

94 20102113

528
103
10

n° d'ordre :

THÈSE

présentée à

**L'UNIVERSITÉ DES SCIENCES ET TECHNOLOGIES
DE LILLE**

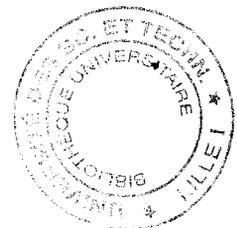
pour obtenir le titre de

**DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ EN GÉOLOGIE
ET GÉOCHIMIE SÉDIMENTAIRES**

par

Viviane BOUT-ROUMAZEILLES

**RELATIONS ENTRE VARIABILITÉS
MINÉRALOGIQUES ET CLIMATIQUES
ENREGISTRÉES DANS LES SÉDIMENTS
DE L'ATLANTIQUE NORD
PENDANT LES HUIT DERNIERS STADES
GLACIAIRES-INTERGLACIAIRES**



soutenu le 16 décembre 1995 devant la commission d'examen :

Président : **H. CHAMLEY**
Rapporteurs : **F. GROUSSET**
Y. LANCELOT
Examineurs : **P. DEBRABANT**
L. LABEYRIE
C. ROBERT

à mes beaux-parents

à Emmanuel

à Apolline, Domitille et Florine

SOMMAIRE

SOMMAIRE

INTRODUCTION GENERALE.....	9
CHAPITRE I : CADRE D'ETUDE.....	11
I.1. CADRE MORPHOSTRUCTURAL.....	11
I.1.1. Bathymétrie	11
I.1.2. Grandes unités morphostructurales (figure I.1)	12
I.2. CADRE OCEANOGRAPHIQUE.....	13
I.2.1 : Le moteur des circulations atmosphériques et océaniques- bilan radiatif de la terre	14
I.2.2 : Les circulations atmosphériques.....	15
I.2.3 : Les circulations océaniques	16
I.2.3.1 : Les circulations profondes (figure I.3).....	17
a) L'eau profonde Nord-Atlantique (NADW).....	17
a.1 : Mécanismes de formation des eaux profondes Nord-Atlantiques.....	17
a.2 : Modèle de circulation actuel.....	18
b) L'eau Antarctique profonde (AABW)	18
b.1 : Mécanismes de formation des eaux profondes antarctiques.....	18
b.2 : Modèle de circulation actuel	19
I.2.3.2 : Les circulations de surface (figure I.4)	19
a) Mécanismes de formation des eaux de surface.....	19
b) Modèle de circulation actuel	20
I.2.3.3 : Les circulations intermédiaires.....	20
I.3 : CADRE SEDIMENTOLOGIQUE.....	21
I.3.1. Environnement lithologique.....	21
I.3.1.1. Continents et plates-formes continentales.....	21
I.3.1.2. Le plancher océanique	21
I.3.2. Sources potentielles des minéraux argileux.....	21
I.3.2.1. La chlorite	21
I.3.2.2. L'illite.....	24
I.3.2.3. Les minéraux argileux interstratifiés	25
I.3.2.4. La kaolinite.....	26
I.3.2.5 La smectite (figure I.8)	27

CHAPITRE II : CADRE CLIMATIQUE 31

II.1 : INTRODUCTION 31

II.2 : VARIABILITE DU CLIMAT..... 31

II.3 : THEORIE ASTRONOMIQUE DU CLIMAT 33

II.4 : LES GLACIATIONS 35

 II.4.1 : introduction 35

 II.4.2 : les températures atmosphériques..... 36

 II.4.3 : les calottes glaciaires continentales 37

 II.4.4 : la glace de mer ou banquise 38

 II.4.5 : le front polaire..... 39

 II.4.6 : le niveau de la mer 39

 II.4.7 : les circulations de surface..... 41

 II.4.8 : les circulations profondes..... 41

 a) Atlantic Antarctic Bottom Water..... 41

 b) North Atlantic Deep Water..... 41

II.5 : LES DEGLACIATIONS 43

II.6 : LES EVENEMENTS DE HEINRICH-EVENEMENTS CLIMATIQUES DE COURTE DUREE..... 44

**CHAPITRE III : CHOIX DES CAROTTES, CRITERES METROLOGIQUES ET CADRE
CHRONOSTRATIGRAPHIQUE 45**

III.1. CHOIX DES CAROTTES (FIGURE III.1 ET TABLEAU III.1)..... 45

 III.1.1 : Introduction 45

 III.1.2. : Utilisation des niveaux de gris (figures III.2 et III.3) 47

 III.1.3. :Utilisation de la susceptibilité magnétique (figures III.4 et III.5)..... 51

