le rapport $I(003)/I(001)$ varie considérablement (de 0,18 à 0,93) en fonction des sites et de la profondeur dans les carottes (fig. 5-19). Il est élevé à la base des sites 1, 11, 13, 15, 16, 24, 25 et 29 et sur l'ensemble des carottes 17, 19 et 27. Ces valeurs, reportées dans le tableau 2-3 (chap. II, méthodes d'étude), montrent que le degré d'asymétrie de la chlorite est proche de 0 à la base des sites, et souvent égal à 1 au sommet. Par conséquent, la répartition des atomes de fer dans les deux couches octaédriques de la chlorite est symétrique en profondeur, puis devient asymétrique avec un déficit pour la couche octaédrique du feuillet brucitique au sommet des sites.

Après avoir effectué les corrections sur les intensités d'ordre impair, quand le degré d'asymétrie est différent de 0 (suivant la méthode de Brindley et Brown, 1980 ; cf. chap. II, méthodes d'étude), et reporté les valeurs des rapports de pics $(I(002) + I(004))/(I(001) + I(003))$ et $(I(002) + I(004))/I(003)$ (fig. 5-17, 5-18 et 5-20, pour le premier) dans le tableau 2-5, on remarque les faits suivants :

- le nombre d'atomes de fer dans la chlorite est faible à nul dans les sites 6, 7, 8, 9, 10, 12, 14, 18, 20, 21, 23, 24, 25, 26, 28, 29, et 30 à de rares exceptions près dans les sites soulignés ;

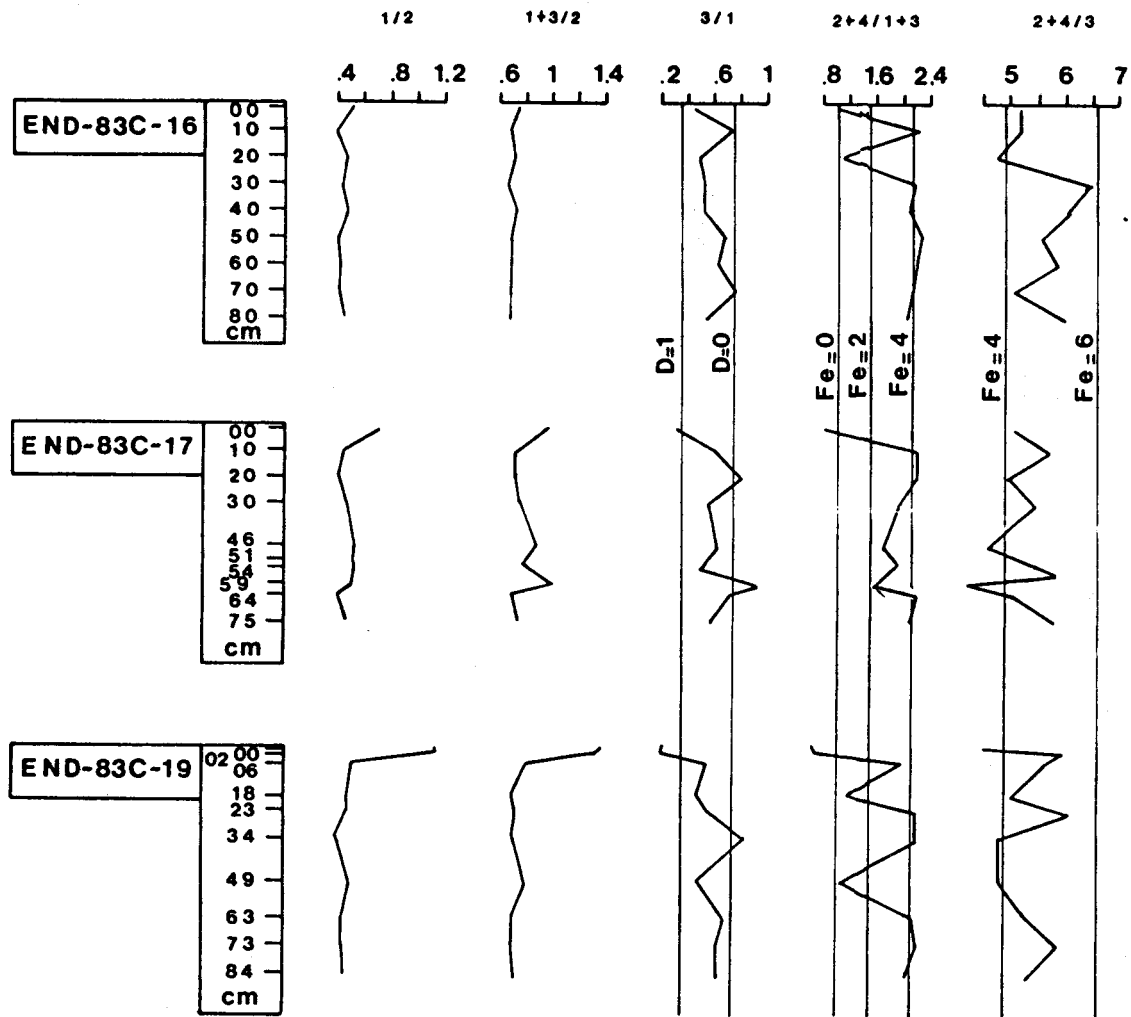


Fig. 5-18 - Rapports des raies (001) de la chlorite pour les carottes END 83C-16, 17 et 19. 1 = 1(001), pic à 14 Å mesuré sur l'essai glycolé ; 2 = 1(002), pic à 7 Å mesuré sur l'essai glycolé ; 3 et 4 = 1(003) et (004), respectivement pics à 4,7 et 3,54 Å mesurés sur l'essai naturel. D est le degré d'asymétrie de la chlorite et Fe est le nombre d'atomes de fer dans les couches octaédriques du minéral.

- le nombre d'atomes de fer est compris entre 2 et 4 (fig. 5-20) pour le premier rapport, à la base des sites 7, 13, 15, 16 et dans les sites 17, 19 et 27 ;
- une fois reportées dans le tableau 2-5 (chap. II), les valeurs des deux rapports de pics utilisés ne correspondent pas au même nombre d'atomes de fer (fig. 3-17 et 3-18). Mais les variations verticales remarquées sur la figure 5-20, se retrouvent également pour le second rapport (fig. 5-17 et 5-18). Par conséquent, la quantité de fer que contient la chlorite ne doit être prise qu'à titre indicatif.

En résumé, les chlorites ont un caractère ferrifère marqué à la base des sites 1, 13, 15, 16, 17, 19 et 27, ce caractère diminuant vers le sommet des sites où elles deviennent plus magnésiennes.

Remarquons que la répartition du caractère ferrifère des chlorites dans l'ensemble des carottes coïncide avec la présence des assemblages A et B décrits

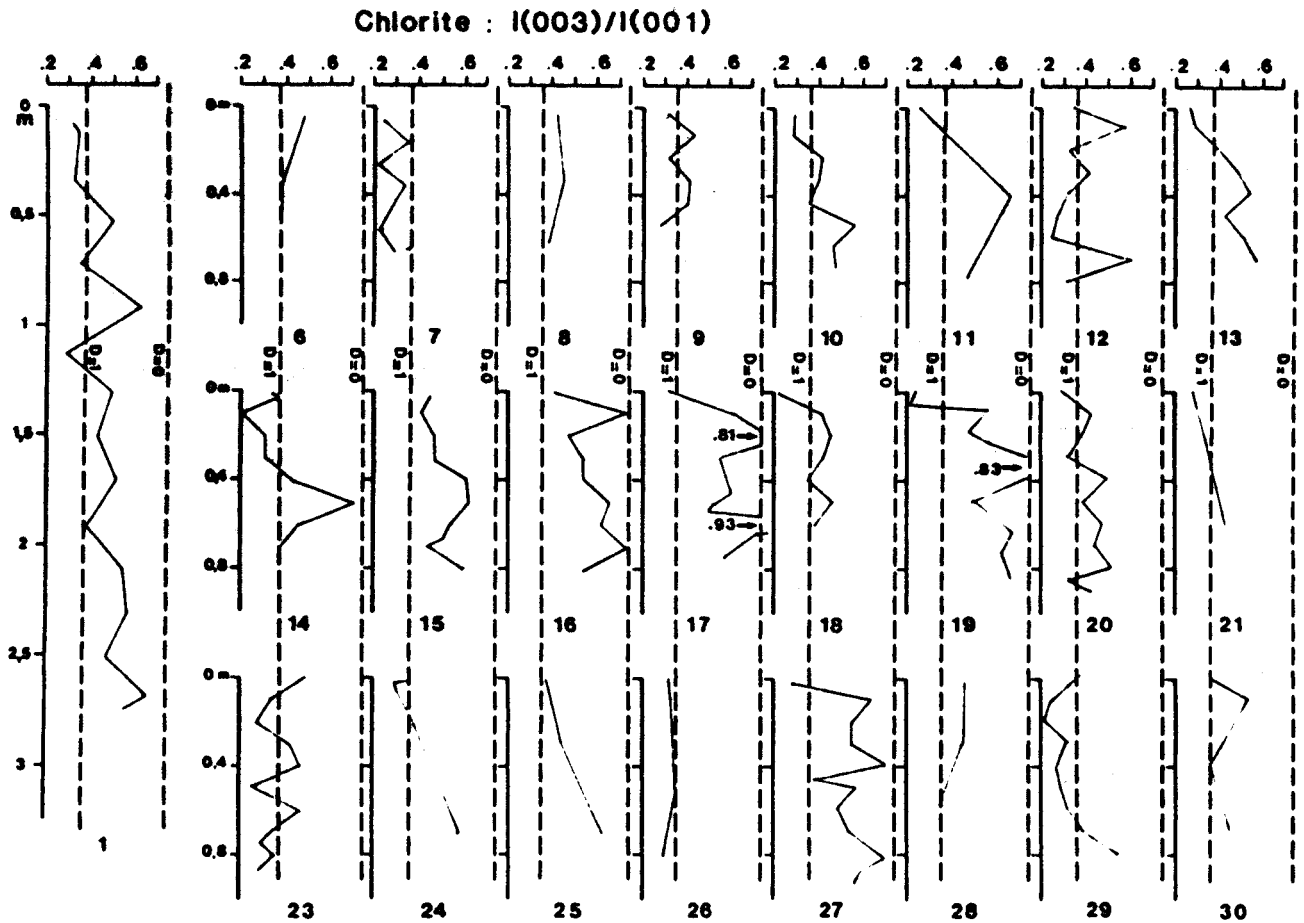


Fig. 5-19 - Rapport I(003) / I(001) de la chlorite des sédiments des collines de Dellwood. Ce rapport indique le degré d'asymétrie (D) du minéral. D = 0 signifie que la répartition des atomes de fer est symétrique dans les deux couches octaédriques. D = 1, implique un déficit de fer dans la couche octaédrique du feuillet brucitique par rapport au feuillet micacé. Pour les chlorites des niveaux de surface, D = 1, ce nombre diminue parfois à la base des carottes (01, 10, 13, 21, 24, 25, 29) et surtout dans les sédiments grossiers (base des carottes 1, 15, et dans les carottes 16, 17, 19, 27).

ci-dessus. Par conséquent, les taux les plus importants de (10-14_v), de chlorite et de minéraux associés et les plus faibles de smectite sont généralement associés à la présence de chlorite à caractère plutôt ferrifère.

d. Microscopie électronique à transmission.

Deux faciès distincts sont identifiables sur les clichés :

.faciès A : (13-70/72, 16-70/72, 17-10/12, 19-06/08 - 49/51 - 63/65, 27-91/93 cm ; planche h.t. 4) : il comprend de nombreuses phyllites opaques aux électrons, ou présentant un aspect moiré, de grande taille (souvent supérieure à 1 μm), avec des contours généralement très bien dessinés. Rarement, leur bordure présente de petites croissances minérales, sous forme de petites aiguilles ou baguettes. Ces particules peuvent être attribuées à des chlorites et des micas. Quelques grandes particules ont des bordures floues et sont vraisemblablement des smectites. Des particules de plus petite taille sont également observables, on retrouve les chlorites et les micas accompagnés de phyllites parfois transparentes aux électrons et ayant des formes variées : soit des agrégats de très fines baguettes sans arrangement particulier,

CHLORITE : $(I(002) + I(004)) / (I(001) + I(003))$

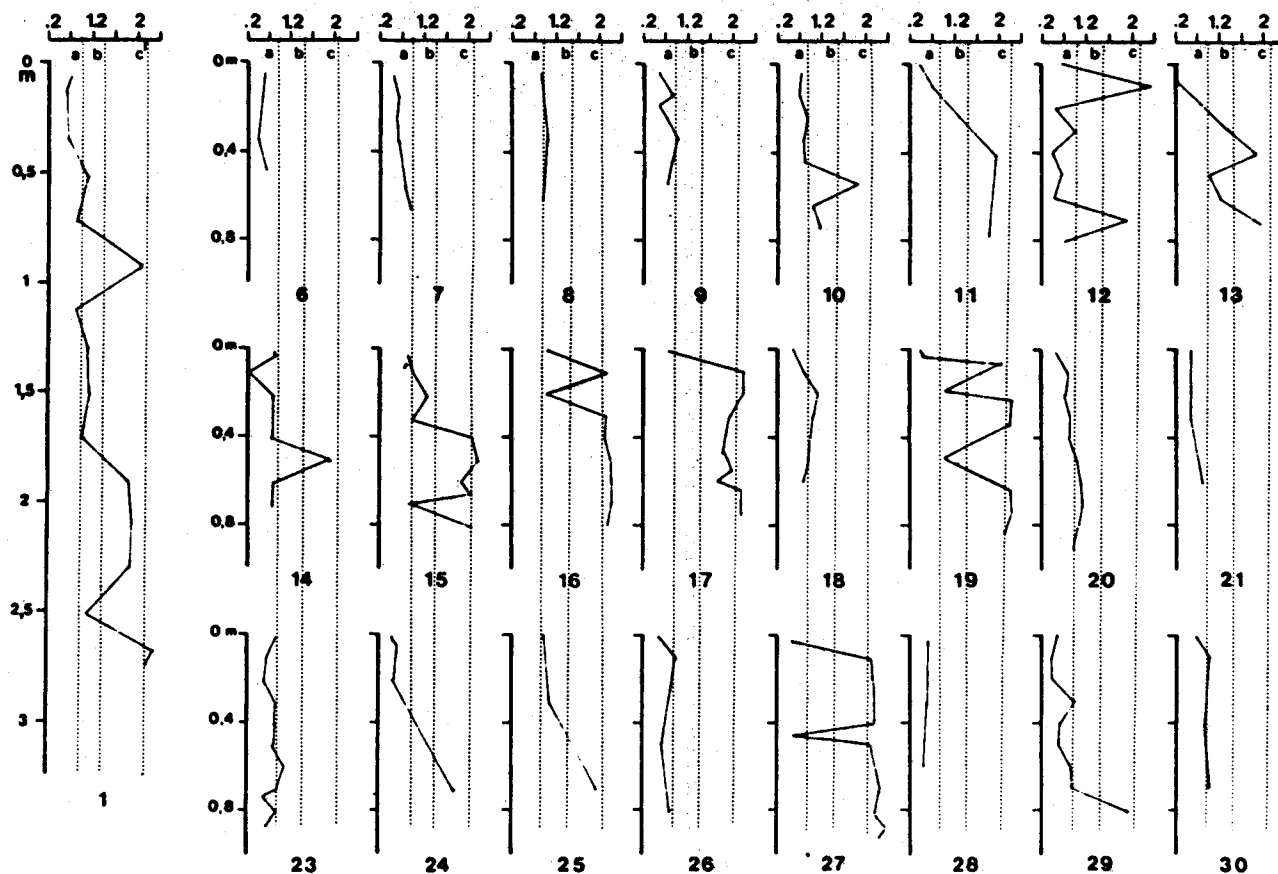


Fig. 5-20- Rapport $(I(002) + I(004)) / (I(001) + I(003))$ de la chlorite des sédiments des collines de Dellwood. a = Fe = 0 ; b = Fe = 2 ; c = Fe = 4. Ce rapport est souvent élevé à la base des carottes.



soit des plages à contour net, soit des feuillets enroulés sur eux-même, soit des particules floconneuses. En fonction des données minéralogiques et de leur abondance, ces particules peuvent être des smectites et des (10-14_v) quand ces derniers existent. Certaines formes enroulées et les particules floconneuses peuvent être attribuées à des smectites d'origine pédologique (Chamley, 1981 ; Holtzapffel, 1983). Moins abondantes, les plages à contour net ressemblent aux particules décrites à la base du site 1 et 3 du site de Cowichan Head (île de Vancouver) ainsi qu'aux formes décrites entre autres par Chamley et Millot (1972), Chalmey (1980a, 1980b) et Chamley et al. (1983) ; elles pourraient être attribuées à des smectites volcanogéniques, développées à terre sur des basaltes lors des périodes froides puis remaniées dans les sédiments marins. En plus de ces minéraux, de la silice biogène en cours de dissolution est remarquée.

. faciès B : (01-52/54, 10-34/36, 12-30/32 - 40/42 - 50/52, 13-00/02, 17-00/02, 18-10/12, 24-01/02 et 27-02/04 cm ; planche h.t. 5) : il renferme des phyllites opaques aux électrons et présentant des aspects moirés. Ces particules, de tailles variées, ont des contours parfois nets mais généralement ils sont irréguliers et présentent souvent des croissances minérales. Ces chlorites et illites se distinguent de celles rencontrées dans le faciès A par leur état de conservation moins bon. D'autres

particules plus ou moins transparentes aux électrons sont identifiables. Dans les grandes tailles (1 μ m), elles présentent des bords flous et sont certainement des smectites d'origine pédologique ; dans les tailles plus petites, elles se caractérisent par des morphologies variées. Parfois elles ressemblent aux smectites lattées ou mixtes (intermédiaire entre des smectites lattées et floconneuses, décrites dans l'Atlantique Nord par Holtzapffel, 1983). Plus rarement, les feuillets sont enroulés sur eux-mêmes et enchevêtrés (éch. 12-30, 12-50, 17-00), ils rappellent les formes "en pelure d'oignon" décrites par Karpoff *et al.* (1980). Ces deux formes particulières sont peu abondantes quantitativement dans ce faciès.

Ces deux faciès présentent deux différences majeures, la meilleure conservation des minéraux primaires et la morphologie plus spécifique des smectites au sein du faciès A par rapport au faciès B.

La répartition du faciès A, à la base des carottes s'accorde bien avec celle des assemblages minéralogiques A et B, tandis que le faciès B coïncide avec l'assemblage C.

e. Conclusions sur les variations verticales.

Deux unités minéralogiques superposées sont distinguées (fig. 5-21).

Unité minéralogique inférieure : elle est constituée, par ordre d'abondance décroissante, de chlorite, smectite, illite, (10-14_v), (10-14_g), (14-14) et kaolinite. Les minéraux primaires (chlorite et illite) sont bien conservés. La chlorite a un caractère ferrifère marqué. Les minéraux associés sont très abondants. La smectite présente une morphologie rappelant parfois celle de faciès volcanogénique ; elle serait remaniée du continent vers le domaine océanique.

Unité minéralogique supérieure : la fraction argileuse est dominée par la smectite, puis la chlorite et l'illite. Les interstratifiés irréguliers sont peu abondants et ubiquistes, de même que la kaolinite. L'abondance des minéraux associés décroît vers le sommet des carottes, ainsi que le caractère ferrifère des chlorites. La conservation des minéraux primaires diminue également vers le sommet. La smectite est généralement d'origine pédologique bien que d'autres origines mineures sont décelées.

L'unité inférieure correspond essentiellement à des niveaux grossiers et mal classés alors que l'unité supérieure est associée aux sédiments les plus fins. Ces deux unités minéralogiques (fig. 5-21) serviront de base aux descriptions géochimiques et seule cette distinction sera conservée lors des discussions.

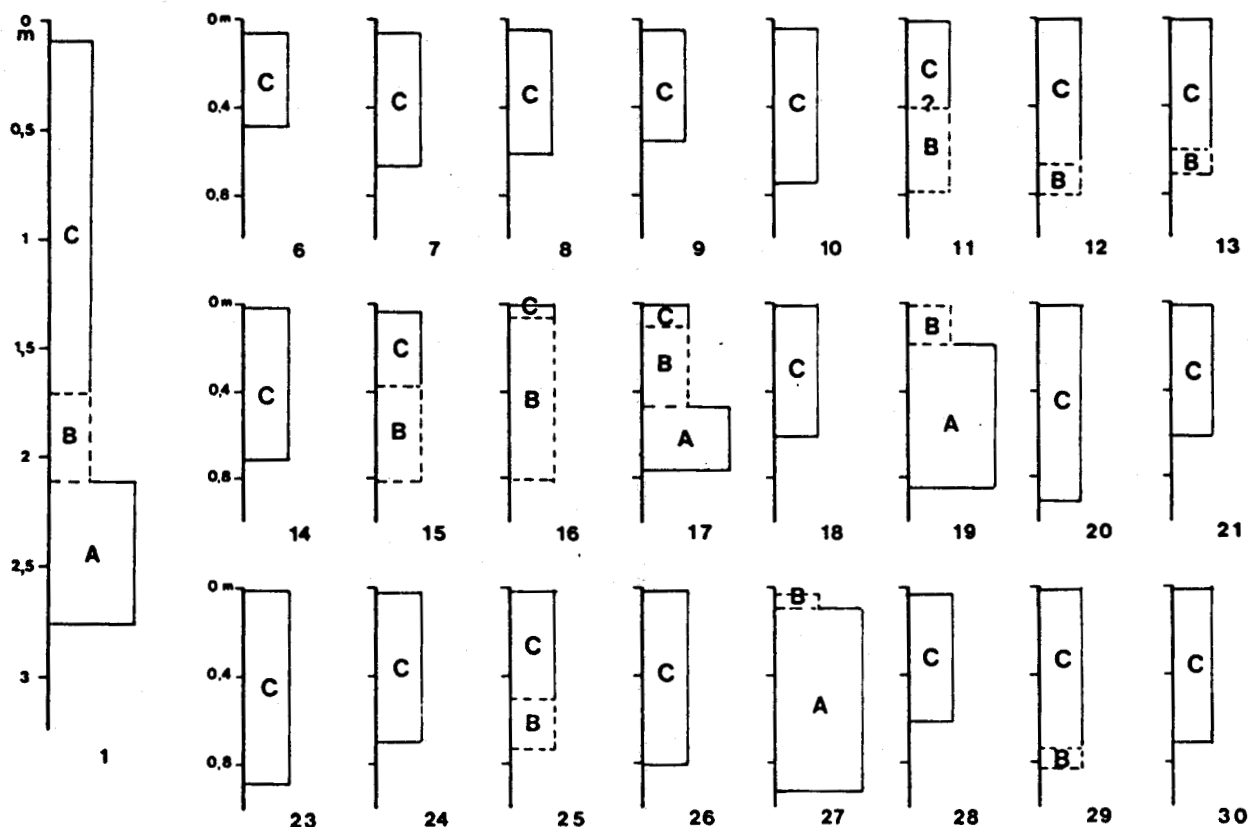


Fig. 5-21 - Répartitions des assemblages minéralogiques dans les carottes du secteur des collines de Dellwood.

A : assemblage minéralogique A = unité minéralogique inférieure du secteur des collines de Dellwood ;

B et C : assemblages minéralogiques B et C = unité minéralogique supérieure des collines de Dellwood.



2. Variations géographiques du cortège argileux de surface.

Le pourcentage de smectite est plus élevé vers le large (55% site 13 et 50% site 12) ainsi qu'au niveau des sites 9 et 21 (50%) (fig. 5-22). Ce phénomène est mis en évidence par le tracé des courbes d'isovaleurs du rapport smectite/illite ($17 \text{ \AA}/10 \text{ \AA}$, mesuré sur l'essai glycolé ; fig. 5-23).

Une diminution d'abondance des minéraux associés s'observe vers le large du site 17 au site 13 par exemple. Au sein de la vallée transversale (sites 23, 9, 7, 6 et 8), vers le large (sites 11 et 12) et au niveau des sites 28, 29 et 30, ils sont également peu représentés (fig. 5-24).

En résumé, du site 17 au site 13, le pourcentage de smectite augmente tandis que le taux de minéraux associés diminue progressivement ; au niveau de la vallée transversale, la smectite est abondante et les minéraux associés très peu présents.

3. Fraction inférieure à $8 \mu\text{m}$.

Quelques échantillons, étudiés à des fins de comparaison avec la fraction argileuse, montrent dans la phase inférieure à $8 \mu\text{m}$ une augmentation de la chlorite,

BU LILLE

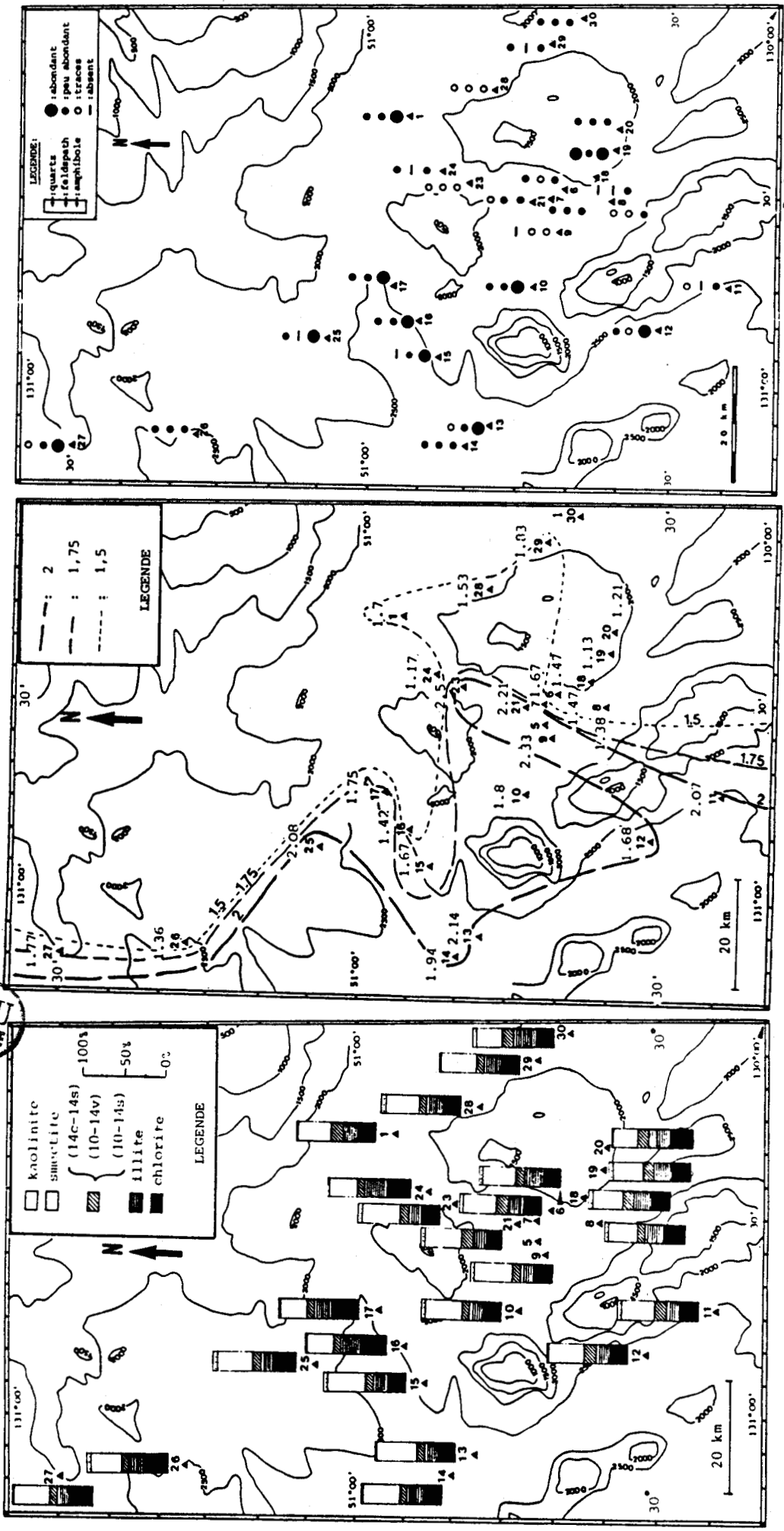


Fig. 5-22 - Minéralogie des argiles dans les niveaux de surface des carottes du secteur des collines de Dellwood.

Fig. 5-23 - Rapport des pics 17 Å/10 Å, abondance relative de la smectite par rapport à l'illite dans les niveaux de surfaces. Les courbes d'isovaleurs de ce rapport sont égales à 2, 1,75 et 1,5. Notons que les valeurs les plus fortes se situent au large et dans la vallée transversale, entre les monticules de Dellwood.

Fig. 5-24 - Variation horizontale de l'abondance des minéraux associés dans les niveaux de surface.

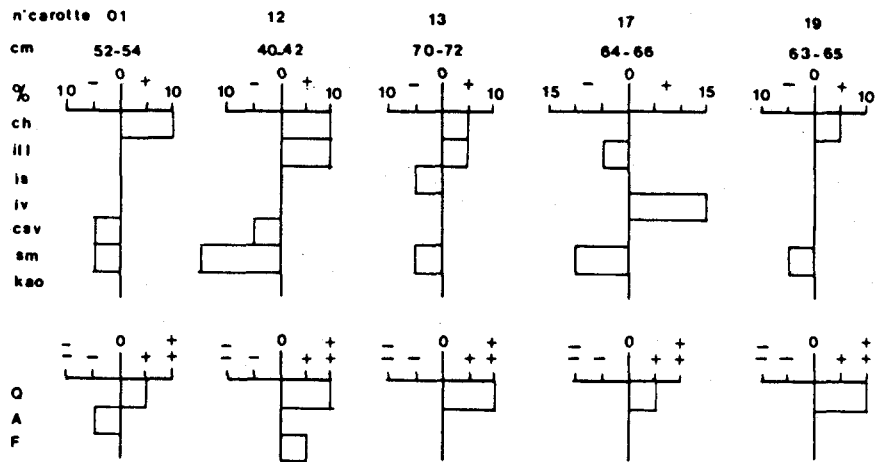


Fig. 5-25 - Comparaison entre les fractions inférieures à 8 et 2 μ m. La fraction inférieure à 2 μ m est prise comme référence.

ch : chlorite, ill : illite, is : (10-14 μ), iv : (14-14 μ), csv : (14-14), sm : smectite, kao : kaolinite, Q : quartz, A : amphibole, F : feldspath.

de l'illite (5 à 10%) et du quartz, et une diminution du pourcentage de smectite de 5 à 15% (fig. 5-25).

E. GEOCHIMIE.

Les analyses géochimiques des éléments communs majeurs et en traces sont réalisées sur le sédiment total (85 échantillons) et sur la fraction argileuse (13 échantillons). De plus, l'analyse du sélénium et de l'arsenic est effectuée sur 27 échantillons (dont 6 sur le plateau continental) par le Centre Ifremer de Brest (Bougault, Birolleau et Charlou).

Remarque : Les dosages du chrome et du zinc ont été perturbés à plusieurs reprises par des contaminations dues soit aux réactifs, soit au matériel utilisé. Ces perturbations de mesure expliquent l'absence du dosage de ces deux éléments dans certains tableaux.

1. Analyse du sédiment total.

a. Généralités.

L'ensemble des analyses fait apparaître une grande homogénéité géochimique dans les moyennes, minima, maxima et écarts-types (tableau 5-2, détails des résultats en annexe 3). Les données chimiques essentielles des sédiments sont : le fort pourcentage de SiO₂ (55,4%), le taux d'Al₂O₃ (14,62%) supérieur à celui de Fe₂O₃ (6,42%) et le très faible pourcentage de CaO (3,72%). L'analyse de la teneur en CaCO₃, effectuée sur une trentaine d'échantillons, donne des valeurs toujours inférieures à 5% (1,72 à 4,3% : moyenne de 2,48%). Le coefficient de corrélation calculé entre CaCO₃ et CaO est égal à 0,69, ce qui permet d'associer la majorité du CaO analysé, par absorption atomique, aux carbonates.

Eléments dosés	Moyenne de l'étude	Variations de l'étude	Ecart-type de l'étude	Sédiments terrigènes 1	Sédiments pélagiques Pacifique 2	Sédiments du Bassin de Bauer 3	Sédiments Pacifique Nord-Est 4
SiO ₂ %	55,34	(51,2 ; 57,9)	1,6	53,3	53,5	38,5	
Al ₂ O ₃ %	14,5	(13,11 ; 17,06)	0,9	15,3	17,65	2,6	
Fe ₂ O ₃ %	6,34	(4,92 ; 7,06)	0,59	7	8,05	25,7	7,53
CaO %	3,62	(2,13 ; 6,1)	1,06	5	5,8	2,09	4,47
MgO %	3,11	(2,42 ; 3,64)	0,24		3,86	4,29	
Na ₂ O %	4,79	(4,02 ; 5,64)	0,65		2,82	0,81	
K ₂ O %	1,87	(1,68 ; 1,99)	0,11		3,8	0,93	
TiO ₂ %	0,7	(0,64 ; 0,77)	0,05	0,8		0,16	
Sr ppm	294	(178 ; 442)	60,69			620	
Mn ppm	638	(410 ; 983)	134,55	880	4780	43000	2730
Zn ppm	206	(112 ; 395)	84,84	78	160	590	152
Li ppm	44	(31 ; 50)	7,09				
Ni ppm	73	(46 ; 106)	16,68	90	210	940	85
Cr ppm	65,70	(62 ; 170)	41,19				21
Co ppm	19	(13 ; 25)	3,69		100	90	68
Cu ppm	59	(29 ; 76)	12,39	57	320	1120	14
Pb ppm	26	(16 ; 44)	14,40		68		
V ppm	120		17,09				

Tableau 5-2 - Moyennes et variations des éléments étudiés, et comparaison avec d'autres sédiments :1) Boström et al. (1976) ; 2) Cronan (1976) ; 3) Sayles et Bischoff (1973) ; 4) Bornhold et al. (1981).

Afin de caractériser de manière plus précise les échantillons et d'éliminer les variations de concentrations imputables aux fluctuations de la vitesse de dépôt, trois indices géochimiques, couramment employés sont choisis. Il s'agit de :

$$Mn^* = \text{Log} \frac{\text{Mn échantillon}}{\text{Mn shale}} / \frac{\text{Fe échantillon}}{\text{Fe shale}} \quad (\text{Steinberg et Mpodozis-Marin, 1978}),$$

$D^* = \text{Al}/(\text{Al} + \text{Fe} + \text{Mn})$ (Boström et Peterson, 1969) et $Si^* = \text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$. Mn^* reflète l'influence respective de l'activité volcanique, de la proximité des manifestations éruptives et du potentiel d'oxydo-réduction (voir Maillot, 1983). D^* permet de préciser les influences détritiques (une valeur supérieure à 0,63 définit un caractère plus terrigène que celui des shales, et inversement). Si^* permet d'apprécier le taux de silice libre (dans les minéraux argileux, généralement Si^* est inférieur à 4). Les valeurs calculées montrent une grande homogénéité d'ensemble : D^* varie de 0,60 à 0,65, Si^* de 3,36 à 4,13 et Mn^* de 0,013 à 0,22. Les valeurs moyennes sont respectivement de 0,63, 3,31 et 0,08. Replacées dans la figure 5-26 les moyennes de D^* et Mn^* indiquent que les sédiments subissent une influence détritique proche.

Cette influence est précisée par la comparaison entre, d'une part les moyennes des éléments étudiés, et d'autre part celles de sédiments terrigènes (Boström et al., 1976), de sédiments pélagiques biogéniques de l'Océan Pacifique (Cronan, 1976), de sédiments métallifères du bassin de Bauer (Sayles et Bischoff, 1973) et de sédiments pélagiques du Pacifique N-E (Bornhold et al., 1981) (tabl. 5-2). La composition des sédiments est très proche de celle des sédiments terrigènes, elle se distingue par une concentration plus élevée en zinc (fig. 5-27A). Par rapport aux sédiments pélagiques biogéniques, seule la concentration en Na₂O est plus importante, les autres éléments analysés, à part SiO₂ et Zn, sont moins concentrés dans les sédiments

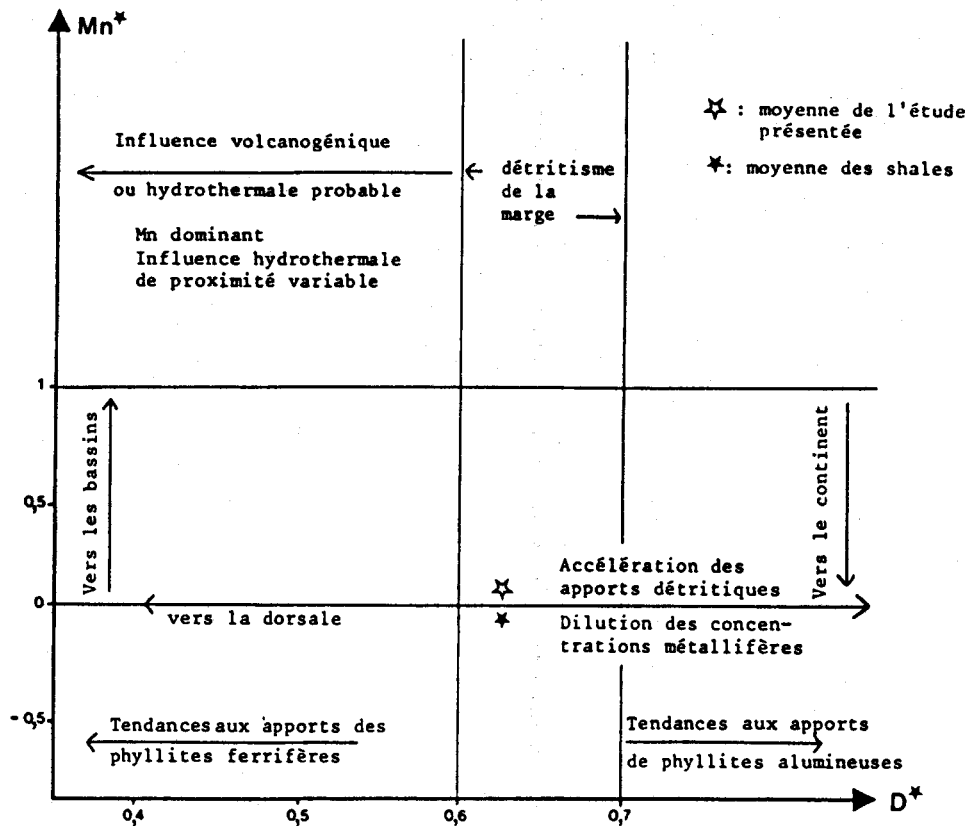


Fig. 5-26 - Caractérisations géochimiques par les indices D^* et Mn^* . Les sédiments du secteur des collines de Dellwood sont situés par rapport aux domaines géochimiques définis en Atlantique Nord par Debrabant et Foulon (1979).

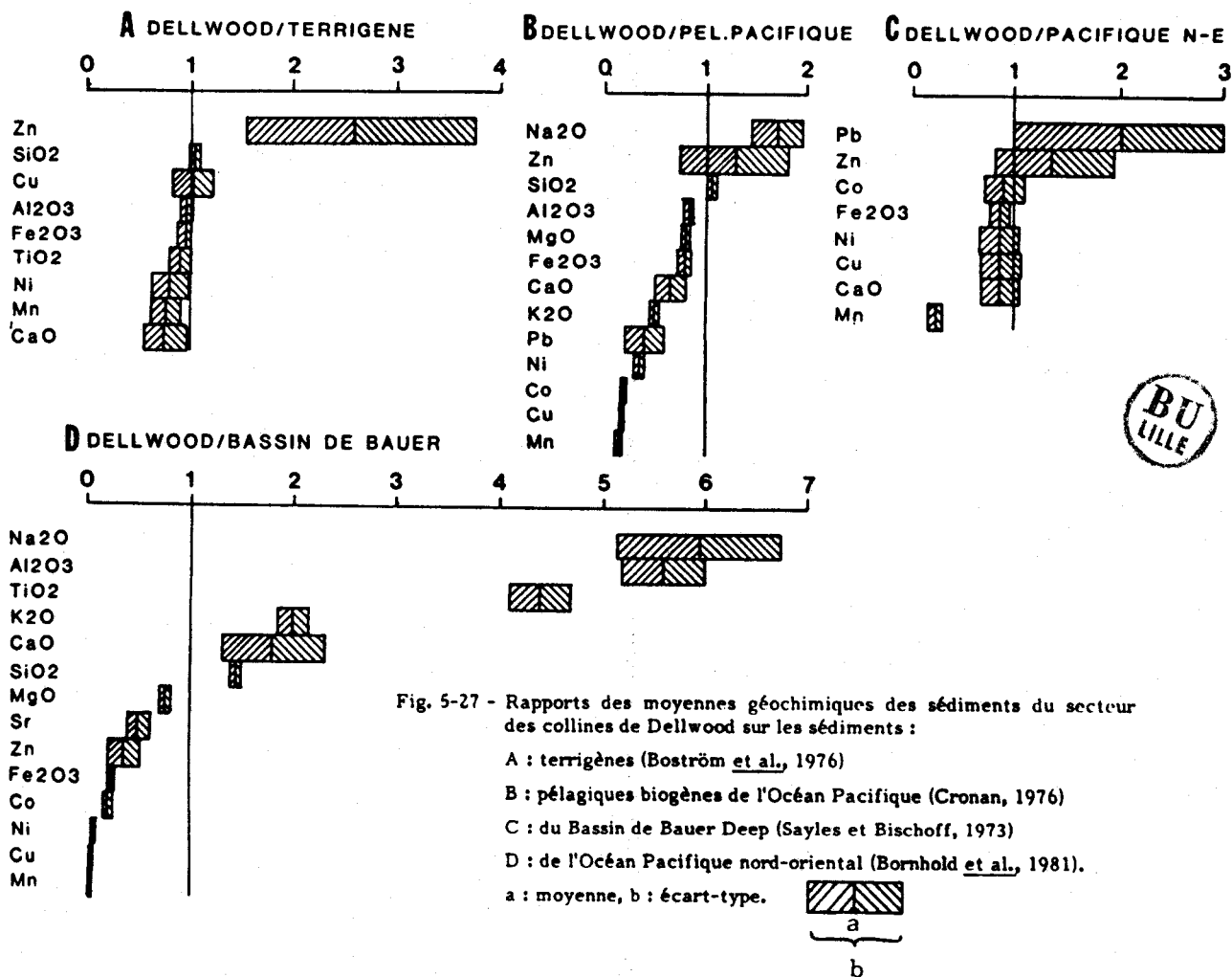
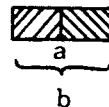


Fig. 5-27 - Rapports des moyennes géochimiques des sédiments du secteur des collines de Dellwood sur les sédiments de référence :

- A : terrigènes (Boström et al., 1976)
- B : pélagiques biogènes de l'Océan Pacifique (Cronan, 1976)
- C : du Bassin de Bauer Deep (Sayles et Bischoff, 1973)
- D : de l'Océan Pacifique nord-oriental (Bornhold et al., 1981).

a : moyenne, b : écart-type.



analysés (fig. 5-27B). Aucune similitude n'existe par rapport aux sédiments métallifères (fig. 5-27C). A part pour le plomb et le zinc qui sont légèrement plus concentrés, aucune variation significative n'existe entre les sédiments étudiés et ceux analysés dans le Pacifique N-E (fig. 5-27D).

Par conséquent, l'affinité détritique des sédiments illustrée par la figure 5-26 se trouve confirmée. Toutefois des variations locales (verticales et horizontales) s'observent dans ce secteur. Pour les étudier nous allons voir successivement :

- les analyses statistiques par calcul des coefficients de corrélation entre tous les éléments analysés, et par analyse factorielle des correspondances ;
- la distinction géochimique de deux unités, en prenant pour base la distinction des deux unités minéralogiques définies précédemment, ainsi que les variations verticales qui en découlent ;
- les variations horizontales en prenant comme base la moyenne, par site, des différents éléments.

b. Analyses statistiques.

α . Coefficient de corrélation entre éléments.

La matrice des coefficients de corrélation (calculée sur 81 échantillons en moyenne, tableau 5-3) permet de distinguer deux groupes d'éléments distincts anticorrélés. Ce sont d'une part Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO, MgO, Sr, Mn et Co et d'autre part Li et Cu associés de manière moins nette avec Ni. Au sein de ces ensembles, les constituants pris deux à deux présentent une corrélation positive supérieure ou égale à 0,6.

β . Analyse factorielle des correspondances.

Le nombre important d'analyses permet de rechercher les relations positives ou négatives existant entre toutes les variables. Ainsi des groupes de variables ou facteurs peuvent avoir un rôle particulier dans l'ensemble des variables. Cette analyse factorielle des correspondances permet de regrouper les échantillons similaires et les variables ayant le même comportement, de quantifier ces relations et l'importance relative des groupes ainsi définis, puis de mettre en évidence des relations entre les différents facteurs, c'est-à-dire entre les diverses causes possibles des phénomènes (Castaing, 1973 in Deconinck, 1982).

Le principe de ces analyses comprend une suite d'opérations mathématiques décrites par Benzécri (1973). Le traitement informatique fut effectué au Centre Interuniversitaire du Traitement de l'Information à Lille (C.I.T.I.) sur Iris 80, à l'aide du programme TABET (Benzécri) et MULTABET (Meilliez).

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	Sr	Mn	Zn	Li	Ni	Cr	Co	Cu	Pb	V
Al ₂ O ₃	0,01																	
Fe ₂ O ₃	-0,18	0,65																
CaO	-0,33	0,74	0,62															
MgO	-0,50	0,66	0,74	0,67														
Na ₂ O	-0,11	-0,44	-0,35	-0,43	-0,23	1												
K ₂ O	-0,37	0,13	0,36	-0,04	0,46	0,09	1											
TiO ₂	0,11	0,22	0,56	0,14	0,3	0,02	0,02	1										
Sr	0,05	0,75	0,49	0,77	0,42	0,4	0,19	0,11	1									
Mn	-0,23	0,64	0,57		0,8	0,3	0,11	0,18	0,62	1								
Zn	-0,35	-0,21	-0,12		0,10	0,23	0,2	-0,14	-0,22	0,002	1							
Li	-0,14	-0,61	-0,26	-0,71	-0,26	0,38	0,44	-0,10	-0,85	-0,55	0,29	1						
Ni	-0,28	-0,41	-0,11	-0,19	-0,12	0,17	0,18	-0,12	-0,34	-0,25	0,21	0,49	1					
Cr	0,02	-0,08	0,12	0,15	-0,15	-0,22	-0,16	0,25	-0,22	-0,23	-0,26	0,00	0,52	1				
Co	-0,54	0,54	-0,53	0,75	0,79	-0,22	0,32	0,04	0,46	0,63	0,10	0,33	0,19	0,01	1			
Cu	-0,13	-0,70	-0,35	-0,69	-0,3	0,46	0,21	-0,13	-0,66	-0,41	0,32	0,78	0,57	-0,08	-0,24	1		
Pb	0,08	0,06	0,17	0,10	0,01	-0,18	0,0	0,12	0,04	-0,02	-0,07	0,01	0,15	0,31	0,05	0,07	1	
V	-0,17	0,34	0,35	0,43	0,4	-0,21	0,11	0,03	0,34	0,41	-0,08	-0,27	0,17	0,26	0,52	0,51	0,01	1

Tableau 5-3 - Coefficients de corrélation entre les différents éléments étudiés.
 Deux groupes d'éléments se distinguent dans ce tableau :
 Groupe 1 : Al₂O₃, Fe₂O₃, CaO, MgO, Sr, Mn, Co
 Groupe 2 : Li, Cu, (Ni)
 Au sein de chaque groupe les coefficients de corrélation des différents constituants pris 2 à 2 est > 0,6.