 III.1.4. : Minéralogie des argiles..... 55

 a) Origine du matériel..... 55

 b) Transport des particules 56

 * par l'action du vent :..... 56

 * par les courants océaniques de surface : 56

 * par les courants profonds..... 56

 * par les courants intermédiaires : 56

 c) Sédimentation différentielle 57

 d) Enregistrement sédimentaire..... 57

 * Nature des argiles 57

 * Variation de la composition du matériel argileux..... 58

 * Flux argileux..... 58

 III.1.5 : outil géochimique 60

III.1.6 : Critères de choix des carottes (tableau III.1).....	62
a) Carotte SU 90-08.....	63
b) Carotte SU 90-11	65
c) Carotte SU 90-12.....	65
d) Carotte SU 90-16.....	66
e) Carotte SU 90-33.....	66
f) Carotte SU 90-38.....	66
III.2. CADRE CHRONOSTRATIGRAPHIQUE	67
III.2.1 : Mise en échelle d'âge de la carotte SU 90-08	67
III.2.2 : Mise en échelle d'âge de la carotte SU 90-11	68
III.2.3 : Mise en échelle d'âge de la carotte SU 90-12	69
III.2.5 : Mise en échelle d'âge de la carotte SU 90-33	69
III.2.6 : Mise en échelle d'âge de la carotte SU 90-38	69
III.3 : DONNEES COMPLEMENTAIRES	69
CHAPITRE IV : MINERALOGIE DES ARGILES	71
IV.1 : Minéralogie des argiles de la carotte SU 90-08	71
a) Analyse semi-quantitative (figure IV.2)	71
Description générale	73
Variation du cortège argileux	74
b) Intensités relatives de diffraction des composants minéralogiques de la fraction argileuse de la carotte SU 90-08 (figure IV.3.).....	76
c) Conclusions (carotte SU90-08).....	76
IV.2. : Minéralogie des argiles de la carotte SU 90-11	78
a) : Analyse semi-quantitative (figure IV.5).....	78
Description générale	78
Variation du cortège argileux	79
b) Intensités relatives de diffraction des composants minéralogiques de la fraction argileuse de la carotte SU 90-11 (figure IV.6 a et b).....	82
c) Conclusions (carotte SU 90-11).....	84
IV.3. : Minéralogie des argiles de la carotte SU90-12	84
a) Analyse semi-quantitative (figure IV.8)	84
b) Intensité relative de diffraction des différents composants de la fraction argileuse de la carotte SU 90-12 (figure IV.9.a et b).....	88
c) Conclusions (carotte SU 90-12).....	88
IV.4. : Minéralogie des argiles de la carotte SU90-16 (figures IV.11).....	90
IV.5. : Minéralogie des argiles de la carotte SU90-33	92
a) Analyse semi-quantitative (figure IV.13).....	92
* Description générale.....	92
* Variation du cortège argileux.....	92