Dix-sept variables sont choisies pour cette analyse, ce sont tous les éléments chimiques sauf le Cr (voir remarque ci-dessus), ceci sur 73 échantillons étudiés.

Les données analytiques présentées font apparaître trois paramètres pour chaque variable ou chaque échantillon, ceci pour les différents facteurs définis par le traitement. Ce sont - les abscisses, positives ou négatives, qui sont d'autant plus élevées en valeurs absolues que les variables contribuent à l'édification du facteur concerné ; - les contributions relatives (C.T.R.) qui indiquent la part prise par chaque variable ou échantillon dans l'édification du facteur ; - les contributions absolues (C.T.A.) qui évaluent pour chaque facteur, l'intervention de chacune des variables dans la covariance générale.

Pour chaque facteur, on recherche les variables ayant les plus fortes contributions relatives, puis celles présentant des abscisses de signe identique sont associées. Le nombre de facteurs choisis est fonction de l'importance de chacun d'eux dans l'explication de la covariance du nuage de points considérés. Ici, j'ai choisi de représenter les facteurs qui expliquent au moins 10% de la covariance générale. Trois facteurs sont ainsi retenus, ils expliquent au total 86% de cette covariance.

* Facteur 1.

Il explicite 39% de la covariance générale :

- variables.

Deux groupes peuvent être déduits de la figure 5-28, il s'agit par ordre décroissant d'importance et selon le signe de l'abscisse.

- abscisse positive : Zn, Cu, Li et de manière plus discrète Na_2O et Ni .

- abscisse négative : CaO, Sr et Mn, Co.

- échantillons.

Deux ensembles se dégagent des analyses, d'une part les échantillons à la base des carottes 1, 11, 15 et dans l'ensemble des sites 16, 17, 19 et 27 liés à CaO, Sr, Mn et Co, et d'autre part les échantillons des sommets des carottes, surtout pour les sites 6, 9, 13, 15 et 29, liés à Zn, Cu, Li, Na_2O et Ni.

* Facteurs 2 et 3 (respectivement 25% et 12% de la covariance).

Le facteur 2 est défini par Zn, CaO, Co et Mn en abscisse positive et Pb, Cu et Li en abscisse négative. Remarquons sur la figure 5-28 que Zn domine très nettement ce facteur (50% de la C.T.R.), ceci par l'intermédiaire de 3 échantillons qui représentent à eux seuls 45% de la C.T.R.

Le facteur 3 est dominé par le Pb (75% de la C.T.R.) sur quelques échantillons

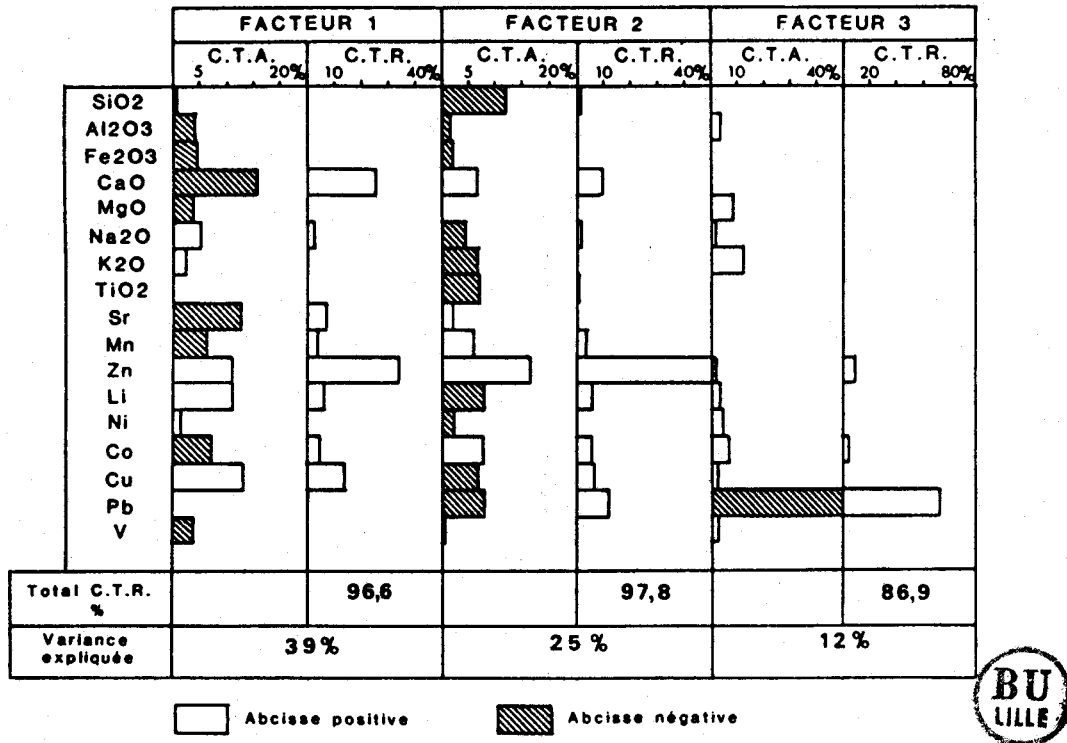


Fig. 5-28 - Résultat de l'analyse factorielle des correspondances entre les variables géochimiques et les échantillons dosés. (Voir explication dans le texte).

C.T.R. : contribution relative

C.T.A. : contribution absolue.

situés à différents niveaux dans les carottes : au sommet 1, 13, 17, 21 et 27, au milieu 16 et 26 et à la base 14 et 23.

Contrairement au facteur 1, les facteurs 2 et 3 ne donnent que peu de renseignements sur les associations de variables car ils sont dominés par une seule d'entre-elles (Zn et Pb). Par conséquent, ils ne seront pas pris en considération dans les discussions.

V. Résumé.

Des deux méthodes statistiques employées, ressortent des résultats similaires et complémentaires avec toutefois certaines distinctions.

- CaO, Sr, Mn et Co sont plus fortement liés avec les sédiments de base des sites 1, 11 et 15 et de l'ensemble des sites 16, 17, 19 et 27. De plus, ces éléments chimiques sont positivement corrélés avec SiO₂, Al₂O₃ et MgO.

- Zn, Cu, Li et (Na₂O), (Ni) sont associés aux sédiments non répertoriés dans le paragraphe précédent. Notons qu'entre Zn et les autres éléments, les coefficients de corrélation sont positifs mais inférieurs à 0,4. Ceci peut s'expliquer par une origine un peu différente de Zn par rapport à Li et Cu qui semblent être étroitement liés. Ce problème sera soulevé lors des interprétations suivantes.

c. Variations verticales.

Pour mettre en évidence des variations verticales, les moyennes géochimiques des deux unités minéralogiques seront tout d'abord considérées, puis, en fonction des différences observées et des études statistiques précédentes, seront présentées les variations effectives des éléments les plus significatifs au sein de chaque carotte.

α . Comparaison des deux unités minéralogiques.

Afin de visualiser les différences entre ces deux unités, pour chaque élément, la moyenne de l'unité supérieure est divisée par celle de l'unité inférieure (tableau 5-4). La même opération est effectuée en additionnant puis en soustrayant l'écart-type à la moyenne de l'unité supérieure. Ces valeurs reportées sur la figure 5-29 montrent très nettement les variations entre ces unités : quand le rapport est supérieur à 1, la concentration de l'élément pris en considération est plus élevée dans l'unité supérieure que dans l'unité inférieure, et inversement quand le rapport est inférieur à 1. La prise en compte des écarts-types permet en outre de voir si les différences

Eléments majeurs en %	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂		
Unité minéralogique supérieure	55,3 (1,4)	14,33 (0,67)	6,34 (0,54)	3,39 (0,88)	3,10 (0,2)	4,91 (0,65)	1,9 (0,1)	0,7 (0,8)		
Unité minéralogique inférieure	55,7 (2,18)	15,83 (0,71)	6,74 (0,7)	5,06 (0,6)	3,27 (0,31)	4,34 (0,35)	1,81 (0,14)	0,69 0,06		
Eléments traces p.p.m.	Sr	Mn	Zn	Li	Ni	Cr	Co	Cu	Pb	V
Unité minéralogique supérieure	281 (35)	619 (110)	216 (85)	46 (3,6)	75 (13)	98 (41)	19 (3,5)	62 (8,5)	29 (15,6)	135 (17,5)
Unité minéralogique inférieure	398 (50)	817 (95)	163 (65)	31 (5,4)	53 (16,4)	83 (39)	21 (3,4)	38 (6,07)	24 (4,07)	144 (12,3)



Tableau 5-4 - Moyennes et écarts-types des analyses géochimiques en fonction des unités minéralogiques.

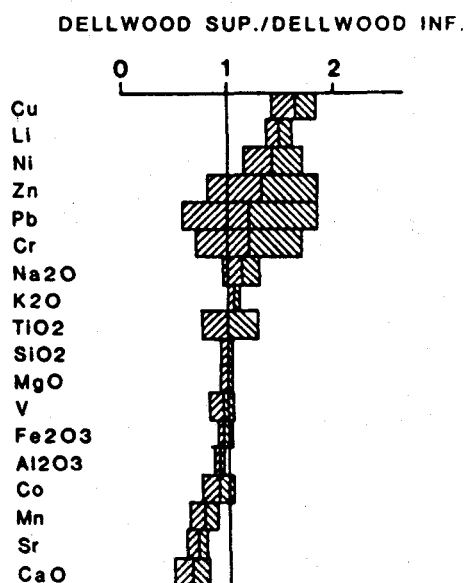


Fig. 5-29 - Rapport des moyennes géochimiques et écarts-types de l'unité minéralogique supérieure sur l'unité minéralogique inférieure du secteur des collines de Delwood. (Voir légende fig. 5-27).

observées pour les moyennes, se retrouvent dans la majorité des échantillons. Une concentration plus importante de Cu, Li, Ni et moindre pour Zn, et un taux plus faible de CaO, Sr, Mn, Co et Al₂O₃ est observé dans l'unité supérieure par rapport à l'unité inférieure. Pour les autres éléments, les variations sont beaucoup plus faibles voire nulles. Notons la bonne similitude entre ces résultats et ceux présentés ci-dessus.

β . Variations verticales au sein de chaque carotte.

Les variations présentées, concernent les éléments dont la concentration varie entre les unités minéralogiques supérieure et inférieure, c'est-à-dire pour CaO, Sr, Mn, Cu, Li et Zn. CaO et Sr ($r = 0,77$) varient de manière identique au sein des carottes (fig. 5-30), leur concentration tend à augmenter vers la base des carottes, les valeurs les plus élevées se situent dans les sites 16, 17, 19 et 27. Mn varie de manière identique (fig. 5-31), à part une augmentation de cet élément au sommet de la carotte 9. En opposition à cette tendance, les taux de Cu, Li et Ni augmentent sensiblement au sommet des carottes (fig. 5-37). Le comportement du zinc ne peut pas être généralisé (fig. 5-31). Sa concentration est faible dans les sites 17, 19 et 27 et généralement forte dans les sites 9, 10, 13, 14, 21 et 23.

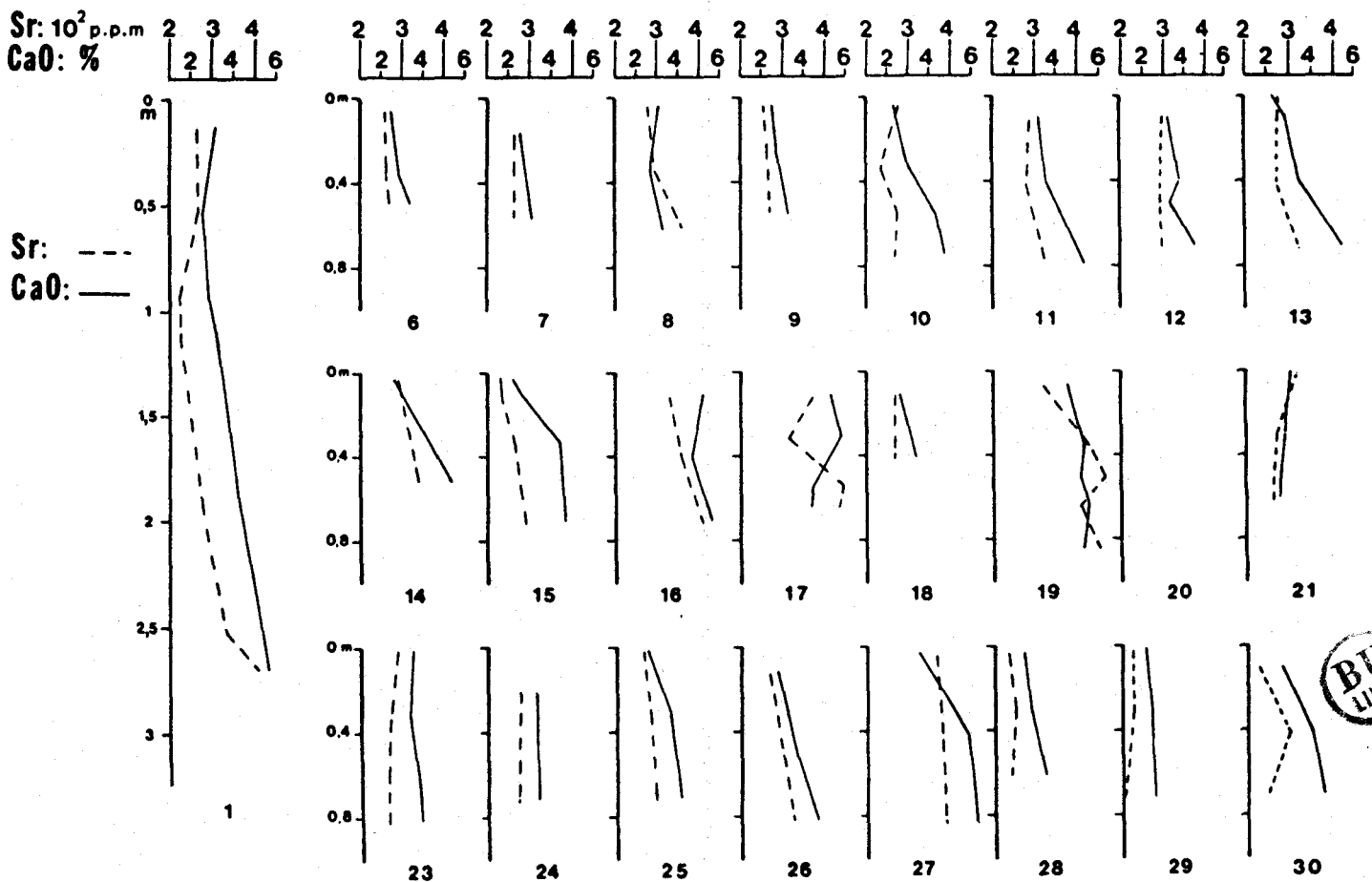


Fig. 5-30 - Variations verticales des pourcentages de CaO et Sr dans les carottes du secteur des collines de Dellwood. Notons les variations synchrones de ces deux éléments ainsi que les concentrations les plus fortes vers la base des sites et dans les sites contenant des sédiments grossiers (16, 17, 19 et 27).

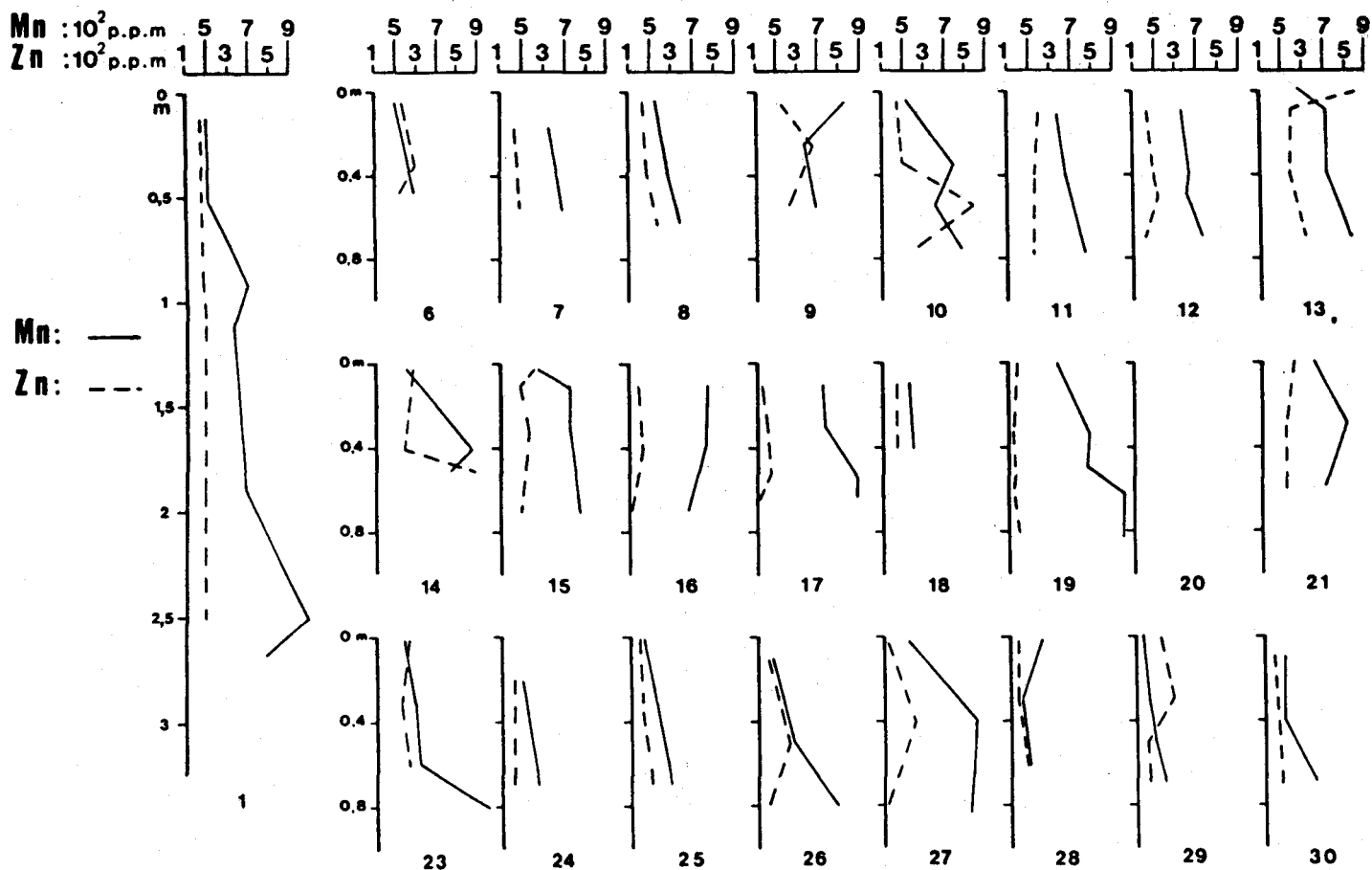


Fig. 5-31 - Variations verticales du pourcentage de Zn et Mn le long des carottes du secteur des collines de Dellwood. Notons la concentration plus élevée en Mn vers la base des sites et dans les sites contenant des sédiments plus grossiers (16, 17, 19 et 27). Les fortes concentrations en zinc sont locales.



Ces données s'accordent parfaitement avec les analyses statistiques. Pour tous les éléments du groupe Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO , MgO , Mn et Co , on note une augmentation des concentrations vers la base des carottes. Tandis que pour Li , Cu et Ni , nous avons vu que leur concentration augmente vers le sommet.

d. Variations horizontales.

En raison du faible nombre d'analyses par carotte, les valeurs utilisées dans ce paragraphe sont les moyennes de chaque élément par site. En prenant en compte la somme de Li , Ni et Cu (qui sont les éléments traces les plus abondants dans l'unité minéralogique supérieure), on note par rapport à D^* et à Fe/Mn une concentration faible pour les sites constitués en totalité ou en partie par l'unité inférieure, et une concentration forte en ces éléments pour les sites 11, 12 et 13 situés le plus au large (fig. 5-33 A et B). Pour mieux comprendre ces variations, les concentrations en éléments traces ($Li + Ni + Cu$) sont comparées avec le taux moyen de fraction argileuse par site (fig. 5-33C). Le coefficient de corrélation entre ces deux variables est égal à 0,76. Donc, une relation très nette existe entre la fraction fine et Ni , Cu et Li . Le même type de comparaison est effectué avec les éléments-traces les plus concentrés dans l'unité minéralogique inférieure (Sr et Mn) (fig. 5-33D). De

Cu, Ni, Li
p.p.m :

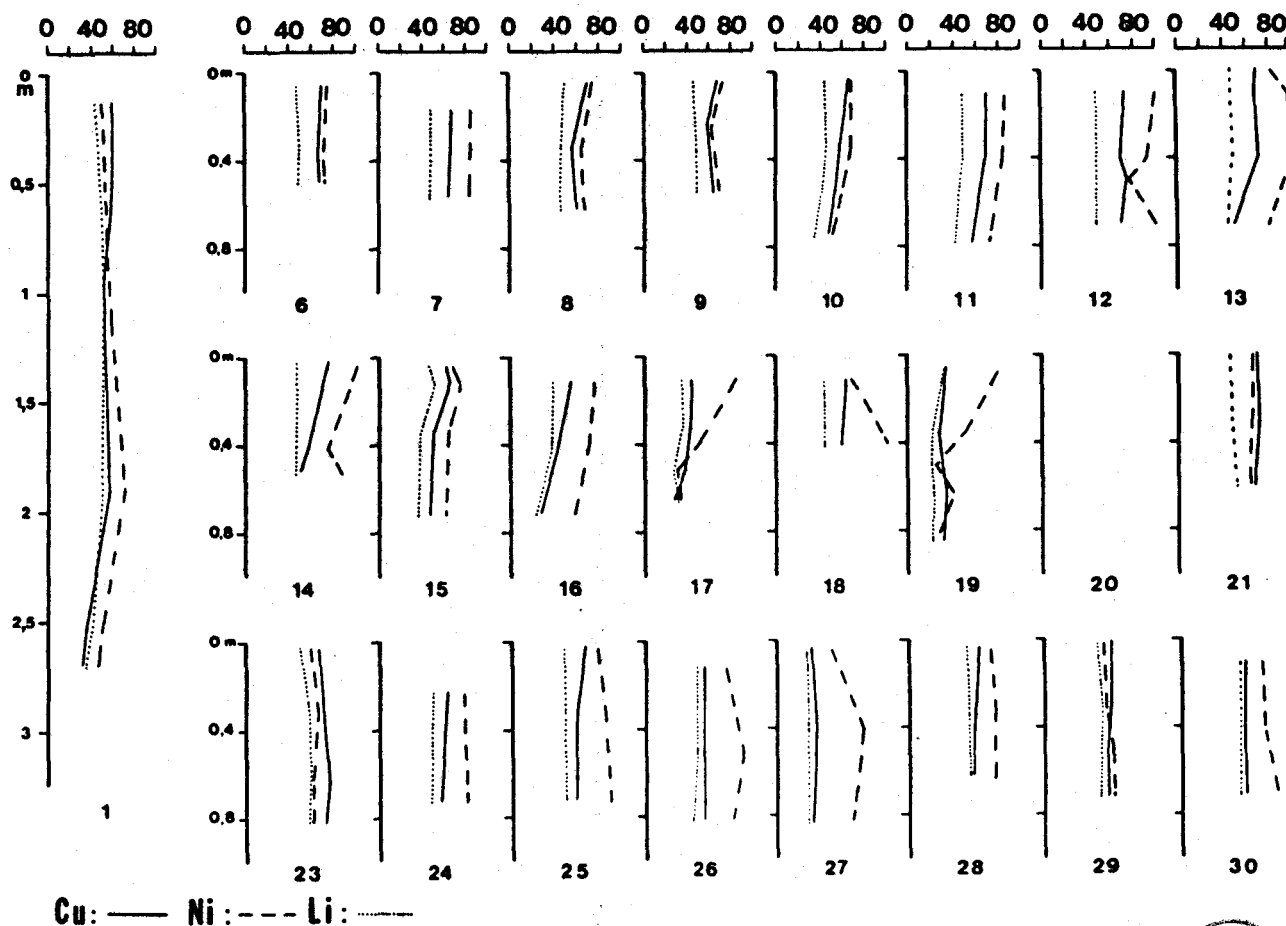


Fig. 5-32 - Variations verticales du pourcentage de Cu, Ni et Li, le long des carottes du secteur des collines de Dellwood. Notons la légère augmentation de ces pourcentages vers le sommet des sites et surtout les faibles concentrations dans les sites contenant des sédiments grossiers (17, 19 et 27).



la même manière, les sites contenant les sédiments les plus grossiers sont les plus riches en Sr + Mn (site 19, 17, 16 et 27).

Par conséquent, il semble que les variations horizontales de concentration des éléments-traces sont dues principalement aux fluctuations granulométriques des sédiments.

e. Résumé.

Sur la base des analyses statistiques deux groupes d'éléments géochimiques sont distingués.

- Le groupe A comprend Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO, Sr, Mn et Co : ces éléments sont plus concentrés à la base des carottes. Ils sont clairement associés à l'unité minéralogique inférieure.
- Le groupe B regroupe Li, Ni et Cu : Leur taux augmente au sommet des carottes et ils sont associés à l'unité minéralogique supérieure.

Les autres éléments chimiques (SiO_2 , MgO, V, Pb, Sr, TiO_2 , Na_2O) ne présentent pas de variations significatives.

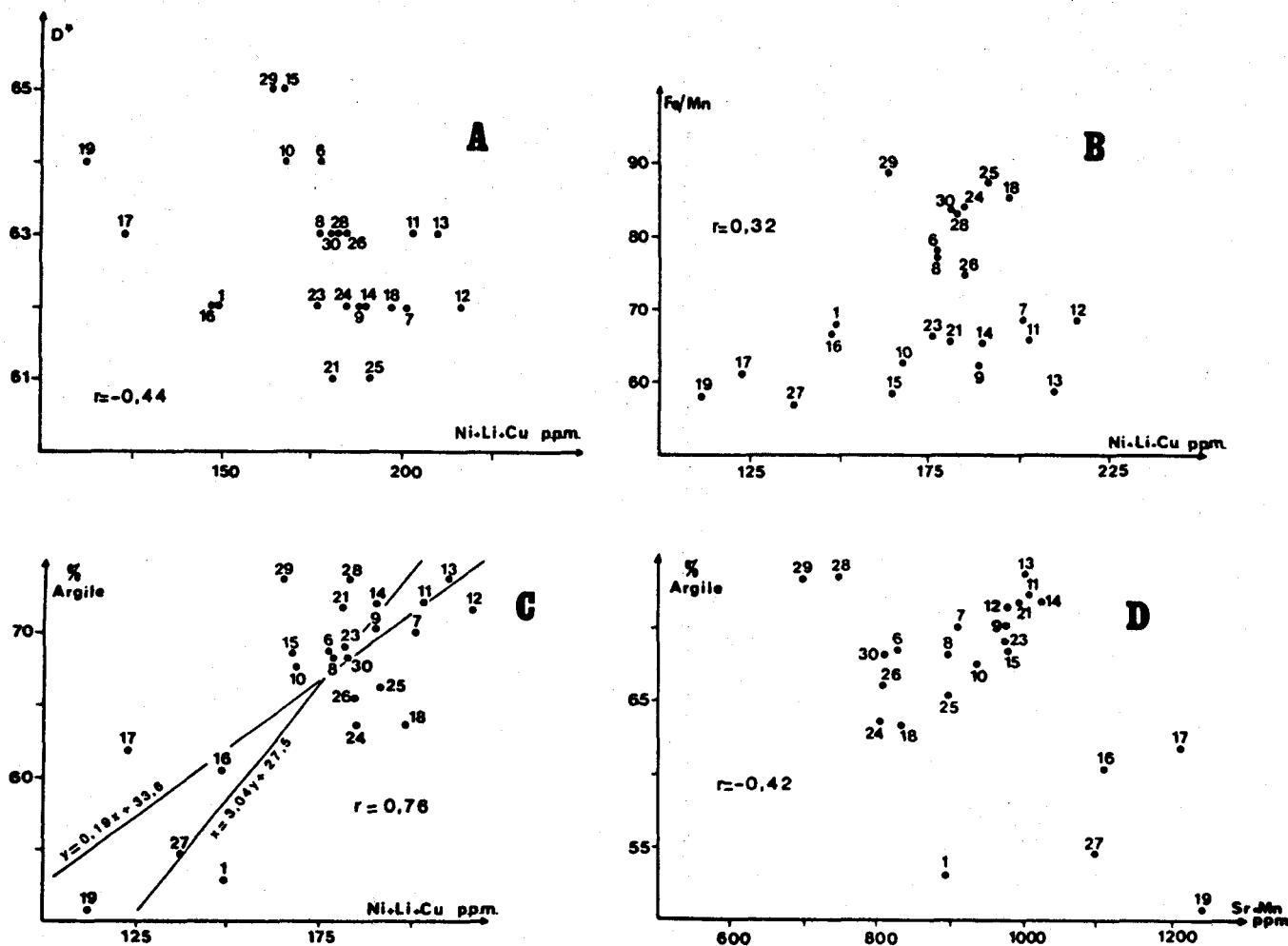


Fig. 5-33 - Variations des pourcentages moyens par site de quelques éléments traces (Cu, Ni, Li, Sr et Mn) en fonction de D^* ($= \frac{Al}{Al + Fe + Mn}$), Fe/Mn et du pourcentage moyen de fraction argileuse par site. r = coefficient de corrélation. A : $D^* = f(Ni + Cu + Li)$; B : $Fe/Mn = f(Ni + Cu + Li)$; C : Argiles % = $f(Ni + Cu + Li)$; D : Argiles % = $f(Sr + Mn)$.



Remarquons la corrélation positive entre les taux de Ni, Cu et Li et le pourcentage de la fraction fine.

Les variations horizontales semblent être liées aux variations granulométriques du sédiment.

2. Analyses géochimiques de la fraction inférieure à $2\mu m$.

Les analyses portent sur treize échantillons préalablement décarbonatés et lavés. Ils sont rassemblés en cinq groupes en raison de la faible quantité de fraction inférieure à $2\mu m$ obtenue pour chaque échantillon (tabl. 5-5). Comparés aux résultats des analyses de la fraction totale (tabl. 5-5, fig. 5-34), ceux de la fraction fine montrent des concentrations plus élevées en Zn, Pb, Cr, Li, Fe, Cu et Ni. Au contraire, les concentrations sont plus faibles en Na, Ca et Sr. Les autres éléments dosés (Al, Mn, K, V, Si et Co) présentent des concentrations voisines dans les deux fractions granulométriques.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO %	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	Sr	Mn	Zn	Li	Ni	Cr ppm	Co	Cu	Pb	V	
A																		
Fraction fine	54,6	18,37	9,5	3,29	4,64	2,38	2,06	289	1010	247	43	58	80	30	47	53	180	
Fraction totale	58,34	16,14	6,59	3,10	3,22	4,13	1,72	467	640	129	23	32	39	21	35	26	138	
B																		
Fraction fine	53,6	16,34	8,51	1,53	3,29	1,32	1,93	147	652	494	61	79	119	20	80	56	150	
Fraction totale	56,6	14,73	6,42	3,44	3,05	5,46	1,92	269	635	169	46	73	100	18	51	23	133	
C																		
Fraction fine	55,1	16,79	8,77	1,69	3,63	1,8	1,9	210	721	284	49	83	128	28	79	27	130	
Fraction totale	53,96	14,44	6,54	4,37	3,32	4,89	1,88	311	784	225	42	74	74	25	57	27	169	
D																		
Fraction fine	55,9	16,6	8,95	1,38	3,45	1,3	1,92	189	673	537	68	94	118	12	86	56	140	
Fraction totale	55,49	14,10	6,52	3,84	3,7	5,41	2	305	671	210	49	90	96	21	72	31	150	
E																		
Fraction fine	53,9	17,37	9,18	1,63	3,59	1,48	2,06	168	621	216	60	58	118	8	66	38	140	
Fraction totale	54,3	15,28	6,62	4,19	3,31	4,5	2,09	251	624	167	44	56	72	21	48	25	141	
Rapport																		
Fraction fine	A	0,94	1,14	1,44	0,65	1,44	0,58	1,19	0,62	1,2	1,91	1,84	1,8	2,04	1,44	1,35	2	1,31
Fraction totale	B	0,95	1,11	1,33	0,45	1,08	0,24	1	0,55	1,03	2,93	1,32	1,09	1,19	1,09	1,55	2,48	1,13
"	C	1,02	1,16	1,34	0,39	1,09	0,37	1,01	0,68	0,92	1,26	1,17	1,11	1,72	1,13	1,39	1	0,77
"	D	1,01	1,18	1,37	0,36	0,93	0,24	0,96	0,62	1	2,56	1,39	1,05	1,23	0,57	1,2	1,78	0,93
"	E	0,99	1,14	1,39	0,39	1,08	0,33	0,98	0,67	1	1,29	1,36	1,04	1,64	0,38	1,37	1,52	1
Moyenne du rapport		0,98	1,14	1,37	0,44	1,12	0,35	1,03	0,63	1,03	1,99	1,42	1,22	1,56	0,92	1,37	1,76	1,03
Moyenne fraction fine (écart-type)		54,62 (0,93)	17,09 (0,81)	8,98 (0,38)	1,9 (0,78)	3,72 (0,53)	1,66 (0,45)	1,97 (0,08)	201 (55)	735 (158)	356 (149)	56 (10)	74 (16)	113 (19)	20 (10)	72 (16)	46 (13)	148 (19)

Tableau 5-5 - Analyses géochimiques de la fraction fine avec comparaison de la fraction totale et rapport de la fraction fine sur la fraction totale par échantillon - Moyenne et écart-type des analyses de la fraction fine.

L'échantillon A est constitué à 60% de l'échantillon 19-49 et de 40% de l'échantillon 19-84 (où 19 correspond au numéro de carotte et 84 à la profondeur de l'échantillon). Les analyses de la fraction totale sont recalculées de manière identique. L'échantillon B est constitué de 31% de l'échantillon 19-05, de 46% de l'échantillon 10-34 et de 23% de l'échantillon 29-50. L'échantillon C est constitué de 32% de 10-73, de 45% de 10-40 et de 23% de 12-10. L'échantillon D est constitué de 77% de 12-40 et de 23% de 12-50. L'échantillon E est constitué de 53% de 17-30 et de 47% de 29-70.



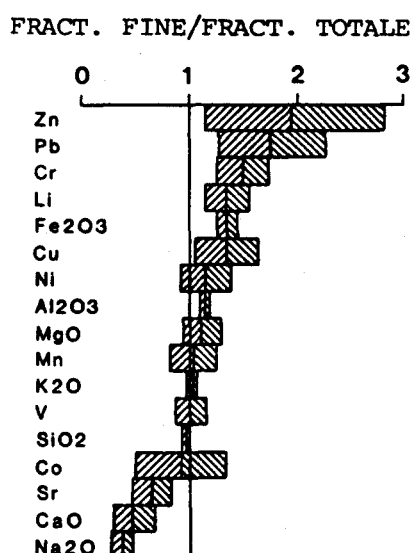


Fig. 5-34 - Rapport des analyses géochimiques de la fraction fine sur celle du sédiment total (légende fig. 5-27).

La fraction fine est plus riche en Zn, Pb, Cr, Li, P₂O₃ et Cu et plus pauvre en Sr, CaO et Na₂O que la fraction totale.

La décarbonatation expérimentale conduit généralement à l'élimination artificielle d'une partie du Ca, de Sr et de Na ce qui est le cas ici.

Parmi les éléments qui sont plus concentrés dans la fraction fine, relevons la forte augmentation de Zn, celle importante de Li et plus estompée de Cu et Ni.

Il peut caractériser (voir § II-4, chap. V) même de façon fugace une influence hydrothermale.

Li est généralement lié aux argiles de grande taille alors que Cu et Ni se retrouvent le plus souvent associés aux argiles de petites tailles (smectites notamment) (Debrabant, Maillot, comm. pers.).

Ainsi, l'accumulation relative des concentrations en Li, Cu et Ni serait à rapprocher d'un tri granulométrique de la fraction fine. L'influence proximale reste prédominante.

3. Dosage de l'arsenic et du sélénium.

a. Généralités, but.

Depuis un certain nombre d'années, divers auteurs s'intéressent aux dépôts de sédiments métallifères, en raison de l'importance économique des métaux rencontrés. Il existe des sédiments métallifères communs* (ex. Bassin de Bauer, Sayles et Bischoff, 1973 ; Heath et Dymond, 1977) et d'origine hydrothermale (ex. Bougault, 1982 ; Hékinian, 1982). Ces derniers sont parfois des sulfures massifs (ex. Francheteau et al., 1979 ; Hékinian et al., 1980) ou des oxydes de Fe-Mn (ex. Moore et Vogt, 1976 ; Hékinian et al., 1978). Mais lorsque l'influence hydrothermale est fugace, il est généralement difficile de distinguer par les données géochimiques classiques les sédiments métallifères communs et ceux d'origine hydrothermale directe (Marchig, et al., 1982). Marchig et al. (1982) préconisent l'emploi de l'arsenic comme marqueur. En effet, c'est un élément chalcophile (lié au soufre) dont la solubilité

dans l'eau de mer est très faible, donc il demeure, a priori, à proximité des sources émettrices (Bougault, comm. pers.).

Des analyses de sédiments métallifères hydrothermaux de la dorsale Est Pacifique et de la ride médio-atlantique (Neal et al., 1979 ; Cronan, 1972 in Birolleau, 1985, comm. pers.) ont montré des concentrations élevées en arsenic. Par conséquent, il est intéressant de rechercher si des taux anormaux d'arsenic existent dans les sédiments du secteur des collines de Dellwood. Ceci, en raison d'une part de la proximité de centres d'ouverture océanique (voir introduction, chap. I), et d'autre part, de la présence de dépôts interprétés comme hydrothermaux récoltés sur la partie septentrionale des monts sous-marins de Dellwood (Piper et al., 1975).

Pour cela une trentaine d'échantillons sont analysés dans le Laboratoire de Géochimie du Centre Ifremer de Brest (H. Bougault et A. Birolleau). Ces échantillons proviennent de la carotte HUD 81 II st. 8 (localisation fig. 2-1) (6), des carottes END 83C du secteur des collines de Dellwood (21) et de la carotte END 77-26 (3) prélevée plus au large (fig. 1-1 et 2-1).

b. Méthode de mesure de l'arsenic et du sélénium (A. Birolleau).

La méthode analytique, mise au point au Laboratoire de Géochimie du Centre Ifremer de Brest, concerne l'arsenic, ainsi que le sélénium dont les propriétés chimiques sont voisines.

"Après séchage et broyage, les échantillons ont subi une attaque à l'acide nitrique. La fraction minéralisée (qui est analysée) ne comprend que la partie "échangeable" du sédiment car la partie silicatée n'a pas été détruite par l'acide. Ainsi, on analyse uniquement l'arsenic et le sélénium susceptibles d'être apportés par l'activité hydrothermale. Les risques de volatilisation des composés gazeux d'arsenic et de sélénium lors de l'attaque fluorhydrique paraissent très faibles. En effet, les résultats obtenus sur des échantillons à teneurs connues sont en bon accord avec les concentrations en arsenic et sélénium recommandées. Le minéral est repris dans l'acide chlorhydrique, on lui ajoute du borohydrure de sodium capable de réduire rapidement et quantitativement l'élément en hydrure volatil. La réaction a lieu dans un courant de gaz vecteur, qui transporte l'hydrure vers un four en quartz où il est détecté par absorption atomique".

c. Résultats.

* sédiments métallifères communs est employé dans le sens de "hydrogenous sediment" en raison de l'absence de terme spécifique pour désigner ce type de sédiment en français.

Les différents résultats regroupés dans le tableau 5-6 montrent :

- sur le plateau continental, des teneurs en Se et As variant respectivement de < 0,1 à 1,2 et de 1,9 à 5,9 p.p.m. ;
- dans le secteur des collines de Dellwood, des valeurs de Se et As comprises respectivement entre < 0,1 et 2,2, et 1,2 et 6,8 p.p.m. ;
- dans la carotte END 77-26, elles varient de < 0,1 à 0,4 et de 1,4 à 4,3 p.p.m.

Plusieurs observations ressortent de ces analyses :

- sur le plateau continental, on note une augmentation d'As et de Se depuis la base vers le sommet de la carotte ; l'unité sommitale contient cinq fois plus de Se et deux fois plus d'As que l'unité basale ;
- au sein du secteur des collines de Dellwood, le taux d'As augmente vers la base de 7 carottes (sur 8 carottes comprenant l'analyse d'au moins deux

Echantillons		Se ppm	As ppm
<u>HUD 81 II</u>			
	12/14	1,1	5,0
	22/24	1,2	5,9
	258/260	0,2	2,9
	268/270	< 0,1	1,8
	740/742	< 0,1	2,0
	760/762	< 0,1	2,0
<u>END 83 C</u>			
01 - 1	12/14	1,3	1,9
06	05/07	1,1	1,8
	35/37	1,2	3,2
10	54/56	0,9	3,4
	74/76	0,8	4,0
11	11/13	0,8	1,8
13	00/02	1,2	1,2
	70/72	1,0	2,0
21	00/02	2,2	1,8
	60/62	1,7	3,4
23	30/32	1,9	3,0
	80/82	1,7	1,9
29	30/32	1,4	2,3
16	10/12	1,2	3,0
	70/72	0,8	3,2
19	06/08	1,1	1,2
	34/36	0,2	4,0
	84/86	< 0,1	3,0
27	00/02	0,5	3,3
	80/82	0,7	3,7
20	85/95	2,0	6,8
<u>END 77</u>			
26	12/14	< 0,1	4,3
	68/70	0,4	1,4
	100/102	< 0,1	2,2



Tableau 5-6 - Analyses de l'arsenic et du sélénium
(d'après Birolleau comm. pers., 1985).

échantillons). De plus, les concentrations d'As sont les plus fortes. C'est le cas pour l'échantillon 20-85/95 qui comporte des taches noires diffuses (voir descriptions lithologiques); notons que cet échantillon contient de la pyrite (déterminée par diffractométrie). As est également plus concentré dans les carottes 19 et 27. Se présente des variations moins nettes, toutefois une légère augmentation de concentration est discernable au sommet des carottes. Sa concentration est élevée dans l'échantillon 20-85/95, mais moins forte dans les carottes 19 et 27. Plus au large (carotte END 77-26), les concentrations en Se demeurent faibles tandis que celles de As sont relativement élevées au sommet de la carotte.

Ces teneurs en As et Se, comparées à celles d'autres sédiments (tabl.5-7, Birolleau comm. pers, 1985), montrent les différences suivantes : As et Se sont moins concentrés dans les boues pélagiques carbonatées de l'Atlantique. Des concentrations similaires, à celles relevées ici, sont rencontrées dans les sédiments siliceux de la Mer Rouge. As est beaucoup plus concentré dans les sédiments métallifères de la dorsale Pacifique à 13°N, tandis que les teneurs en Se présentent peu de variations.

En conclusion, si l'on considère que les valeurs en Se et As du plateau continental (carotte HUD 81 II st. 8) représentent l'apport continental, peu d'échantillons du secteur des collines de Dellwood présentent un enrichissement, à part ceux des sites 20, 21 et 23 qui sont deux fois plus riches en Se ainsi que l'échantillon 20-85 qui est plus concentré en arsenic. Par rapport aux sédiments proches de la dorsale à

type de sédiment	As ppm	Se ppm	nombre échantillons analysés
boue pélagique carbonatée Atlantique	1	0	8
sédiments siliceux Mer Rouge	2 à 10	0,2 à 1,5	6
Plateau continental bassin de la Reine Charlotte	2 à 5	0,1 à 1	6
Collines Dellwood	1 à 7	0,5 à 2	21
sédiment métallifère dorsale 13°N Pacifique	20 à 120	0,5 à 3	75

Tableau 5-7 - Moyenne des analyses du sélénium et de l'arsenic de différents types de sédiments (d'après Birolleau, comm. pers., 1985).

13°N, le taux d'arsenic est trop bas pour discerner une influence hydrothermale. Par contre, les teneurs en sélénium des sédiments du secteur des collines de Dellwood sont proches de celles de 13°N.

F. DATATIONS.

Quatre datations au carbone 14 sont réalisées sur des foraminifères pélagiques récoltés dans les carottes 01, 16, 17 et 19 du secteur des collines de Dellwood. Ce sont les niveaux 01-423/425 cm ; 16-70/72 cm ; 17-23/25 cm et 19-10/12 cm. Ils sont âgés respectivement de $-13\ 000 \pm 250$ / $-13\ 340 \pm 350$, $-14\ 400 \pm 600$ / $-15\ 530 \pm 750$, $-14\ 470 \pm 500$ / $-15\ 510 \pm 700$ et $-14\ 370 \pm 320$ (fig. 5-35).

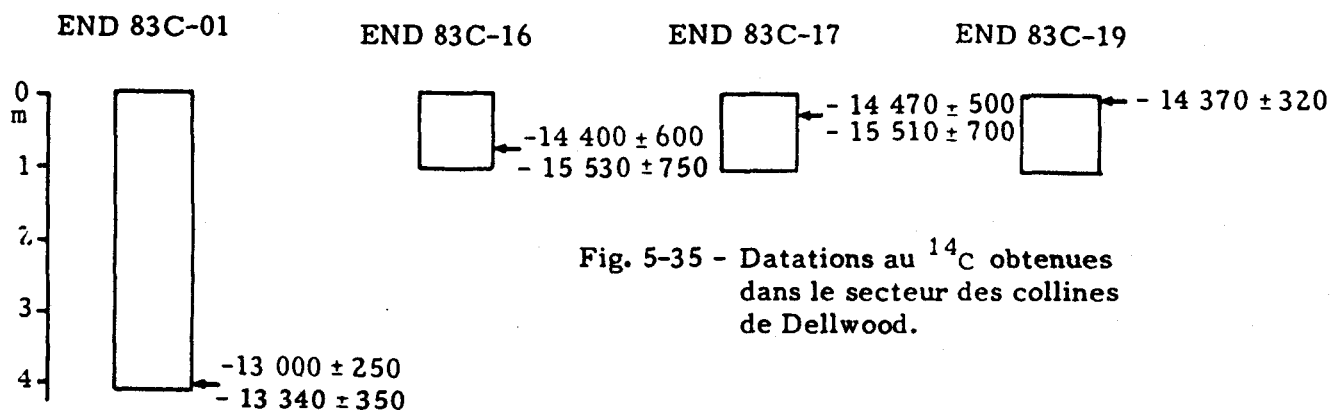


Fig. 5-35 - Datations au ^{14}C obtenues dans le secteur des collines de Dellwood.

En raison du nombre restreint de datations et des problèmes rencontrés quant à l'âge des sédiments de la carotte HUD 81 II st. 8 (bassin de la Reine Charlotte, chap. IV), nous devons envisager la validité de ces datations site par site :

- site 1 : l'intervalle 01-443/445 n'est pas décrit dans cette étude. En effet, à partir de 270 cm jusqu'à 425 cm, le sédiment ne présente aucune structure en place, il a été aspiré dans le carottier par le piston ("flow-in"). Le niveau daté contient 4% de fraction sableuse ; il est en tout point identique au niveau 260-261 cm qui repose sur le dernier niveau analysé dans la carotte 01 composé de sable. Par conséquent, la datation du niveau 423-425 cm paraît correspondre à celle du niveau 260-261 cm ;
- site 16 : la base du site est constituée d'argiles silteuses gris olive ; les courbes granulométriques cumulatives plurimodales indiquent que le sédiment est légèrement enrichi en fraction grossière ;
- site 17 : le niveau daté se situe dans un sédiment gris sombre, caractérisé par des courbes granulométriques plurimodales. On note la présence d'alternances de niveaux fins et grossiers à partir de 40 cm de profondeur, notamment à 20 cm sous le niveau daté ;
- site 19 : l'ensemble de la carotte est constitué d'alternances de niveaux fins et grossiers. Les courbes granulométriques ont une allure plurimodale très marquée.

Aux sites 16, 17 et 19, les niveaux datés présentent une minéralogie de la

fraction argileuse homogène.

Au vu de ces caractéristiques sédimentologiques, il est indispensable de voir si l'âge obtenu sur ces sédiments correspond bien à l'âge du dépôt des séries.

Pour les sites 16 et 17, à part la présence de sédiments légèrement enrichis en fraction grossière, aucun argument ne permet d'envisager l'existence de remaniement sédimentaire. Pour le site 19, l'alternance des niveaux fins et grossiers ainsi que l'aspect plurimodal très marqué des courbes granulométriques pourraient correspondre à des sédiments remaniés. Mais la ressemblance des cortèges minéralogiques des trois niveaux datés et le fait que les datations sont réalisées sur des foraminifères pélagiques suggèrent une correspondance entre les dates obtenues et l'âge réel du dépôt.

En conclusion, à défaut d'argument contraire, les comparaisons entre les données du bassin de la Reine Charlotte et celles du secteur des collines de Dellwood reposeront sur les dates effectivement mesurées.

G. CORRELATIONS AVEC LE BASSIN DE LA REINE CHARLOTTE.

La carotte HUD 81 II st. 8 (Bassin de la Reine Charlotte, fig. 2-1) est divisée en trois unités stratigraphiques. L'unité basale est datée de $-13\ 600 \pm 150$ à sa base, elle correspond à l'époque de la dernière déglaciation. L'unité médiane s'est déposée juste à la fin de la déglaciation, et l'unité sommitale représente le climat post-glaciaire et actuel.

Au sein de ce secteur des collines de Dellwood, l'ensemble de la carotte 1 et les niveaux sus-jacents aux intervalles datés sur les carottes 16, 17 et 19 peuvent être corrélés avec la carotte HUD 81 II st. 8. Les niveaux de base des carottes 17 et 19 correspondent, dans ce cas, à des dépôts plus anciens (fig. 5-36). Sur ces bases,

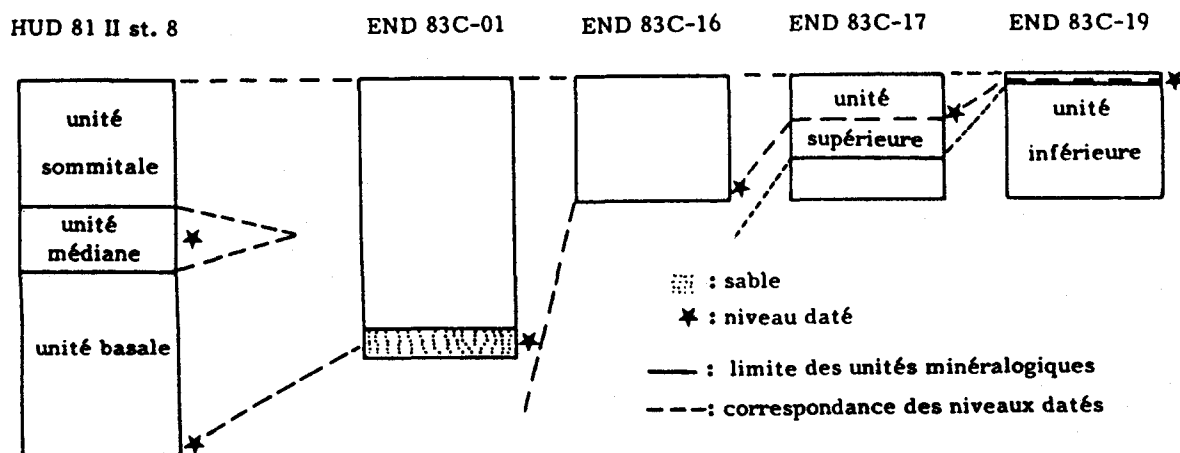


Fig. 5-36 - Corrélation entre les unités minéralogiques du secteur des collines de Dellwood (END 83C) et du bassin de la Reine Charlotte (HUD 81 II st. 8).

l'unité minéralogique supérieure est corrélable avec l'ensemble des unités définies dans le bassin de la Reine Charlotte (excepté pour l'unité médiane qui est due à une resédimentation de dépôts plus anciens, chap. IV).

L'unité inférieure du secteur des collines de Dellwood n'aurait pas d'équivalent dans la carotte HUD 81 II st. 8 du bassin de la Reine Charlotte. A partir de ces corrélations (fig. 5-35), il semble que la base du site 1 ne puisse pas être corrélée avec l'unité minéralogique inférieure des sites 17 et 19. Ces corrélations peuvent être complétées sur les plans lithologique, minéralogique et géochimique.

1. Variations lithologiques et minéralogiques.

La fraction argileuse est plus abondante au sein du milieu océanique par rapport au plateau continental (50 à 60% contre 40 à 55% ; tabl. 4-1 et fig. 5-3 et 5-4). La fraction sableuse est comparable dans les deux secteurs (< 5%). Les différences minéralogiques sont faibles, seul un taux légèrement plus important en quartz et en amphiboles, et moins important en smectite, s'observe sur le plateau continental.

Ces variations s'expliquent simplement par des tris mécaniques liés à la distance croissante des sources vers le large.

2. Variations géochimiques.

Pour visualiser les variations de chaque élément, la moyenne de l'unité supérieure du secteur de Dellwood est divisée par celle des unités basale et sommitale de la carotte HUD 81 II st. 8 (bassin de la Reine Charlotte) (fig. 5-37).

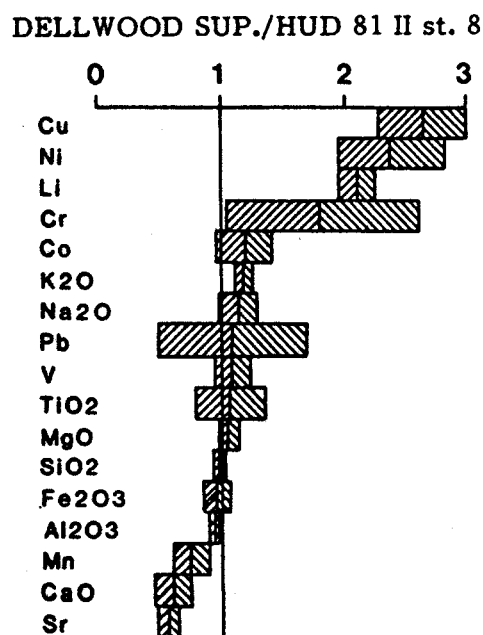


Fig. 5-37 - Rapport de la moyenne des analyses géochimiques de l'unité minéralogique supérieure du secteur des collines de Dellwood sur celle des unités basale et sommitale du bassin de la Reine Charlotte (légende fig. 5-27).

Les sédiments du secteur des collines de Dellwood sont plus riches en Cu, Li, Ni et Cr (rapport supérieur à 1) et moins riches en Mn, CaO et Sr (rapport inférieur à 1) par rapport aux sédiments du plateau continental. Les autres éléments varient peu. Ces variations sont identiques à celles rencontrées lors de la comparaison des deux unités du secteurs des collines de Dellwood. Pour Ni, Cu et Li, les fluctuations semblent être dues en grande partie aux différences granulométriques du sédiment ; en effet, une corrélation positive ($r = 0,74$) existe entre le pourcentage cumulé de ces éléments traces et celui de la fraction argileuse. Cela rejoint les remarques émises sur le comportement comparé des éléments-traces et de la fraction fine (Mosser 1979, 1983).

L'association Sr et/ou Mn à CaO est fréquemment citée dans la bibliographie (Michard, 1968 et autres *in* Maillot, 1983) ; Marchig et Gundlach, 1977 ; Marchig *et al.*, 1979 ; Maillot, 1980, 1983 ; Marchig *et al.*, 1985 entre autres). Ceci est souligné également par la corrélation positive entre CaCO_3 et CaO. De plus, la formation de carbonate de manganèse est facilitée en présence de sédiments grossiers (voir § II D, chap. V ; Pedersen et Price, 1982). Par conséquent, l'association de CaO, Sr et Mn avec les sédiments grossiers expliquerait les faibles concentrations de ces éléments dans l'unité minéralogique supérieure du secteur de Dellwood par rapport aux unités du bassin de la Reine Charlotte et inférieure du secteur des collines de Dellwood.

3. Conclusions.

Les phénomènes de tris des particules et l'éloignement des sources semblent être les causes principales des variations lithologiques, minéralogiques et géochimiques rencontrées entre les sédiments du plateau continental et du secteur des collines de Dellwood. Ces variations mineures confirment les corrélations proposées ci-dessus. De plus, elles soulignent le rôle prédominant de l'héritage pour l'origine du matériel argileux du secteur des collines de Dellwood.

II. INTERPRETATIONS.

Les sédiments prélevés au pied de la marge ouest canadienne sont fortement dépendants de l'influence continentale. Cependant, des différences lithologiques, minéralogiques et géochimiques sont observables d'une part au sein du secteur des collines de Dellwood, d'autre part entre ce secteur et les sédiments du plateau continental. Essayons de distinguer la part de l'influence des courants, de la vitesse de dépôt, du climat et de la tectonique sur ces variations ainsi que l'importance respective des sources continentales, marines et hydrothermales.

A. VARIATIONS CLIMATIQUES.

Nous avons observé, dans le secteur des collines de Dellwood, des silts sableux et argileux, pauvres en smectite et contenant des interstratifiés irréguliers (10-14_v) (unité minéralogique inférieure). Ils sont surmontés par des argiles silteuses dont la teneur croissante en smectite est associée à une diminution du caractère ferrifère des chlorites et à une moindre conservation des minéraux primaires. L'ensemble des caractères de l'unité minéralogique supérieure se retrouve au sein des unités basale et sommitale du bassin de la Reine Charlotte, alors que l'unité inférieure présente des caractéristiques sédimentologiques et minéralogiques de l'unité médiane du plateau continental.

Les argiles sont en grande partie façonnées sous l'effet du climat dans les sols continentaux (Millot, 1964), d'où elles sont remaniées vers la mer (Chamley, 1983). Les minéraux originels sont d'autant plus dégradés que l'hydrolyse est forte (température, humidité et drainage élevés : Millot, 1964). Ainsi, une dégradation de plus en plus forte de minéraux primaires (chlorites, micas, feldspaths, amphiboles ...) peut donner des interstratifiés irréguliers divers puis des smectites (Millot, 1964, voir tableau 3-1). Cette dégradation dépend également du temps de résidence des minéraux originels dans les sols. Lors des périodes de calme tectonique, les reliefs sont faibles, donc les effets de l'hydrolyse peuvent être plus marqués (Chamley, 1983).

Au cours des périodes froides, la désagrégation des roches est surtout mécanique et les minéraux argileux remaniés des sols vers les sédiments sont bien conservés (illites et chlorites, Millot, 1964). Cependant des smectites peuvent se former rapidement à partir de roches volcaniques et/ou plutoniques sous des climats variés (voir chap. III, IV ; Millot, 1964 ; Moyes *et al.*, 1974 ; Latouche, 1975 ; Petersen et Ramussen, 1980 ; Parra, 1980, 1982 ; Parra *et al.*, 1984).

La subduction de la plaque de l'Explorer sous la plaque américaine, le basculement de l'Ouest vers l'Est de l'île de Vancouver (Riddihough, 1979, 1982) et les érosions glaciaires entraînent un rajeunissement des reliefs. Dans un tel contexte, les minéraux originels subissent une hydrolyse partielle, ce que nous constatons pour les argiles des deux unités minéralogiques décrites au sein du secteur des collines de Dellwood.

Unité minéralogique inférieure : les âges obtenus sur les carottes 19, 17 et 16 sont de l'ordre de -14 000 à -15 000 ans, ils correspondent à la période du dernier maximum glaciaire (Prest, 1974 ; Clague, 1981). Puisque les niveaux datés appartiennent à cette unité (carotte 19) ou reposent immédiatement au-dessus

(carottes 16 et 17), cette unité s'est déposée lors de la fin de la dernière avancée glaciaire et au cours du maximum glaciaire. Les sédiments de cette unité contiennent des interstratifiés irréguliers (10-14_v). Or, ces derniers sont généralement issus de l'altération de l'illite (Camez, 1962 ; Millot, 1964 ; Dejou et al., 1972). La chlorite plus fragile que l'illite (Camez, 1962 ; Millot, 1964), n'apparaît pas altérée (diagramme de R.X., tendance ferrifère et micromorphologie). Par conséquent, l'association des (10-14_v) et des chlorites et illites bien conservées ne permet pas d'envisager la formation de ces minéraux au cours de la même période climatique. Les études sédimentologiques ont montré le caractère plurimodal très marqué des alternances de sédiments fins et grossiers de la carotte 19 et de la base de la carotte 17. Ils correspondent vraisemblablement à des sédiments remaniés de type turbiditique (?). Dans ces niveaux, bien que la nature chimique de la chlorite est généralement ferrifère, certains échantillons présentent des chlorites avec un faible nombre d'atomes de fer (fig. 5-18). Elles correspondent, selon Ross et Kodama (1976), à des chlorites altérées. Les différents types de chlorite rencontrés, associés au (10-14_v) et aux sédiments remaniés permettent d'envisager un mélange minéralogique d'argiles développées sous des climats différents. Comparés aux résultats minéralogiques des coupes à terre (chap. III) et de la carotte HUD 81 II st. 8 (chap. IV), les interstratifiés irréguliers (10-14_v) et les chlorites à tendance ferrifère moins marquée pourraient correspondre aux séries déposées lors de l'avancée glaciaire. Les (10-14_v) reflèteraient les premiers stades d'altération des minéraux primaires (Camez, 1962 ; Millot, 1964, 1967 ; Dejou et al., 1972 ...). Par ailleurs, les chlorites ferrifères et les illites bien cristallisées seraient le reflet du climat glaciaire non hydrolysant, au cours duquel des remaniements sédimentaires se sont produits. Notons la prédominance de ce dernier assemblage au sein de cette unité. La présence de smectite, en quantité modérée, s'expliquerait par sa formation rapide à partir de roches volcaniques et/ou plutoniques lors de l'altération continentale (cf. ci-dessus) et par un apport des séries remaniées.

Unité minéralogique supérieure : à la base, les chlorites, à tendance ferrifère, et les illites bien conservées, ainsi que les smectites ressemblent beaucoup à celles de l'assemblage dominant de l'unité inférieure. D'après les datations des sites 17 et 16, il est clair que la base de cette unité correspond à des dépôts de la dernière glaciation. Selon Camez (1962), Millot (1964, 1967) et Dejou et al. (1972) entre autres (voir tableau 3-1), l'augmentation de l'hydrolyse entraîne une dégradation de plus en plus poussée des minéraux primaires et donne naissance à des espèces minérales nouvelles (ex. smectite de dégradation). L'altération de la chlorite débute par une oxydation de Fe^{2+} en Fe^{3+} dans le feuillet brucitique (Ross et Kodama, 1976). Le

fer, une fois oxydé, peut être évacué de la structure. Ce phénomène entraîne un déficit de charge du feuillet, qui conduit à la formation de nouvelles espèces minérales. Le degré d'asymétrie de la chlorite, variant de 0 à 1 vers le sommet des sites, signifie une perte de fer dans le feuillet brucitique. Cela est interprété comme le début d'altération de ce minéral. Associés à ce phénomène, les illites sont moins bien conservées et le pourcentage de smectite augmente vers le sommet des carottes. Les variations minéralogiques verticales de cette unité suggèrent une altération croissante des minéraux dans les sols. Cette altération chimique correspond certainement à la période de déglaciation et à l'établissement progressif du climat tempéré moderne. Il est surtout représenté au sommet des carottes. Le fait que la smectite, au sommet de cette unité, ressemble aux smectites d'origine pédologique remaniées en mer (Chamley, 1981 ; Holtzapffel, 1983), renforce l'hypothèse d'un dépôt sous climat tempéré.

En conclusion, les caractéristiques générales des minéraux argileux reflètent le passage progressif d'un climat froid peu hydrolysant au climat tempéré humide actuel. Les niveaux riches en (10-14_v) correspondent à des niveaux resédimentés, initialement déposés lors de la dernière avancée glaciaire.

Le fait que les différences minéralogiques soient faibles entre la période de déglaciation et l'actuel peut s'expliquer par une hydrolyse faible des minéraux originels. Elle serait due au rajeunissement des reliefs continentaux et/ou à une faible différence climatique.

B. TAUX DE SEDIMENTATION ET COURANTS.

Les datations obtenues sur les sites 01, 16, 17 et 19 permettent le calcul du taux de sédimentation. Le recouvrement sédimentaire des niveaux datés est très différent d'un site à un autre. Les sites 16 et 17 se trouvent à proximité de l'axe du chenal de Scott, où les érosions et les reprises sédimentaires sont favorisées. La carotte 19, prélevée dans un petit bassin au sommet du mont méridional des collines de Dellwood, ne contient pas de sédiments récents. Le site 1 est localisé au pied du talus continental dans une zone d'apport actif. Par conséquent, le taux moyen de sédimentation est calculé sur le site 1, en considérant que la datation est identique pour les niveaux 423-425 cm et 260-261 cm (voir discussion § I-E, chap. V). Il est de l'ordre de 18 à 20 cm/1 000 ans.

Dans les niveaux de surface du site 17 au site 14, on note une légère diminution d'abondance des minéraux associés à la fraction argileuse et une faible

augmentation de la teneur en smectite (fig. 5-23 et 5-24). Entre le site 1 et le site 9, une diminution plus importante du taux des minéraux associés s'observe tandis que la smectite augmente fortement. Par conséquent, les apports sédimentaires seraient plus intenses au niveau du chenal de Scott. Dans la vallée transversale (entre les deux monts des collines de Dellwood) et plus au large dans la vallée axiale, la smectite, dont la portance est grande, se dépose après les autres minéraux (Whitehouse *et al.*, 1960 ; Chamley, 1971 ; Gibbs, 1977). Ceci s'explique par la barrière naturelle des collines de Dellwood. Au vu de l'image acoustique du Seamarc II (planche 2) et des données obtenues entre les sites 17 et 14, il semble qu'au niveau du site 1, un ancien chenal de direction NE-SW soit recoupé par le chenal de Scott (Blaise *et al.*, 1984). Ce dernier drainerait les masses d'eau et les sédiments au pied du talus continental. La sédimentation au niveau de la vallée transversale serait très faible.

En résumé, un courant principal paraît emprunter le chenal de Scott tandis qu'au niveau de la vallée transversale les apports relativement grossiers sont bloqués par les collines de Dellwood. Ce courant local perpendiculaire à la côte canadienne, s'ajouterait aux courants principaux SN et NS de la côte (Clague et Bornhold, 1980 ; Thompson, 1981, 1984, fig. 1-2).

C. DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE ET TECTONIQUE.

Les courbes granulométriques cumulatives de la base du site 17 et du site 19 sont plurimodales, les sédiments comportent des alternances irrégulières de niveaux fins et grossiers. D'après les analyses minéralogiques et les datations, ces niveaux pourraient correspondre à des faciès plus anciens resédimentés. La similitude de faciès et de datation entre ces deux sites permet de corrélérer dans le temps ce phénomène de resédimentation. A la base du site 1, la variation lithologique brutale des sables aux argiles silteuses, associée à la présence de (10-14 μ) semble aussi correspondre à un faciès de resédimentation. Ce phénomène est postérieur au précédent et beaucoup plus local puisqu'il n'atteint pas le site 17.

La présence de sédiments grossiers à la station 19, dans un petit bassin perché au sommet des collines méridionales de Dellwood, est insolite. En effet, on saisit mal comment ils auraient pu être mis en place dans un tel contexte topographique, d'autant plus qu'ils paraissent corrélables aux niveaux similaires présents à la base de la carotte 17 (distance verticale actuelle entre les sites 17 et 19 : 450 m). On peut envisager que le secteur de la station 19 a été soulevé depuis le dépôt de ces sédiments (-14 370 \pm 320 ans), à la faveur d'une activité tectonique récente. Par

ailleurs, la présence de coulées volcaniques non recouvertes par des sédiments (pl. 2 ; pl. h.t. 1), d'un niveau sableux au sommet du site 24, de nombreuses failles verticales découpant tout le secteur (pl. 2) ainsi que la faille verticale située au NW de la vallée axiale (pl. 2, profil F), attestent l'existence de tels mouvements.

Ces faits permettent de proposer une chronologie dans les événements sédimentaires et tectoniques de la zone.

- Entre -16 280 et -13 900 ans, lors du maximum glaciaire, des reprises massives de sédiments se produisent (courant de turbidité (?) ; base site 17, site 19).

- Avant -13 690 ans, des mouvements tectoniques affectent la zone des collines de Dellwood, avec une surélévation importante au niveau du monticule méridional.

- Ceci a pour conséquence, vers -13 690 et -12 750 ans, de bloquer la venue de sédiments remaniés par des courants de vannages sur l'ensemble de la zone, localisés à la base du site 1.

- A la suite des mouvements tectoniques, l'apport sédimentaire grossier suit le chenal de Scott, et contourne par le Nord le monticule septentrional des collines de Dellwood.

- Puis la sédimentation redevient calme durant la fin de la déglaciation, jusqu'à l'Actuel.

- Des perturbations actuelles existent probablement, elles occasionneraient le remaniement local de sédiments grossiers localisés au sommet des sites 24 et 7.

Pour expliquer la présence des sédiments remaniés, on peut envisager deux mécanismes difficiles à différencier, il s'agit soit des conséquences des mouvements tectoniques qui ont déstabilisé la marge continentale, soit de simples surcharges sédimentaires qui entraînent des mouvements de sédiment par gravité.

Si la localisation exacte d'un centre d'ouverture océanique ne peut être envisagée, on remarque l'existence d'une tectonique sous-marine active, probablement associée à des épanchements volcaniques, entre -13 690 ans et l'Actuel

D. INFLUENCES MARINES ET HYDROTHERMALES.

L'affinité terrigène des sédiments océaniques est soulignée par les indices D^* et Mn^* (fig. 5-26) et les comparaisons entre les sédiments détritiques, pélagiques et métallifères (fig. 5-27). Les variations horizontales de concentration en Li, Ni

et Cu s'expliquent par les variations granulométriques du sédiment. Ceci est confirmé par les études géochimiques comparatives entre la fraction totale et la fraction fine, entre l'unité supérieure et l'unité inférieure, ainsi qu'entre les sédiments du plateau continental et ceux du secteur des collines de Dellwood. Par ailleurs, les sédiments grossiers sont enrichis en CaO, Sr et Mn (fig. 5-28, 5-29, 5-30, 5-31 et 5-34). L'association Sr et/ou Mn à CaO est souvent décrite (Michard, 1968 et autres in Maillot, 1983 ; Marchig et Gunlach, 1977 ; Marchig et al., 1979 ; Maillot, 1980, 1983 ; Marchig et al., 1985). Les analyses statistiques montrent une relation étroite entre ces éléments ; elle indique que ces éléments seraient exprimés sous forme de carbonates (Marchig, 1978). La précipitation de carbonate de manganèse dans les sédiments océaniques grossiers serait post-sédimentaire et liée aux sédiments grossiers (Strakhov, 1969 in Pedersen et Price, 1982). Pour Strakhov (1969), la formation de carbonate de manganèse résulterait de la circulation de CO₂ dans les niveaux grossiers. Pour Pedersen et Price (1982), cette authigenèse doit être liée aux effets catalytiques des grains grossiers du sédiment. Bien que la nature du mécanisme de formation de ces carbonates soit inconnue, l'association de Sr, Mn et CaO résulterait de l'influence post-sédimentaire du milieu marin sur les sédiments, qui reste faible de manière générale.

Si les variations granulométriques et la formation de carbonate, en faible quantité, dans les niveaux grossiers expliquent la majorité des variations géochimiques rencontrées, les fluctuations de la concentration en zinc paraissent indépendantes de ces phénomènes. Une source différente pour le zinc doit être recherchée pour expliquer ces variations. Le zinc est préférentiellement associé à certains types de sédiments :

- des sédiments métallifères communs (Sayles et Bischoff, 1973 ; Dymond et al., 1973 ; Bonatti, 1975 ; Dymond et Veeh, 1975 ; Marchig et Gundlach, 1977, 1982 ; Bougault, 1982 ; Varnavas et Papaioannou, 1983 ...)

- des sédiments hydrothermaux (Bonatti, 1975 ; Piper et al., 1975 ; Moore et Vogt, 1976 ; Bonatti et al., 1976 ; Corliss et al., 1978, 1979, Monaco et al., 1979 ; Francheteau et al., 1979 ; Hékinian et al., 1980 ; Rise Project Group, 1980 ; Bougault, 1982 ; Hékinian, 1982 ; Gundlach et Marchig, 1982 ; Schmitz et al., 1982 ; Shearme et al., 1983 ; Marchig et al., 1985 ...).

En raison de l'activité tectonique et volcanique récente dans le secteur d'étude, une origine métallifère océanique et/ou hydrothermale paraît pouvoir être recherchée dans ces sédiments.

Les circulations hydrothermales dans la croûte océanique peuvent s'effectuer jusqu'à des profondeurs de 3 km (Bonatti, 1975), et engendrer à la surface des dépôts de sulfures ou d'oxydes (Cu, Zn, Fe, Mn, voir références ci-dessus). Dans le secteur de la ride de Juan de Fuca de tels dépôts ont été mis en évidence, notamment par Normark et al. (1981), Fouquet (comm. pers, 1984) et très récemment lors d'une campagne océanographique à laquelle j'ai pris part (septembre 1985, Bornhold et Davis). D'après Shearme et al. (1983), les sulfures ne sont pas stables dans l'eau de mer. Leur oxydation entraîne une remobilisation des métaux et leur précipitation dans les sédiments. Seul le manganèse peut demeurer sous forme d'oxydes primaires (Shearme et al., 1983).

Dans le secteur des collines de Dellwood, la seule manifestation de sulfure, décelée dans les carottes 6, 7, 9, 15, 16, 20, 26 et 28, réside dans la présence de pyrite dans des taches noires diffuses. A proximité, de rares sédiments métallifères sont décrits par Piper et al. (1975) et Grill et al. (1981). Bornhold et al. (1981), Cook (1981) et Hansen (1983) n'ont pas rencontré de sédiments significativement enrichis en métaux dans le secteur de la ride de Juan de Fuca.

Sur la figure 5-38, les sites les plus riches en Zn sont situés soit dans la vallée axiale (site 9 et 10), à proximité de la faille transformante de Revere-Dellwood (planche 2), soit juste au Nord du monticule septentrional des monts sous-marins de Dellwood (site 13 et 14). C'est sur ce monticule que Piper et al. (1975) ont récolté des sédiments métallifères interprétés comme hydrothermaux.

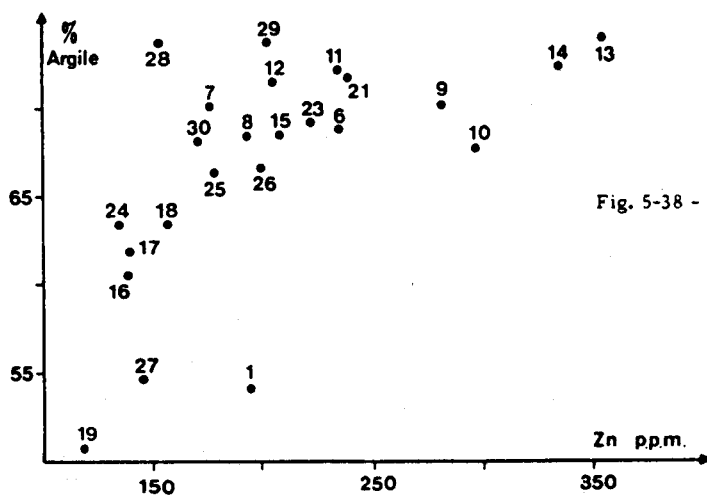


Fig. 5-38 - Diagramme du pourcentage moyen de la fraction argileuse par site en fonction de la teneur moyenne de Zn par site.

Par ailleurs, l'abondance de smectite au sein de la vallée transversale (fig. 5-23) et sa morphologie rarement "très roulée" rappellent des faciès de smectite authigénique (Karpoff et al., 1980, 1981). Notons que cette morphologie n'est pas généralisée à l'ensemble des smectites mais au contraire rare. Les analyses de l'arsenic et du sélénium n'apportent pas d'arguments décisifs quant à une possible influence hydrothermale.

Par conséquent, bien que la zone soit propice aux manifestations hydrothermales,

leur expression dans les sédiments ne peut pas être prouvée à ce stade de l'étude. Seules les concentrations élevées en zinc suggèrent une influence hydrothermale (Blaise *et al.*, 1984). Deux raisons peuvent être évoquées pour expliquer ce phénomène, si une activité hydrothermale existe, soit elle est trop locale ou trop faible pour se marquer dans les sédiments, soit les apports terrigènes la masquent complètement.

E. CONCLUSION.

Les études sédimentologiques, minéralogiques, micromorphologiques et géochimiques des sédiments récents du secteur des collines de Dellwood, associées à quelques datations au carbone 14, aident à caractériser leur origine, et les facteurs de l'environnement dont ils dépendent.

Le taux de sédimentation est de l'ordre de 20 cm/1 000 ans, mais il est très variable en raison d'une part des reprises sédimentaires provoquées par les courants et d'autre part de l'activité tectonique propre à cette zone. La sédimentation est sous la dépendance essentielle des apports continentaux. Ces derniers peuvent être brusques. Le remaniement des sédiments anciens, occasionné par des surcharges sédimentaires et/ou une instabilité tectonique, se produit vers -14 000/-15 000 ans, et vers -13 000 ans de manière plus locale.

La sédimentation différentielle des espèces argileuses en direction du large permet de mettre en évidence des courants perpendiculaires aux côtes et de localiser les zones d'apport privilégié. De plus, elle détermine des variations géochimiques généralement liées aux variations granulométriques.

Les minéraux argileux, en particulier les variations de la nature chimique de la chlorite, sont de bons marqueurs paléoclimatiques. Ils enregistrent nettement le passage de la dernière période glaciaire (glaciation de Fraser) au climat tempéré actuel. De plus, l'association des minéraux interstratifiés irréguliers (10-14 γ) et d'une chlorite parfois moins ferrifère permet d'apporter des renseignements sur la dynamique sédimentaire au cours des 15 000 dernières années.

Des concentrations élevées en zinc, associées à un contexte tectonique actif suggèrent la présence d'une activité hydrothermale. Mais les dosages effectués sur des éléments chalcophiles (arsenic et sélénium) ne corroborent pas cette hypothèse sans toutefois l'infirmier. Si une influence hydrothermale existe, elle est soit très locale, soit masquée par les apports détritiques d'origine continentale..

Des mouvements tectoniques verticaux sont clairement établis entre -15 000 et -14 000 ans environ et même plus récemment. Ils sont à relier au contexte géodynamique global, c'est-à-dire à la présence d'une faille transformante entre les collines de Dellwood et les monts sous-marins de Dellwood, ainsi peut-être qu'à

la présence d'un centre d'ouverture océanique dans la vallée transversale entre les monticules de Dellwood.

III. SITE 177 (FORAGES 177 et 177A, LEG 18, D.S.D.P.).

A. GENERALITES (Kulm, von Huene et al., 1973).

Le site 177 est foré au droit de la partie septentrionale de la Ride de Paul Revere par 2 000 m de profondeur (fig. 1-1, 2-1 et 5-2). Sept unités lithologiques sont décrites du Pliocène inférieur au Pléistocène :

- unité 7 (451-457 m ; Pliocène inférieur) : c'est un grès massif, constitué principalement de feldspaths (31%), quartz (24%), micas (13%) et d'argiles et/ou carbonates (21%) ;
- unité 6 (383-451 m ; Pliocène inférieur) : elle comprend des boues à nannofossiles et des argiles silteuses ;
- unité 5 (378-383 m ; Pliocène inférieur) : sill basaltique ;
- unité 4 (222-378 m ; Pliocène - Pliocène inférieur) : ce sont des turbidites sableuses et silteuses ;
- unité 3 (190-222 m ; Pliocène) : elle est constituée de silts argileux à nannofossiles ;
- unités 1 et 2 : (0-190 m ; Pléistocène - Pliocène supérieur) : ce sont des sables et silts turbiditiques à la base (unité 2 ; 62 à 190 m ; Pliocène supérieur) qui passent progressivement à des argiles silteuses au sommet (unité 1 ; 0 à 62 m ; Pléistocène).

La position du soubassement basaltique, calculée d'après les profils sismiques, se situe vers 520 m sous le fond océanique. Les études sur les diatomées, foraminifères et pollens notamment (Schrader, 1973 ; Ingle, 1973a ; Musich, 1973) permettent d'identifier les oscillations majeures de température entre le Pliocène inférieur et Pléistocène (Ingle, 1973b). Ces variations sont l'expression des migrations NS et SN des grandes masses d'eaux pacifiques (fig. 1-2). Durant tout le Pléistocène et au Pliocène supérieur (de 0 à 150 m), la température des eaux était froide, avec un réchauffement à la limite Pliocène-Pléistocène. Un maximum est décelé au niveau de la carotte 14 vers 200 m de profondeur. Les carottes 22 et 25 (280 et 385 m ; Pliocène inférieur) présentent également des faciès planctoniques d'eau tempérée (Ingle, 1973b).

B. MINERALOGIE DE LA FRACTION INFÉRIEURE A 2 μ m (Fig. 5-39).

1. Pourcentage des minéraux argileux.

Quatre types de minéraux argileux simples et trois types de minéraux interstratifiés irréguliers ou rarement réguliers se distinguent. Ce sont, par ordre d'abondance décroissante, la smectite et la chlorite, l'illite et la kaolinite pour les premiers, les édifices irréguliers de type illite-smectite (10-14_g), chlorite-smectite et chlorite-vermiculite (14-14) et illite-vermiculite (10-14_v). Ces derniers présentent parfois des réflexions bien individualisées, ils se rapprochent d'édifices interstratifiés réguliers de type illite-vermiculite : 10-14_v.

Les différents assemblages (91 échantillons au total) sont décrits de bas en haut, en fonction des unités lithologiques (tabl. 5-8), déterminées par Kulm, von Huene et al. (1973).

- unité 7 : (451 à 459,5 m : 1 échantillon, grès massif) : dominé par la chlorite (55%) et l'illite (20%), cet assemblage singulier est associé à des feldspaths et peu de quartz ;
- unité 6 : (4 échantillons, boues à nannofossiles et argiles silteuses) : deux niveaux se distinguent dans cette unité, celui juste sus-jacent à l'unité 7 à un cortège minéralogique identique à celui rencontré dans les grès (fig. 5-40), ce sont des argiles silteuses sur 80 cm. Les trois autres échantillons renferment 40 à 55% de smectite, 20 à 35% de chlorite, 10 à 15% d'illite et 5 à 15% de (14-14). Les (10-14_g) et la kaolinite sont présents à l'état de traces ou absents. Les minéraux associés sont identiques à ceux de l'unité 7. Notons que ces 3 échantillons se situent entre 384 et 389 m de profondeur, donc 60 m séparent les deux types minéralogiques ;
- l'unité 5 n'est pas étudiée, elle est constituée d'un sill basaltique ;
- unité 4 : (16 échantillons, turbidites, fig. 5-41) : le cortège argileux est dominé par la smectite (47% de moyenne) puis la chlorite (21%), l'illite (11%), les (10-14_v) (9%). Les (10-14_g) et (14-14) sont présents respectivement à l'état de traces et de 7%. La kaolinite varie de quelques pourcents à 20%. Les niveaux associés sont identiques à ceux de l'unité 6 et 7. Notons une augmentation vers le sommet de la chlorite et de l'illite alors que les (10-14_v) et la kaolinite tendent à diminuer ;
- unité 3 : (6 échantillons, argiles silteuses) : le cortège argileux est identique à celui de l'unité 4. On remarque un niveau particulier 177 A -15-5-142/144 cm ; il contient 30% de minéraux interstratifiés réguliers 10-14_v et seulement 30% de smectite.
- unité 2 (fig. 5-42) : (16 échantillons, turbidites et argiles silteuses) : la smectite est dominante (35%) mais bien moins abondante que dans les unités 6 et 4. La chlorite (28%) et l'illite (19%) sont bien représentées. Les interstratifiés irréguliers sont dominés par les (10-14_v) (9%), puis les (14-14) (5%) et les (10-14_g) (traces)

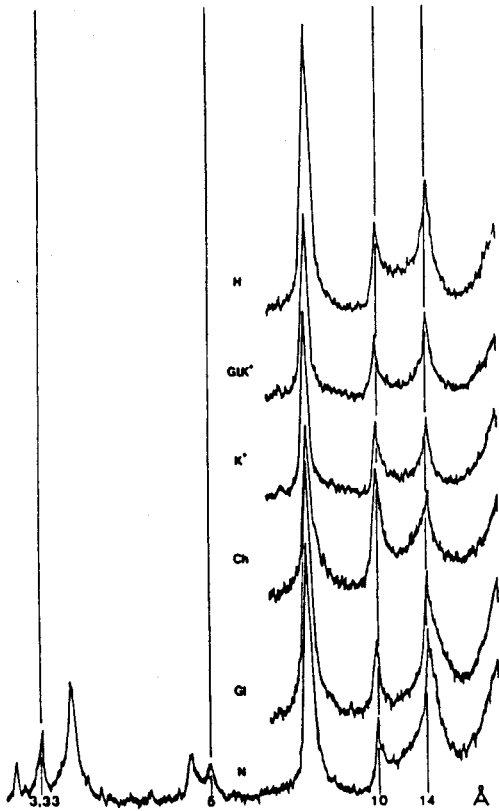


Fig. 5-40 - Diffractogramme de l'échantillon 177A - 26-1 - 46/48 (unité 6).
Légende fig. 3-5.

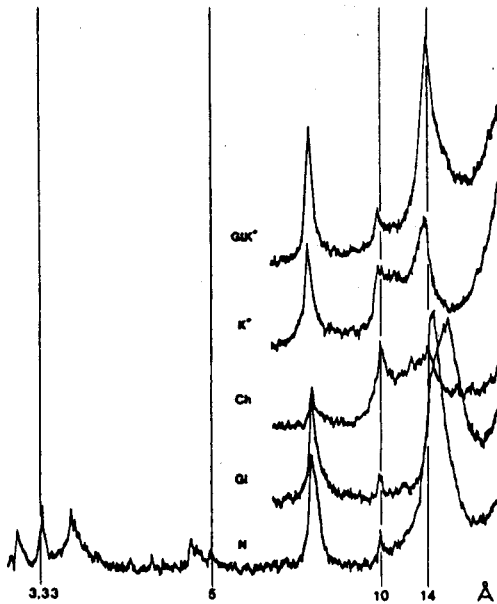


Fig. 5-41 - Diffractogramme de l'échantillon 177A - 23-3 - 46/48 (unité 4).
Légende fig. 3-5.

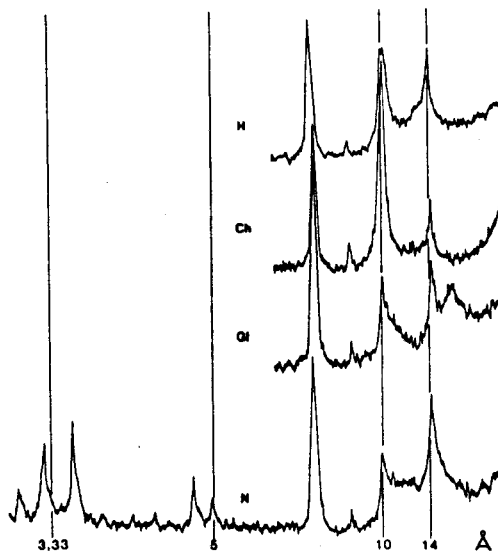


Fig. 5-43 - Diffractogramme de l'échantillon 177A - 8-6 - 108/110 (unité 2).
Légende fig. 3-5.

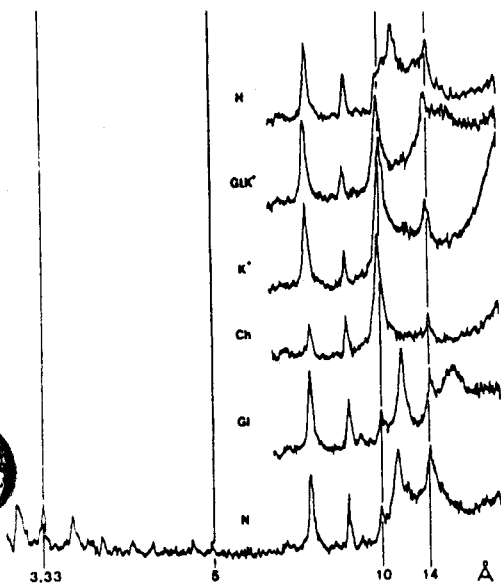


Fig. 5-42 - Diffractogramme de l'échantillon 177A 13-1 - 120/122 (unité 2).
Légende fig. 3-5.

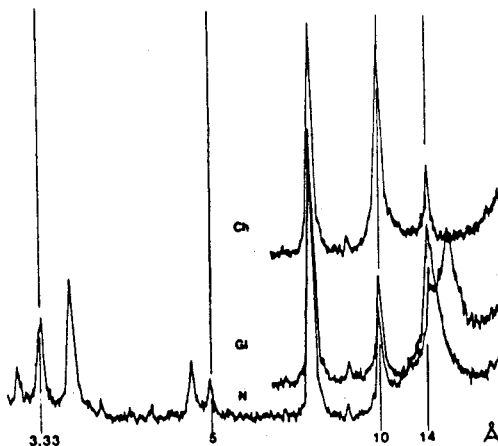
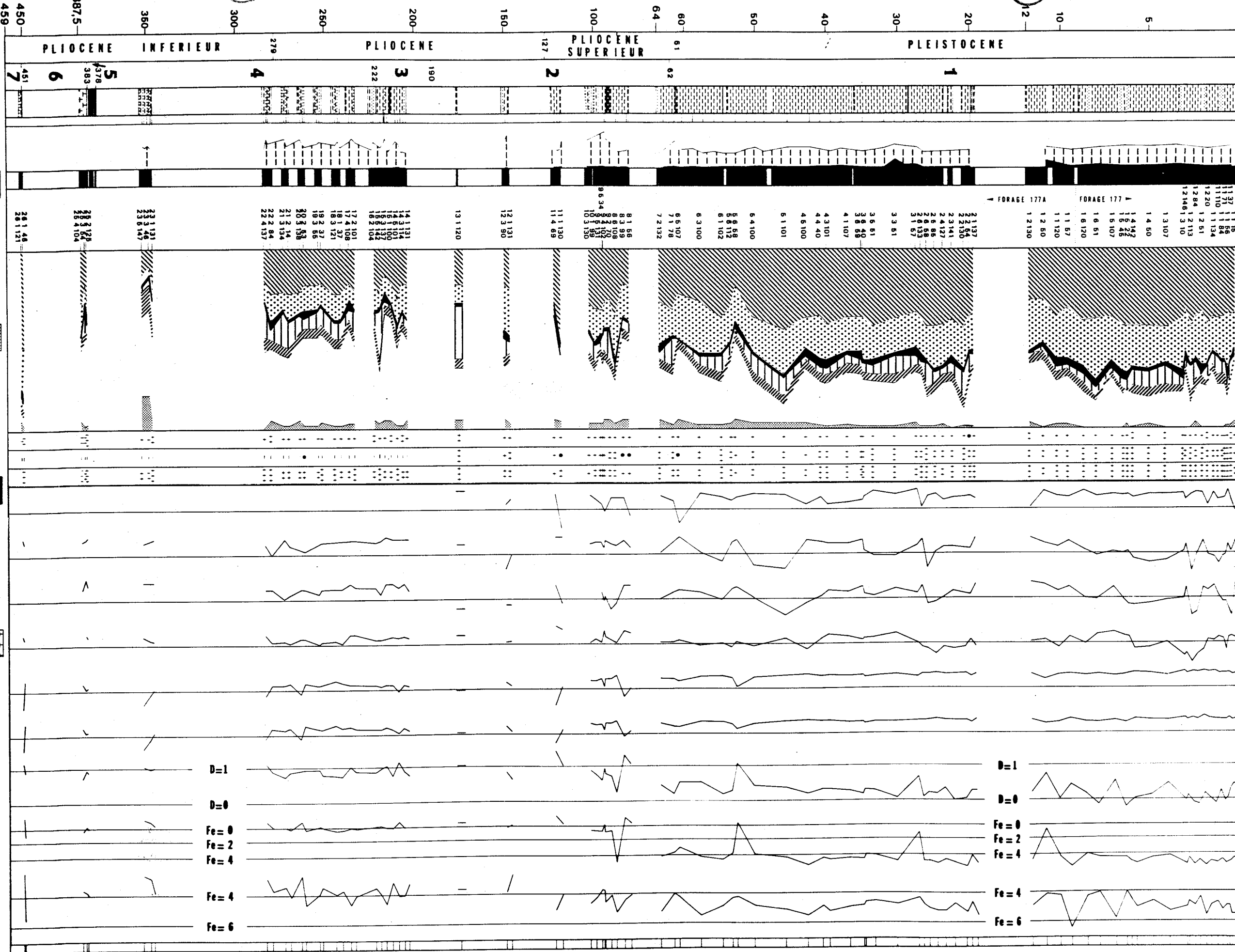


Fig. 5-44 - Diffractogramme de l'échantillon 177 -1-1 - 15/17 (unité 1).
Légende fig. 3-5.

Fig. 5-39 - Site 177 (forages 177 et 177A), Leg 18, D.S.D.P. Minéralogie de la fraction argileuse, cristallinité de l'illite et de la smectite, rapports de pics feldspaths/amphibole et des raies (001) de la chlorite. La granulométrie, les datations et le découpage en unités lithologiques sont tirés de Kulm et von Huene et al. (1973).
Remarque : pour des raisons de graphisme et de reproduction, la légende des minéraux argileux, située en haut du dessin, est différente de celle utilisée précédemment dans ce travail.

PROFONDEUR metres
AGE
UNITES
LITHOLOGIE
GRANULOMETRIE Argill 0-25 Silt 25-75 Sable 75-200
RECouvreMENT
ECHANTILLONNAGE FORAGE 177A FORAGE 177 1137 1185 1171 1188 1110 1184 1220 1251 1284 1213 12146 1310 13107 1450 14142 16272 16446 16107 1651 16120 1157 11120 1250 12130
FRACTION < 2 µm MINERAUX ARGILEUX Siltite Kaolinite 25 50 75 %
MINERAUX ASSOCIES QUARTZ AMPHIBOLE FELDSPATH
FELDSPATH AMPHIBOLE CRISTALLINITE Siltite Smectite argile 14CA 14GA 7GA 14GA+47MA 47MA 14GA 14GA+354MA 7GA+354MA 47MA 14GA 7GA 1803 0808 16 2841 66 71
CHLORITE : RAPPORTS DE PICS N Mineral O Smectite C Chlorite D=1 D=0 Fe=0 Fe=2 Fe=4 Fe=4 Fe=6



LEGENDE :
Lithologie :
argile - silt
sable, grès
basalte
boue à organismes
Minéraux associés : - absent, • traces, • peu abondant, •• abondant, ••• très abondant.

Unité	nbre éch.	profondeur en mètres	carotte	chlorite	illite	(10-14s)	(10-14v) et 10-14v	(14-14)	smectite	kaolinite	quartz	amphibole	feldspath
unité 1	49	0-61	1-A6	40 (25-45%)	24 (20-35%)	tr-5	6 (tr-15%)	5	25 (10-40%)	0-tr	+	++ à +++	+++
unité 2	16	61-184	A7-A13	28 (20-40%)	19 (10-30%)	tr	9 * (tr-30%)	5	35	tr-5	+	tr à ++	+ à +++
unité 3	6	203-222	A14-A15	22 (15-30%)	13 (10-20%)	tr	8 * (tr-30%)	5	49	tr-5	+	-	++
unité 4	16	222-288	A16-A23	21 (10-25%)	11 (5-15%)	tr (tr- 5%)	9 * (tr-20%)	7 (5-15%)	47	tr-20	+	-	+++
unité 5	0	378-384	A24-A25	B A S A L T E : sill									
unité 6	3	384-389	A25	28	13	tr	tr	8	48	tr	++	-	+++
	1	450	A26	55	25	5	5	5	tr	5	++	-	+++
unité 7	1	451	A26	55	20	5	-	10	5	5	+	-	+++

Tableau 5-8 - Caractéristiques minéralogiques de chaque unité du site 177, Leg 18, D.S.D.P. Les étoiles soulignent la présence de minéraux interstratifiés réguliers de type illite-vermiculite (10-14v).



Les minéraux associés comprennent des feldspaths et des amphiboles en quantité relativement importante, et du quartz. Le niveau 177A -13-1-1-120/122 cm (fig. 5-43) présente les mêmes caractéristiques que le niveau 177A -15-5-142/144 cm de l'unité 3. Au sein de l'unité 2, on note des fluctuations verticales du taux de (10-14_v) et de smectite. Trois zones sont plus riches en (10-14_v), elles sont séparées par des intervalles enrichis en smectite.

- unité 1 (fig. 5-44) : (48 échantillons, argiles silteuses) : dans cette unité, la chlorite domine nettement le cortège argileux (40%). L'illite et la smectite ont un pourcentage identique (environ 25%). La kaolinite est absente ou à l'état de traces. Les (10-14_g) et (14-14) sont ubiquistes (5% chacun environ). Les (10-14_v) fluctuent de traces à 15% avec une moyenne de 6%. Le quartz est toujours peu présent ; l'abondance d'amphiboles croît par rapport à l'unité sous-jacente ; le taux de feldspaths, toujours élevé, ne varie pas. Comme au sein de l'unité 2, on note la succession de zones où la concentration de (10-14_v) est importante (10 à 15%) séparées par des niveaux où ces derniers ne dépassent pas 5% du cortège total.

D'une manière générale, le pourcentage de smectite diminue du bas vers le sommet du site, tandis que celui des chlorites et illites augmente.

2. Variations verticales détaillées.

a. Cristallinité de l'illite et de la smectite.

La cristallinité de ces minéraux, exprimée respectivement en $^{\circ}2\theta$ et en ouverture angulaire (degré) sur le diagramme d'essai glycolé, varie de manière similaire dans les unités 1, 3 et 4. Des différences nettes sont observables dans l'unité 2. Plusieurs remarques peuvent être faites d'après la figure 5-39 :

- la cristallinité de la smectite est d'autant meilleure que son pourcentage est élevé ;
- les niveaux pauvres en smectite sont riches en (10-14_v) et inversement ; les plus mauvaises cristallinités sont associées à la présence de (10-14_v) ;
- pour les illites, il en va de même ; les échantillons pauvres en (10-14_v) renferment des illites bien cristallisées et inversement.

Les (10-14_v) caractérisent les premiers stades de l'hydrolyse des minéraux primaires (Millot, 1964 ; Dejou et al., 1972, tabl. 3-1). Comme ils sont associés aux illites mal cristallisées, leur présence signifierait une augmentation de l'hydrolyse à terre. L'illite bien cristallisée marquerait alors un climat froid peu hydrolysant. Dans ces niveaux, la bonne cristallinité de la smectite pourrait dépendre de son origine. Sur les coupes à terre et le plateau continental, une partie des smectites bien cristallisées, déposées sous climat froid et peu hydrolysant, proviendrait des

premiers stades d'altération de matériel basaltique (Millot, 1964 ; Moyes et al., 1974 ; Latouche, 1975 ; Parra, 1980, 1982 ; Parra et al., 1984). Dans les unités 1, 3 et 4, les smectites bien cristallisées pourraient avoir la même origine.

b. Variation de l'abondance d'amphiboles.

Les amphiboles sont abondantes dans l'unité 1, leur teneur décroît dans l'unité 2 et elles sont absentes dans les unités 3, 4, 6 et 7 (fig. 5-39). Par ailleurs, les niveaux les plus riches en amphiboles contiennent des illites et des smectites bien cristallisées et peu de (10-14_v). Dans ces échantillons, le rapport feldspaths sur amphiboles est élevé, et il est plus faible quand les (10-14_v) sont présents (fig. 5-39). D'après les séquences d'altération des minéraux (Goldich, 1938 in Millot, 1964 ; Dejou et al., 1972, § I-A-2, chap. III), les feldspaths s'altèrent plus vite que les amphiboles. Donc, les rapports élevés caractérisent les périodes climatiques à faible hydrolyse, ce qui conforte les hypothèses climatiques du paragraphe précédent.

Dans la fraction argileuse des unités 3, 4, 6 et 7, l'amphibole est totalement absente alors que les feldspaths sont relativement abondants. D'après Easterbrook (1963), Weise (1969), Carter (1970) in Scheidegger (1973), les amphiboles du site 177 proviennent du continent voisin. Selon Scheidegger et al. (1973), Zemmels et Cook (1973), aucune modification des sources terrigènes n'a eu lieu du Pliocène inférieur jusqu'à l'Actuel. Par conséquent, la disparition des amphiboles doit être due soit à une action diagénétique, soit à une hydrolyse plus intense avant le dépôt. Dans les grès et les sables du site 177, un remplacement des amphiboles par des chlorites est mis en évidence par Hayes (1973) et Scheidegger et al. (1973). Ces auteurs émettent l'hypothèse selon laquelle la disparition de l'amphibole à la base du site serait d'origine diagénétique. Sans mettre en doute cette hypothèse, il me semble que l'absence d'amphibole à la base du site 177 puisse s'expliquer par un phénomène d'hydrolyse de ces minéraux avant le dépôt. Le climat, plus chaud et hydrolysant au Pliocène, devient généralement froid et non hydrolysant au Pléistocène (§ III B-2b et III C-2, chap. V). Un climat hydrolysant déstabilise préférentiellement les feldspaths par rapport aux amphiboles (voir ci-dessus). Le stock de feldspath étant beaucoup plus abondant que celui des amphiboles dans le site 177 (Zemmels et Cook, 1973), une hydrolyse intense entraînera une forte diminution de l'abondance des feldspaths et la complète disparition des amphiboles. Cette hypothèse explique alors le comportement du rapport feldspath/amphibole de la figure 5-39 mais n'exclue pas l'existence locale de diagenèse évoquée par Hayes (1973) et Scheidegger et al. (1973).

c. Nature chimique de la chlorite (fig. 5-39).

Le caractère ferrifère des chlorites est de plus en plus prononcé de la base au sommet du site. Les chlorites à tendance ferrifère correspondent à des dépôts de climat froid et peu hydrolysant (voir significations et explications des différents rapports, § III-D-1, chap. III, III-F-3, chap. IV et début chap. V). Lors des périodes climatiques moins froides et plus hydrolysantes, leur teneur en fer décroît (Ross et Kodama, 1976). D'une manière générale, les unités 2, 3, 4 et 6 ont des chlorites peu ferrifères qui correspondent à des dépôts de climat tempéré hydrolysant. Pour l'unité 1, les chlorites ont une tendance plutôt ferrifère, donc les dépôts seraient de climat froid et peu hydrolysant. Au sein de cette unité, on remarque des variations de la tendance ferrifère des chlorites. Ces dernières correspondraient aux différentes fluctuations climatiques du Pléistocène.

3. Microscopie électronique à transmission.

Les observations ont été réalisées sur les échantillons des unités 1, 2, 3 et 6 (pl. h.t. 6 et 7).

- unité 1 : (éch. 177-1-1-71/73 cm, 1-1-100/102 cm, 1-1-134/136 cm, 1-4-50/52 cm et 1-6-51/53 cm) : les micas et les chlorites sont très abondants et de grande taille. Leurs contours, particulièrement nets, ne présentent que très rarement des petites croissances périphériques en lattes. Le fond est constitué des mêmes minéraux, associés à des particules plus fines, à contours moins nets et à morphologie variée : feuilletés enroulés, amas de fines lattes sans arrangement particulier. Ces derniers sont attribués aux smectites et aux rares interstratifiés présents. Une grande différence de taille existe entre les minéraux. Aucune variation notable n'est rencontrée entre les échantillons riches en (10-14_v) et ceux qui en sont dépourvus.

- unités 2 et 3 (niveaux 177A-13-1-120/122 cm et 177A-15-5 142/144 cm). Ces deux échantillons sont regroupés car ils contiennent le même pourcentage de minéraux interstratifiés réguliers 10-14_v et de smectite. Ce faciès est différent du précédent par la rareté de particules micacées à contour net (illite et chlorite). L'ensemble de ces particules présente des croissances en fines lattes très abondantes. Le fond de la préparation contient des amas de lattes dont un début d'organisation à 60° semble discernable sur quelques particules. Au vu de ces micrographies, il est très délicat de différencier les (10-14_v) réguliers des smectites.

- unité 3 (niveau 177A-15-3-137/139 cm) : ce niveau est étudié à des fins de comparaison avec les échantillons précédents. Son cortège minéralogique contient 60% de smectite. On note une grande abondance de particules constituées de lattes fines à arrangement fréquent à 60°. Ces particules sont formées, soit uniquement de lattes, soit d'un centre flou avec leur périphérie lattée. Dans ce dernier cas l'arrangement à 60° n'est pas toujours visible. Les rares phyllites micacées

présentent également des lattes sur leur pourtour. Ce type de faciès ressemble très fortement aux smectites lattées et mixtes décrites par Holtzapffel (1983).

- unité 6 (niveau 177A-26-1-46/48 cm) : cet échantillon à chlorites abondantes (55%) est surtout constitué de particules en planches allongées. Des formes polygonales plus rares apparaissent également. La morphologie de ces phyllites rappelle en partie celle de chlorites formées lors de diagenèse d'enfouissement qui sont surtout polygonales (Chamley et Debrabant, 1984). Hayes (1973) note l'authigenèse de chlorite dans les pores du grès sous-jacents, donc ces chlorites pourraient résulter d'une diagenèse de pore.

C. INTERPRETATIONS.

Les sédiments du site 177 sont sous dépendance des apports terrigènes (Piper, 1973 ; Scheidegger et al. ; Ingle, 1973b ; Kulm et al., 1973). Donc, les minéraux argileux proviennent également du continent (Hayes, 1973), et leur interprétation en terme de paléoclimats est envisageable. Auparavant, il faut s'assurer d'une conservation suffisante des argiles après le dépôt.

1. Modifications diagénétiques.

Localement, des indices de diagenèse sont décelés. Ce sont : 1) la présence de 55% de chlorite en planches dans deux échantillons à la base du site ; 2) les smectites lattées rencontrées dans l'unité 3 ; ces minéraux sont souvent issus de recristallisations d'anciennes smectites (par ex. Holtzapffel, 1983) ; 3) la présence de niveaux riches en minéraux interstratifiés réguliers 10-14_v.

Selon Dunoyer de Segonzac (1969), la diagenèse d'enfouissement tend à homogénéiser le cortège argileux, par la formation de chlorite et d'illite dans les zones de plus en plus profondes. Cette diagenèse se marque notamment par la disparition des smectites et des kaolinites (Dunoyer de Segonzac, 1969 ; Kisch, 1983 ; Singer et Muller, 1983). Les smectites se transforment progressivement en interstratifiés irréguliers puis réguliers pour donner de l'illite bien cristallisée (Kubler, 1966), ou des chlorites (Millot, 1964 ; Kisch, 1983). Ces dernières sont d'autant plus ferrifères que l'empreinte thermodynamique est plus marquée (Deconinck, 1984).

De bas en haut du site, les pourcentages d'illite et de chlorite augmentent, associés à une diminution de la teneur en smectite. De plus, la chlorite a un caractère ferrifère plus marqué au sommet qu'à la base du forage. Ces observations vont dans le sens inverse d'une diagenèse d'enfouissement.

La présence de smectites lattées, dans un échantillon, correspond au pourcentage le plus élevé de smectite dans tout le site. Selon Holtzapffel (1983), la formation de ce minéral se fait à bilan minéralogique probablement constant. Par conséquent,

il serait intéressant de voir, à l'aide d'études micromorphologiques complémentaires, si le cortège argileux originel n'est pas modifié. A ce stade de l'étude, et au vu de l'assemblage moyen des unités 3 et 4, les modifications minéralogiques résultantes paraissent trop faibles pour déterminer un brouillage notable de l'empreinte climatique. Par contre, la présence locale et importante de chlorites résulte d'une diagenèse importante. L'absence de faciès diagénétiques de transition entre la carotte 25 et 26, semble exclure, tout comme l'évolution générale des cortèges minéralogiques (cf. ci-dessus), l'action d'une diagenèse

d'enfouissement. Mais une diagenèse de pore est envisageable (voir ci-dessus ; Hayes, 1973). Cette diagenèse locale est forte, donc l'impact du climat est certainement altéré dans son expression minéralogique. Ceci est également le cas pour les niveaux riches en 10-14_v réguliers, mais des études complémentaires sont nécessaires pour la compréhension du phénomène. Toutefois, remarquons que ces niveaux particuliers sont associés à des sédiments plus grossiers (fig.-5-39), donc il se pourrait que ces changements soient également dus à une diagenèse de pore (?).

En résumé, bien que certains cortèges minéralogiques portent la marque d'une diagenèse intense, ces perturbations restent locales. Si dans ces niveaux, l'empreinte climatique est altérée, d'une manière générale, les modifications minéralogiques semblent faibles. Dans ce cas, une interprétation paléoclimatique des minéraux argileux dans leur ensemble est possible.

2. Interprétations paléoclimatiques.

En fonction des données bibliographiques énumérées plus haut (§ I-A et IV-C, chap. II, II-F, chap. IV et II, chap. V), des résultats paléontologiques (Schrader, 1973 ; Ingle, 1973a, b ; Musich, 1973) et des interprétations présentées ci-dessus, les grandes variations minéralogiques du site 177 sont interprétées en terme de paléoclimats. De plus, la différence d'échelle d'étude entre les carottes du secteur des collines de Dellwood et le site 177, est telle que, seule une approche paléoclimatique globale peut être tentée sur ces sédiments.

Les unités 3, 4 et 6 sont caractérisées par une smectite abondante, l'absence d'amphiboles et une chlorite non ferrifère. Cette association minéralogique marque le dépôt de climat tempéré à chaud et hydrolysant (voir § III-B-2, chap. V).

Dans l'unité 2, les pourcentages d'illite et chlorite augmentent et celui de smectite diminue : les minéraux associés contiennent des amphiboles. Ceci traduit l'installation d'un climat plus frais et moins hydrolysant que précédemment.

De la base au sommet de l'unité 1, les teneurs en illite et chlorite augmentent

encore et inversement pour la smectite. Les chlorites sont à tendance plutôt ferrifère. Les feldspaths et les amphiboles sont très abondants. Le climat devient globalement froid et peu hydrolysant. Dans cette unité, plusieurs intervalles contiennent des (10-14_v). Ils sont associés à des faibles pourcentages en smectite, un rapport feldspath sur amphibole plus faible que la moyenne et des illites et smectites moyennement cristallisées. Ces intervalles caractériseraient les périodes interglaciaires au cours du Pléistocène. Notons l'absence, au sommet du site, de marqueur minéralogique du climat tempéré moderne. Ceci peut être dû à la perte des couches les plus récentes durant le forage ; cette absence est également notée lors des études faunistiques (Ingle, 1973a ; Schrader, 1973).

D. GEOCHIMIE.

Quatre analyses géochimiques sont réalisées sur les dépôts les plus récents (carotte 1 ; tabl. 5-9). Elles montrent de grandes similitudes avec celles effectuées sur le plateau continental et dans le secteur des collines de Dellwood (fig. 5-45). Les seules différences sensibles s'observent par le rapport de l'unité minéralogique supérieure du secteur de Dellwood. Les sédiments de surface du site 177 sont moins riches en Ni, Cu, Cr et Li et plus concentrés en CaO, Sr, Mn et Pb. Ces différences seraient dues à des variations granulométriques et à une diagenèse post-sédimentaire faible (voir § I-F-2 et II-D, chap. V). Cela confirme les interprétations paléoclimatiques, à savoir que l'unité 1 (son sommet) du site 177 correspond aux périodes généralement froides du Pléistocène. Elle serait corrélable à l'unité inférieure du secteur des collines de Dellwood, elle-même peu différente des sédiments grossiers du plateau continental.

E. CONCLUSIONS.

L'analyse de la fraction argileuse des forages 177 et 177A du Leg 18 (D.S.D.P.) permet d'aborder la question de l'influence des climats plio-pléistocènes sur les variations minéralogiques.

Une diagenèse locale, parfois intense, affecte : 1) les niveaux de base du site ; elle a pour effet de modifier considérablement le contenu argileux originel et permet le développement de grandes chlorites parfois polygonales ; 2) deux niveaux des unités 2 et 3 présentent des concentrations élevées en minéraux interstratifiés réguliers de type illite-vermiculite. De faibles modifications diagénétiques sont également observables dans l'unité 3, par le développement de smectites lattées.

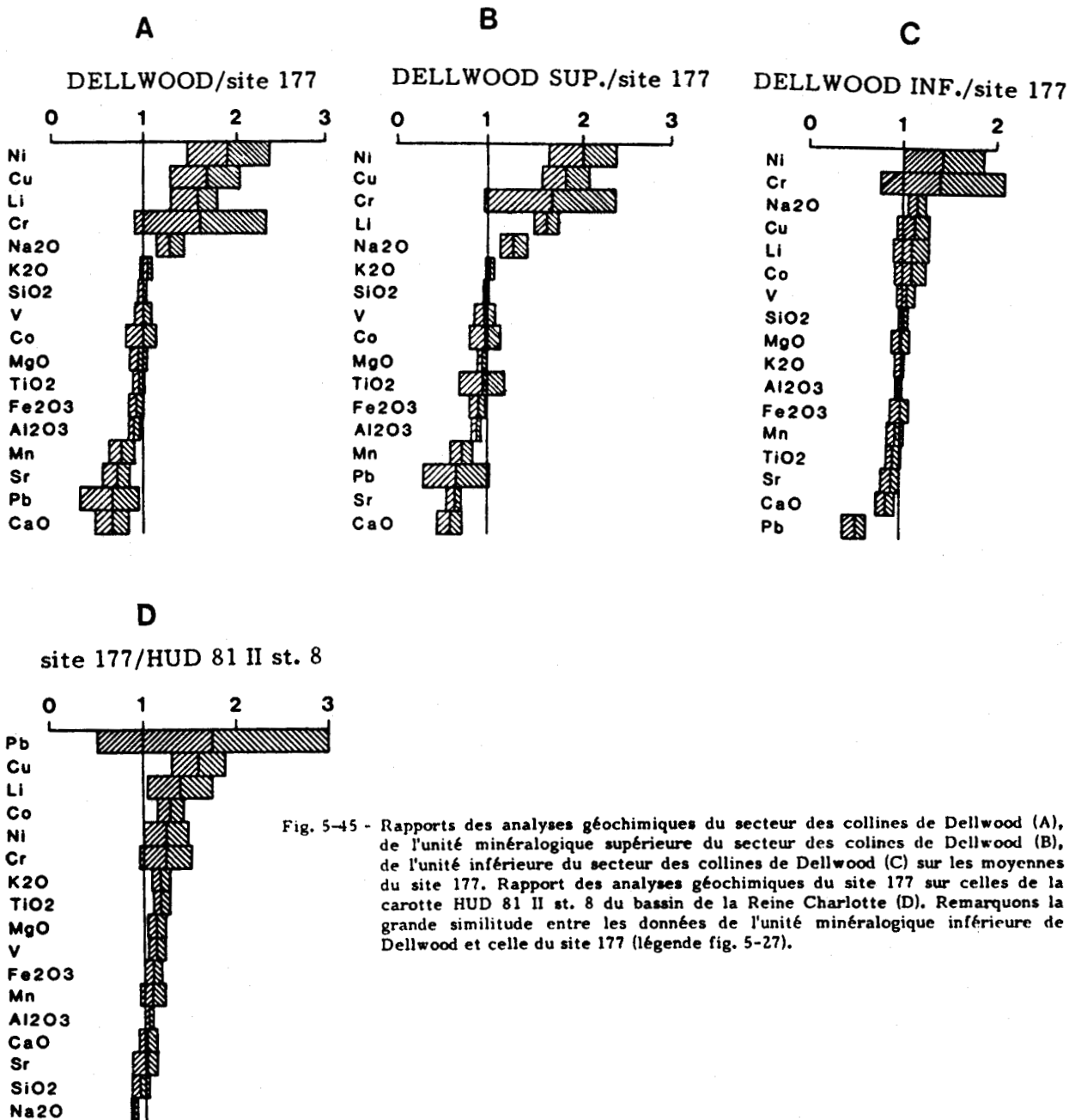


Fig. 5-45 - Rapports des analyses géochimiques du secteur des collines de Dellwood (A), de l'unité minéralogique supérieure du secteur des collines de Dellwood (B), de l'unité inférieure du secteur des collines de Dellwood (C) sur les moyennes du site 177. Rapport des analyses géochimiques du site 177 sur celles de la carotte HUD 81 II st. 8 du bassin de la Reine Charlotte (D). Remarquons la grande similitude entre les données de l'unité minéralogique inférieure de Dellwood et celle du site 177 (légende fig. 5-27).

Ces variations ont un caractère très local ou paraissent trop faibles pour déterminer un brouillage notable de l'empreinte climatique.



Durant le Pliocène le climat était généralement chaud et humide, les minéraux ont subi une hydrolyse intense.

Les niveaux de transition plio-pléistocènes sont marqués par une hydrolyse plus faible et un climat plus frais.

Le Pléistocène est globalement caractérisé par des périodes climatiques froides et peu hydrolysantes qui sont à relier avec les glaciations quaternaires. Elles sont individualisées par des dépôts de climat plus hydrolysant et plus tempéré qui seraient les interstades glaciaires.

nbre éch.	%										ppm						
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	Sr	Mn	Li	Ni	Cr	Co	Cu	Pb	V
177-1-1-15/17	49,00	15,04	6,78	7,06	3,24	3,80	1,87	0,69	379	721	33	46	76	19	36	30	140
177-1-1-56/58	59,00	16,40	6,27	5,55	2,88	3,63	1,63	0,69	505	863	21	28	57	17	25	90	120
177-1-1-134/136	52,00	16,63	7,65	5,33	3,55	3,91	2,00	0,83	379	978	35	40	42	22	38	25	150
177-1-2-113/115	58,70	16,59	7,12	5,43	3,33	3,75	1,82	0,75	484	894	23	33	58	20	35	30	140
Moyenne	54,68	16,17	6,96	5,84	3,25	3,77	1,83	0,74	436	864	28	36	58	19	33	43	137
Ecart-type	4,98	0,76	0,58	0,82	0,28	0,12	0,15	0,07	67	107	7	7	13	2	5	30	12

Tableau 5-9 - Analyses géochimiques du site 177, Leg 18 D.S.D.P.



IV. LE SECTEUR DISTAL : SITES END 77-26 et 29.

Afin d'étendre géographiquement l'approche paléoclimatique entreprise, deux carottes de 5,99 m et 2,09 m sont étudiées au large des collines de Dellwood et de la ride de Paul Revere. Elles sont décrites par Tiffin et al. (1978) et Bornhold et al. (1981) et analysées géochimiquement par Bornhold et al. (1981). Après une rapide description lithologique, les cortèges argileux seront analysés. En raison des similitudes minéralogiques qui existent entre ces carottes et celles déjà étudiées, les descriptions seront limitées aux traits marquants. La carotte END 77-26, plus simple, tiendra lieu de référence.

A. CAROTTE END 77-26 (localisation fig. 1-1).

1. Généralités.

Le site de carottage est localisé à 290 km au SW des collines de Dellwood. Huit unités lithologiques sont décrites de bas en haut (Bornhold et al., 1981) :

- unité 8 (188 à 209 cm) : lutite à foraminifère gris olive clair, compacte ;
- unité 7 (149 à 188 cm) : lutite grise, non compacte, légèrement silteuse ;
- unité 6 (103 à 149 cm) : lutite silteuse gris-brun clair à laminations brun-gris à 113, 124, 132-139, 141 et 148 cm, compacte, foraminifères abondants, contact basal graduel ;
- unité 5 (72 à 103 cm) : lutite grise à gris olive compacte, niveau gris sombre à 100-103 cm, contact basal brutal ;
- unité 4 (52 à 72 cm) : lutite silteuse gris clair, foraminifères abondants, contact basal brutal ;
- unité 3 (11,5 à 52 cm) : lutite brun foncé rougeâtre au sommet et brun gris, plus compacte à la base, contact basal brutal ;
- unité 2 (3 à 11,5 cm) : lutite marron, non compacte, contact basal brutal ;
- unité 1 (0 à 3 cm) : lutite brun rougeâtre foncé, non compacte, foraminifères abondants, contact basal brutal.

Des teneurs importantes de Mn, Zn, Cu et Ni existent de 1 à 12 cm.

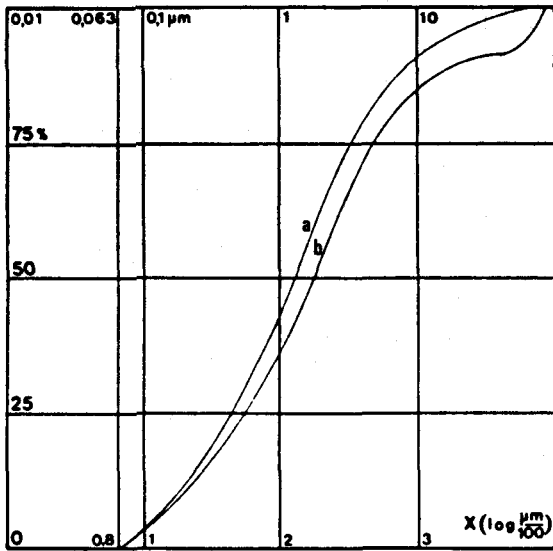


Fig. 5-46 - Courbes granulométriques cumulatives de la carotte END 77-26.

La courbe a correspond aux niveaux 11/13, 30/33, 52/54, 180/182, et 200/202 ; la courbe b correspond aux niveaux 62/65, 100/102 et 128/130.

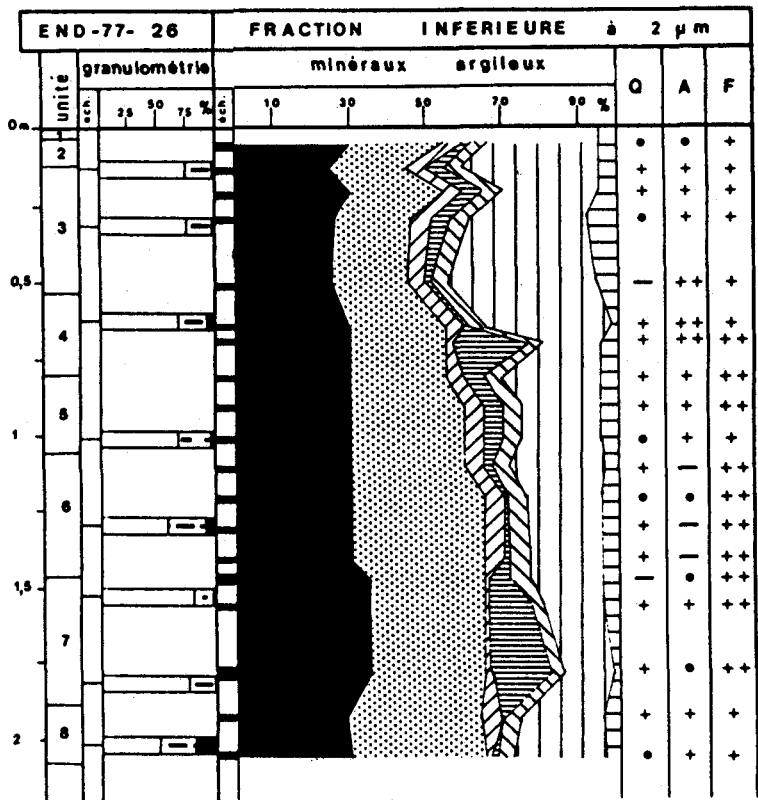


Fig. 5-47 - Minéralogie de la fraction argileuse et granulométrie de la carotte END 77-26.



2. Granulométrie.

Il s'agit d'argiles silteuses à courbes granulométriques cumulatives unimodales (fig. 5-46). L'indice de classement de Trask (S_o) augmente de 3,3 à 3,9 de 13 à 65 cm de profondeur, puis il est faible (3,2) jusqu'à 150 cm ; il redevient élevé à 180 cm (4,06) pour atteindre 5,45 à 200 cm. D'après Trask (1930 in Berthois, 1975), les sédiments sont classés normalement entre 2,5 et 3,5, assez bien classés jusqu'à 4,5 et mal classés après 4,5.

3. Minéralogie de la fraction inférieure à $2\mu m$ (fig. 5-47).

Les assemblages argileux sont identiques à ceux rencontrés dans les autres sédiments océaniques. Ils sont composés de 30% de chlorite (25 à 35%), de 27% d'illite (20 à 35%), de 25% de smectite (15 à 40%) et de 5% de kaolinite pour les minéraux simples. Les interstratifiés irréguliers (10-14_s) et (14-14) sont ubiquistes (5% chacun). Les (10-14_v) varient de traces à 20%. Ces derniers édifices sont localisés à deux niveaux égaux de 60 à 80 cm et de 150 à 180 cm. Les minéraux associés sont par ordre d'abondance décroissante, les feldspaths, les amphiboles et le quartz.

De bas en haut, une diminution du taux d'illite est accompagné d'une augmentation du pourcentage de smectite. Les zones contenant le plus de (10-14_v) sont riches en chlorite et pauvres en smectite. Les niveaux les moins bien classés, correspondent généralement aux intervalles riches en (10-14_v). Entre 0,5 et 1,60 m, les minéraux associés sont abondants.

4. Microscope électronique à transmission (pl. h.t. n° 8).

Trois niveaux sont étudiés, il s'agit des intervalles 12-14 cm, 68-70 cm et 100-102 cm. Les chlorites et illites sont bien conservées dans les niveaux 68/70 cm et 100/102 cm (contours généralement nets, surtout dans le niveau médian) ; ailleurs elles présentent de nombreuses petites baguettes qui semblent croître à partir de leur périphérie. Ces particules ont des tailles variées, de 3 à 0,3 μ m.

D'autres particules de grande taille ont l'aspect floconneux de smectites banales. Dans les tailles inférieures à 1 μ m, on retrouve les particules micacées et les smectites floconneuses associées à des particules composées d'un enchevêtrement de fibres. Par comparaison avec les résultats obtenus pour le site 177, ces minéraux peuvent être attribués soit aux smectites, soit aux 10-14_v (éch. 68-70 cm). En plus des minéraux argileux, des particules de silice biogène en partie dissoute sont observées. On note particulièrement la grande taille de certaines smectites par rapport aux chlorites et micas, ainsi que l'abondance de fines lattes, associées ou non aux grosses particules. Ces lattes rappellent le faciès de type de smectites mixtes, centre flou et bordures lattées, décrit par Holtzapffel (1983).

5. Nature chimique de la chlorite (fig. 5-48).

Les rapports $I(001)_{ch}/I(001)_{gl}$, $I(001)/I(002)$ et $(I(001) + I(003))/I(002)$ indiquent que la chlorite a une tendance ferrifère marquée entre les niveaux 70 cm et 180 cm (Caillère et al., 1982 ; Thiry et al., 1983). Au sommet et à la base, elle est plutôt alumino-magnésienne.

Le degré d'asymétrie de la chlorite (rapport $I(003)/I(001)$) est proche de 1 au sommet et à la base du site. Cela indique un déficit de fer dans le feuillet brucitique par rapport au feuillet mica. Dans la partie médiane, le degré d'asymétrie est proche de 0. A partir des rapports $(I(002) + I(004))/(I(001) + I(003))$ et $(I(002) + I(004))/I(003)$ et des corrections d'intensité des raies d'ordre impair, quand le degré d'asymétrie est différent de 0 (voir chap. II, méthodes d'études), le nombre d'atomes de fer de la structure est calculé. Au sommet du site, il est faible, dans la partie médiane il est supérieur ou égal à 4, tandis qu'à la base il varie de 0 à 4 pour le premier rapport et de 3 à 6 pour le second.

6. Interprétation.

L'origine du cortège argileux, de par sa nature proche des autres sédiments océaniques, est essentiellement détritique. Les petites croissances minérales et les lattes, plus abondantes que dans les sédiments du secteur des collines de Dellwood,

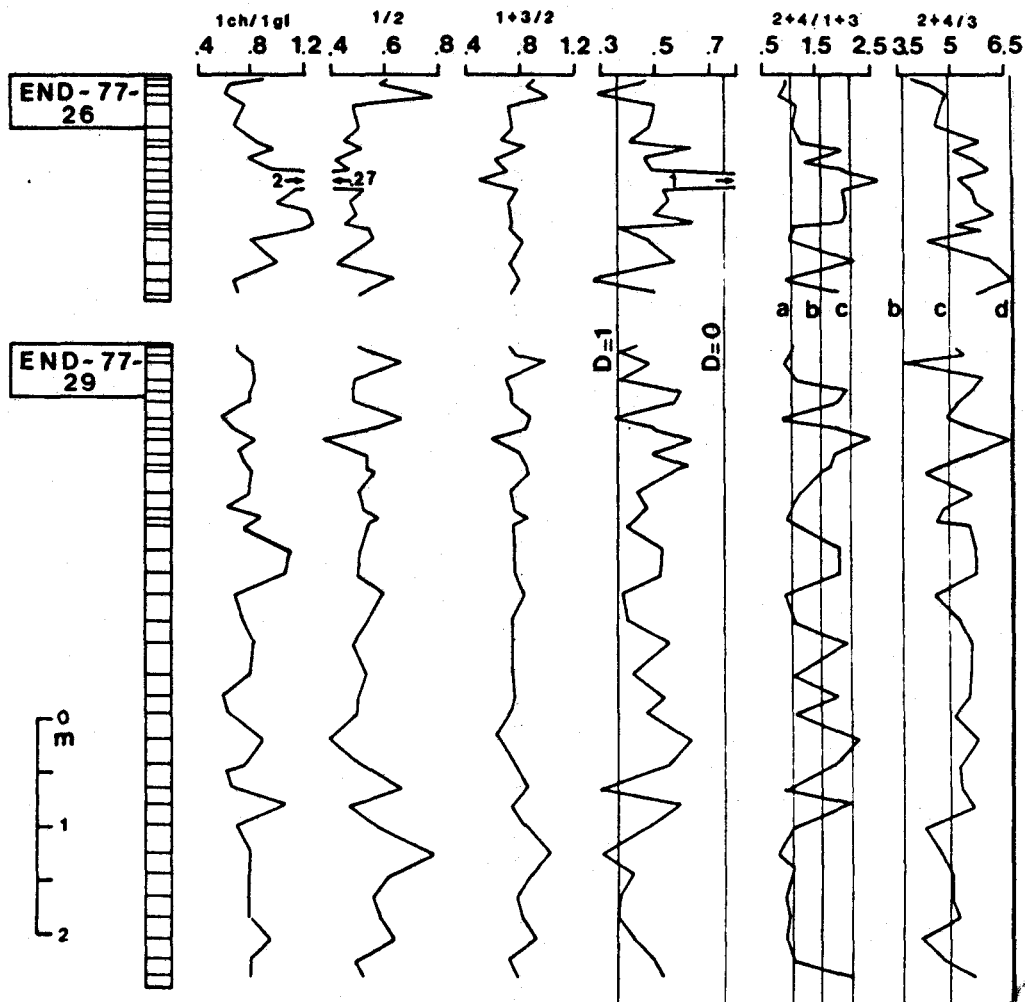


Fig. 5-48 - Rapport de pic de la chlorite pour les carottes du secteur océanique distal. 1ch = I(001), pic à 14 Å mesuré sur l'essai chauffé; 1gl = I(001), pic à 14 Å mesuré sur l'essai glycolé; 2 = I(002), pic à 7 Å mesuré sur l'essai glycolé; 3 et 4 = I(003) et I(004), respectivement pics à 4,7 et 3,54 Å mesurés sur l'essai naturel. D est le degré d'asymétrie de la chlorite a, b, c et d sont le nombre d'atomes de fer des couches octaédriques du minéral, respectivement Fe égal 0, 2, 4 et 6.

ne semblent pas perturber de façon significative le cortège argileux. L'interprétation en termes paléoclimatiques est ainsi envisageable.

Comparés aux résultats antérieurs, plusieurs épisodes climatiques peuvent être déduits des analyses lithologiques et minéralogiques.

- 209 à 180 cm (unité 8) : les pourcentages de chlorite et illite sont forts, la smectite en quantité moindre ; les minéraux associés sont peu représentés, le sédiment est fin. La nature chimique de la chlorite n'est pas clairement ferrifère. Ceci caractériserait la fin du dernier interstade glaciaire lors de l'avancée des glaces sur le continent. Le climat serait tempéré frais et moyennement hydrolysant.
- 180 à 150 cm (unité 7) : les teneurs en (10-14_v) augmentent rapidement, celles de smectites diminuent ; les chlorites sont à tendance plutôt ferrifère ; les minéraux associés à la fraction fine sont légèrement plus abondants ; les sédiments sont parfois grossiers et mal classés. Ces dépôts seraient de climat plus frais que précédemment et peu hydrolysant, ils correspondraient à la fin de l'avancée glaciaire avec des décharges sédimentaires importantes (Clague, 1981).

- 150 à 80 cm (unités 6 et 5) : les (10-14_v) disparaissent ; les chlorites sont ferrifères, les minéraux associés sont moyennement abondants. Les sédiments, constitués de silts, présentent des laminations. Les dépôts dateraient de la dernière glaciation avec un climat froid et non hydrolysant.
- 80 à 60 cm (unités 5 et 4) : le pourcentage de (10-14_v) augmente de nouveau, et les sédiments sont grossiers et mal classés. Ce serait la conséquence des décharges sédimentaires importantes associées à une hydrolyse faible, lors de la déglaciation.
- 60 à 0 cm (unités 3,2 et 1) : le pourcentage de smectite augmente fortement, ceux d'illite et de chlorite diminuent, ainsi que l'abondance des minéraux associés. Les sédiments sont fins. La chlorite devient alumino-magnésienne. Ces phénomènes prouvent l'installation du climat tempéré moderne hydrolysant. Ils sont directement corrélables aux données recueillies dans le secteur des collines de Dellwood.

En résumé, d'après les données chronologiques du Quaternaire (Alley, 1979 ; Clague, 1981), trois zones paléoclimatiques sont proposées le long de la carotte :

- 209 à 150 cm environ : les derniers stades de l'avancée glaciaire ;
- 150 à 75 cm : dernière période glaciaire (de -20 000 à -10 000 ans) ;
- 75 à 0 cm : l'installation progressive du climat tempéré (de -10 000 ans à l'Actuel).

Le taux moyen de sédimentation, calculé d'après la position du dernier maximum glaciaire est de l'ordre de 6 à 10 cm/1 000 ans. Le taux de sédimentation est plus de deux fois inférieur à celui estimé dans le secteur des collines de Dellwood, ce qui s'accorde avec l'éloignement géographique du site END 77-26 par rapport à la côte.

B. CAROTTE END 77-29.

1. Lithologie.

De la base vers le sommet, huit unités lithologiques sont décrites (Bornhold et al., 1981) :

- unité 8 (589,5 à 534,5 cm) : boue compacte à foraminifères gris brun clair ;
- unité 7 (534,5 à 203,5 cm) : lutite gris olive, compacte, foraminifères rares à fréquents, terriers remplis de boues à diatomées et à foraminifères à 408 et 523,5 cm, contact basal franc ;
- unité 6 (203,5 à 128,5 cm) : lutite à foraminifères gris clair à brun gris, compacte, contenant des niveaux silteux de 1 cm d'épaisseur à 137, 140, 145 et 152 cm ;

les quarante derniers centimètres sont granuleux ; le contact basal est graduel ;

- unité 5 (128,5 à 82,5 cm) : lutite compacte, les 23 cm supérieurs sont gris olive, les 15 suivant gris olive clair et la base est brun gris sombre, l'abondance des silts est variable, elle est maximale dans les 15 cm gris olive clair, le contact basal est franc ;
- unité 4 (82,5 à 71 cm) : lutite légèrement compacte grise sans foraminifère, le contact basal est franc ;
- unité 3 (71 à 27 cm) : lutite légèrement compacte gris olive, à foraminifères abondants, granuleuse, contact basal graduel ;
- unité 2 (27 à 2 cm) : boues gris clair à foraminifères et diatomées, non compactes, granuleuses, contact basal graduel ;
- unité 1 (2 à 0 cm) : lutite silteuse brun jaunâtre foncé, non compacte, foraminifères abondants, contact basal franc.

2. Granulométrie.

Il s'agit d'argiles silteuses. Les courbes granulométriques cumulatives (fig. 5-49) sont unimodales sauf pour le niveau 563/565 cm. L'indice de Trask indique un classement normal à l'exception des horizons 82-84 et 163-165 cm qui sont assez bien classés (d'après Trask, 1930 *in* Berthois, 1975). Remarquons que le niveau le moins bien classé 163-165 ($S_o = 4,1$) est constitué d'une boue à foraminifères comme le niveau de base de la carotte 26 (voir ci-dessus).

3. Minéralogie des argiles (Fig. 5-50).

L'assemblage moyen ressemble à celui du site END 77-26. Il est dominé par la chlorite (30%), puis l'illite (30%) et la smectite (26%). Les minéraux interstratifiés irréguliers (10-14_s) et (14-14) sont ubiquistes (5% chacun). Les (10-14_v) varient de traces à 10%. Le pourcentage de kaolinite est faible (traces à 5%). Les minéraux associés sont identiques à ceux de la carotte 26. Le long de la carotte (fig. 5-50), on note de faibles variations du cortège argileux. Toutefois certaines zones, comme au site 26, présentent des concentrations élevées de (10-14_v), surtout dans les 2/3 inférieurs.

4. Nature chimique de la chlorite (fig. 5-48).

Sans reprendre les détails de la description (voir § IV-A-5) et simplement au vu des rapports $I(003)/I(001)$ et $(I(002) + I(004))/I(001) + I(003)$, trois zones principales sont différenciées sur cette figure : de 00/02 à 35/37 cm, de 45/47 à 433/435 cm

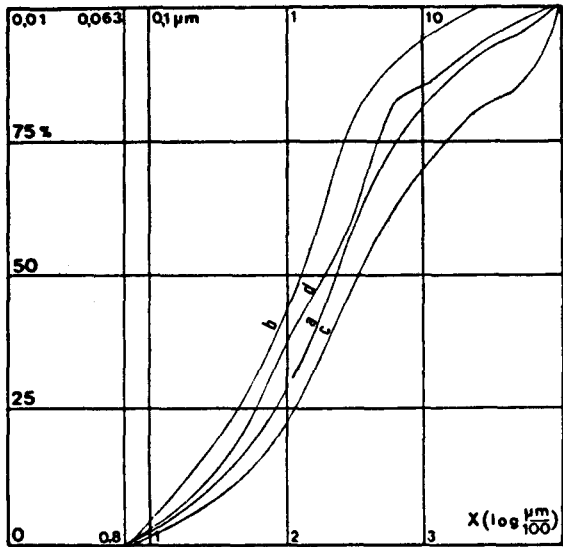


Fig. 5-49 - Courbes granulométriques cumulatives de la carotte END 77-29. La courbe a correspond au niveau 12/14 ; b : 33/35, 82/84, 121/123, 230/232, 288/290, 359/361, 417/419, 507/509 ; c : 163/165 et d : 563/565. Le niveau de base est constitué de sédiments plurimodaux.

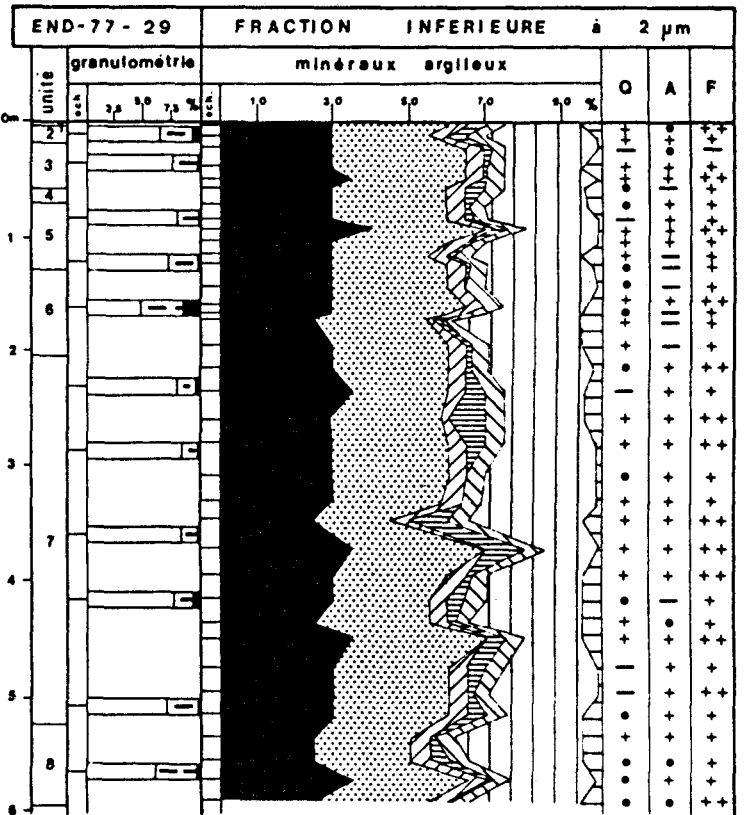


Fig. 5-50 - Minéralogie de la fraction argileuse, et granulométrie du site END 77-29.

et de 588/590 à 453/455 cm. Les zones sommitale et basale présentent les mêmes caractéristiques : un degré d'asymétrie proche de 1 et un nombre presque nul d'atomes de fer dans la structure. La zone médiane se distingue par des fluctuations importantes de ces rapports, mais la chlorite est généralement à tendance ferrifère. En prenant en compte les variations similaires affectant plusieurs échantillons les uns à la suite des autres, trois zones peuvent être différenciées de 45/47 à 120/122 cm, de 193/195 à 213/215 cm et de 278/280 à 433/435 cm. Ces zones sont séparées par deux intervalles où la chlorite est peu ou pas ferrifère.

5. Comparaison des données du rapport $(I(002) + I(004))/(I(001) + I(003))$ de la chlorite et des données isotopiques $^{18}O/^{16}O$ le long de la carotte END 77-29.

La figure 5-51 présente les résultats isotopiques de l'oxygène obtenus sur des tests de *Globigerina bulloïdes* à partir de 126 échantillons prélevés le long de la carotte END 77-29 (Al-Aasm, 1985). Les valeurs s'échelonnent entre + 1,5 et 4,73%. A partir de ces données, l'auteur détermine plus de 8 cycles glaciaire-interglaciaire successifs. Par ailleurs, il admet comme postulat que le taux de sédimentation est d'environ 2 cm/1 000 ans, les sédiments à la base du site datent alors de -290 000 ans.

J'ai repris les données initiales (fig. 5-51A) pour présenter une interprétation (fig. 5-51B). La mise en correspondance des données isotopiques (fig. 5-51A) et minéralogiques (fig. 5-51C) permet de proposer une corrélation (fig. 5-51B et D).

Pour le rapport de la chlorite, les périodes humides sont caractérisées par

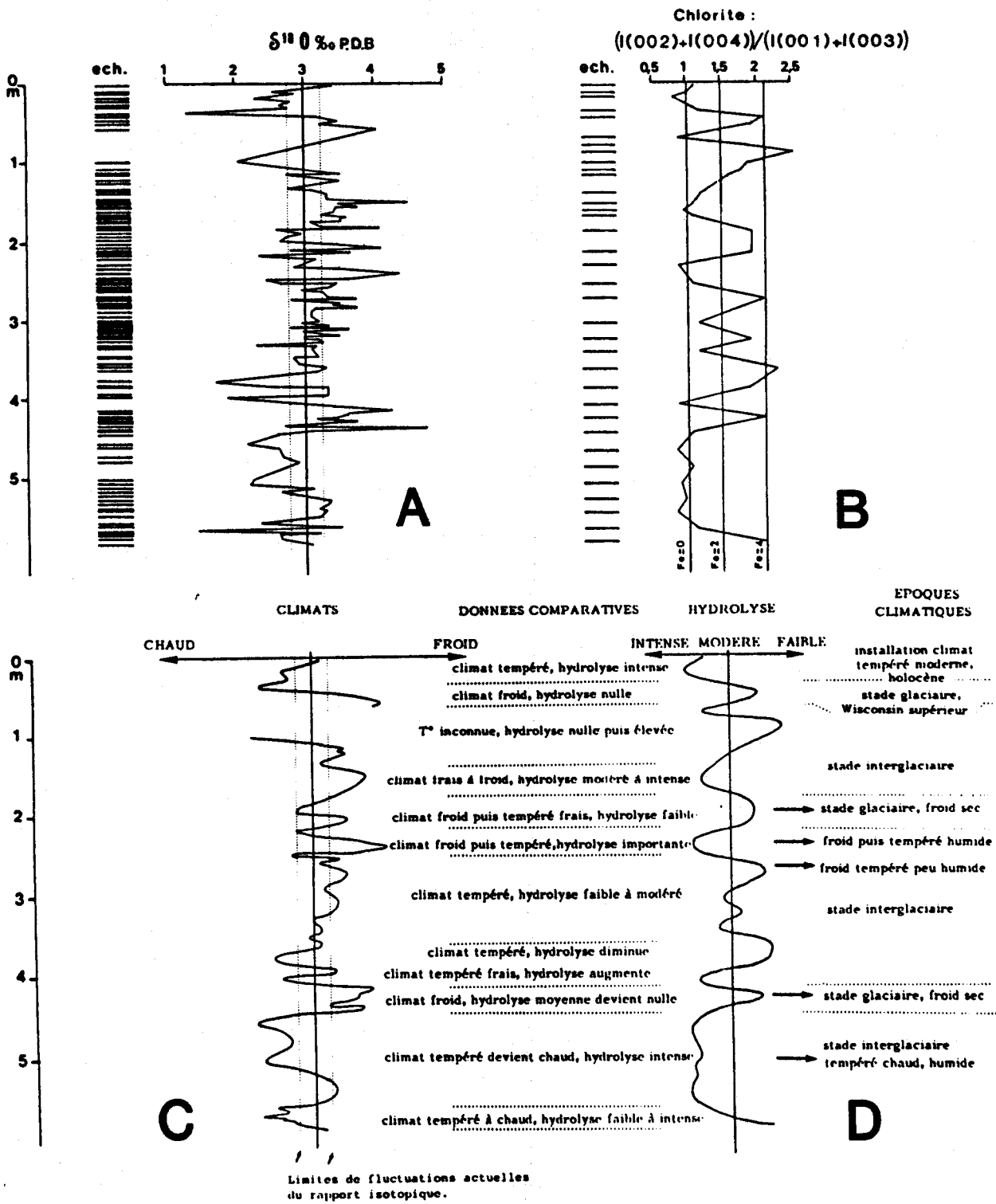


Fig. 5-51 - Comparaison des données des isotopes de l'oxygène : A (d'après AlAasm, 1985) et du rapport des pics $(I(002) + I(004)) / (I(001) + I(003))$ de la chlorite : B (fig. 5-48). C et D : interprétations et hypothèses climatiques en fonction des graphes A et B. La comparaison des graphes C et D permet de proposer l'existence d'au moins trois périodes glaciaires dont celle du Wisconsin supérieur. Elles sont séparées par des époques climatiques tempérées plus hydrolysantes. Ces propositions n'ont qu'une valeur ponctuelle en raison du faible nombre d'analyses minéralogiques.



une tendance alumino-magnésienne du minéral, les périodes non hydrolysantes par des minéraux ferrifères.

La maille lâche de l'échantillonnage ne permet pas d'aborder le détail des successions paléoclimatiques. Toutefois, trois périodes froides peu à pas hydrolysantes sont reconnues, il s'agit vraisemblablement de stades glaciaires (intervalles 440-420 cm, 210-200 cm et 60-40 cm). L'intervalle 60-40 cm correspondrait à la dernière glaciation, équivalent à la glaciation de Fraser sur les coupes à terre. Ces périodes froides et sèches sont séparées par des intervalles climatiques chaud à tempéré-frais durant lesquelles l'hydrolyse est généralement importante (Fig. 5-51). L'intervalle 0-40 cm caractériserait l'installation du climat tempéré proche de l'actuel.

En résumé, les deux courbes (fig. 5-51C et D) présentent des variations de signification voisine où les périodes glaciaires semblent bien s'individualiser. A partir de ces données, le taux de sédimentation pour la période récente, calculé d'après un dernier maximum glaciaire daté de -15 000 ans (Prest, 1974 ; Clague, 1981) est de l'ordre de 2 à 4 cm/1 000 ans. La comparaison effectuée, dans le paragraphe 2 avec la carotte 26, sur les niveaux mal classés à lithologie identique, confirmerait indirectement l'hypothèse paléoclimatique des deux intervalles supérieurs de la carotte END 77-29. Par ailleurs, l'interprétation du cortège minéralogique est identique à celui envisagé pour la carotte END 77-26.

C. CONCLUSIONS.

Les analyses granulométriques et minéralogiques, associées aux données isotopiques de l'oxygène permettent de présenter des hypothèses quant aux paléoclimats terrestres régnant lors du dépôt des sédiments des sites END 77-26 et 29.

La carotte 26 montre la succession nette de sédiments déposés au cours de la dernière avancée glaciaire, de l'intervalle glaciaire de Fraser et de la période post-glaciaire avec la mise en place du climat tempéré actuel.

Pour la carotte 29, trois fois plus longue, il semble que l'on puisse déterminer la succession de trois intervalles glaciaires séparés par des périodes interglaciaires.

Ces hypothèses conduisent à estimer le taux de sédimentation pour la partie supérieure de chaque carotte. Pour le site 26, il serait de l'ordre de 6 à 10 cm/1 000 ans et de 2 à 4 cm/1 000 ans pour le site 29. Cette différence pourrait résulter de la situation géographique du site 29 qui se trouve protégé par une chaîne de monts sous-marins parallèle à la côte (fig. 1-1).

V. COMPARAISONS DES CORTEGES ARGILEUX DU SECTEUR DES COLLINES DE DELLWOOD ET DES SITES END 77-26 et 29.

Bien que les sédiments analysés présentent en moyenne des lithologies et des granulométries identiques, on note des variations quantitatives du pourcentage de la smectite et de l'illite assez significatives entre les sédiments de surface du secteur des collines de Dellwood et ceux des sites END 77-26 et 29. De la côte vers le large, le pourcentage d'illite augmente (15, 23 et 30%) tandis que celui de la smectite diminue (45, 30 et 26%). Différentes hypothèses sont envisagées pour comprendre ce phénomène.

A. TAILLE RESPECTIVE DES MINERAUX.

En fonction de la taille et de la portance des particules, les premiers minéraux qui sédimentent sont les kaolinites, chlorites et illites, puis les smectites (Whitehouse et al., 1960 ; Chamley, 1971 ; Gibbs, 1977 et Orsolini et Chamley, 1980 ...). D'après les analyses micromorphologiques et minéralogiques de la fraction inférieure à $8\mu\text{m}$ (fig. 5-25), les particules illitiques, qui ont une faible portance par rapport aux smectites, sont généralement de plus grande taille que les particules smectitiques. Par conséquent, la sédimentation différentielle des particules par tri granulométrique n'est pas responsable des variations observées.

B. PRODUCTION DE SMECTITES DANS LE SECTEUR DES COLLINES DE DELLWOOD.

Dans des environnements hydrothermaux et/ou volcaniques, la néoformation de smectite peut occasionner des perturbations dans les assemblages détritiques originels (Hoffert et al., 1978 ; Karpoff et al., 1980 ...). Des activités volcaniques récentes se sont produites dans le secteur des collines de Dellwood et des traces d'hydrothermalisme sont peut-être envisageables. Mais, les analyses micromorphologiques ont montré que la très grande majorité des smectites ne présente pas de faciès volcano-hydrothermal. Par ailleurs, les assemblages argileux du plateau continental sont peu différents de ceux du secteur des collines de Dellwood. Donc, les différences quantitatives observées entre les sédiments proximaux et distaux, ne sont pas dues à une production de smectite dans le secteur des collines de Dellwood.

C. MODIFICATIONS MINERALES POST-SEDIMENTAIRES.

Peu de particules lattées sont rencontrées dans le secteur des collines de Dellwood, elles sont également en faible quantité mais plus nombreuses dans le site 26. La formation des lattes se fait généralement au cours de la diagenèse précoce,

par recristallisation de smectites floconneuses, dans des milieux à taux de sédimentation moyen (Holtzapffel, 1983). Ces lattes peuvent aussi se développer en epitaxie sur des illites, mais ces nouvelles particules sont également des smectites (Holtzapffel, 1983). Si la formation des lattes se fait suivant le modèle proposé par Holtzapffel (1983), l'augmentation du nombre de particules lattées pourrait s'expliquer par la différence des taux de sédimentation entre les deux secteurs concernés. Par ailleurs, les modifications minéralogiques dues à la formation des lattes ne pourraient pas induire les variations de pourcentage observées entre les smectites et les illites dans le milieu océanique.

D. INFLUENCE DES COURANTS.

Le secteur distal se situe à proximité du courant subarctique giratoire de l'Alaska (Thompson, 1981, 1984, fig. 1-2). D'après Biscaye (1965), Griffin et al. (1968), Rateev et al. (1969) et Jacobs (1970) in Singer (1984), les zones de hautes latitudes sont le siège de production préférentielle de minéraux primaires. Donc, l'augmentation du taux d'illite vers le large pourrait résulter d'un apport par les courants, de manière identique aux phénomènes décrits dans l'Atlantique Sud par Zimmerman (1977 in Singer, 1984).

E. CONCLUSIONS.

Les cortèges minéralogiques des niveaux de surface des secteurs océaniques proximaux et distaux, bien que globalement similaires, présentent des variations du taux d'illite et de smectite. A ce stade de l'étude il est difficile d'expliquer ces variations. Il semble que la participation sédimentaire des courants subarctiques serait responsable de ces variations, mais des informations minéralogiques complémentaires seraient nécessaires pour la compréhension de ce problème.

CHAPITRE VI

SYNTHESE - CONCLUSION

SYNTHESE ET CONCLUSION

Les analyses sédimentologiques, minéralogiques, micromorphologiques et géochimiques, réalisées sur environ 500 échantillons de sédiments terrestres, côtiers et océaniques du Quaternaire récent sur la marge Nord-Orientale du Pacifique et à l'Ouest du Canada, permettent :

- 1) de définir la dynamique sédimentaire et les mouvements tectoniques dans le secteur marin, notamment dans la zone des collines de Dellwood, depuis -15 000 ans jusqu'à la période actuelle ;
- 2) de caractériser, par des assemblages argileux, les différentes époques climatiques du Quaternaire récent ;
- 3) de mettre en évidence l'affinité terrigène essentielle du sédiment et d'identifier des empreintes hydrothermales discrètes.

Par ailleurs, une étude minéralogique, dans le secteur océanique, du site 177 (Leg 18, D.S.D.P.), conduit à préciser l'évolution climatique du domaine nord-est pacifique depuis le Pliocène inférieur jusqu'au Pléistocène supérieur, et à mettre en évidence des phénomènes diagénétiques intenses, très localisés. Une synthèse de ces résultats est présentée sur la figure 6-1.

I. DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE.

D'une manière générale, au cours des périodes climatiques tempérée et froide, la sédimentation océanique est calme et dominée par des dépôts fins. En revanche, durant les périodes de transition, des remaniements de matériaux anciens s'intercalent dans les apports sédimentaires banals.

Ainsi, de -15 000 à -14 000 ans, des reprises sédimentaires ont lieu sur le talus continental et affectent une grande partie du secteur des collines de Dellwood. Vers -13 000 ans des courants de vannages plus locaux sont enregistrés dans ce même secteur. Après le retrait des glaces, des phénomènes comparables sont identifiés sur le plateau continental.

Pour la période actuelle, les variations horizontales du pourcentage des espèces minéralogiques de la fraction argileuse sont attribuables à une sédimentation différentielle. Elle affecte principalement l'illite et les minéraux associés à la fraction fine dont les teneurs diminuent en s'éloignant des côtes et la smectite dont le

pourcentage augmente vers le large. La distribution horizontale de ces minéraux met en évidence l'action de courants perpendiculaires aux côtes ainsi que des zones préférentielles d'apport sédimentaire. Ces courants entraînent des fluctuations importantes du taux de sédimentation dans le secteur des collines de Dellwood. Néanmoins, dans cette zone, un taux de sédimentation moyen de 20 cm/1 000 ans est calculé d'après des datations au ^{14}C . A 290 km et à 370 km au large des collines de Dellwood, les taux de sédimentation moyens sont respectivement de l'ordre de 6 à 10 cm/1 000 ans et 2 à 4 cm/1 000 ans. Ces derniers sont calculés indirectement d'après les assemblages minéralogiques.

II. AFFINITE DETRITIQUE DES SEDIMENTS OCEANIQUES.

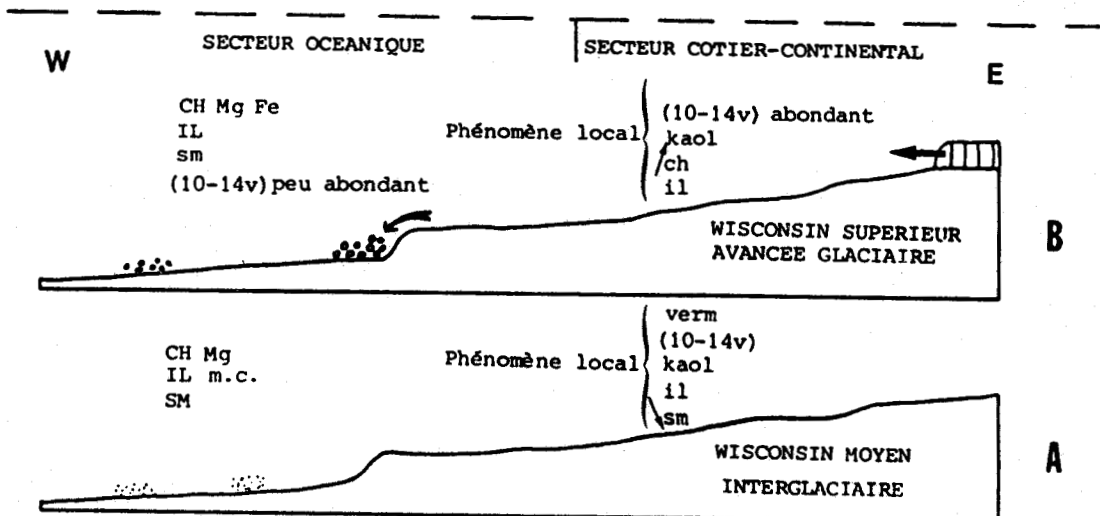
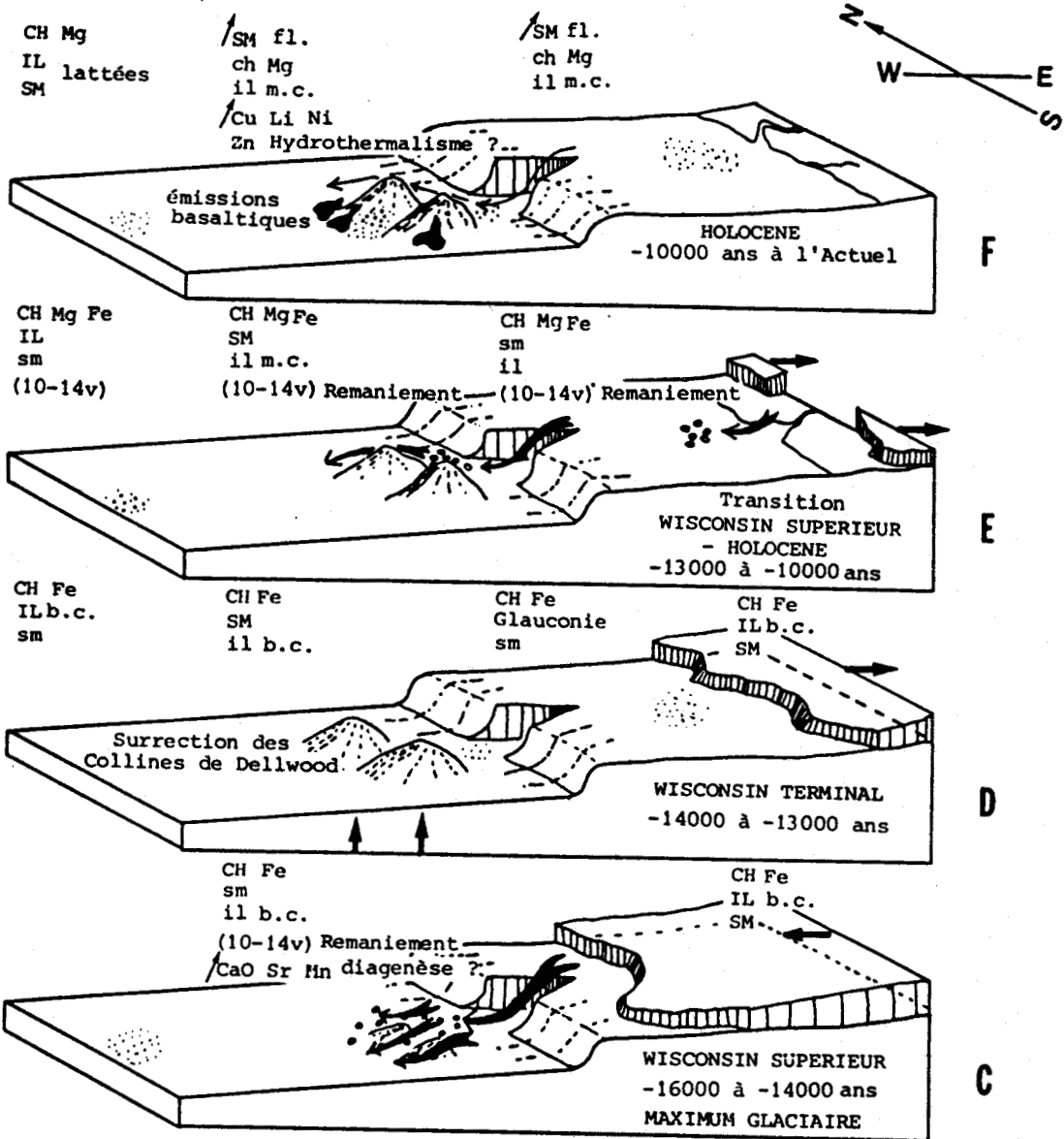
La comparaison des analyses chimiques du secteur océanique avec celle de sédiments terrigènes typiques ne montre pas de différence, à part des concentrations élevées en zinc. Par ailleurs, des différences géochimiques sont rencontrées entre les deux unités lithologiques définies dans le secteur des collines de Dellwood. Ces variations semblent être principalement liées à la granulométrie du sédiment. Les sédiments fins sont enrichis en Li, Cu et Ni par rapport aux sédiments grossiers sous-jacents qui sont, pour leur part, riches en CaO, Sr et Mn. Cette caractéristique chimique des horizons grossiers pourrait résulter d'une précipitation discrète de carbonate de manganèse due à une diagenèse de pore (?) faible dans le milieu océanique. Seules les concentrations relativement élevées en zinc suggèrent l'existence d'autres influences (hydrothermalisme, voir § IV).

Fig.-6-1- Schémas synthétiques regroupant les principales données sédimentologiques, minéralogiques, géochimiques, et tectoniques du continent vers le large, en passant par le plateau continental (bassin de la Reine Charlotte) et le secteur des collines de Dellwood. A et B : coupes générales Est-Ouest, caractéristiques du Wisconsin moyen (A) au Wisconsin supérieur (B): de -60 000 à -26 000 ans (tableau 1-1). C à F : blocs diagrammes montrant l'évolution tectono-sédimentaire et minéralogique de détails du dernier maximum glaciaire (-16 000 à -14 000 ans; Wisconsin supérieur) à l'Holocène.

Pour les minéraux argileux, la taille des lettres est proportionnelle à l'abondance de chaque espèce; ils sont classés, de haut en bas, par ordre d'abondance décroissante; les espèces minérales peu abondantes ne sont pas représentées sur les schémas. CH = ch = chlorite, IL = il = illite, SM = sm = smectite, VERM = vermiculite, KAOL = kaol = kaolinite, fl = floconneuse, m.c. = mal cristallisée, b.c. = bien cristallisée.

- ↑ : mouvements tectoniques verticaux;
- : mouvements des glaces;
- ↘ : décharge sédimentaire importante associée à des remaniements de sédiments anciens;
- : courants actuels prédominant dans le secteur des collines de Dellwood;
- ▲ : émissions basaltiques sous-marines;
- : sédimentation grossière, les sédiments sont souvent mal classés et plurimodaux;
- : sédiments moyennement bien classés, parfois plurimodaux;
- : sédimentation fine, sédiments bien classés, généralement unimodaux.

DOMAINE OCEANIQUE | PLATEAU CONTINENTAL | COTES/CONTINENT
 SECTEUR DU LARCE | SECTEUR DES COLLINES DE DELLWOOD



III. RECONSTITUTIONS PALEOCLIMATIQUES.

La très bonne concordance, constatée entre les assemblages argileux des secteurs côtiers et océaniques, suggère une influence prépondérante des apports terrigènes sur les sédiments océaniques. Par ailleurs, les minéraux argileux rencontrés sont principalement hérités de roches basiques et plutoniques qui affleurent largement sur le continent adjacent ; le climat contrôle leur altération. Après leur transport et leur dépôt, les minéraux argileux ainsi produits conservent, en partie, l'empreinte du climat sous lequel ils se sont développés.

A. MARQUEURS CLIMATIQUES.

1. Les smectites.

Dans les séries émergées du Quaternaire récent, les smectites sont uniquement rencontrées dans les niveaux déposés sous climat froid. Il semble que leur absence dans les dépôts de climat interglaciaire soit due à l'action combinée de plusieurs facteurs : -1) une hydrolyse plus intense qui favoriserait le développement d'autres espèces minérales (par ex. kaolinite) -2) un tri granulométrique des particules : sédimentation différentielle -3) des changements de sources détritiques.

Dans les sédiments côtiers et océaniques, les smectites sont bien représentées. Dans le secteur marin, le pourcentage de smectite augmente dans les sédiments actuels par rapport aux périodes de transition climatique (avancée glaciaire ou déglaciation). Par ailleurs, elles sont abondantes au Pliocène et leur pourcentage décroît au cours du Pléistocène. Durant cette dernière période, les taux les plus importants de smectite sont associés aux périodes froides tandis qu'au cours des périodes interglaciaires et/ou de transition leur pourcentage diminue au profit des (10-14_v). Leur morphologie varie également d'une période climatique à une autre. Elle est floconneuse dans les sédiments actuels. En revanche, dans les dépôts de périodes froides, certaines particules paraissent issues de l'altération continentale de roches basiques, ce sont des plages fines très transparentes aux électrons dont les contours sont nets. L'opposition de ces deux types morphologiques pourrait résulter d'une altération rapide de roches basiques lors des périodes froides peu hydrolysantes et d'une altération plus lente mais plus intense lors de l'augmentation de l'hydrolyse et de la température. Dans ce dernier cas, la formation de smectites banales floconneuses serait associée au développement d'autres minéraux : ex. (10-14_v). Ceci expliquerait également les faibles concentrations de smectite dans les dépôts des périodes interglaciaires et de transition.

Rarement, dans les sédiments du large et dans quelques niveaux du Pliocène du site 177, les smectites sont constituées de particules lattées et de type mixte (formes intermédiaires entre les smectites lattées et floconneuses). Dans ce cas, ces particules seraient issues de la diagenèse. Ces données me conduisent aux conclusions suivantes :

- l'existence de smectite du Pliocène inférieur à l'Actuel dans les séries marines est une preuve de sa formation aussi bien sous climat froid que tempéré. Son absence, dans les séries interglaciaires non marines de l'île de Vancouver, serait due aux conditions particulières du milieu de dépôt ;
- de plus, si de manière générale les variations du pourcentage de smectite reflètent les grandes oscillations climatiques entre le Pliocène et le Pléistocène, cela n'est pas le cas au cours du Pléistocène. Des études morphologiques sont alors nécessaires pour cerner les variations climatiques du Quaternaire récent.

2. Les interstratifiés irréguliers de type illite-vermiculite : (10-14_v).

Sur les coupes à terre, ces minéraux s'observent dans les sédiments déposés au cours des périodes interglaciaires et d'avancée glaciaire. Dans le milieu marin, ils sont liés aux mêmes périodes mais leur teneur est beaucoup plus faible. Cette différence pourrait être due à l'action locale du milieu de formation et de dépôt, sur les minéraux argileux (tri granulométrique, hydrolyse, ...). Ainsi à terre, le milieu de plaine littorale et fluviale pourrait favoriser le développement de minéraux interstratifiés irréguliers par une hydrolyse plus importante des minéraux primaires. En mer, la sédimentation argileuse a un caractère beaucoup plus pondéré, dans le sens où les minéraux argileux rencontrés représentent une moyenne de tous les minéraux formés sur le continent, ceci en raison de la diversité et du mélange de sources détritiques.

Par ailleurs, la présence de (10-14_v), souvent associés à des sédiments plus grossiers que la moyenne, s'expliquerait par les décharges sédimentaires importantes lors de l'avancée et du recul des glaces.

3. L'illite.

Dans l'ensemble des sédiments étudiés, le pourcentage d'illite varie peu au cours du temps. L'influence du climat sur ces particules est surtout marqué par les variations de la cristallinité. La cristallinité est d'autant meilleure que le climat est froid et peu hydrolysant. Rarement, des modifications post-sédimentaires

affectent les illites : - la formation de glauconie sur le plateau continental - la présence de lattes sur les micas des sédiments du large.

4. La chlorite.

L'estimation de la nature chimique des chlorites, à l'aide des diffractogrammes de rayons X, montre un déficit de fer dans les feuillets brucitiques par rapport aux feuillets micacés, lors des périodes climatiques tempérées. Ceci est dû à l'oxydation du fer ferreux des octaèdres du feuillet brucitique au cours des premiers stades de l'hydrolyse du minéral. Durant les périodes froides, les chlorites sont héritées sans altération chimique, elles ont une tendance ferrifère et un degré d'asymétrie nul. En raison de l'uniformité des variations rencontrées, aussi bien dans les séries terrestres, côtières et océaniques, les modifications chimiques de la chlorite constituent un très bon marqueur paléoclimatique pour cette étude. Une chlorite à morphologie en planche, qui serait issue d'une diagenèse de pore, locale et intense, est observée à la base du site 177.

5. La kaolinite et la vermiculite.

Ces minéraux ne sont abondants que dans les niveaux interglaciaires des séries quaternaires émergées. Ces minéraux ne sont abondants que dans les niveaux interglaciaires des séries quaternaires émergées. Comme ils sont pratiquement absents dans les sédiments marins, il semble que leur présence ait un caractère très local lié au milieu de sédimentation (cf. ci-dessus). Par conséquent, ils ne peuvent pas être utilisés comme marqueur paléoclimatique dans les séries océaniques.

6. En résumé.

De manière générale, les périodes froides se caractérisent par des chlorites ferrifères, des illites bien cristallisées, des smectites parfois en forme de plages très transparentes aux électrons et à contour net, quand le climat devient tempéré et plus hydrolysant les chlorites deviennent magnésiennes, les illites sont moins bien cristallisées, les smectites sont floconneuses et des interstratifiés irréguliers de type illite-vermiculite (10-14_v) se forment.

Ces caractères minéralogiques sont de bons marqueurs paléoclimatiques pour l'étude des séries marines récentes dans l'Océan Pacifique Nord-Oriental. Cependant l'utilisation des minéraux argileux à des fins d'interprétations climatiques doit être prudente, notamment pour la smectite : une interprétation climatique de détails est possible si leur origine peut être précisée par l'étude micromorphologique, en plus des variations relatives de son abondance. Pour les études minéralogiques d'ordre quantitatif, les renseignements morphologiques sont également indispensables pour déceler d'éventuelles modifications diagénétiques précoces.

B. VARIATIONS CLIMATIQUES GLOBALES.

L'origine essentiellement détritique du matériel argileux et la mémoire climatique des argiles permettent d'aborder l'histoire paléoclimatique globale des séries étudiées.

Au cours du Pliocène le climat était généralement chaud à tempéré et plutôt hydrolysant. Il se caractérise par :

- des chlorites Al-Mg et des illites, toutes deux peu abondantes et mal cristallisées ;
- un pourcentage élevé en smectites ;
- l'absence d'amphibole parmi les minéraux associés à la fraction fine ;
- la présence occasionnelle d'interstratifiés irréguliers de type illite-vermiculite (10-14_v) ;

Le Pléistocène est marqué par la succession de périodes climatiques froides et peu hydrolysantes et de périodes plus tempérées et hydrolysantes :

* climat froid et peu hydrolysant : périodes glaciaires

- chlorites abondantes, bien conservées et à tendance ferrifère marquée ;
- illites bien cristallisées ;
- smectites assez abondantes et bien cristallisées ;
- minéraux associés, non argileux, en grande quantité.

* climat plus hydrolysant : périodes interglaciaires

- minéraux primaires altérés ;
- augmentation des (10-14_v), diminution des teneurs en smectites, par ailleurs mal cristallisées ;
- tendance moins ferrifère des chlorites.

Dans le détail, le passage au climat tempéré moderne se marque par - une altération importante des chlorites et des illites avec de faibles variations de leur abondance relative - une augmentation légère du pourcentage de smectite - une diminution de l'abondance des minéraux associés.

IV. ACTIVITE TECTONIQUE ET HYDROTHERMALISME.

L'âge et la répartition géographique des séries remaniées permettent de proposer une chronologie des mouvements tectoniques avec une surrection des collines de Dellwood entre -14 000 et -13 000 ans et des mouvements de déstabilisation actuels. Ce soulèvement provoque la migration vers le Nord des zones de décharges sédimentaires. Ces manifestations tectoniques sont probablement liées à des épanchements basaltiques sur le fond océanique, eux-mêmes en relation avec l'expansion océanique de cette région. Dans un tel contexte, les concentrations relativement élevées en zinc (cf. § II) suggèrent la présence d'une influence hydrothermale. L'analyse d'éléments chalcophiles (arsenic et sélénium) n'apporte pas d'indices décisifs en faveur de cette hypothèse. Par conséquent, l'impact de l'hydrothermalisme sur les sédiments étudiés doit être masqué par l'importance des apports terrigènes et/ou être très faible en raison du caractère très local de ces émissions.

V. CONCLUSIONS.

L'Océan Pacifique Nord-Oriental est un secteur d'étude de haut intérêt en raison de la présence de plusieurs centres d'ouverture océanique et des dépôts métallifères hydrothermaux qui y sont associés. L'importance économique de ces dépôts (à venir ?) fait que de nombreuses études se développent actuellement sur les sédiments de cette zone. Ce travail, de par sa situation géographique (comparaisons entre les séries terrestres, côtières, et marines), permet de mieux saisir l'influence des apports détritiques continentaux sur les sédiments. Il contribue ainsi à la délimitation de secteurs de transition entre les influences continentales et les influences strictement hydrothermales.

PERSPECTIVES

Parmi les voies de recherches susceptibles de préciser et de compléter les résultats présentés dans ce travail, soulignons l'intérêt d'étendre vers le large ce type d'étude. On peut s'attendre ainsi à trouver des séries où les influences continentales diminuent au profit des influences océaniques et hydrothermales. Ceci est dès à présent envisageable, en raison du prélèvement de carottes où l'impact de l'hydrothermalisme fut décelé macroscopiquement à plusieurs reprises (ex. amas sulfurés). Ces carottes ont été récoltées au droit des dorsales de l'Explorer et de Juan de Fuca lors de la campagne océanographique HOTMUD 85 en septembre 1985, à laquelle j'ai participé.

Les données acquises sur les apports terrigènes de ce secteur permettraient alors de dégager de manière plus précise la part des influences hydrothermale et océanique, et de repérer leurs marqueurs dans la sédimentation.

Par ailleurs, l'extension de la reconnaissance minéralogique des séries quaternaires à terre, permettrait l'acquisition de données paléoclimatiques complémentaires aux études existantes.

ANNEXES

LOCALISATION DES ECHANTILLONAGES

**DONNEES MINERALOGIQUES DE CAROTTES DU
SECTEUR DES COLLINES DE DELLWOOD**

ANALYSES GEOCHIMIQUES

Annexe 1 A : localisation des coupes à terre (référence au quadrillage; Transverse II, universel de Mercator).

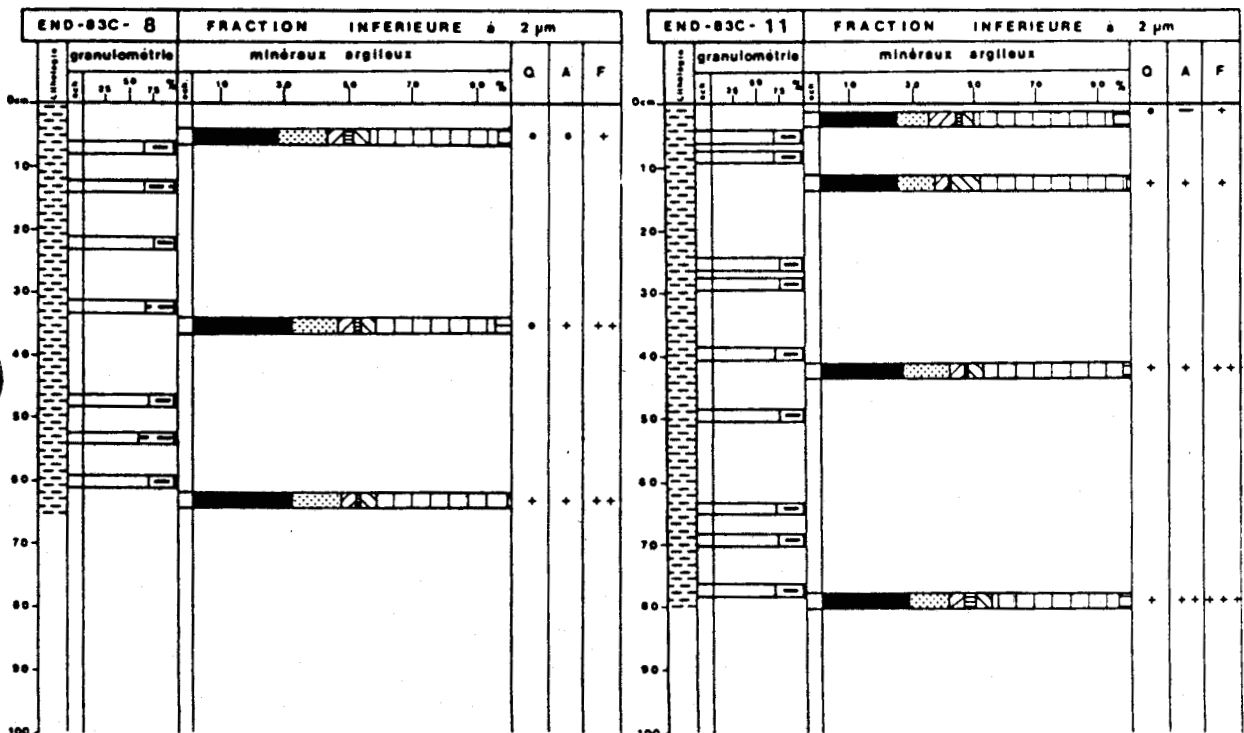
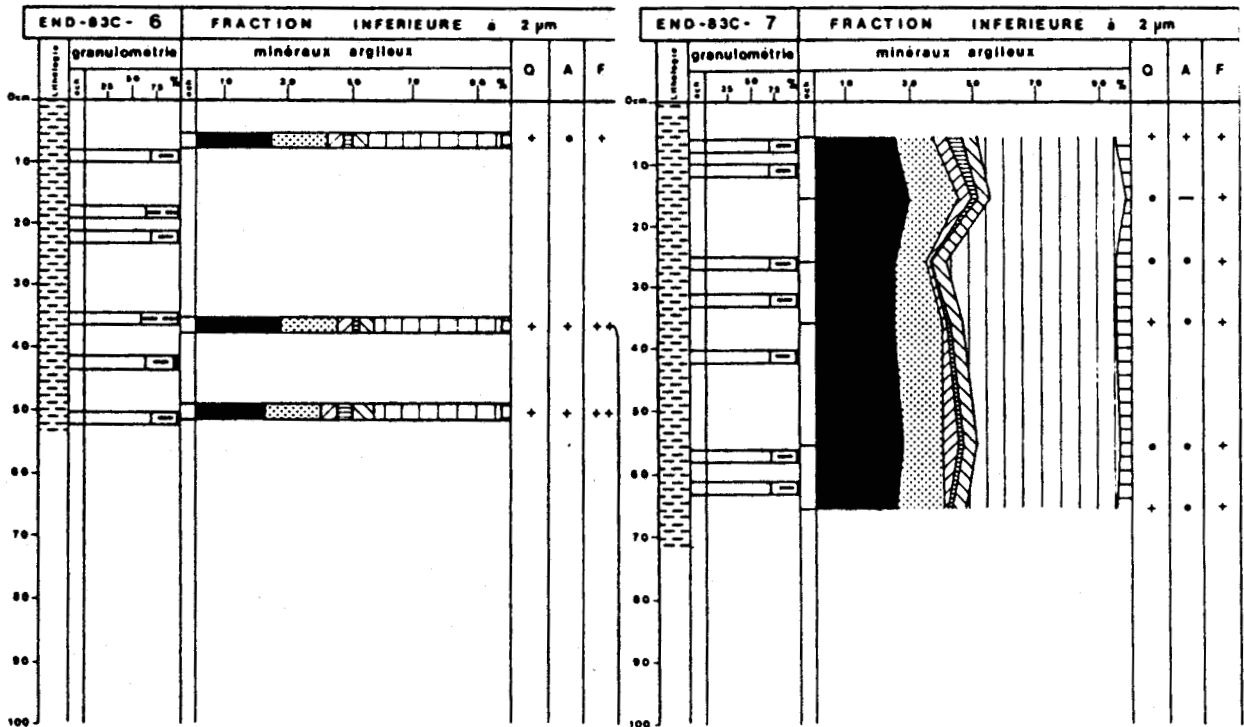
Site de WILLEMAR BLUFF	coupe 1	637038
	coupe 2	635037
Site de COWICHAN HEAD	coupe 1	730786
	coupe 2	730785
	coupe 3	734792
Site de VICTORIA	coupe	740612

Annexe 1 B : Localisation des sites côtiers et marins étudiés.

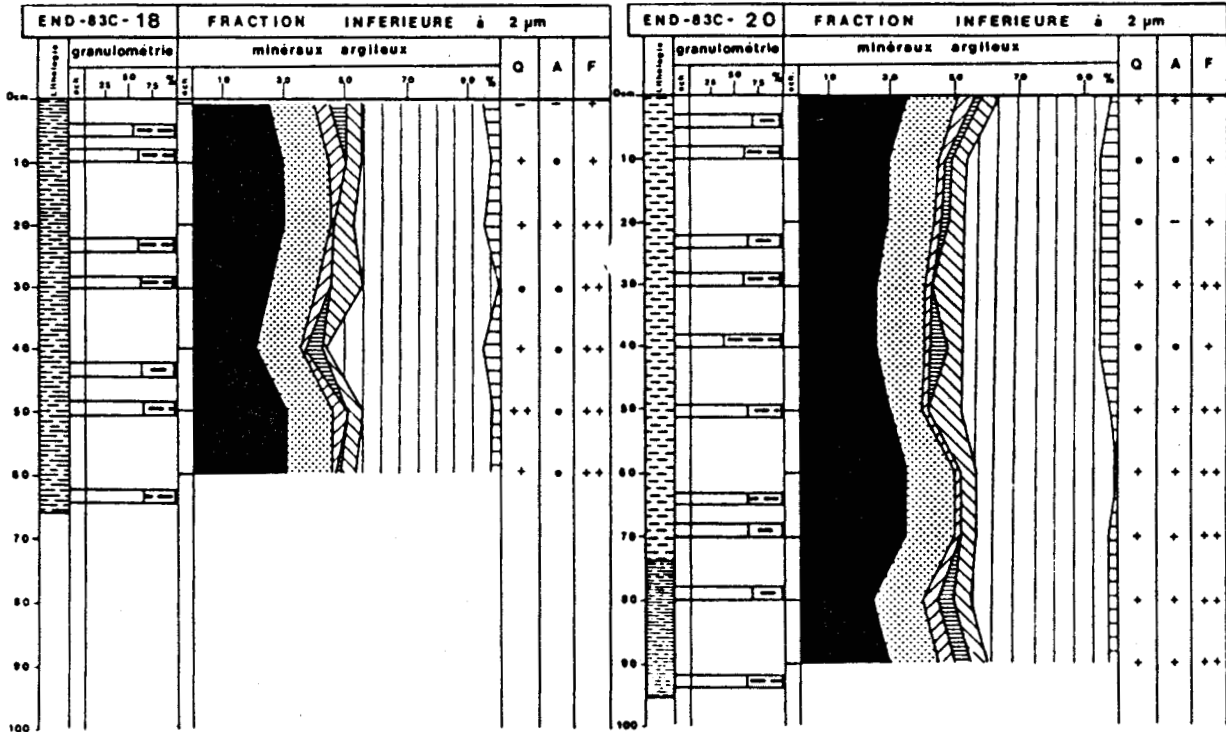
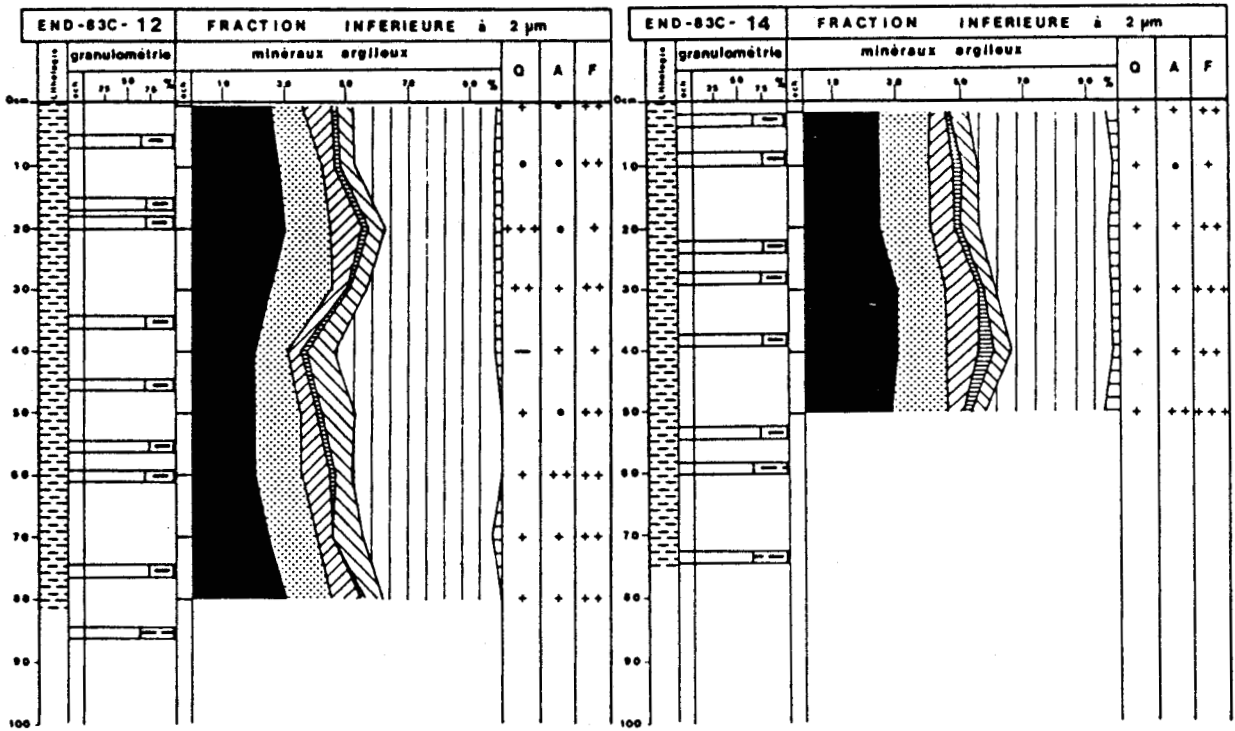
n° de carotte	Profondeur (en m)	Longueur de la carotte (en cm)	Latitude N	Longitude W
Core END 77-29	3695	589.5	48°34.24'	133°56.69'
Core END 77-26	3280	209	49°04.29'	133°09.27'
Core VEC 77-06	400	90	52°15.65'	127°42.7'
Core VEC 77-57	595	315	52°11.2'	127°29.6'
PAN 77-63	70	Grab	50°29.43'	127°51.02'
PAN 77-64	190	Grab	50°28.72'	127°50.18'
PAN 77-65	175	Grab	50°28.35'	127°48.10'
PAN 77-68	36	Grab	50°30.50'	127°43.22'
PAN 77-69	?	Grab	50°30.48'	127°41.65'
PAN 77-70	120	Grab	50°29.73'	127°44.00'
PAN 77-72	110	Grab	50°29.75'	127°40.65'
Leg 18 177A et 177	2006	50700	50°28.18'	130°12.30'
HUD 81 phase II sta. 8	192	867	51°29.24'	128°29.4'
END 83C-01	2260	752	50°56.46'	130°16.40'
END 83C-05	2400	75	50°42.26'	130°33.10'
END 83C-06	2415	52	50°41.00'	130°28.35'
END 83C-07	2460	72	50°42.26'	130°29.98'
END 83C-08	2460	65	50°36.23'	130°30.21'
END 83C-09	2452	64	50°41.45'	130°35.23'
END 83C-10	2445	81	50°43.76'	130°43.86'
END 83C-11	2560	80	50°25.18'	130°43.93'
END 83C-12	2614	88	50°31.73'	130°50.41'
END 83C-13	2610	83	50°48.11'	131°05.51'
END 83C-14	2604	75	50°50.53'	131°08.60'
END 83C-15	2528	85	50°53.00'	130°54.92'
END 83C-16	2528	87	50°55.45'	130°49.10'
END 83C-17	2400	80	50°57.73'	130°43.98'
END 83C-18	2310	65	50°37.95'	130°26.50'
END 83C-19	1941	92	50°36.05'	130°22.08'
END 83C-20	1890	97	50°35.70'	130°19.00'
END 83C-21	2430	75	50°44.50'	130°30.35'
END 83C-23	2272	90	50°50.45'	130°27.20'
END 83C-24	2400	82	50°53.16'	130°25.50'
END 83C-25	2250	87	51°04.90'	130°51.90'
END 83C-26	2535	101	51°17.58'	131°07.35'
END 83C-27	2014	98	51°29.91'	131°09.53'
END 83C-28	2122	77	50°47.65'	130°12.63'
END 83C-29	2111	85	50°42.21'	130°05.30'
END 83C-30	2137	82	50°39.20'	130°01.20'



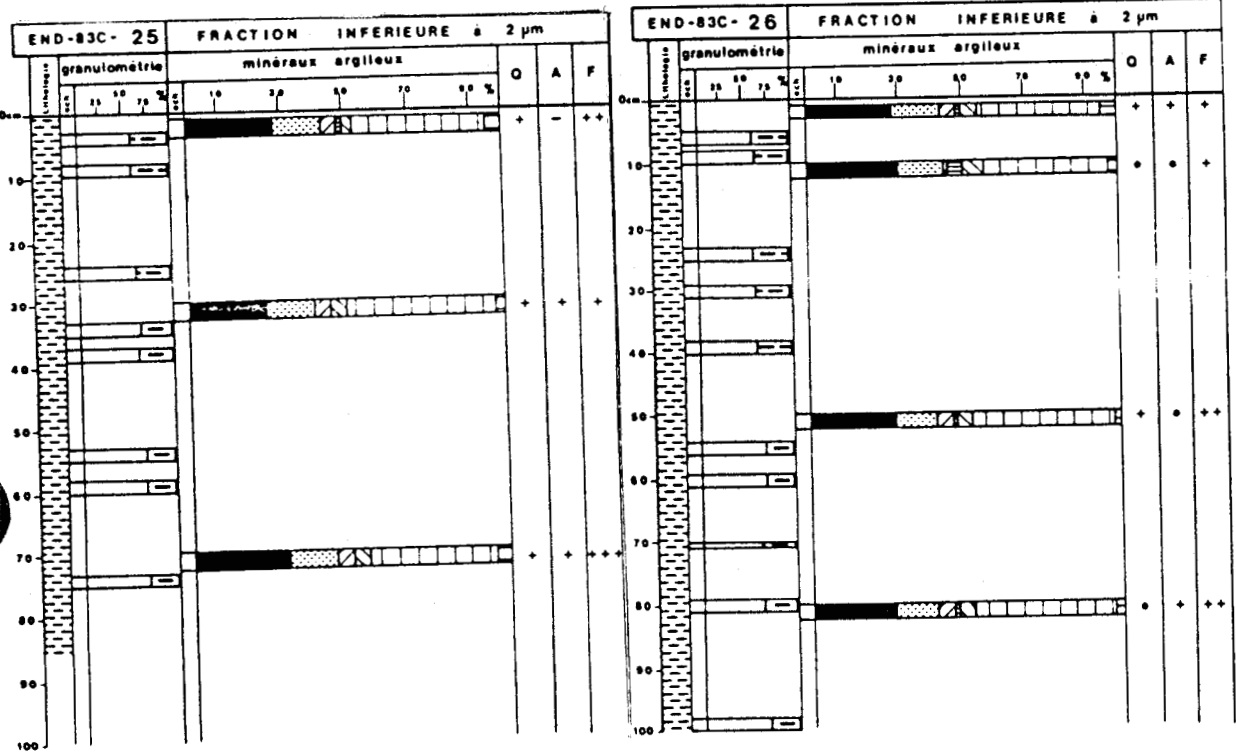
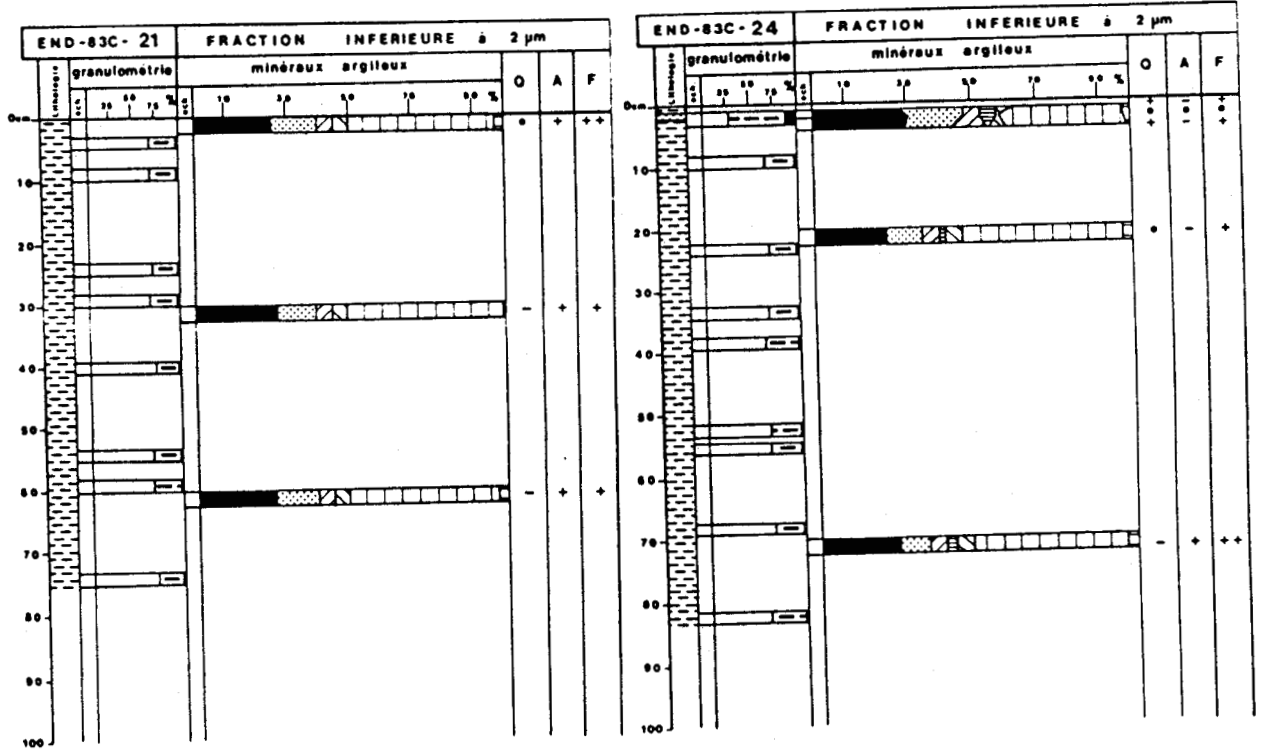
Annexe 2 : Lithologie et minéralogie de la fraction argileuse des carottes END 83C -6, 7, 8, 11, 12, 14, 18, 20, 21, 24, 25, 26, 28 et 30 du secteur des collines de Dellwood.



suite annexe 2

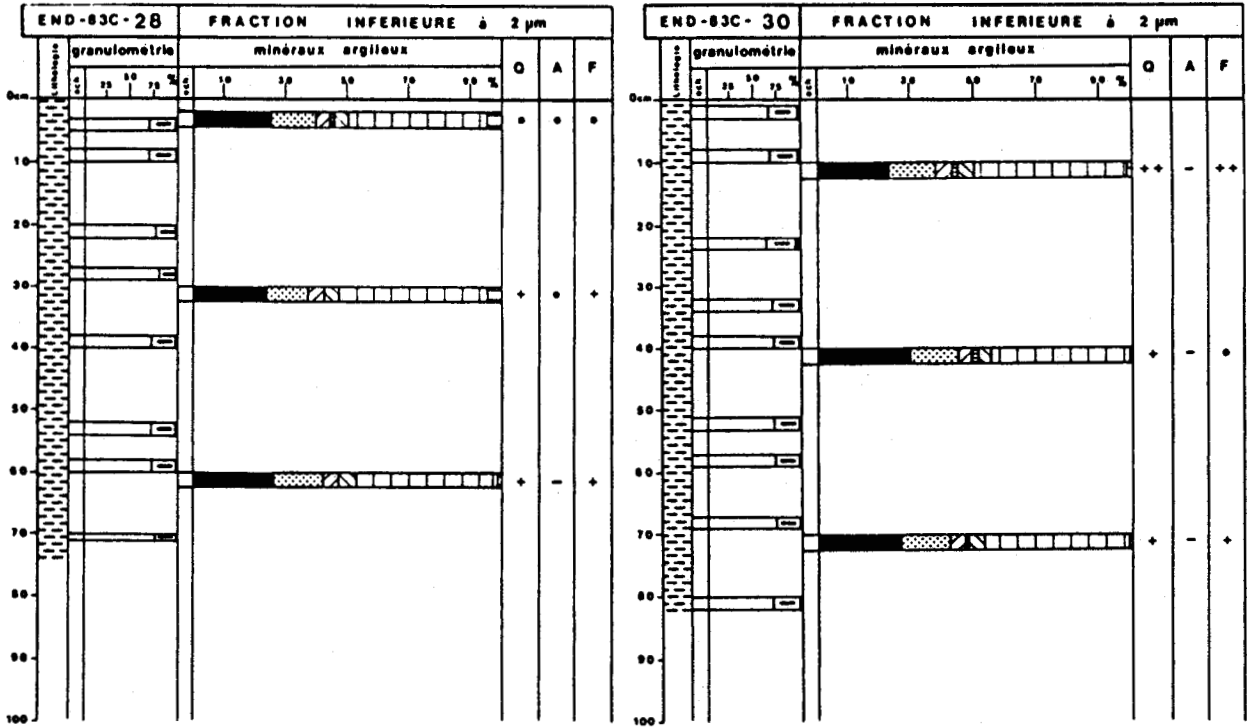


suite annexe 2



BU
LILLE

suite annexe 2





Annexe 3 A : Analyses géochimiques du standard canadien So-1.

Echant.	SiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	CaO %	MgO %	Na ₂ O %	K ₂ O %	TiO ₂ %	P ₂ O ₅ %	Sr ppm	Mn ppm	Zn ppm	Li ppm	Ni ppm	Cr ppm	Co ppm	Cu ppm	Pb ppm	V ppm
SO-1 a	55.9	18.20	8.49	2.76	3.88	2.50	2.94			347	910	142	48	123	242	36	68	32	150
SO-1 b	56.7	17.86	8.44	2.78	3.76	2.49	3.00			342	942	147	49	128	232	36	65	30	160
SO-1 c	54.9	17.47	8.04	2.64	3.58	2.64	2.87			326	884	168	49	129	246	36	63	34	120
SO-1 d	54.8	17.91	8.53	1.74	3.87	2.56	2.78			337	921	153	49	116	241	33	61	31	120
SO-1 e	55.8	17.84	8.22	2.68	3.63	2.56	2.80			342	915	147	48	122	219	36	63	35	130
SO-1 f	54.7	18.07	8.59	2.58	3.8	2.77	3.07	0.75		358	978		48	96	160	31	72	151	120
SO-1 g	52.8	18.31	8.67	2.59	3.82	2.54	3.27	0.78		352	947		48	96	156	31	60	136	120

Annexe 3 B : Analyses géochimiques des sédiments de la carotte HUD 81 II st.8
bassin de la Reine Charlotte.

Echant.	SiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	CaO %	MgO %	Na ₂ O %	K ₂ O %	TiO ₂ %	P ₂ O ₅ %	Sr ppm	Mn ppm	Zn ppm	Li ppm	Ni ppm	Cr ppm	Co ppm	Cu ppm	Pb ppm	V ppm
8/10	56.9	14.14	5.48	5.81	2.39	3.10	1.33	0.58		463	658	132	23	35	54	11	20	27	110
18/20	56.2	14.10	5.62	5.99	2.51	5.49	1.47	0.58		463	626		23	36	56	11	20	27	110
108/110	54.4	15.20	6.82	5.44	2.98	4.97	1.51	0.67		463	784		23	35	66	18	21	25	130
245/247	59.9	15.72	5.72	5.48	2.44	4.81	1.39	0.71		537	794		15	22	24	13	14	23	120
278/280	61.9	16.52	5.96	5.80	2.63	3.72	1.43	0.32		547	810		15	22	30	14	18	23	120
730/732	55.0	16.38	6.70	5.26	3.18	3.97	1.62	0.67		489	999		21	28	47	19	27	27	130
770/772	55.9	16.34	7.11	6.01	3.28	4.17	1.79	0.73		515	926		22	27	53	18	27	27	130

Annexe 3 C : Analyses géochimiques des sédiments du secteur des collines de Dellwood.

Echant.	SiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	CaO %	MgO %	Na ₂ O %	K ₂ O %	TiO ₂ %	P ₂ O ₅ %	Sr ppm	Mn ppm	Zn ppm	Li ppm	Ni ppm	Cr ppm	Co ppm	Cu ppm	Pb ppm	V ppm
1.1.12	56.70	13.82	5.64	3.13	2.89	5.80	1.71	.72	< 2ppm	263	499	184	42	55	74	15	59	55	110
1.1.52	57.10	14.25	6.21	2.73	2.97	4.55	1.86	.66	"	273	483	184	49	57	67	16	58	35	130
1.1.92	56.40	14.27	6.34	2.89	2.99	4.61	1.94	.70	"	231	704	194	50	53	61	16	55	31	130
1.1.132	57.20	15.11	6.96	3.19	3.21	4.33	1.89	.72	"	236	620	199	48	57	69	18	53	22	140
1.2.30	54.70	14.88	6.85	4.35	3.38	4.53	1.92	.75	"	273	694	199	47	68	65	20	56	33	140
1.2.90	55.00	15.86	7.50	5.02	3.56	4.64	1.92	.66	"	336	983	194	40	49	72	19	37	25	140
1.2.110	55.50	15.74	7.06	5.20	3.21	3.94	1.89	.67	"	400	794		32	44	73	18	31	110	140
06.05	56.30	13.96	5.87	2.46	2.99	5.24	1.86	.68	< 2ppm	268	499	210	45	64	68	17	69	19	100
06.35	56.40	15.03	6.40	2.86	3.13	5.42	1.97	.69	"	268	568	278	49	62	56	18	65	22	130
06.50	55.10	15.12	6.21	3.12	3.24	4.22	1.98	.68	"	278	589	210	48	68	62	20	63	23	140
07.16	55.80	14.02	6.21	2.73	3.03	4.89	1.85	.65	"	274	610	163	48	85	108	18	70	26	180
07.56	55.70	13.66	6.49	3.15	2.95	4.82	1.85	.74	"	274	679	189	47	85	135	19	65	27	170
08.04	56.60	14.18	5.79	3.10	3.00	5.23	1.80	.66	"	284	520	173	43	70	61	17	66	28	120
08.34	56.10	15.15	6.23	2.98	3.22	5.23	1.94	.70	"	299	583	189	50	62	67	18	60	21	130
08.64	53.40	15.31	7.21	3.59	3.36	4.98	1.99	.73	"	362	631	220	50	67	69	19	65	22	150
09.84	55.30	13.77	5.99	2.55	2.96	5.03	1.86	.73	"	257	810	220	43	69	73	15	68	29	130
09.24	56.50	13.67	6.67	2.70	3.09	5.01	1.77	.67	"	268	636	368	45	76	68	16	66	26	120
09.54	55.00	14.27	6.27	3.40	3.12	4.85	1.92	.64	"	273	668	257	49	81	61	19	69	27	120
10.04	55.10	13.91	5.92	2.44	3.04	5.93	1.78	.76	"	273	510	184	46	67	87	16	68	26	130
10.34	55.40	14.35	6.25	3.22	3.06	7.05	1.91	.67	"	247	725	199	50	72	60	19	60	17	130
10.54	52.80	14.50	5.62	4.51	3.19	4.34	1.88	.64	"	284	657	531	46	64	53	23	58	19	140
10.74	54.40	14.90	6.12	4.82	3.41	5.22	1.75	.76	"	278	773	268	38	56	60	25	45	16	160
11.11	56.00	14.19	6.23	3.19	3.05	4.96	1.93	.64	"	299	631	252	49	94	63	22	72	24	110
11.41	55.30	15.13	6.57	3.43	3.23	4.54	2.05	.63	"	294	683	236	50	92	62	23	75	22	120
11.78	51.70	14.91	6.96	5.34	3.53	4.88	1.99	.68	"	341	773	210	42	75	67	27	60	19	110
12.10	56.40	13.40	6.03	3.09	2.83	4.82	1.92	.67	"	305	615	195	45	103	128	20	75	29	200
12.40	55.70	13.99	6.50	3.98	3.85	5.59	1.97	.69	"	305	673	205	48	93	107	21	70	30	150
12.50	54.80	14.45	6.58	3.38	3.21	4.80	2.03			305	663	226	52	78	60	22	78	36	150



suite annexe 3 C



Echant.	SiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	CaO %	MgO %	Na ₂ O %	K ₂ O %	TiO ₂ %	P ₂ O ₅ %	Sr ppm	Mn ppm	Zn ppm	Li ppm	Ni ppm	Cr ppm	Co ppm	Cu ppm	Pb ppm	V ppm
12.70	53.10	14.52	7.02	4.51	3.31	5.58	1.96	.75	< 2ppm	310	705	195	47	104	158	23	69	30	150
13.00	55.50	13.21	5.61	2.29	2.98	4.90	1.86	.69	"	273	589	573	48	87	76	16	72	23	130
13.10	54.30	13.36	5.03	2.92	2.96	6.00	1.86	.63	< 2ppm	284	710	284	48	102	58	20	71	22	130
13.40	52.30	14.36	6.00	3.16	3.25	5.38	2.14	.69	"	289	715	152	50	106	61	23	76	19	150
13.70	51.20	15.39	7.60	5.10	3.64	4.93	2.05	.65	"	341	820	305	42	84	67	27	52	23	120
14.00	57.10	13.86	5.99	2.45	2.83	5.31	1.78	.70	"	274	537	237	43	100	140	17	75	31	140
14.40	52.40	14.65	7.10	4.70	3.50	4.70	1.96			337	878	210	43	73	57	27	56	34	160
14.50	53.50	15.56	7.32	5.22	3.54	5.62	2.03	.76	< 2ppm	347	768	552	41	87	146	26	51	30	160
15.00	55.90	13.41	5.17	2.31	2.90	6.80	1.80	.69	"	231	589	247	45	68	54	17	62	14	130
15.10	55.20	14.04	5.63	2.79	3.07	4.21	1.93	.67	"	241	704	189	49	75	62	21	65	18	140
15.30	54.20	15.14	6.23	4.50	3.43	4.71	1.85	.67	"	310	710	205	40	65	69	24	54	22	150
15.70	52.90	15.42	6.24	4.87	3.51	4.44	1.99	.63	"	341	773	194	38	61	69	25	48	21	150
16.10	52.60	15.45	7.49	5.13	3.61	4.98	1.96	.72	"	331	763	142	40	75	123	25	53	30	170
16.40	54.90	15.45	7.29	4.97	2.58	4.47	2.03	.73	"	352	768	158	40	70	136	24	44	36	150
16.70	56.10	15.25	6.51	5.78	2.87	4.16	1.63	.68	"	421	694	116	28	59	97	20	34	22	140
17.10	55.10	15.38	6.73	5.09	3.22	4.13	1.83	.74	"	379	705	116	37	85	170	23	43	44	150
17.51	56.50	16.28	7.26	4.52	3.45	4.50	1.98			452	894	179	28	30	31	21	40	26	150
17.64	57.40	16.82	7.35	4.36	3.21	7.15	2.03	.77		437	894		33	33	51	17	29	32	140
18.10	56.20	14.17	6.13	2.98	2.93	4.50	1.78	.62	< 2ppm	279	505	158	44	73	117	16	64	24	130
18.40	57.10	14.53	6.77	3.43	3.17	4.36	1.90	.75	"	274	547	153	48	103	202	19	62	22	140
19.06	57.50	15.42	6.56	4.63	3.07	3.96	1.82	.80	"	337	610	121	37	84	183	19	37	29	140
19.34	57.80	16.04	6.42	5.32	3.01	3.86	1.69	.67	"	442	778	105	25	57	104	20	29	23	140
19.49	59.40	15.94	6.18	5.03	3.00	4.18	1.74			473	733	121	23	31	36	20	34	30	130
19.63	56.40	16.57	7.47	5.56	3.62	4.24	1.81	.83	< 2ppm	437	947	110	25	46	112	24	39	22	160
19.84	56.70	16.50	7.20	5.20	3.55	4.06	1.70			458	942	142	24	34	44	22	36	21	150
21.00	57.10	13.93	6.86	3.00	3.15	4.40	1.87	.73	< 2ppm	315	641	278	45	65	71	16	67	29	130
21.30	55.30	13.65	6.26	2.87	3.06	4.39	1.83	.70	"	268	767	215	46	68	61	15	71	23	120
21.60	57.00	14.05	6.47	2.69	3.12	4.24	1.78	.74	"	278	689	220	48	69	84	17	67	27	130

suite annexe 3 C

Echant.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	Sr	Mn	Zn	Li	Ni	Cr	Co	Cu	Pb	V
	‰	‰	‰	‰	‰	‰	‰	‰	‰	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
23.00	52.20	13.64	6.14	3.36	2.98	5.89	1.80	.69	< 2ppm	289	510	199	44	58	59	14	65	28	120
23.30	55.50	13.57	6.28	3.21	2.97	5.49	1.80	.66	"	263	589	231	47	63	64	16	68	27	120
23.60	55.00	14.20	6.31	3.73	3.06	4.65	1.86	.77	"	263	599	205	48	59	89	17	75	32	120
23.80	55.60	14.25	6.74	3.81	3.11	5.80	1.83	.77	"	263	983	247	47	60	92	18	73	34	130
24.20	55.10	13.77	6.14	3.17	2.93	4.47	1.78	.71	"	268	500	142	46	77	155	16	60	32	130
24.70	56.40	15.02	6.92	3.26	3.15	4.19	1.94	.75	"	268	584	132	47	80	153	19	57	24	150
25.00	56.80	13.95	6.10	2.65	2.80	4.78	1.76	.77	"	268	473	174	45	78	149	16	66	27	140
25.30	54.10	13.48	7.10	3.68	2.92	4.81	1.86	.76	< 2ppm	284	526	163	45	82	157	19	60	23	130
25.70	55.90	15.07	6.88	4.11	3.17	3.95	1.91	.71	"	295	600	200	47	88	179	21	59	143	130
26.10	56.00	13.64	5.60	2.90	2.86	4.81	1.75	.58	"	279	494	168	43	75	122	16	67	27	120
26.50	56.30	14.65	6.48	3.77	3.08	4.36	1.89	.63	"	300	584	274	44	89	135	19	57	39	140
26.80	53.40	14.98	6.86	4.72	3.42	4.48	1.89	.70	"	326	700	158	41	81	128	23	56	27	160
27.00	57.90	14.21	4.92	3.64	2.42	4.52	1.57	.68	"	363	537	95	30	52	123	13	37	24	120
27.40	51.70	15.60	5.94	5.91	3.19	4.09	1.71	.67	"	379	828	237	32	31	177	24	39	30	160
27.80	55.60	15.76	6.79	6.10	3.39	4.02	1.76	.66	"	384	305	105	32	72	135	24	37	25	160
28.00	56.00	13.11	5.56	2.38	2.94	5.85	2.22	.70	"	242	552	132	47	66	123	14	61	25	120
28.30	55.90	13.58	5.78	2.80	2.87	4.84	1.82	.65	"	252	458	137	49	79	134	16	58	26	130
28.60	54.40	13.50	6.55	3.38	2.95	4.15	1.89	.59	"	242	484	189	51	80	161	15	57	23	110
29.00	55.70	13.74	5.42	2.03	2.83	5.00	1.81	.70	"	231	410	215	48	53	60	11	57	16	110
29.30	54.70	14.37	5.68	2.15	2.96	4.57	1.95	.71	"	236	447	294	52	56	72	12	58	16	120
29.50	57.80	14.54	6.56	2.26	3.01	4.32	2.08			221	489	173	51	58	68	16	54	25	130
29.70	56.00	15.20	5.97	2.37	3.01	5.56	2.02	.68	< 2ppm	178	510	178	51	62	66	17	54	17	130
30.10	56.00	13.30	5.96	2.58	2.79	5.33	1.81	.69	"	247	484	153	48	73	151	13	56	31	130
30.40	56.70	14.53	6.41	3.81	2.97	5.43	1.92	.69	"	300	489	174	51	73	133	16	54	28	130
30.70	54.70	15.03	6.78	4.42	3.20	4.15	1.93	.80	"	258	631	184	51	84	158	19	54	23	140



BIBLIOGRAPHIE

LEGENDES DES FIGURES

LEGENDES DES TABLEAUX

TABLE DES MATIERES

BIBLIOGRAPHIE

- AL-AASM I.S. (1985).- Stable isotope studies of planktonic foraminifera "Globigerina bulloides" from core in the Northeast Pacific Ocean. Final reports for Contract n° DSS File N° 21ST 23233-31322, Serial N° OST 83-00274, Veizer, University of Ottawa. 26 p
- ALLEY N.F. (1976).- Late quaternary stratigraphy and palaeoclimatology, southern Vancouver Island and Strait of Juan de Fuca, British Columbia, Canada (abstract) ; in Abstract 25th International Geological Congress (Sydney), vol. 2, sec. 12, 487 p.
- ALLEY N.F. (1979).- Middle Wisconsin Stratigraphy and Climatic Reconstitution Southern Vancouver Island, British Columbia. Quaternary Research, 11, p. 213-237.
- AMSTRONG J.E. (1977).- Quaternary stratigraphy of the Fraser Lowland ; Geological Association of Canada, Mineralogical Association of Canada, Society of Economic Geologists, Canadian Geophysical Union, Joint Annual Meetings (Vancouver), Fieldtrip Guide book, Trip 10, 20 p.
- AMSTRONG J.E. et CLAGUE J.J. (1977).- Two major Wisconsin lithostratigraphic units in southwest British Columbia : J. Earth Sci., vol. 14, n° 7, p. 1471-1480.
- ANDERSON F.E. (1968).- Seaward terminus of the Vashon continental glacier in the Strait of Juan de Fuca. Marine Geology, vol. 6, n° 6, p. 419-438.
- ANDREWS J.T. et RETHERFORD R.M. (1978).- A reconnaissance survey of late quaternary sea level, Bella Bella/Bella Coola region, Central British Columbia coast. Can. J. Earth Sci., vol. 15, n° 3, p. 341-350.
- ATWATER T. (1970).- Implication of plates tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 81, n° 2, p. 3513-3536.
- BARR S.M. et CHASE R.L. (1974).- Geology of northern end of Juan de Fuca Ridge and sea floor spreading. Can. J. Earth Sci., vol. 11, n° 10, p. 1384-1406.
- BARSHAD I. (1966).- The effect of a variation in precipitation on the nature of clay mineral formation in soils from acid and basic igneous rocks. Proc. Int. Clay conf. Jerusalem, 1, p. 167-173.
- BENZECRI J.P. (1973).- L'analyse des correspondances. 2, Edit. Dunod, Paris.
- BERTHOIS L. (1975).- Les Roches sédimentaires - 1 : Etude sédimentologique des roches meubles. (Techniques et méthodes), Doin Editeur, Paris, 278 p.
- BERTRAND W.G. (1972).- A geological reconnaissance of the Dellwood Seamount area, Northeast Pacific Ocean, and its relationship to plate tectonics. Master thesis. Univ. British Columbia, 151 p.

- BILLY G. (1954).- Etudes des courbes normales de dispersion, éléments statistiques à l'usage des naturalistes. Centre de documentation universitaire, Paris, 204 p.
- BIROLLEAU A. (1985).- Rapport d'activité IFREMER, Brest, non publié, 8 p.
- BISCAYE B.E. (1965).- Mineralogy and sedimentation of Recent Deep Sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. Geol. Soc. Am. Bull., 76, p. 803-832.
- BLAISE B., BORNHOLD B.D., MAILLOT H. et CURRIE R.G. (1984).- Sedimentation near the Dellwood knolls, northern Juan de Fuca Ridge System : Am. Geophys. Union, Fall Mtg, San Francisco, Déc. 1984.
- BONATTI E. (1975).- Metallogenesis at Oceanic spreading centers. Annual Review of Earth and Planetary Sci., vol. 3, p. 401-431.
- BONATTI E., ZERBI E., KAY R. et RYDELL H.S. (1976).- Metalliferous deposits from the Apennine ophiolites : Mesozoic equivalents of modern deposits from oceanic spreading centers. Geol. Soc. Am. Bull., vol. 87, p. 83-94.
- BORNHOLD B.D. (1983).- Sedimentation in Douglas Channel and Kitimat Arm. Can. Tech. Rep. Hydrogr. and Ocean Sci., 18, p. 88-114.
- BORNHOLD B.D., TIFFIN D.L. et CURRIE R.G. (1981).- Trace metal geochemistry of sediments, Northeast Pacific Ocean. Geol. Surv. Can., Paper 80-25, 21 p.
- BOSTROM K. et PETERSON M.N.A. (1969).- The origin of aluminum-poor ferromanganous sediments in areas of high Heat flow on the East Pacific Rise. Mar. Geol., 7, p. 427-447.
- BOSTROM K., JOENSUN O., VALDES S., CHARM W. et GLACCUM R. (1976).- Geochemistry and origin of East Pacific sediments sampled during D.S.D.P. Leg 34. Init. Reports of D.S.D.P., vol. XXXIV, Washington (U.S. Govt Printing Office), p. 559-574.
- BOUGAULT H. (1982).- Circulation hydrothermale océanique et métallogénèse. Extrait annales des Mines, Nov. Déc. 1982, Paris, 32 p.
- BRINDLEY G.W. et BROWN G. (1980).- Crystal structure of clay minerals and their X-ray identification. Brindley et Brown Ed. Mineralogical Soc. London, 495 p.
- BUCKLEY J.D. et WILLIS E.H. (1970).- Isotopes radiocarbon measurements VIII. Radiocarbon, vol. 12, n° 1, p. 87-129.
- CAILLERE S., HENIN S. et RAUTUREAU M. (1982).- Minéralogie des argiles 2. Classification et nomenclature. Masson Ed. Actualités scientifiques et agronomiques de l'I.N.R.A. 9, 184 p.
- CALATAYUD P. (1981).- Alluvionnement argileux dans deux bassins versants du Nord de la France. D.E.A. Lille, texte ronéo, 51 p.
- CALINE B. (1982).- Le secteur occidental de la baie du Mont S^tMichel (morphologie, sédimentologie et cartographie de l'estran), documents du B.R.G.M. n° 42, 250 p.



- CAMEZ T. (1962).- Etudes sur l'évolution des minéraux argileux dans les sols des régions tempérées. Thèse Sci., Strasbourg et Mém. Serv. Carte Géol. Als. Lor., 20, 90 p.
- CARTER L. (1970).- Surficial sediments in Barkley sound and adjacent continental shelf. Ph. D. Dissut, U.B.C. Vancouver, Canada.
- CASTAIN P. (1973).- Remarque sur l'utilisation de l'analyse factorielle en sédimentologie. Bull. Inst. Geol. Bassin d'Aquitaine, Bordeaux, 13, p. 53-85.
- CHAMLEY H. (1966).- Guide technique du laboratoire de Géologie marine. Document interne Station marine d'Endoume et Centre d'Océanographie de Luminy, Marseille, 168 p.
- CHAMLEY H. (1971).- Recherches sur la sédimentation argileuse en méditerranée. Thèse Sci. Univ. Aix-Marseille, 401 p.
- CHAMLEY H. (1980a).- Clay sedimentation and paleoenvironment in the Shikoku Basin since the middle Miocene (Deep Sea Drilling Project Leg 58, North Philippine Sea). de Vries Klein G., Kobayashi K. et al., Init. Rept. D.S.D.P., Washington (U.S. Govt Printing Office), 58, p. 669-681.
- CHAMLEY H. (1980b).- Clay sedimentation and paleoenvironment in the area of Daito Ridge (Northwest Philippine Sea) since the early Eocene. de Vries Klein G., Kobayashi K. et al. Ed. Init. Rep. D.S.D.P., Washington (U.S. Govt Printing Office), 58, p. 683-693.
- CHAMLEY H. (1981).- Long-term trends in clay deposition in the ocean. Oceanol. Acta n° SP Proceedings 26th International Geol. Congress, Geology of Oceans Symposium, july 7-17, 1980, p. 105-110.
- CHAMLEY H. (1983).- Marine and continental antagonistic influences in mediterranean neogene to recent clay sedimentation ; Utrecht Micropal Bull., 30, p. 71-90.
- CHAMLEY H. et MILLOT G. (1972).- Néof ormation de montmorillonite à partir de diatomées et de cendres dans les sédiments marins de Santorin (Méditerranée orientale). C. R. Acad. Sci., Paris, t. 274, p. 1132-1134.
- CHAMLEY H., DEBRABANT P., CANDILLIER A.M. et FOULON J. (1983).- Clay mineralogical and inorganic geochemical stratigraphy of Blake - Bahama Basin since the Callovian, site 534, Deep Sea Drilling Project Leg 56. Sheridan R.E., Gradstein F.M. et al. Init. Repts D.S.D.P., 76, (U.S. Govt Printing Office), p. 473-451.
- CHAMLEY H. et DEBRABANT P. (1984).- Mineralogical and geochemical investigations of sediments on the Mazagan Plateau, Northwestern African Margin (Leg 79, Deep Sea Drilling Project). Hinz K., Winterer E.L. et al. Init. Repts D.S.D.P. 79, Washington (U.S. Govt Printing Office), p. 497-508.
- CHEVALIER Y. (1970).- Sur l'altération des diorites quartziques de la région de Claviers (Var). Comparaison de quelques résultats avec ceux acquis sur les diorites du Limousin. C. R. Acad. Sci., Paris, 271 D, p. 2217-2220.

- CHEVALIER Y. (1984).- Altération météorique actuelle et paléoaltération du socle provençal (France). Evolution comparée des roches et des eaux de lessivage correspondantes. Univ. Nice. Thèse Doct. ès Sci., 691 p.
- CHURCHMAN G.J. (1980).- Clay minerals formed from micas and chlorites in some new Zealand soils. Clay Minerals, 15, p. 59-76.
- CLAGUE J.J. (1976).- Quadra Sand and its relation to the Wisconsin glaciation of southwest British Columbia. Can. J. Earth Sci., vol. 13, p. 803-815.
- CLAGUE J.J. (1977).- Quadra Sand : a study of the Late Pleistocene geology and geomorphic history of coastal southwest Columbia. Geol. Surv. Can., Paper 77-17, 24 p.
- CLAGUE J.J. (1978).- Mid-Wisconsinan climates of the Pacific Northwest in Current Research, Part B. Geol. Surv. Can., Paper 78-18, p. 95-100.
- CLAGUE J.J. (1980).- Late Quaternary Geology and Geochronology of British Columbia. Geol. Surv. Can., Paper 80-13, 28 p.
- CLAGUE J.J. (1981).- Late Quaternary Geology and Geochronology of British Columbia. Geol. Surv. Can., Paper 80-35, 41 p.
- CLAGUE J.J. et BORNHOLD B.D. (1980).- Morphology and littoral processes of the Pacific coast of Canada ; in the Coastline of Canada, S.B. McCann, Ed. ; Geol. Surv. Can., Paper 80-10, p. 339-380.
- CLOWES R.M., THORLEIFSON A.J. et LYNCH S. (1978).- Interpretation of a marine deep seismic sounding survey in the Winona basin off the west coast of Canada. Report of Activities, Part C. Geol. Surv. Can., Paper 78-1C, p. 29-34.
- COMMISSARIAT A L'ENERGIE ATOMIQUE (1963).- Commission d'établissement des méthodes d'analyses du Commissariat à l'énergie atomique n° 140, 65. Ed. C.E.A.
- CONWAY K.W. et LUTERNAUER J.L. (1984).- Longest core of quaternary sediments from Queen Charlotte Sound : preliminary description and interpretation ; in Current Research, Part A. Geol. Surv. Can. Paper 84-1A, p. 647-649.
- COOK R.A. (1981).- Composition and stratigraphy of late quaternary sediments from the northern end of Juan de Fuca Ridge. Master Thesis, University of British Columbia, 107 p.
- CORLISS J.B., LYLE M., DYMOND J. et CRANE K. (1978).- The chemistry of hydrothermal mounds near the Galapagos rift. Earth Plan. Sci. Letters, 40, p. 12-24.
- CORLISS J.B., DYMOND J., GORDON L.I., EDMOND J.M., von HERZEN R.P., BALLARD R.D., GREEN K., WILLIAMS D., BAINBRIDGE A, CRANE K. et van ANDEL T.H. (1979).- Submarine thermal Springs on the galapagos rift. Science, vol. 203, n° 4385, p 1073-1082.

- COUCH R.W. (1969).- Gravity and structure of the crust and sub-crust in the northeast Pacific Ocean west of Washington and British Columbia. Ph. D. Thesis, Oregon state University, Corvallis O.R.
- CRONAN D.S. (1972).- The Mid-Atlantic Ridge Near 45°N XVII : Al, As, Hg and Mn in Ferruginous sediments from the Median Valley. Can. J. Earth Sci., 9, vol. 3, p. 319-323.
- CRONAN D.S. (1976).- Basal metalliferous sediments from the eastern Pacific. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 87, p. 928-934.
- CUMMINGS D.R. (1941).- Preliminary Investigation into Possibilities for Producing Silica Sand from British Columbia Sand Deposits ; B.C. Dept. Mines.
- DAVIS E., CURRIE R., SAWYER B. et RIDDIHOUGH R. (1985).- Juan de Fuca Ridge atlas : Seamarc II Acoustic image mosaic (Wilson and Dellwood kuolls). Geol. Surv. Can. E.M.R., OPEN FILE 1144 on Earth Physics Branch, E.M.R., OPEN FILE 85-2.
- DEBRABANT P. et FOULON J. (1979).- Expression géochimique des variations du paléoenvironnement depuis le Jurassique supérieur sur les marges nord-atlantiques. Oceanol. Acta., 2, 4, p. 469-476.
- DEBRABANT P. et CHAMLEY H. (1982).- Influences océaniques et continentales dans les premiers dépôts de l'Atlantique Nord. Bull. Soc. géol. Fr., (7), t. XXIV, n° 3, p 473-486.
- DECONINCK J.F. (1982).- Etudes minéralogiques et géochimiques sur le Jurassique supérieur du littoral boulonnais. D.E.A. Lille, texte ronéo., 55 p.
- DECONINCK J.F. (1984).- Sédimentation et diagenèse des minéraux argileux du Jurassique supérieur-Crétacé dans le Jura méridional et le domaine subalpin (France - SE). Comparaison avec le domaine atlantique Nord. Thèse 3^{ème} cycle, Université de Lille, 149 p.
- DEJOU J., GUYOT J. et CHAUMONT C. (1972).- Altération superficielle des diorites dans les régions tempérées humides. Exemples choisis dans le Limousin. Sci. Geol., Bull. 25, 4, Strasbourg, p. 259-286.
- DESPEYROUX Y. (1985).- Etude hydrosédimentaire de l'estuaire de la Canche (Pas-de-Calais). Thèse 3^{ème} cycle, Université de Lille, 188 p.
- DIETER-HAASS L. et CHAMLEY H. (1980).- Oligocene climatic, tectonic and eustatic history off NW Africa (D.S.D.P. Leg 41, site 309). Oceanol. Acta, vol. 3, 1, p. 115-126.
- DUNOYER DE SEGONZAC G. (1969).- Minéraux argileux dans la diagenèse. Passage au métamorphisme. Thèse d'état, Strasbourg, 317 p.
- DYCK W. et FYLES J.G. (1963).- Geological survey of Canada radiocarbon dates II. Radiocarbon, vol. 4, p. 13-26. Reprinted (1963) in Geol. Surv. Can. Radiocarbon dates I and II ; Geol. Surv. Can., Paper 63-21, p. 15-31.
- DYMOND J., CORLISS J.B., HEATH G.R., FIELD C.W., DASCH E.J. et VEEH H.H. (1973).- Origin of metalliferous sediments from the Pacific Ocean. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 84, p. 3355-3372.

- DYMOND J. et VEEH., H.H. (1975).- Metal accumulation rates in the southeast Pacific and the origin of metalliferous sediments. Earth Plan. Sci. Letters, 28, p. 13-22.
- EASTERBROOK D.J. (1963).- Late Pleistocene glacial events and relative sea level changes in the northern Puget Lowland Washington. Bull. Geol. Soc. Am., 74, p. 1465.
- EDWARDS M.B. (1978).- Glacial Environments in Sedimentary Environments and Facies. Ed. H.G. Reading Elsevier N.Y., p. 416-438.
- EWING J., EWING M., AITKEN T. et LUDWIG W.J. (1968).- North Pacific sediments layers measured by seismic profiling. American Geophysical Union. Geophysical Monograph, 12, p. 147-173.
- FAUGERES J.C. et GONTHIER E. (1981).- Les argiles des sédiments marins du Quaternaire récent dans le golfe d'Aden et la mer d'Oman (mission Orgon IV). Oceanol. Acta., vol. 4, 4, p. 395-399.
- FOSCOLOS A.E., RUTTER N.W. et HUGHES O.L. (1977).- The Use of pedological studies in interpreting the quaternary history of central Yukon Territory. Geol. Surv. Can. Energy Mines Ressour., 271, 48 p.
- FRANCHETEAU J., NEEDHAM H.D., CHOUKROUNE P., JUTEAU T., SEGURET M., BALLARD R.D., FOX P.J., NORMARK W., CARRANZA A., CORDOBA D., GUERRERO J., RANGIN C., BOUGAULT H., CAMBON P. et HEKINIAN R. (1979).- Massive deep-sea sulphide ore deposits discovered on the East Pacific Rise. Nature, vol. 277, p. 523-528.
- FYLES J.G. (1963).- Surficial Geology of Horne Lake and Parksville map-areas, Vancouver Island, British Columbia. Geol. Surv. Can., mem. 318, 142 p.
- GASCOYNE M. (1980).- Pleistocene climate determined from stable isotope and geochronologic studies speleothem unpublished Ph. D thesis, McMaster University Hamilton, 467 p.
- GASCOYNE M., SCHWARZ H.P. et FORD D.C. (1980).- A Paleotemperature record for the mid-Wisconsin in Vancouver Island. Nature, vol. 285, n° 5765, p. 474-476.
- GIBBS R.J. (1977).- Clay mineral segregation in the marine environment. J. Sedim. Petrol., vol. 47, p. 37-43.
- GOLDICH S.S. (1938).- A study in rock-weathering. J. Geol., 46, p. 17-23.
- GRIFFIN J.J. WINDOM H. et GOLBERG E.D. (1968).- The distribution of clay minerals in the world ocean. Deep Sea Res., 15, p. 433-459.
- GRILL E.V., CHASE R.L., MACDONALD R.D. et MURRAY J.W. (1981).- A Hydrothermal deposit from Explorer ridge in the Northeast Pacific Ocean. Earth Plan. Sci. Letters, 52, p. 142-150.
- GUINIER A. (1964).- Théorie et technique de la radiocristallographie. Dunod Ed., Paris, 740 p.

- GUNDLACH H. et MARCHIG V. (1982).- Ocean floor "Metalliferous Sediments". Two possibilities for genesis ; in Ore genesis. The state of the Art, Ed. Amstutz, El Goresy, Freuzel, Kluth, Moh, Wanschkuhn and Zimmermann, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, p. 200-210.
- HANSEN K.F. (1983).- Geochemistry and mineralogy of sediments from Southeast Explorer rift (50°N, 130°W), Northeast Pacific : In search of evidence of hydrothermal activity. Unpublished. Master thesis of University of British Columbia, 1, 281 p..
- HAYES S.R. (1973).- Petrology of indurated sand stones, Leg 18, Deep Sea Drilling Project in Kulm, L.D., von Huene R. et al., 1973, In Rept. D.S.D.P., vol. 18, Washington (U.S. Govt. Printing Office), p. 915-924.
- HEATH G.R. et DYMOND J. (1977).- Genesis and transformation of metalliferous sediments from the East Pacific Rise, Bauer Deep, and Central Basin, Northwest Nazca plate. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 88, p. 723-733.
- HEKINIAN R. (1982).- Petrology of the Ocean floor ; Pub. Elsevier Oceanography series, 33 ; Ed. Elsevier Scientific publishing Compagny, Amsterdam, 393 p.
- HEKINIAN R., ROSENDAHL B.R., CRONAN D.S., DIMITRIEV Y., FODOR R.V., GOLL R.M., HOFFERT M., HUMPHRIS S.E., MATTEY D.P., NATLAND J., PETERSEN N., ROGGENTHEN W., SCHRADER E.L., SRIVASTAVA R.K. et WARREN N. (1978).-Hydrothermal deposits and associated basement rocks from the Galapagos spreading center. Oceanol. Acta., vol.I, 4, p. 473-482.
- HEKINIAN R., FEVRIER M., BISCHOFF J.L. et SHANKS W.C. (1980).- Sulfide Deposits from the East Pacific Rise Near 21°N. Science, vol. 207, p. 1433-1444.
- HICOCK S.R. (1980).- Pre Fraser Pleistocene stratigraphy, geochronology and paleoecology of the Georgia Depression, British Columbia Ph. D. Thesis, the University of Western, Ontario, London, Ont. 250 p.
- HICOCK S.R., DREIMANIS A. et BROSTER B.E. (1981).- Submarine flow tills at Victoria, British Columbia. Can. J. Earth. Sci., 18, p. 71-80.
- HICOCK S.R. et AMSTRONG J.E. (1983).- Pleistocene formations in southwest British Columbia : Their implications for patterns of sedimentation of possible Sangamonian to early Wisconsinan age. Can. J. Earth Sci., 20, p. 1232-1247.
- HOFFERT M., KARPOFF A.M., CLAUSER N., SCHAAF A., COURTOIS C. et PAUTOT G. (1978).- Néof ormation et altérations dans trois faciès volcanosédimentaires du Pacific Sud. Oceanol. Acta., vol. 1, 2, p. 187-202.
- HOLTZAPFFEL T. (1981).- Mineralogie des argiles dans les roches anté-Crétacé supérieur d'Othrys (Grèce continentale). D.E.A. Lille, 52 p.
- HOLTZAPFFEL T. (1983).- Origine et évolution des smectites albo-aptiennes et paléogènes du domaine Nord-Atlantique. Thèse 3^{ème} cycle, Lille, 164 p.

- HOLTZAPFFEL T. (1985).- Les minéraux argileux : préparation, analyse diffractométrique et détermination. Ann. Soc. géol. Nord, mém. 12, 136 p.
- HOWES D.E. (1983).- Late quaternary sediments and geomorphic history of northern Vancouver, Island, British Columbia. Can. J. Earth Sci., vol. 20, p. 57-65.
- INGLE J.C. Jr (1973a).- Neogene foraminifera from the Northeastern Pacific Ocean, Leg 18, Deep Sea Drilling Project, in Kulm L.D., von Huene R. et al., 1973, Init. Rept. D.S.D.P., vol. 18, Washington
- INGLE J.C. Jr (1973b).- Biostratigraphy in Kulm L.D., von Huene R. et al., Init. Rep. D.S.D.P., vol. 18, Washington (U.S. Govt. Printing Office), p. 949-960.
- IRELAND B.J., CURTIS C.D. et WHITEMAN J.A. (1983).- Compositional variation within some glauconites and illites and implications for their stability and origins. Sedimentology, 30, p. 769-786.
- JACOBS M.B. (1970).- Clay mineral investigations of Cretaceous and quaternary Deep sea sediments of the North American Basin ; in J. Sedim. Petrol., vol. 40, n° 3, p. 864-868.
- JACOBS M.B. (1974).- Clay mineral changes in antarctic deep sea sediments and cenozoic climatic events. J. Sedim. Petrol., vol. 44, n° 4, p. 1079-1086.
- JONES D., SILBERLING N. et HILLHOUSE J.W. (1977).- Wrangellia - A displaced terrane in Northwestern North America. Can. J. Earth Sci., vol. 14, p. 2565-2577.
- KARPOFF A.M., PETERSCHMITT I. et HOFFERT M. (1980).- Mineralogy and Geochemistry of Sedimentary deposits on Emperor Seamounts, sites 430, 431 and 432 : Authigenesis of silicates, phosphates and ferromanganese oxides. In Jackson and Koizumi ed., Init. Rep. D.S.D.P., vol. LV, Washington (U.S. Govert. Printing Office), p. 463-489.
- KARPOFF A.M., HOFFERT M. et CLAVER N. (1981).- Sedimentary sequences at deep sea drilling project site 464 : silicification processes and transition between siliceous biogenic oozes and brown clays. Thiede and Vallier Ed. Init. Rep. Deep. Sea Dr. Proj., vol. LXII, Washington (U.S. Govert. Printing. Office), p. 759-771.
- KISCH H.J. (1983).- Mineralogy and petrology of burial diagenesis (burial metamorphism) and incipient metamorphism in clastic rocks. In Diagenesis in sediments and sedimentary rocks, vol. II, Elsevier Amsterdam, p. 289-494.
- KUBLER B. (1966).- La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme. Colloque Neuchâtel, Etages tectoniques, p. 105-122.
- KULM L.D., von HUENE R. et al. (1973).- Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 18, Washington (U.S. Govert. Printing Office), 1077 p.

- LATOUCHE C. (1975).- Les minéraux argileux des sédiments actuels de l'Atlantique Nord-Oriental et du Sud de la Mer de Norvège. Congrès de Mexico (1975).
- LEROY P. (1981).- Contribution à l'étude de la sédimentation argileuse sur les marges de l'Océan Atlantique Nord depuis le Jurassique supérieur. Thèse 3^{ème} cycle, Lille, 134 p.
- LOWDON J.A., FYLES J.G. et BLAKE W., Jr (1967).- Geological Survey of Canada radiocarbon dates VI. Radiocarbon, vol. 9, p. 156-197. Reprinted (1967) as Geological Survey of Canada, Paper 67-28, 42 p.
- LOWDON J.A., ROBERTSON I.M. et BLAKE W., Jr (1977).- Geological Survey of Canada radiocarbon dates XVII. Geol. Surv. Can., Paper 77-7, 25 p.
- LOWDON J.A. et BLAKE W., Jr. (1978).- Geological Survey of Canada radiocarbon dates XVII. Geol. Surv. Can., Paper 78-7, 20 p.
- LUCAS J. (1962).- La transformation des minéraux argileux dans la sédimentation. Etudes sur les argiles du Trias. Mém. Serv. Carte Géol. Als. Lorr., 23, 202 p.
- LYKOUSIS V., COLLINS M.B. et FERENTINOS G. (1981).- Modern sedimentation in the N-W Aegean Sea. Mar. Geol., 43, p. 111-130.
- MAILLOT H. (1980).- Géochimie des sédiments crétacés et cénozoïques de la marge atlantique sud-orientale (Leg 40, D.S.D.P.). Rev. Géol. dyn. Géogr. phys., vol. 22, fasc. 1, p. 75-83.
- MAILLOT H. (1983).- Les paléoenvironnements de l'Atlantique Sud : Apport de la géochimie sédimentaire. Soc. géol. Nord., publ. n° 9, 316 p.
- MAILLOT H. et ROBERT C. (1984).- Paleoenvironmental evolution of the Walvis Ridge deduced from inorganic geochemical and clay mineralogical data, Deep Sea Drilling project Leg 74, Southeast Atlantic ; in Init Rep. D.S.D.P., vol. LXXIV, Washington (U.S. Govert Printing Office), 74, p. 663-683.
- MAMMERICKX J. et TAYLOR I.L. (1971). Bathymetry of the Pioneer Survey Area North of 45°N lat. Geological data center, Scripps Institution of Oceanography Special Chart n° 1.
- MANSY J.L. (1980).- La Cordillère canadienne au Nord et au Centre de la Colombie Britannique (Canada). Rev. Géol. dyn. Géogr. phys., vol. 22, fasc. 4-5, p. 233-254.
- MARCHIG V. (1978).- Brown clays from the Central Pacific - Metalliferous Sediments or not ? Geol. Jb., D 30, p. 3-25.
- MARCHIG V. et GUNDLACH H. (1977).- Zur Geochemie von Mangankrollen ans dem Zentralpazifik und ihrer Sedimentunterlage. Geol. Jb. D-23, p. 91-104.
- MARCHIG V., GUNDLACH H. et SCHNIER C. (1979).- Verhalten von Radiolarienschalen ans dem Zentralpazifik bei der Diagenese. Geol. Rundschau, Band 68, 3, p. 1037-1054.

- MARCHIG V. et GUNDLACH H. (1982).- Iron rich metalliferous sediments on the East Pacific Rise : prototype of undifferentiated metalliferous sediments on divergent plate boundaries ; Earth Plan. Sci. Letters, 58, p. 361-382.
- MARCHIG V., GUNDLACH H., MOLLER P. et SCHLEY F. (1982).- Some geochemical indicators for discrimination between diagenetic and hydrothermal metalliferous sediments. Mar. Geol., 50, p. 241-256.
- MARCHIG V., MOLLER P., BÄCKER H. et DULSKI P. (1985).- Foraminiferal ooze from the Gatapagos Rift area - hydrothermal impact and diagenetic mobilization of elements. Mar. Geol., 62, p. 85-104.
- MATHEWS W.H. (1979).- Landslides of Central Vancouver Island and the 1946 earthquake. Seismological Soc. Amer., Bull. 331, 22 p.
- MATHEWS W.H., FYLES J.G. et NASMITH H.W. (1970).- Postglacial crustal movements in southwestern British Columbia and adjacent Washington State. Can. J. Earth Sci., vol. 7, n° 2, pt. 2, p. 690-702.
- MEILHAC A. et TARDY Y. (1970).- Genèse et évolution des séricites, vermiculites et montmorillonites au cours de l'altération de plagioclases en pays tempéré. Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr., 23, 3-4, Strasbourg, p. 145-161.
- MICHARD G. (1968).- Coprécipitations de l'ion manganéux avec le carbonate de calcium. C. R. Acad. Sci., Paris, t. 267, série D, p. 1685-1688.
- MILLOT G. (1964).- Géologie des argiles, altérations, sédimentologie géochimie, Masson éd., Paris, 499 p.
- MILLOT G. (1967).- Les deux grandes voies de l'évolution des silicates à la surface de l'écorce terrestre. Rev. Questions scientifiques, t. 138, (5^{ème} série, t. 28), n° 3, p. 335-357.
- MILNE W.G., ROGERS G.C., RIDDIHOUGH R.P., McMECHAN G.A. et HYNDMAN R.D. (1978).- Seismicity of western Canada. Can. J. Earth Sci., 15, p. 1170-1193.
- MINSTER J.B. et JORDAN T.H. (1978).- Present day plate motions. J. Geoph. Res., 83, p. 5331-5354.
- MONACO A., VALETTE J.N., HOFFERT M. et picot P. (1979).- Héritage et néoformation dans les dépôts volcano-sédimentaires et hydrothermaux avoisinant l'Ile de Vulcano. Océanol. Acta, vol. 2, 1, p. 75-90.
- MONGER J.W.H. et PRICE R.A. (1979).- Geodynamic evolution of the Canadian Cordillera - Progress and problem. Can. J. Earth Sci., vol. 16, p. 770-791.
- MOORE W.S. et VOGT P.R. (1976).- Hydrothermal manganese crusts from two sites near the Galapagos spreading axis. Earth planet. Sci. Letters, 29, p. 349-356.
- MOSSER C. (1979).- Eléments traces dans quelques Argiles des Altérations et des Sédiments. In Origin and distributin of the elements Ed. by L.H. Ahrens, Pergamon Press, Oxford and New-York, p. 315-329.

- MOSSER C. (1983).- Elements traces des argiles : des marqueurs. Clay minerals, 18, p. 139-151.
- MOYES J., DUPLESSY J.C., GONTHIER E., LATOUCHE C., MAILLET N., PARRA M. et PUJOL C. (1974).- Les sédiments profonds actuels et pléistocènes récents de l'Atlantique Nord-Oriental et du Sud de la Mer de Norvège. in II^{ème} Colloque International sur l'Exploitation des Océans, Bordeaux, 1974, vol. 4, BX 201, 15 p.
- MULLER J.E. (1977).- Evolution of the Pacific Margin, Vancouver Island and adjacent regions. Can. J. Earth Sci., 14, p. 2062-2085.
- MULLER J.E. (1981).- Insular and Pacific Belts in Field guides to Geology and Mineral deposits. Calgary 81 Annual Meeting, ed. Thompson and Cook. Geological Association of Canada. Mineralogist Association of Canada and Can. Geoph. Union, p. 316-334.
- MULLINEAUX D.R., HYDE J.H. et RUBIN M. (1975).- Widespread late glacial and postglacial bephra depositd from Mount St. Helens volcano, Washington ; United states Geological Survey. J. of Research, vol. 3, n° 3, p. 329-335.
- MURRAY J.W. et TIFFIN D.L. (1974).- Patterns of deformation, sedimentation and tectonism southwestern canadian continental margin. Ann. Soc. Géol. Belgique, t. 97, p. 169-183.
- MUSICH L.F. (1973).- Pollen occurrence in eastern north Pacific sediments. Deep Sea Drilling Project, Leg 18 in Kulm L.D., von Huene R. et al., 1973, Init. Rept D.S.D.P., vol. 18, Washington (U.S. Govert. Printing Office), p. 799-816.
- NATIONAL ATLAS OF CANADA (1974).- Energy Ressources and Mines, Canada.
- NEAL C., ELDERFIELD H. et CHESTER (1979).- Marine chemistry, 7, p. 207-219.
- NORMARK W.R., DELANEY J.R., MORTON J.L., KOSKI R., BARNES I., STEVENSON A., HAYBA D., BARGAR K., JOHNSON H.P. et CLAGUE D. (1981).-Hydrothermal vents and sulfide deposits on the Southern Juan de Fuca Ridge. E.S.O., 62, 913 p.
- NOVIKOFF A., TSAWLASSOU G., GAC J.Y., FOURGEAT F. et TARDY Y. (1972).- Alteration des biotites dans les arènes des pays tempérés, tropicaux et équatoriaux. Sci. Geol., bull. 25, 4, Strasbourg, p. 287-305.
- OBERLINA . et TCHOUBAR C. (1967).- Etude en microscopie et diffraction électroniques des relations d'équilibre albite-beidellite-kaolinite à 200°C. C. R. Acad. Sci., Paris, 265 D, p. 1021-1024.
- ODIN G.S. et MATTER A. (1981).- De glauconarium origine. Sedimentology, 28, p. 611-641.
- ORSOLINI P. et CHAMLEY H. (1980).- Alluvionnement argileux et dynamique sédimentaire dans la région de Saint-Tropez (Var). Géol. Médit., t. VII, 2, p. 155-159.

- PAQUET H. (1969).- Evolution géochimique des minéraux argileux dans les altérations et les sols des climats méditerranéens et tropicaux à saisons contrastées. Mém. Serv. Carte Géol. Als. Lorr., 30, 210 p.
- PARRA M. (1980).- Apport des données minéralogiques et géochimiques à la connaissance de la sédimentation profonde et de l'hydrologie de l'Océan Nord-Atlantique pendant le Quaternaire terminal. (Dernier glaciaire et post-glaciaire). Thèse d'Etat, Univ. de Bordeaux I, 223 p.
- PARRA M. (1982).- North Atlantic sedimentation and Paleohydrology during the late Quaternary. Mineralogical and geochemical data. Oceanol. Acta, 5, p. 241-248.
- PARRA M., DELMONT P., FERRAGNE A., LATOUCHE C., PONS J.C. et PUECHMAILLE C. (1984).- Origine et évolution des smectites des sédiments récents dans l'Atlantique Nord-Est.
- PEDERSEN T.F. et PRICE N.B. (1982).- The geochemistry of manganese carbonate in Panama Basin sediments. Geochim. Cosmochim. Acta., vol., 46, p. 59-68.
- PETERSEN L. et RASMUSSEN K. (1980).- Mineralogical composition of the clay fraction of two fluvio-glacial sediments from east Greenland. Clays minerals, 15, p. 135-145.
- PINTA M. (1971).- Spectrométrie d'absorption atomique. I et II. Masson éd., Paris.
- PINTA M. et RIANDEY C. (1970).- Les effets de matrice sur les dosages des traces par absorption atomique. In : Dosage des éléments à l'état de traces dans les roches et autres substances minérales naturelles, C.N.R.S., 464 p.
- PIPER D.J.W. (1973).- The sedimentology of silt turbidites from the gulf of Alaska in Kulm L.D., von Huene R. et al., 1973, Init. Rept. D.S.D.P., vol. 18, Washington (U.S. Govert Printing Office), p. 847-868.
- PIPER D.Z., VEEH H.H., BERTRAND W.G. et CHASE R.L. (1975).- An iron-rich deposit from the Northeast Pacific. Earth Plan. Sci. Letters, 26, p. 114-120.
- PREST V.K. (1974).- Retreat of the last ice sheet. In : The National Atlas of Canada, 31-32.
- RATEV M.A., GORBUNOVA Z.N., LISITZYN A.P. et NOSOV G.L. (1969).- The distribution of clay mineral in the oceans. Sedimentology, 13, p. 21-43.
- RIDDIHOUGH R.P. (1977).- A model for recent plate interactions off Canada's west coast. Can. J. Earth Sci., 14, p. 384-396.
- RIDDIHOUGH R.P. (1979).- Gravity and structure of an active margin - British Columbia and Washington. Can. J. Earth Sci., vol. 16, p. 350-353.
- RIDDIHOUGH R.P. (1982).- Contemporary mouvements and tectonics on Canada's west coast : A discussion. Tectonophysics, 86, p. 319-341.

- RIDDIHOUGH R. P. (1983).- Recent movements of the Juan de Fuca plate System. J. Geophys. Res.,
- RIDDIHOUGH R.P., CURRIE R.G. et HYNDMAN R.D. (1980).- The Dellwood knolls and their role in triple junction tectonics off Northern Vancouver, Island. Can. J. Earth Sci., 17, p. 577-593.
- RISE Project Group : SPIESS F.N. et al. (1980).- East Pacific Rise : Hot Springs and Geophysical Experiments. Science, vol. 207, n° 4438, p. 1421-1432.
- RIVIERE A. (1977).- Méthodes granulométriques techniques et interprétations. Techniques et méthodes sédimentologiques, éd. Masson (Paris), 170 p.
- ROBERT C. (1980).- Climats et courants cénozoïques dans l'Atlantique Sud d'après l'étude des minéraux argileux (legs 3, 39 et 40, D.S.D.P.). Oceanol. Acta, vol. 3, n° 3, p. 369-376.
- ROBERT C. (1982).- Modalités de la sédimentation argileuse en relation avec l'histoire de l'Atlantique Sud. Thèse d'Etat, Aix-Marseille, 141 p.
- ROBERT C., HERBIN J.P., DEROO G., GIROUD d'ARGOOD G. et CHAMLEY H. (1979).- L'atlantique sud au Crétacé d'après l'étude des minéraux argileux et de la matière organique (legs 39 et 40 D.S.D.P.). Oceanol. Acta, vol. 2, n° 2, p. 209-218.
- ROSS G.J. et KODAMA H. (1976).- Experimental alteration of a chlorite into a regularly interstratified chlorite-vermiculite by chemical oxidation. Clays and clay Minerals, vol. 24, p. 183-190.
- ROTSCHY F., VERGNAUD GRAZZINI C., BELLAICHE G. et CHAMLEY H. (1972).- Etude paléoclimatologique d'une carotte prélevée sur un dôme de la plaine abyssale Ligure ("Structure Alinat") ; Palaeogeography, Palaeoclimatol, Palaeoecol., 11, p. 125-145.
- SAYLES F.L. et BISCHOFF J.L. (1973).- Ferromanganoan sediments in the equatorial East Pacific. Earth Plan. Sci. Letters, 19, p. 330-336.
- SCHEIDEGGER K.F., KULM L.D. et PIPER D.J.W. (1973).- Heavy mineralogy of unconsolidated sands in northeastern Pacific sediments, Leg 18, Deep Sea Drilling Project. in Kulm L.D. and von Huene R. et al., 1973, Init Repts D.S.D.P., vol. 18, Washington (U.S. Govert Printing Office), p. 877-888.
- SCHMITS W., SINGER A., BACKER H. et STOFFERS P. (1982).- Hydrothermal serpentine in a Hess Deep sediment core. Mar. Geol., 46, p. M17-M26.
- SCHRADER H.J. (1973).- Cenozoic Diatoms from the Northeast Pacific, Leg 18, in Kulm L.D., von Huene R. et al., 1973, Init. Rept. D.S.D.P., vol. 18, Washington (U.S. Govert. Printing Office), p. 673-698.
- SHEARME S., CRONAN D.S. et RONA P.A. (1983).- Geochemistry of sediments from the TAG Hydrothermal Field, M.A.R. ut latitude 26°N. Mar. Geol., 51, p. 269-291.

- SINGER A. (1966).- The mineralogy of the clay fraction from basaltic soils in the Galilée (Israel). J. Soil Sci., 17, p. 136-147.
- SINGER A. (1980).- The paleoclimatic interpretation of clay minerals in soils and weathering profiles. Earth Sci. Rev., 15, p. 303-326.
- SINGER A. (1984).- The paleoclimatic interpretation of clay minerals in sediments - a review ; Earth Sci. Rev., 21, p. 251-293.
- SINGER A. et MULLER G. (1983).- Diagenesis in argillaceous sediments in Diagenesis in sediments and sedimentary rocks, 2, p. 115-212.
- SPYRIDARIS D.C., CHESTERS G. et WILDE S.A. (1967).- Kaolinization of biotite as a result of coniferous and deciduous seedling growth. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 31, p. 203-210.
- SRIVASTAVA S.P., BARRET D.L., KEEN C.E., MANCHESTER K.S., SHIH K.G., TIFFIN D.L., CHASE R.L., THOMMLINSON A.G., DAVIS E.E. et LISTER C.R.B. (1971).- Preliminary analysis of geophysical measurements north of Juan de Fuca Ridge. Can. J. Earth Sci., 8, p. 1265-1281.
- STEINBERG M. et MOODOZIS-MARIN C. (1978).- Classification géochimique des radiolarites et des sédiments siliceux océaniques, signification paléo-océanographique. Oceanol. Acta., 1, 3, p. 359-367.
- STRAKHOV N.M. (1969).- Principles of Lithogenesis, vol. 2, Oliver and Boyd, Edinburgh, 690 p.
- SUDO T. et SHIMODA S. (1978).- Clays and clay minerals of Japan. (Ed.) Sudo and Shimoda. Elsevier. Developments in sedimentology, 26, 326 p.
- THIRY M., FORETTE N. et SCHMITT J.M. (1983).- Techniques de diffraction des rayons X et interprétations des diagrammes. Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris. Centre de Géologie générale et minière. Laboratoire des rayons X, 51 p.
- THOMPSON R.E. (1981).- Oceanography of the British Columbia Coast in Canadian special publication of fisheries and aquatic sciences 56, Ottawa, 1981, p. 235-245.
- THOMPSON R.E. (1984).- Océanographie de la côte de la Colombie-Britannique, Publication spéciale. Can. Sci. Halieut., 56, 317 p.
- TIFFIN D.L., CAMERON B.E.B. et MURRAY J.W. (1972).- Tectonics and Depositional history of the Continental Margin off Vancouver, Island, British Columbia. Can. J. Earth Sci., 9, p. 280-296.
- TIFFIN D.L., BORNHOLD B.D., YORATH C.J., HERZER R.H. et TAYLOR G.C. (1978).- Bottom sediments - vicinity of Juan de Fuca and Explorer Ridges Northeast Pacific Ocean ; in Current Research, Part A, Geol. Surv. Can., Paper 78-1A, p. 533-537.
- TIPPER H.W., WOODSWORTH G.J. et GABRIELSE H. (co-ordinators) (1981).-Map 1505 A : Tectonic assemblage map of the Canadian Cordillera and adjacent parts of the S.A. (1/2 000 000). Geol. Surv. Can.
- TRASK P.D. (1930).- Economic Geology. Vol. 25, p. 581-599.

- TRAUTH D., EHRET G., EBERHART J.P. et WEBERT F. (1977).- Microscopie électronique et minéraux argileux. Résultats obtenus et orientations actuelles. Publ. Int. Inst. Geol. Strasbourg, 16 p.
- VARNAVAS S.P. et PAPAIOANNOU J. (1983).- Metal accumulation rates in East Pacific Rise metalliferous sediments. Mar. Geol., 52, p. 227-239.
- WEISE W. (1969).- Studies in properties distribution and heavy mineral contents of sediments in no there Queen Charlotte Sound. B. Sc. Thesis, U.B.C., Vancouver, Canada.
- WHITEHOUSE V.G., JEFFREY L.N. et DEBRECHT J.D. (1960).- Differential settling tendencies of clay minerals in saline waters. Clays and clay minerals (7th nat. conf.), p. 1-80.
- WILSON M.J. (1967).- The clay mineralogy of some soils derived from a biotite rich quartz, gabbro in teh Strathdon area. Aberdeenshire. Clay minerals, 7, p. 91-100.
- YANOGLOV N.J., NOBECI C., KOSTIKAS A.J. et SIMOPOULOS A.C. (1972). Weathering of mica flakes in two soils in northern Greece. Evaluated by Mössbauer and conventional techniques. Soil Sic. Soc. Amer. Proc., 36, p. 520-527.
- ZEMMELS I. et COOK H.E. (1973).- Appendix IV : X-ray mineralogy of sediments from the Northeast Pacific and Gulf of Alaska. Leg 18, Deep Sea Drilling Project. in Kulm L.D., von Huene R. et al., 1973. Init Repts D.S.D.P., col. 18, Washington (U.S. Govert Printing Office), p. 1015-1047.
- ZIMMERMAN H.B. (1977).- Clay-mineral stratigraphy and distribution in the South Atlantic Ocean. In : Supko P.R., Perch-Nielsen K. et al. Init. Rept. D.S.D.P., 39. U.S. Govert. Printing Office, Washington, D.C., p. 395-405.

LISTE DES TABLEAUX

	Page
Tabl. 1-1 : Formations quaternaires de l'île de Vancouver.....	10
Tabl. 2-1 : Paramètres utilisés en diffraction X.....	23
Tabl. 2-2 : Nomenclature des minéraux interstratifiés irréguliers.....	25
Tabl. 2-3 : Détermination du degré d'asymétrie des chlorites.....	27
Tabl. 2-4 : Facteur de structure des réflexions d'ordre impair pour les chlorites.....	27
Tabl. 2-5 : Rapports d'intensité pour déterminer le nombre d'atomes lourds dans les chlorites.....	28
Tabl. 2-6 : Comparaison des données d'analyses de l'échantillon standart canadien.....	30
Tabl. 3-1 : Exemples de séquences d'altération.....	33
Tabl. 3-2 : Environnement climatique et variation du cortège argileux pour chaque formation étudiée.....	58
Tabl. 4-1 : Données granulométriques et minéralogiques de la carotte HUD 81 II st. 8.....	79
Tabl. 4-2 : Moyennes des rapports de pics de la chlorite de la carotte HUD 81 II st. 8.....	84
Tabl. 4-3 : Moyennes des analyses géochimiques par unité minéralogique....	87
Tabl. 4-4 : Faits et interprétations paléoclimatiques de la carotte HUD 81 II st. 8.....	95
Tabl. 5-1 : Pourcentages moyens des trois assemblages minéralogiques du secteur des collines de Dellwood.....	116
Table 5-2 : Comparaison des moyennes géochimiques de l'étude avec différents types de sédiment.....	126
Tabl. 5-3 : Coefficients de corrélation entre chaque élément dosé.....	129
Tabl. 5-4 : Moyennes géochimiques des unités minéralogiques du secteur des collines de Dellwood.....	132
Tabl. 5-5 : Données géochimiques de la fraction fine - Comparaison avec la fraction totale.....	137
Tabl. 5-6 : Analyses de l'arsenic et du sélénium.....	140
Tabl. 5-7 : Teneurs en arsenic et en sélénium dans différents sédiments...	141
Tabl. 5-8 : Caractéristiques minéralogiques de chaque unité du site 177...	159
Tabl. 5-9 : Analyses géochimiques des sédiments du site 177.....	167

LISTE DES FIGURES

	Page
Fig. 1-1 : Localisation du domaine d'étude.....	4
Fig. 1-2 : Courants de surface au large de la Colombie Britannique.....	6
Fig. 1-3 : Données climatiques actuelles de la côte Pacifique.....	6
Fig. 1-4 : Carte géologique simplifiée du SW de la Colombie Britannique...	9
Fig. 1-5 : Localisation géographique des lieux cités lors de l'étude sur le Quaternaire.....	11
Fig. 1-6 : Cartes d'avance et de retraits des glaciers au cours de la dernière glaciation.....	12
Fig. 1-7 : Transgression marine maximale après la dernière glaciation.....	14
Fig. 1-8 : Carte de distribution des séismes à l'Ouest du Canada.....	15
Fig. 1-9 : Hypothèses sur la position du point triple dans l'Océan Pacifique Nord-oriental.....	16
Fig. 2-1 : Localisation géographique des sites étudiés.....	18
Fig. 2-2 : Localisation du site de Willemar Bluff.....	18
Fig. 2-3 : Localisation du site de Cowichan Head.....	18
Fig. 2-4 : Localisation du site de Victoria.....	18
Fig. 3-1 : Coupes lithologiques du site de Willemar Bluff.....	34
Fig. 3-2 : Coupes lithologiques du site de Cowichan Head.....	36
Fig. 3-3 : Coupe lithologique du site de Victoria.....	38
Fig. 3-4 : Minéralogie de la fraction argileuse et granulométrie de la coupe 1 du site de Willemar Bluff.....	42
Fig. 3-5 : Diffractogramme de l'échantillon WB 22, coupe 1 du site de Willemar Bluff.....	43
Fig. 3-6 : Diffractogramme de l'échantillon WB 9, coupe 1 du site de Willemar Bluff.....	43
Fig. 3-7 : Minéralogie de la fraction argileuse et granulométrie de la coupe 2 du site de Willemar Bluff.....	44
Fig. 3-8 : Diffractogramme de l'échantillon WB 32, coupe 2 du site de Willemar Bluff.....	44
Fig. 3-9 : Variations verticales des pourcentages de kaolinite, vermiculite et chlorite et rapport de pic Feldspath/Amphibole sur le site de Willemar Bluff.....	45

	Page
Fig. 3-10 : Minéralogie de la fraction argileuse et granulométrie de la coupe 1 du site de Cowichan Head.....	46
Fig. 3-11 : Diffractogramme de l'échantillon CH 2-11, coupe 1 du site de Cowichan Head.....	46
Fig. 3-12 : Minéralogie de la fraction argileuse et granulométrie de la coupe 2 du site de Cowichan Head.....	47
Fig. 3-13 : Diffractogramme des échantillons CH 2-14 et CH 2-16, coupe 2 du site de Cowichan Head.....	47
Fig. 3-14 : Minéralogie de la fraction argileuse et granulométrie de la coupe 3 du site de Cowichan Head.....	48
Fig. 3-15 : Variations verticales du pourcentage des argiles, des rapports de pics Feldspath/Amphibole, I(002)/I(001) de l'illite et de la cristallinité de l'illite sur le site de Cowichan Head.....	49
Fig. 3-16 : Minéralogie de la fraction argileuse et granulométrie de la coupe du site de Victoria.....	50
Fig. 3-17 : Diffractogramme de l'échantillon V 9 de la coupe du site de Victoria.....	50
Fig. 3-18 : Variations verticales du pourcentage des argiles, des rapports de pics Feldspath/Amphibole et I(002)/I(001) de l'illite et de la cristallinité de l'illite sur le site de Victoria.....	50
Fig. 3-19 : Rapports de pics de raies (001) de la chlorite des coupes 1 et 3 du site de Cowichan Head.....	51
Fig. 3-20 : Relation entre les pourcentages d'illite et l'abondance de sable de certains échantillons.....	53
Fig. 3-21 : Synthèse des données minéralogiques de l'ensemble des coupes de l'île de Vancouver.....	54
Fig. 3-22 : Carte géologique de l'île de Vancouver.....	56
Fig. 3-23 : Cortèges argileux en fonction des précipitations et du type de roches mères.....	61
Fig. 3-24 : Comparaison des moyennes minéralogiques de la formation de Fraser du site de Victoria avec celle des formations de Cowichan Head, Quadra Sand et Fraser des sites de Willemar Bluff et Cowichan Head.....	65
Fig. 3-25 : Hypothèse sur l'origine des minéraux argileux.....	66
Fig. 4-1 : Minéralogie de la fraction argileuse, de la fraction inférieure, de la fraction inférieure à 8 m et granulométrie des sédiments de la baie de Quatsino.....	72
Fig. 4-2 : Comparaison des fractions inférieures à 8 et à 2 m des sédiments de la baie de Quatsino.....	73

	Page
Fig. 4-3 : Estimation de la nature chimique de la chlorite des sédiments de la baie de Quatsino.....	73
Fig. 4-4 : Carte géologique simplifiée du Nord de l'île de Vancouver.....	74
Fig. 4-5 : Minéralogie de la fraction argileuse des sédiments des fjords de Burke et Dean.....	75
Fig. 4-6 : Minéralogie de la fraction inférieure à 8 m des sédiments des fjords de Burke et Dean.....	75
Fig. 4-7 : Comparaison des fractions inférieures à 8 et à 2 m des sédiments des fjords de Burke et Dean.....	75
Fig. 4-8 : Estimation de la nature chimique de la chlorite dans les sédiments des fjords de Burke et Dean.....	76
Fig. 4-9 : Courbes granulométriques cumulatives des sédiments du site HUD 81 II st. 8.....	79
Fig. 4-10 : Minéralogie de la fraction argileuse, granulométrie, cristallinité de l'illite et rapports de pics des sédiments du site HUD 81 II st. 8.....	81
Fig. 4-11 : Diffractogramme de l'échantillon 770-772 cm du site HUD 81 II st. 8.....	82
Fig. 4-12 : Diffractogramme de l'échantillon 278-280 cm du site HUD 81 II st. 8.....	82
Fig. 4-13 : Diffractogramme de l'échantillon 18-20 cm du site HUD 81 II st. 8.....	82
Fig. 4-14 : Diffractogrammes de l'échantillon 770-772 cm lors de chauffages progressifs.....	82
Fig. 4-15 : Estimation de la nature chimique de la chlorite des sédiments du site HUD 81 II st. 8.....	84
Fig. 4-16 : Comparaison des fractions inférieures à 8 et à 2 m des sédiments du site HUD 81 II st. 8	86
Fig. 5-1 : Localisation des sites étudiés dans le secteur des collines de Dellwood.....	98
Fig. 5-2 : Localisation des profils sismiques et bathymétriques, des stations de photographies sous-marines.....	101
Fig. 5-3 : Diagramme sable-silt-argile pour les sédiments du secteur des collines de Dellwood.....	103
Fig. 5-4 : Pourcentage de sable le long des carottes du secteur des collines de Dellwood.....	103
Fig. 5-5 : Diagramme du pourcentage de sable en fonction de celui d'argile.....	105
Fig. 5-6 : Indice de classement de Trask le long des carottes du secteur des collines de Dellwood.....	106
Fig. 5-7 : Variation horizontale de l'indice de classement de Trask moyen par site.....	107

	Page
Fig. 5-8 : Diagramme du pourcentage de sable en fonction de l'indice de classement.....	107
Fig. 5-9 : Diagrammes de l'indice de classement moyen par site en fonction du pourcentage de sable et d'argile.....	108
Fig. 5-10 : Courbes granulométriques cumulatives du site END 83C01.....	108
Fig. 5-11 : Courbes granulométriques cumulatives des sites END 83C12, 13, 24 et 26.....	109
Fig. 5-12 : Courbes granulométriques cumulatives des sites END 83C16, 17, 19 et 27.....	110
Fig. 5-13 : Diffractogramme de l'échantillon END 83C-19-63/65.....	112
Fig. 5-14 : Diffractogrammes des échantillons END 83C-16-60/62, 1600/02, 09-24/26.....	113
Fig. 5-15 : Minéralogie de la fraction argileuse, lithologie à granulométrie des sites END 83C-01, 09, 10, 13, 15, 16, 17, 19, 23, 27 et 29.....	114
Fig. 5-16 : Variations verticales du pourcentage de chlorite, (10-14 _v) et smectite le long des carottes du secteur des collines de Dellwood.....	117
Fig. 5-17 : Estimation de la nature chimique de la chlorite dans le site END 83C01.....	118
Fig. 5-18 : Estimation de la nature chimique de la chlorite dans les sites END 83C-16, 17 et 19.....	119
Fig. 5-19 : Estimation du degré d'asymétrie des chlorites le long des carottes du secteur des collines de Dellwood.....	120
Fig. 5-20 : Estimation du nombre d'atomes de fer dans les chlorites le long des carottes du secteur des collines de Dellwood.....	121
Fig. 5-21 : Répartitions des deux unités minéralogiques dans les carottes du secteur de collines de Dellwood.....	123
Fig. 5-22 : Minéralogie des argiles dans les niveaux de surface des carottes du secteur des collines de Dellwood.....	124
Fig. 5-23 : Variation horizontale de l'abondance de la smectite par rapport à l'illite dans les niveaux de surfaces du secteur des collines de Dellwood.....	124
Fig. 5-24 : Variation horizontale de l'abondance des minéraux associés dans les niveaux de surface du secteur des collines de Dellwood.....	124
Fig. 5-25 : Comparaison entre les fractions inférieures à 8 et à 2 m.....	125
Fig. 5-26 : Diagramme - Mn* en fonction de D*.....	127

	Page
Fig. 5-27 : Rapports des moyennes géochimiques des sédiments du secteur des collines de Dellwood sur des sédiments terrigènes, pélagiques et métallifères.....	127
Fig. 5-28 : Résultat de l'analyse factorielle des correspondances.....	131
Fig. 5-29 : Rapport des moyennes géochimiques et écarts-types de l'unité minéralogique supérieure sur l'unité minéralogique inférieure du secteur des collines de Dellwood.....	132
Fig. 5-30 : Variations verticales du pourcentage de CaO et Sr dans les carottes du secteur des collines de Dellwood.....	133
Fig. 5-31 : Variations verticales du pourcentage de Zn et Mn dans les carottes du secteur des collines de Dellwood.....	134
Fig. 5-32 : Variations verticales du pourcentage de Cu, Ni et Li dans les carottes du secteur des collines de Dellwood.....	135
Fig. 5-33 : Variations du pourcentage moyen par site de Cu, Li, Ni, Sr et Mn en fonction de D, Fe/Mn et du pourcentage moyen de fraction argileuse par site.....	136
Fig. 5-34 : Rapport des analyses géochimiques de la fraction fine sur celles du sédiment total.....	138
Fig. 5-35 : Datation au ¹⁴ C obtenue dans le secteur des collines de Dellwood et sur le plateau continental.....	142
Fig. 5-36 : Corrélacion entre les unités minéralogiques du secteur des collines de Dellwood et du bassin de la Reine Charlotte....	143
Fig. 5-37 : Rapport de la moyenne des analyses géochimiques de l'unité minéralogique supérieure du secteur des collines de Dellwood sur celle des unités basale et sommitale du site HUD 81 II st. 8.....	144
Fig. 5-38 : Diagramme du taux d'argile moyen par site en fonction de Zn....	152
Fig. 5-39 : Minéralogie de la fraction argileuse, cristallinités de l'illite et de la smectite et rapports de pics de la chlorite du site 177, Leg 18, D.S.D.P.....	157
Fig. 5-40 : Diffractogramme de l'échantillon 177A-26-1-46/48.....	156
Fig. 5-41 : Diffractogramme de l'échantillon 177A-23-46/48.....	156
Fig. 5-42 : Diffractogramme de l'échantillon 177A-13-1-120/122.....	156
Fig. 5-43 : Diffractogramme de l'échantillon 177A-8-6-108/110.....	156
Fig. 5-44 : Diffractogramme de l'échantillon 177-1-115/17.....	156
Fig. 5-45 : Comparaison des données géochimiques du secteur des collines de Dellwood, du site HUD 81 II st. 8 et du site 177.....	166
Fig. 5-46 : Courbes granulométriques cumulatives du site END 77-26.....	169

Fig. 5-47 : Minéralogie de la fraction argileuse et granulométrie du site END 7726.....	169
Fig. 5-48 : Estimation de la nature chimique de la chlorite dans les sites END 77-26 et END 77-29.....	171
Fig. 5-49 : Courbes granulométriques cumulatives du site END 77-29.....	174
Fig. 5-50 : Minéralogie de la fraction argileuse et granulométrie du site END 7729.....	174
Fig. 5-51 : Comparaisons des données des isotopes de l'oxygène et du nombre d'atomes de fer contenu dans les chlorites du site END 77-29.....	175
Fig. 6-1 : Synthèse des données sédimentologiques, minéralogiques et géochimiques sur l'ensemble des secteurs étudiés.....	181

TABLE DES MATIERES

Page

AVANT PROPOS

LEGENDES DES FIGURES ET TABLEAUX

INTRODUCTION.....	1
CHAPITRE I : PRESENTATION DU DOMAINE D'ETUDE.....	5
I. CADRE GEOGRAPHIQUE.....	5
II. CADRE GEOLOGIQUE.....	7
A. Géologie et tectonique de la côte canadienne.....	7
B. Le Quaternaire.....	7
1. Quaternaire récent.....	8
a. Fin du stade glaciaire Salmon Springs.....	8
b. Interglaciaire Olympia.....	8
c. Glaciation de Fraser.....	11
2. Fluctuation du niveau marin.....	13
C. Données sur les limites et les mouvements actuels de plaques océaniques bordant la côte occidentale canadienne.....	14
CHAPITRE II : MATERIEL ET METHODES D'ETUDES.....	17
I. LOCALISATION DES ECHANTILLONS.....	17
A. Domaine terrestre.....	17
1. Falaise de Willemar Bluff.....	17
2. Falaise de Cowichan Head.....	17
3. Falaise de Victoria.....	19
B. Domaine côtier.....	19
1. Fjords.....	19
2. Plateau continental.....	19
C. Domaine océanique.....	19
1. Zone proximale.....	19
2. Zone distale.....	20
II. ECHANTILLONNAGE.....	20
A. Coupe à terre.....	20
B. Sédiments côtiers et marins.....	20
III. METHODES D'ETUDES.....	21
A. Introduction.....	21

B. Analyses granulométriques.....	21
1. Acquisition des données.....	21
2. Présentation des résultats.....	22
a. Calcul de $X = 0,8$: limite inférieure.....	22
b. Elimination du centième supérieur.....	22
c. L'échelle logarithmique = $\log x \frac{\mu m}{100}$ sera seule utilisée	
C. Techniques minéralogiques.....	23
1. Préparation des échantillons.....	23
2. Diffraction des R.X.....	23
a. Appareillage.....	23
b. Pratique.....	24
c. Dépouillement des diffractogrammes.....	24
3. Méthode d'estimation de la nature chimique des chlorites à partir des diffractogrammes de rayons X.....	26
a. Introduction.....	26
b. Détermination du caractère ferrifère ou non.....	26
c. Calcul du degré d'asymétrie (D).....	26
d. Correction d'intensité des réflexions I(001) et I(003)....	27
e. Calcul du nombre d'atomes de fer.....	27
f. Limite de la méthode.....	28
4. Microscope électronique à transmission.....	28
D. Techniques géochimiques.....	28
1. Spectrométrie d'absorption atomique et moléculaire.....	28
a. Méthodes.....	28
b. Reproductibilité des mesures.....	28
c. Comparaison avec le standart canadien.....	29
2. Calcimétrie.....	29
CHAPITRE III - DOMAINE TERRESTRE : L'INFLUENCE DU CLIMAT SUR LE CORTEGE ARGILEUX.....	31
INTRODUCTION.....	31
I. ORIGINE DES MINERAUX ARGILEUX DANS LES SEDIMENTS.....	31
A. L'altération.....	31
1. Climat froid.....	31
2. Climat tempéré.....	32
B. Héritage.....	32
II. ANALYSES SEDIMENTOLOGIQUES.....	35
A. Lithologie et faciès sédimentaires.....	35
1. Site de Willemar Bluff.....	35
a. Coupe 1.....	35
b. Coupe 2.....	35

2. Site de Cowichan Head.....	37
a. Coupe 1.....	37
b. Coupe 2.....	37
c. Coupe 3.....	37
3. Site de Victoria.....	37
B. Milieu de dépôt.....	39
1. Formation de Mapleguard, Dashwood et Fraser.....	39
2. Formations de Cowichan Head et Quadra Sand.....	39
3. Conclusions.....	39
C. Origine des sédiments.....	40
1. Formations de Mapleguard, Dashwood et Fraser.....	40
a. Analyse minéralogique de la fraction sableuse.....	40
b. Interprétation.....	40
2. Formations de Cowichan Head et de Quadra Sand.....	40
a. Analyse minéralogique de la fraction sableuse.....	40
b. Interprétation.....	41
3. Conclusions.....	41
III. LES MINERAUX ARGILEUX.....	41
A. Site de Willemar Bluff.....	42
1. Coupe 1 (Formation de Quadra Sand).....	42
a. Zone inférieure.....	42
b. Zone supérieure.....	43
2. Coupe 2.....	44
3. Variations d'ensemble.....	45
B. Site de Cowichan Head.....	46
1. Coupe 1.....	46
2. Coupe 2.....	46
3. Coupe 3.....	48
4. Variations d'ensemble.....	48
C. Site Victoria (Formation de Fraser).....	49
D. Caractères chimiques des minéraux primaires.....	50
1. Chlorite.....	50
2. Illite.....	51
E. Microscope électronique à transmission.....	52
1. Coupe 1 et 3 du site de Cowichan Head.....	52
2. Coupe du site de Victoria.....	52
3. Conclusion.....	52
F. Problème de l'illite.....	53
G. En résumé.....	53

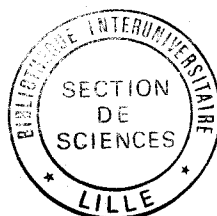
IV. INTERPRETATIONS DES VARIATIONS DU CORTEGE ARGILEUX.....	55
A. Sources d'alimentation détritique.....	55
B. Influence du milieu de dépôt sur les minéraux argileux.....	56
C. Origine climatique des minéraux argileux et de leur variation...	57
D. Problèmes liés aux interprétations climatiques.....	59
1. Origine et évolution de la smectite.....	60
2. Formations de Mapleguard et Dashwood.....	63
3. Variations minéralogiques sur la coupe de Victoria.....	63
a. Origine différente du cortège argileux.....	64
b. Position stratigraphique différente.....	64
4. Variations brutales du cortège argileux.....	65
E. Hypothèse sur les séquences d'altération des minéraux.....	66
V. CONCLUSIONS.....	68
CHAPITRE IV : DOMAINE COTIER.....	71
I. SEDIMENTS DES FJORDS.....	71
A. Baie de Quatsino : île de Vancouver.....	71
1. Lithologie.....	71
2. Granulométrie.....	71
3. Frottis.....	71
4. Minéralogie des argiles.....	71
a. Fraction inférieure à 2 µm.....	71
b. Fraction inférieure à 8 µm.....	72
c. Allure des pics.....	72
d. Nature chimique des minéraux primaires.....	73
B. Fjords continentaux.....	74
1. Minéraux argileux.....	74
a. Fraction inférieure à 2 µm.....	74
b. Fraction inférieure à 8 µm.....	74
c. Allure des pics.....	75
d. Nature chimique des minéraux primaires.....	75
2. Origine des sédiments.....	76
3. Age.....	76
C. Comparaison minéralogique des divers sédiments des fjords.....	77
D. Conclusions.....	77

II. SEDIMENTS DU BASSIN DE LA REINE CHARLOTTE.....	78
A. Lithologie.....	78
1. Faciès.....	78
2. Granulométrie.....	78
a. Caractères généraux.....	78
b. Granulométrie de détails.....	78
3. Frottis.....	80
B. Minéralogie des argiles.....	80
1. Fraction inférieure à 2 μm	80
2. Allure des pics de l'illite et de la chlorite.....	81
3. Nature chimique des minéraux primaires.....	82
a. Illite.....	82
b. Chlorite.....	83
4. Microscope électronique à transmission.....	85
5. Fraction inférieure à 8 μm	85
C. Géochimie.....	86
D. Variations verticales le long de la carotte HUD 81 II St. 8.....	88
a. Passage de l'unité basale à l'unité médiane.....	88
b. Passage de l'unité médiane à l'unité sommitale.....	88
c. Variations au sein de l'unité sommitale. De bas en haut...	88
E. Age des sédiments.....	88
1. Introduction.....	88
2. Résultats.....	89
3. Interprétations.....	89
4. Conclusions.....	90
F. Interprétation du cortège argileux.....	90
1. Origine globale du matériel argileux.....	90
2. Glauconie.....	90
a. Bibliographie.....	91
b. Discussion.....	91
c. Conclusions.....	91
3. Variations du caractère chimique de la chlorite.....	92
4. Présence des interstratifiés irréguliers illite-vermiculite (10-14 _v).....	92
5. Origine de la smectite.....	93
6. Interprétations paléoclimatiques. Conclusions.....	93
III. COMPARAISONS DES DIFFERENTS SEDIMENTS DE SURFACE.....	96
IV. CONCLUSIONS.....	96

CHAPITRE V : DOMAINE OCEANIQUE.....	99
I. SECTEUR DES COLLINES DE DELLWOOD.....	99
A. Introduction.....	99
B. Structure et morphologie du secteur des collines de Dellwood....	99
C. Analyses lithologique et granulométrique.....	100
1. Généralités.....	100
2. Granulométrie détaillée.....	100
3. Frottis.....	110
4. Variations verticales.....	111
5. Variations horizontales.....	111
D. Analyse des minéraux argileux.....	112
1. Fraction inférieure à 2 μm	112
a. Caractères généraux.....	112
b. Variations verticales des minéraux de la fraction argileuse.....	116
c. Nature chimique des minéraux primaires.....	117
α) Illite.....	117
β) Chlorite.....	117
d. Microscopie électronique à transmission.....	120
e. Conclusions sur les variations verticales.....	122
2. Variations géographiques du cortège argileux de surface.....	123
3. Fraction inférieure à 8 μm	123
E. Géochimie.....	125
1. Analyse du sédiment total.....	125
a. Généralités.....	125
b. Analyses statistiques.....	128
c. Variations verticales.....	131
d. Variations horizontales.....	134
e. Résumé.....	135
2. Analyses géochimiques de la fraction inférieure à 2 μm	136
3. Dosage de l'arsenic et du sélénium.....	138
a. Généralités, but.....	138
b. Méthode de mesure de l'arsenic et du sélénium.....	139
c. Résultats.....	139
F. Datations.....	142
G. Corrélations avec le bassin de la Reine Charlotte.....	143
1. Variations lithologiques et minéralogiques.....	144
2. Variations géochimiques.....	144
3. Conclusions.....	145
II. INTERPRETATIONS.....	145
A. Variations climatiques.....	146
B. Taux de sédimentation et courants.....	148

C. Dynamique sédimentaire et tectonique.....	149
D. Influences marines et hydrothermales.....	150
E. Conclusion.....	153
III. SITE 177 (FORAGES 177 et 177A, LEG 18, D.S.D.P.).....	154
A. Généralités.....	154
B. Minéralogie de la fraction inférieure à 2 µm.....	154
1. Pourcentage des minéraux argileux.....	154
2. Variations verticales détaillées.....	160
a. Cristallinité de l'illite et de la smectite.....	160
b. Variation de l'abondance d'amphiboles.....	161
c. Nature chimique de la chlorite.....	161
3. Microscopie électronique à transmission.....	162
C. Interprétations.....	163
1. Modifications diagénétiques.....	163
2. Interprétations paléoclimatiques.....	164
D. Géochimie.....	165
E. Conclusions.....	165
IV. LE SECTEUR DISTAL : SITES END 77-26 et 29.....	168
A. Carotte END 77-26.....	168
1. Généralités.....	168
2. Granulométrie.....	169
3. Minéralogie de la fraction inférieure à 2 µm.....	169
4. Microscopie électronique à transmission.....	170
5. Nature chimique de la chlorite.....	170
6. Interprétation.....	170
B. Carotte END 77-29.....	172
1. Lithologie.....	172
2. Granulométrie.....	173
3. Minéralogie des argiles.....	173
4. Nature chimique de la chlorite.....	173
5. Comparaison des données du rapport $(I(002) + I(004)) / (I(001) + I(003))$ de la chlorite et des données isotopiques $^{18}O/^{16}O$ le long de la carotte END 77-29.....	174
C. Conclusions.....	176
V. COMPARAISONS DES CORTEGES ARGILEUX DU SECTEUR DES COLLINES DE DELLWOOD ET DES SITES END 77-26 ET 29.....	177
A. Taille respective des minéraux.....	177
B. Production de smectites dans le secteur des collines de Dellwood.....	177

C. Modifications minérales post-sédimentaires.....	177
D. Influence des courants.....	178
E. Conclusions.....	178
SYNTHESE ET CONCLUSION.....	179
I. DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE.....	179
II. AFFINITE DETRITIQUE DES SEDIMENTS OCEANIQUES.....	180
III. RECONSTITUTIONS PALEOCLIMATIQUES.....	182
A. Marqueurs climatiques.....	182
1. Les smectites.....	182
2. Les interstratifiés irréguliers de type illite-vermiculite : (10-14 _v).....	183
3. L'illite.....	183
4. La chlorite.....	184
5. La kaolinite et la vermiculite.....	184
6. En résumé.....	184
B. Variations climatiques globales.....	185
IV. ACTIVITE TECTONIQUE ET HYDROTHERMALE.....	186
V. CONCLUSIONS.....	186
PERSPECTIVES.....	187
ANNEXE 1 : Localisation des sites étudiés.....	188
ANNEXE 2 : Lithologie et minéralogie des carottes END 83C.....	190
ANNEXE 3 : Analyses géochimiques.....	194
BIBLIOGRAPHIE.....	198
LISTE DES TABLEAUX.....	213
LISTE DES FIGURES.....	214
TABLE DES MATIERES.....	220
PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES HORS-TEXTE (1 à 8).....	228



PLANCHES

PHOTOGRAPHIQUES

MICROSCOPIE ELECTRONIQUE A TRANSMISSION

Planche h.t. 1

Photographies du fond océanique du secteur des collines de Dellwood.

Cliché A : Station 1 (localisation fig. 5-2) : Affleurements de basaltes non recouverts de sédiments au NE du monticule méridional des collines de Dellwood par 1 900 m de profondeur. L'échelle est donnée par la boussole qui a un diamètre de 10 cm environ.

Clichés B et C : Station 5 (localisation fig. 5-2) : Affleurements de basaltes, en partie recouverts par des sédiments, à proximité de la faille de Revere-Dellwood dans la vallée axiale à 2 400 m de profondeur. La manille a une longueur de 10 cm environ.

Cliché D : Station B (localisation fig. 5-2) : Sédiments de surface au N-W de monticule méridional des collines de Dellwood à 2 200 m de profondeur. La manille a une longueur de 10 cm environ.



Planche h.t. 1



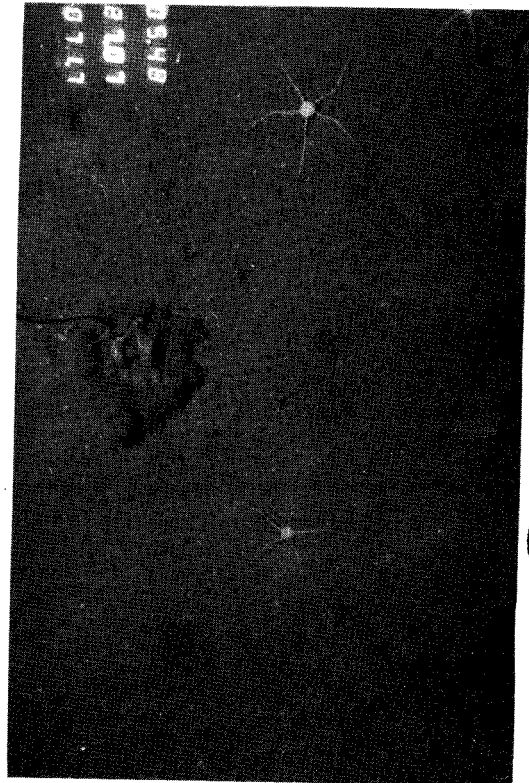
A



B



C



D

BU
LILLE

Planche h.t. 2

Photographies au microscope électronique à transmission de la fraction argileuse
des sédiments de l'île de Vancouver

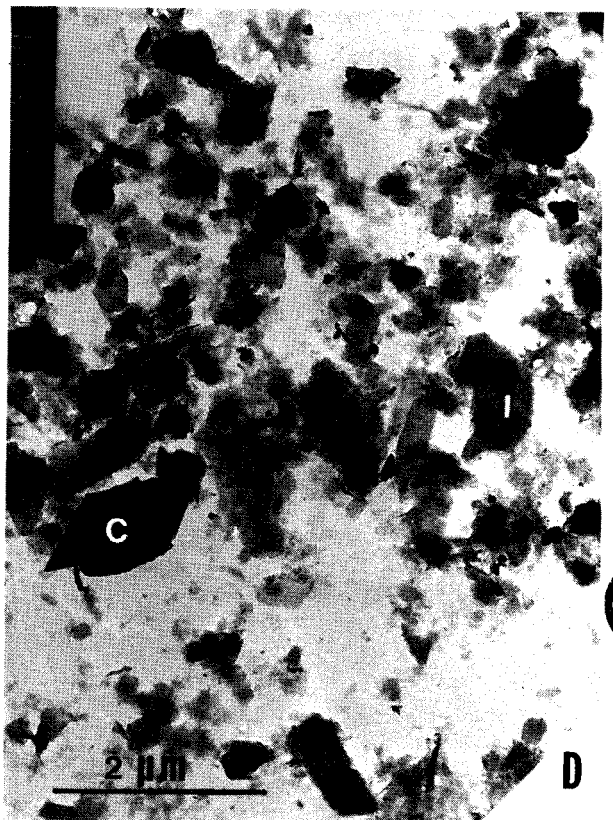
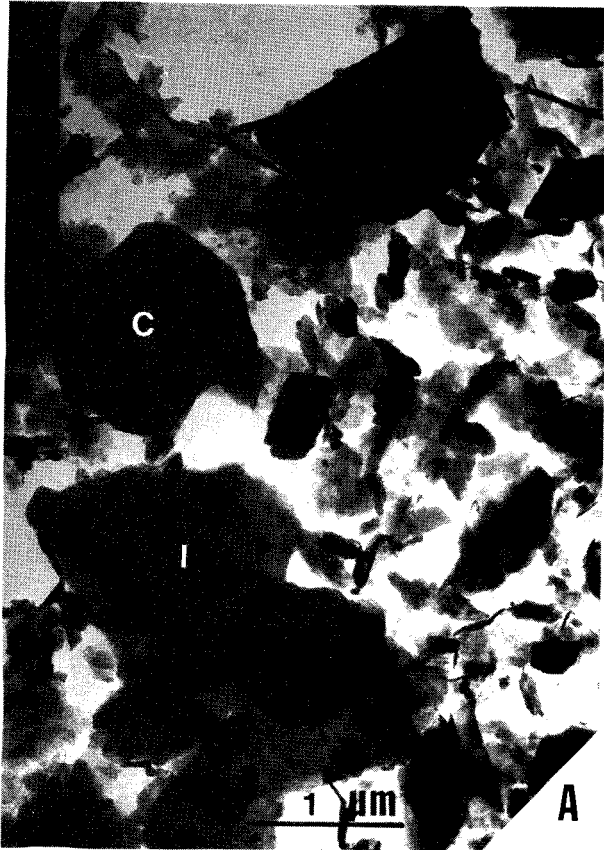
Cliché A : Site de Cowichan Head, coupe 1, éch. 11 : Les chlorites (C) et illites (I) sont de grande taille, leur contour est net. Le fond est constitué de fines particules (smectites). Ce faciès caractérise des dépôts de climat glaciaire.

Clichés B et C : Site de Cowichan Head, coupe 3, éch. 5 : B : Le faciès B est identique au cliché A. C est un agrandissement de B : associé aux illites et chlorites, le fond est constitué de particules très transparentes aux électrons à bordures distinctes, ce sont des smectites(s).

Cliché D : Site de Victoria, éch. 5 : Les illites (I) et chlorites (C) sont plus altérées que ci-dessus. Le fond est constitué d'un mélange de kaolinite, smectite et quelques interstratifiés irréguliers difficilement différenciables. Ce faciès caractérise un climat de transition, plus hydrolysant que A, B et C.



Planche h.t. 2



BU
LILLE

Planche h.t. 3

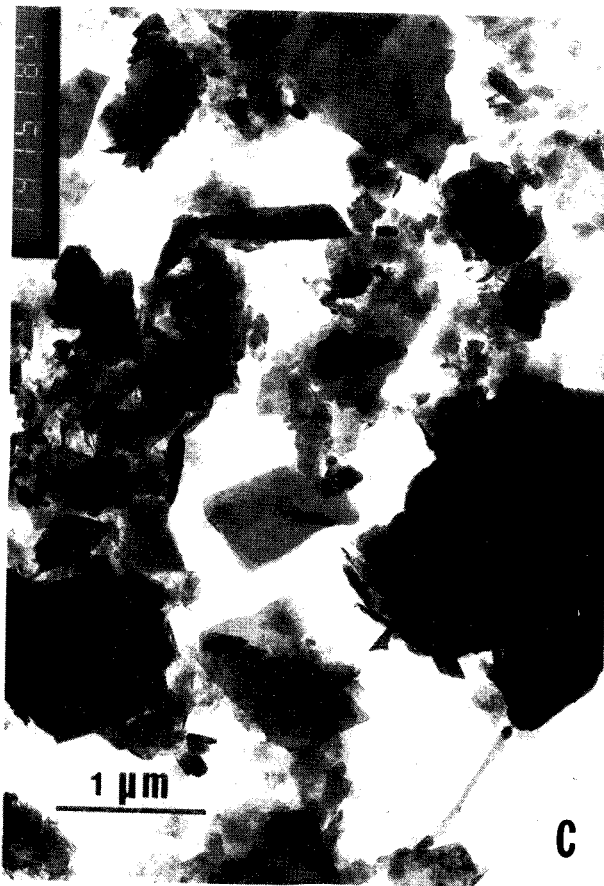
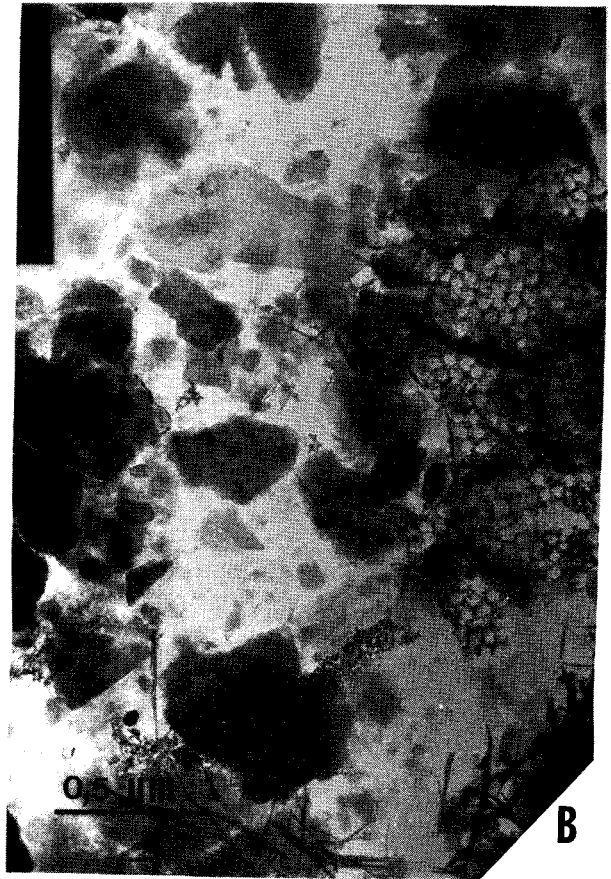
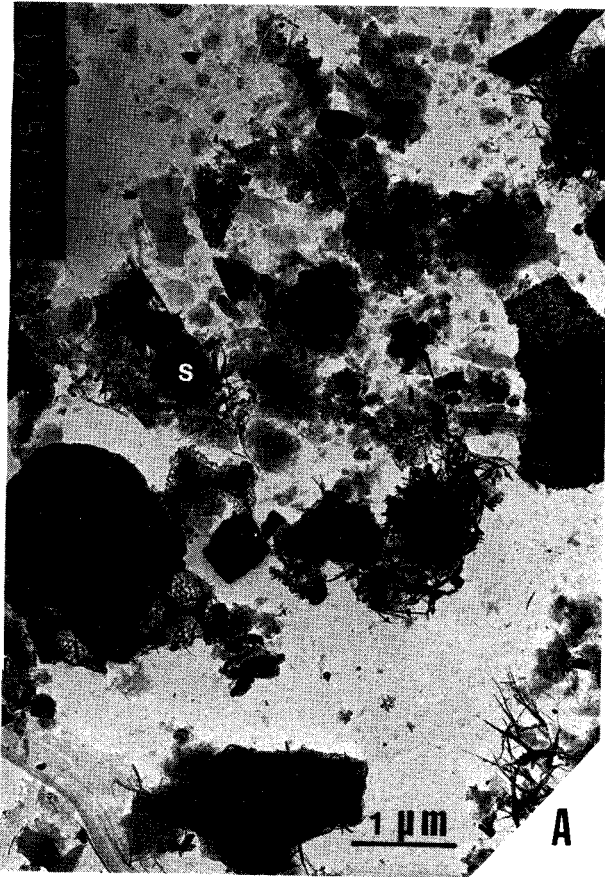
Photographies au microscope électronique à transmission de la fraction argileuse
des sédiments de la carotte HUD 81 II st. 8., bassin de la Reine Charlotte

Clichés A et B : Unité sommitale, intervalle 18-20 cm : Les illites et les chlorites ont des bordures irrégulières présentant parfois des croissances minérales. Les smectites (S) sont généralement floconneuses. Notons la présence de restes d'organismes siliceux, plus ou moins dissous, et des filaments d'origine végétale probable. Ce faciès caractérise les dépôts du climat tempéré actuel.

Clichés C et D : Unité basale, intervalle 770-772 cm : Les minéraux primaires, de grande taille, sont bien conservés, leur contour est net. Les smectites (S), parfois floconneuses, présentent des formes très transparentes aux électrons à bordures nettes. Ce faciès caractérise un dépôt de climat froid, moins hydrolysant que celui ci-dessus.



Planche h.t. 3



BU
LILLE

Planche h.t. 4

Photographies au microscope électronique à transmission de la fraction argileuse
des sédiments du secteur des collines de Dellwood : Faciès A

Clichés A et B : END 83 C 19-63/65 cm : Les illites (I) et chlorites (C) ont des bordures nettes et sont de grande taille. Le fond est constitué des mêmes minéraux associés à des particules très transparentes aux électrons, à bordures parfois nettes qui sont attribuées à des smectites.

Clichés C et D : END 83C 19-06/08 cm : Ces faciès ressemblent à ceux des clichés A et B. Notons la présence fréquentes de smectites à bords roulés sur la photographie D ; ces dernières sont également sous la forme de très fines particules floconneuses ou à bordures nettes ; les fibres sont de nature inconnue.

Ces faciès caractérisent des dépôts de climat froid peu hydrolysant.



Planche h.t. 4

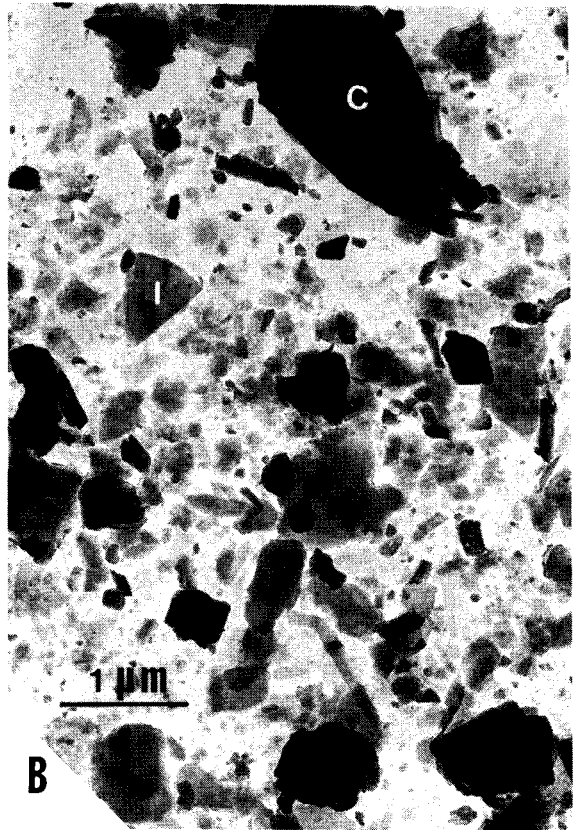
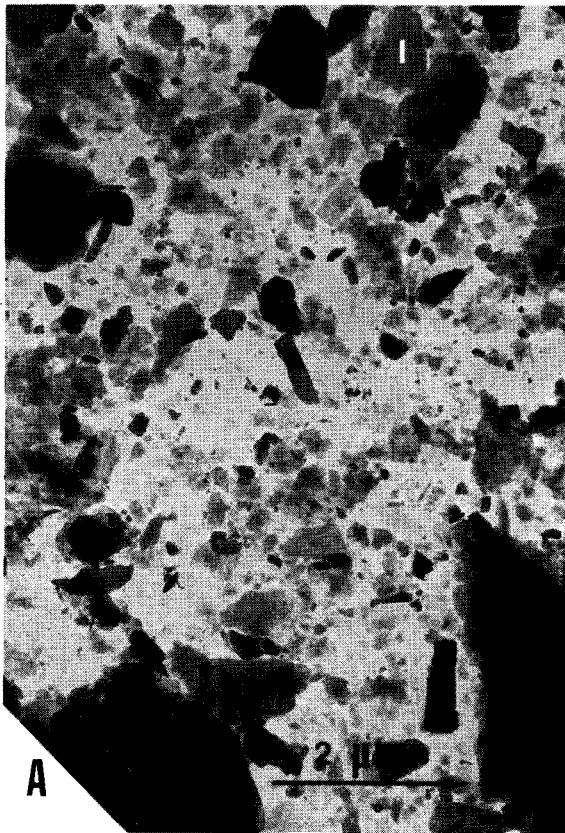


Planche h.t. 5

Photographies au microscope électronique à transmission de la fraction argileuse
des sédiments du secteur des collines de Dellwood : Faciès B

Cliché A : END 83C 13-00/02 cm : Vue générale du faciès B. Les minéraux primaires (illites et chlorites) ont des bordures dégradées parfois hérissées de fines baguettes.

Clichés B et C : END 83C 17-00/02 cm : Détails de ce faciès sur le cliché B, on note la présence de lattes, soit à la périphérie de particules grossières, soit en agrégats. Les minéraux sont plus altérés que ceux de la planche h.t. 4. Des particules biogènes siliceuses en voie de dissolution sont également présentes. Sur le cliché C, de nombreuses particules sont roulées, elles ressemblent à des smectites.

Cliché D : END 83C 12-30/32 cm : Particules smectitiques très enroulées, rappelant certains faciès en "pelure d'oignon", d'origine volcanique.



Ces faciès caractérisent des dépôts de climat tempéré hydrolysant.

Planche h.t. 5

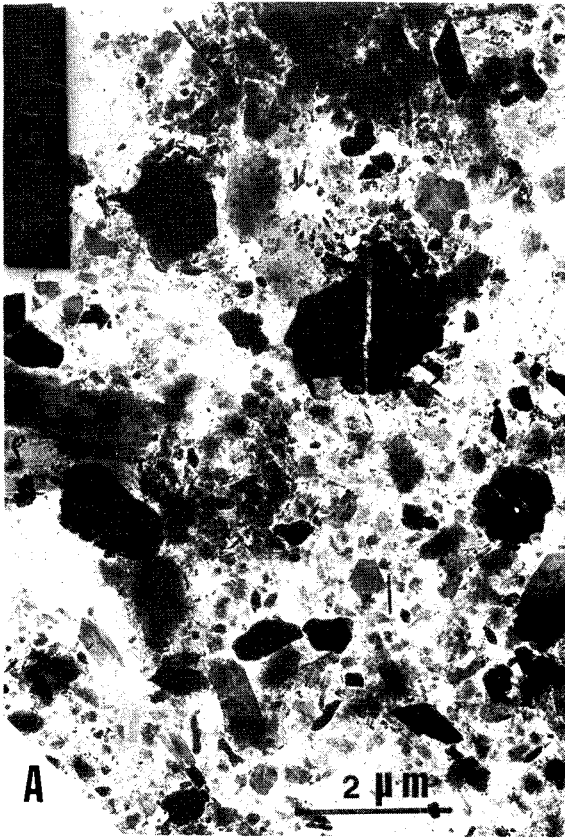


Planche h.t. 6

Photographies au microscope électronique à transmission de la fraction argileuse
des sédiments du site 177

Cliché A : Unité 1 : 177-1-1-134/136 cm : Les illites (I) et les chlorites (C) sont très bien conservées. Le fond est constitué de smectites et de (10-14_v) associés à de rares fragments de test siliceux en voie de dissolution. Ce faciès ressemble à ceux des clichés A, B, C de la planche h.t. 2 C et D de la planche h.t. 3 et A, B, C, D de la planche h.t. 4.

Cliché B : Unité 1 : 177-1-1-100/102 cm : Sur ce cliché, à part les minéraux primaires bien conservés, les particules transparentes aux électrons sont des smectites et des (10-14_v).

Ces faciès caractérisent des dépôts de climat froid peu hydrolysant.

Clichés C et D : Unité 3 : 177A-15-3-137/139 cm : On note l'abondance des particules lattées sur ce cliché, ce sont des smectites de type mixte. Les rares micas (m) présents ont également des croissances à leur bordure. Le cliché D est un détail du précédent, les smectites sont constituées d'agrégats de lattes présentant clairement un arrangement à 60° et à 120° les unes par rapport aux autres, ce sont des smectites lattées typiques. Cet échantillon a le pourcentage le plus élevé de smectite sur tout le site 177 (60%).



Planche h.t. 6

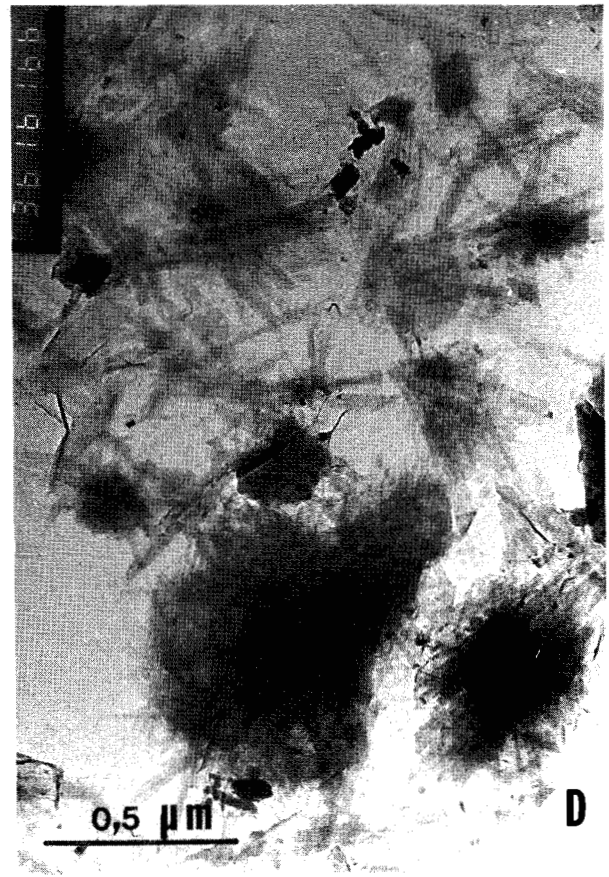
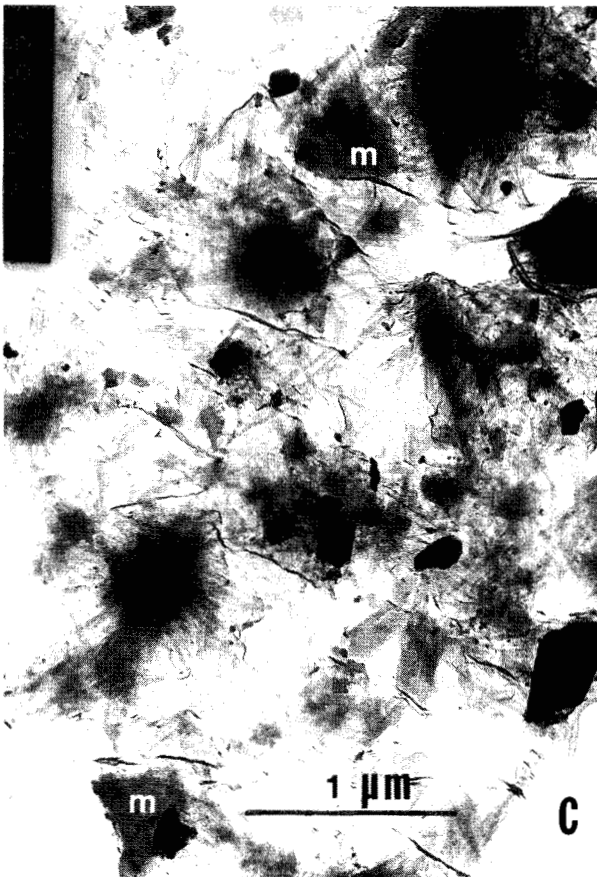
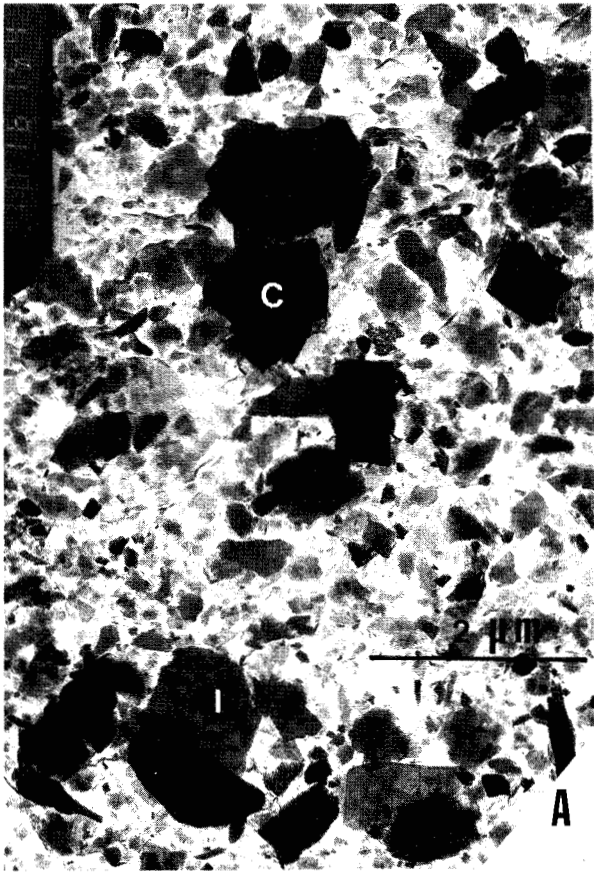


Planche h.t. 7

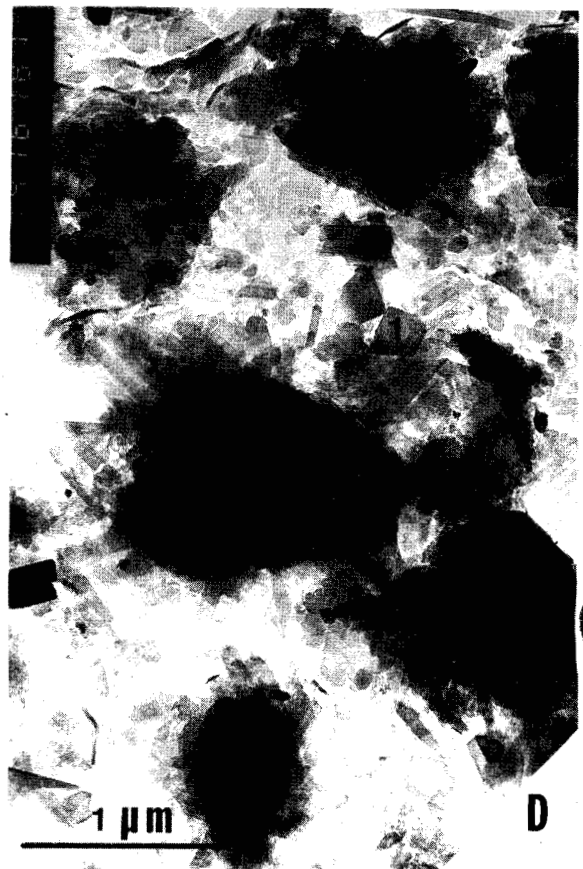
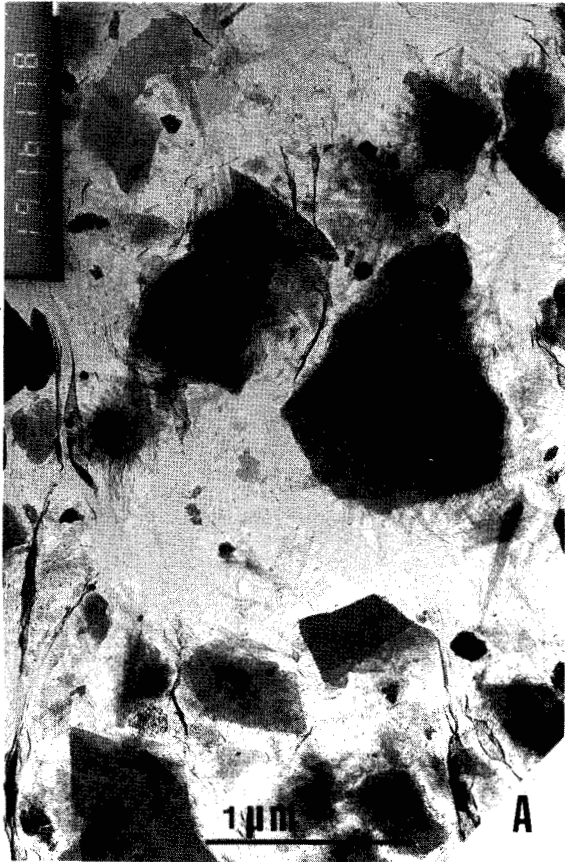
Photographies au microscope électronique à transmission de la fraction argileuse
des sédiments du site 177

Cliché A : Unité 3 : 177A-15-5-142/144 cm : Ce faciès ressemble à celui des clichés C et D de la planche h.t. 6. De nombreuses particules présentent des croissances cristallines en lattes à leur périphérie. Des particules lattées typiques se distinguent également. Ce sont soit des smectites soit des interstratifiés réguliers de type illite-vermiculite.

Clichés B, C et D : Unité 6 : 177A-26-1-46/48 cm : Ces faciès sont principalement dominés par la chlorite en planches très bien cristallisées, des formes polygonales⁽¹⁾ sont visibles notamment sur les clichés C et D. Ces planches sont isolées, en agrégats, et parfois se développent sur certaines particules (cliché D). Cette chlorite est probablement le résultat d'une diagenèse de pore (voir texte).



Planche h.t. 7



BU
LILLE

Planche h.t. 8

Photographies au microscope électronique à transmission de la fraction argileuse
des sédiments du site END 77-26

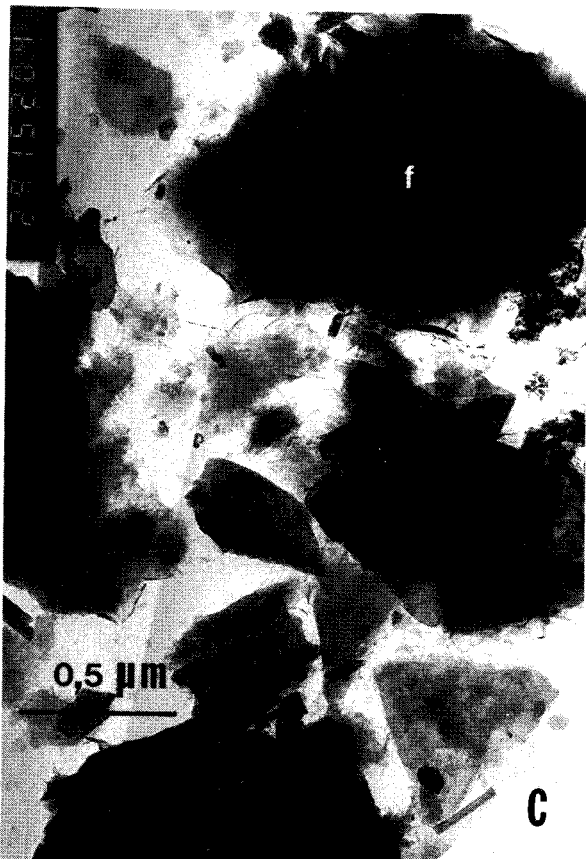
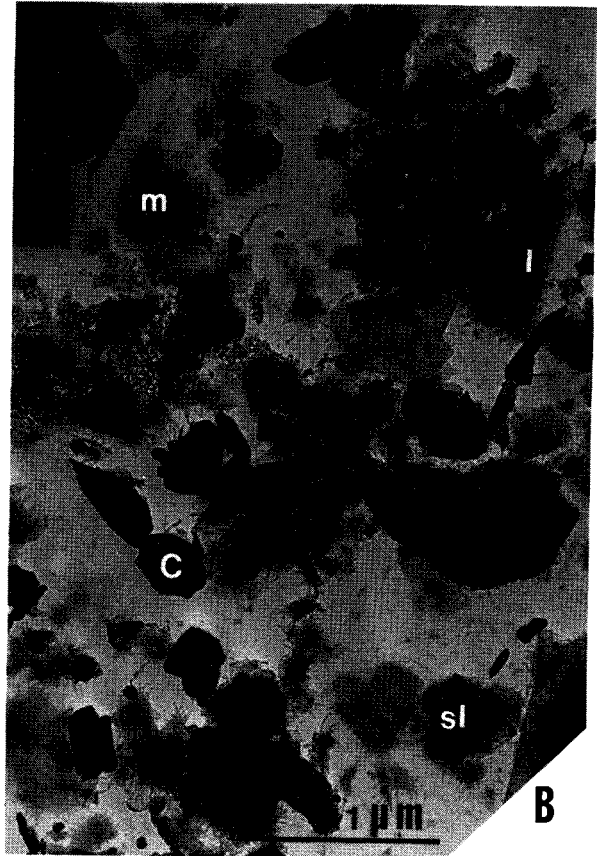
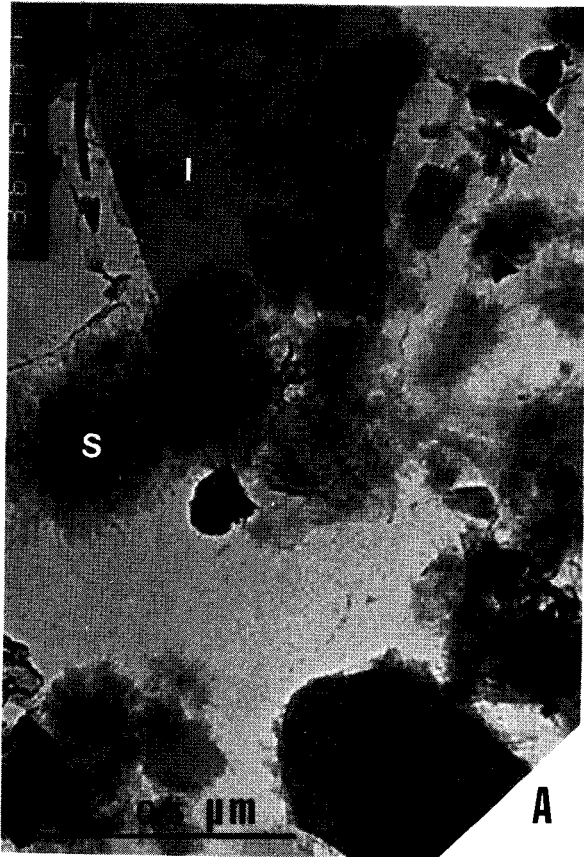
Cliché A : END 77-26-12/14 : Associations d'illites (I), de chlorites (C) et de smectites (S). Ces dernières ont un faciès de type mixte. Les illites présentent également des croissances à leur périphérie.

Clichés B et C : END 77-26-68/70 cm : B : Vue générale de la fraction argileuse. Ces minéraux opaques sont probablement des chlorites (C). Les illites (I) ont leurs bordures hérissées de fines lattes. Les smectites sont soit lattées (l), soit de type mixte (m), soit floconneuses (f). Des fragments biogènes de silice, en cours de dissolution, sont également visibles.

Cliché D : END 77-26-100/102 : Vue générale de la fraction argileuse, les minéraux primaires paraissent moins altérés que dans les niveaux supérieurs. Le fond est constitué de particules souvent lattées associées à de la silice en voie de dissolution.



Planche h.t. 8



RESUME

Les sédiments terrestres, côtiers, et marins, de l'Holocène et du Plio-Pléistocène (site 177, Leg 18, D.S.D.P.) de la marge ouest canadienne sont étudiés par analyses sédimentologiques, diffractométriques, électro-microscopiques, et géochimiques, dans divers environnements : sites émergés de l'île de Vancouver, dépôts côtiers de fjords et de plate-forme, sédiments océaniques des collines de Dellwood et du large jusqu'à 380 km des côtes.

Les variations verticales des assemblages argileux dépendent essentiellement de l'environnement continental et à un moindre degré des conditions de dépôt et de la diagenèse. Les variations observées sont : - brutales et locales sur les coupes de l'île de Vancouver - importantes et progressives du Pliocène inférieur au Pléistocène supérieur dans le site 177 - faibles mais significatives dans les séries marines récentes. La tendance ferrifère des chlorites, déterminée par diffraction des rayons X, la cristallinité des illites, le pourcentage, la cristallinité et la morphologie des smectites, ainsi que la présence sporadique de minéraux interstratifiés irréguliers de type illite-vermiculite (10-14_v), sont les marqueurs paléoclimatiques retenus dans cette étude.

Depuis le Pliocène jusqu'au Pléistocène, le climat passe d'un type chaud à tempéré et hydrolysant à un type moyen froid et non hydrolysant avec des épisodes tempérés frais et plus humides. Dans le détail, le passage du dernier stade glaciaire au climat tempéré moderne se marque par : - la diminution de la tendance ferrifère des chlorites - des illites moins bien cristallisées - une légère augmentation du taux de smectite à morphologie floconneuse - la diminution d'abondance des minéraux associés à la fraction fine. La climatostratigraphie proposée grâce aux assemblages argileux aide à établir des corrélations horizontales entre les divers secteurs d'étude.

Les sédiments océaniques proximaux, des argiles silteuses à des sables argileux, sont à forte affinité détritique terrigène. Les concentrations les plus fortes en Li, Ni et Cu sont associées aux teneurs élevées en fractions fines des sédiments. Les niveaux grossiers sont enrichis en CaO, Mn et Sr ce qui résulterait d'un dépôt de carbonate lors d'une diagenèse précoce de faible intensité. Localement, des fortes teneurs relatives en zinc pourraient résulter de manifestations hydrothermales. L'analyse d'éléments chalcophiles (arsenic et sélénium) n'apporte pas d'éléments décisifs en faveur de cette hypothèse. L'activité hydrothermale correspondrait à une surrection générale du secteur des collines de Dellwood, associée à des épanchements basaltiques sous-marins, entre -14 000 et -13 000 ans. Cette tectonique, probablement encore active, a entraîné le déplacement vers le Nord des flux sédimentaires grossiers, en même temps que des érosions sous-marines enregistrées dans la sédimentation.

MOTS-CLES : Océan Pacifique Nord Oriental - Marge Ouest Canadienne - Plio-Quaternaire
Sédimentologie - Minéraux argileux - Géochimie - Paléoenvironnement - Glaciation.

ABSTRACT

Analysis by sedimentological, X-ray diffraction, transmission electron microscopy and geochemical methods are performed on continental, coastal and marine quaternary deposits and Plio-Pleistocene sediments (site 177, Leg 18 D.S.D.P.) in the N-E Pacific and Western Canadian margin.

The vertical changes in the clay assemblages are mainly due to continental environments and to a lesser extent to the conditions of deposition and diagenesis. The changes are : - sharp and localized on Vancouver Island deposits - important and continuous from early Pliocene to late Pleistocene in the site 177 - weak but significant in the recent marine sediments. Iron-rich chlorite content (estimated by X-ray diffraction analysis), illite cristallinity, percentage, cristallinity and morphology of smectites and of irregular mixed-layers illite-vermiculite are used as paleoclimat indicators in this study.

Pliocene climate was temperate to warm and hydrolysing. It turned to cold and not hydrolysing in Pleistocene time with temperate and humid intervals. From last deglaciation to the modern temperate climate, the chlorite iron content and illite cristallinity decrease, the smectite percentage increases slowly and the other minerals content in the clay fraction decrease.

Proximal marine sediments are mainly terrigenous material. The highest Li, Ni and Cu concentrations are correlated with high percentages of clay fraction in the sediments. The higher CaO, Sr and Mn contents of the coarse deposits are probably due to carbonate precipitation during a weak early diagenesis. Local high zinc concentrations may be the result of hydrothermal activity. Arsenic and selenium data do not give us any supplementary indication on these activities. But the hydrothermal activity would be associated with the general uplift of the Dellwood knolls area between 14 000 and 13 000 years or the recent basaltic emissions. Before and during the last glaciation turbidity currents pass through the Dellwood knolls area and later, after the general uplift these currents are displaced to the North.

Key-words : North-East Pacific - Western Canadian margin - Plio-Quaternary - Sedimentology - Clay minerals - Geochemistry - Paleoenvironment - Glaciation.