b) Intensités relatives de diffraction des composants minéralogiques de la fraction argileuse de la carotte SU 90-33 (figures IV.14).....	94
c) Conclusions (carotte SU 90-33).....	96
IV.6. : Minéralogie des argiles de la carotte SU90-38	96
a) Analyse semi-quantitative (figure IV.16).....	96
b) Intensités relatives de diffraction des composants minéralogiques de la fraction argileuse de la carotte SU 90-38 (figures IV.17.a et b)	99
c) Conclusions (carotte SU 90-38).....	101
IV.7.: Résultats minéralogiques de l'analyse de sédiments récents des différentes carottes de la mission Paleocinat I (Figure IV.19).....	102
a) Répartition des minéraux argileux.....	102
b) Zonation minéralogique des carottes.....	105
IV.8. : Résultats minéralogiques de l'analyse de le fraction argileuse de sédiments récents du site ODP 644, Mer de Norvège (Figure IV.20)	106
CHAPITRE V : TRAITEMENTS MATHÉMATIQUES.....	111
V.1 : CORRELATION ENTRE LES PARAMÈTRES ARGILEUX.....	111
V.1.1 : données analytiques.....	111
a) Carotte SU 90-08 (figure V.1)	111
b) Carotte SU 90-11 (figure V.2).....	112
c) Carotte SU 90-12 (figure V.3)	112
d) Carotte SU 90-33 (figure V.4).....	114
e) Carotte SU 90-38 (figure V.5).....	114
V.1.2 : interprétations.....	116
a) Illite, chlorite, kaolinite	116
b) Interstratifiés illite-vermiculite.....	116
c) Smectite.....	117
V.2 : ANALYSES SPECTRALES.....	118
V.2.1 : Méthodes d'étude	119
V.2.2 : Conditions d'utilisations et limites de la méthode	120
V.2.3 : Résultats.....	121
a) Carotte SU 90-08.....	121
$\approx 1/100 \text{ ka}^{-1}$	121
$\approx 1/41 \text{ ka}^{-1}$	122
$\approx 1/23 \text{ ka}$	124
Conclusions.....	124
b) Carotte SU 90-12	124
$\approx 1/100 \text{ ka}^{-1}$	126
$\approx 1/41 \text{ ka}^{-1}$	127
$\approx 1/23 \text{ ka}^{-1}$	127

Conclusions.....	127
c) Carotte SU 90-33.....	128
$\approx 1/100 \text{ ka}^{-1}$	128
$\approx 1/41 \text{ ka}^{-1}$	128
$\approx 1/23 \text{ ka}^{-1}$	128
Conclusions.....	130
d) Carotte SU 90-38.....	131
$\approx 1/100 \text{ ka}^{-1}$	131
$\approx 1/41 \text{ ka}^{-1}$	132
$\approx 1/23 \text{ ka}^{-1}$	132
Conclusions.....	132
V.2.4 : Interprétations.....	132
a) Carottes SU 90-33 et SU 90-38.....	133
b) Carottes SU 90-08 et SU 90-11.....	133
CHAPITRE VI : ANALYSES GÉOCHIMIQUES.....	137
VI.1 : ANALYSES DES TERRES RARES.....	137
VI.1.1 : Introduction.....	137
VI.1.2 : Choix des échantillons.....	137
VI.1.3 : Spectres des terres rares normalisées par rapport aux shales (NASC : North American Shale Composite).....	141
VI.1.4 : Fractionnement entre terres rares lourdes et légères :.....	144
* Descriptions.....	144
* Interprétations.....	146
VI.1.5 : Anomalie en Ce.....	147
* Description.....	147
* Interprétations.....	149
VI.1.6 : Anomalie en Eu.....	149
* Description.....	149
* Interprétations.....	151
VI.2 : SPECTRES DES TERRES RARES ETENDUS AUX ELEMENTS TRACES, NORMALISES PAR RAPPORT AU MANTEAU PRIMITIF.....	151
VI.2.1 : Anomalie en Nb-Ta et comportement de l'ensemble La-Ta-Th :.....	153
* Description.....	153
* Interprétations.....	154
VI.2.2 : Anomalie en Zr-Hf.....	155
* Description.....	155
* Interprétations.....	156
VI.2.3 : Comportement du Rb.....	156
VI.3 : CONCLUSIONS : APPORTS DE LA GEOCHIMIE A LA CARACTERISATION DE LA FRACTION ARGILEUSE.....	156

VI.3.1 : Sources des argiles.....	156
VI.3.2 : Caractères particuliers aux événements de Heinrich - transition Glaciaire-Interglaciaire.....	157
CHAPITRE VII : INTERPRETATION DES ASSEMBLAGES ARGILEUX, CONTROLE CLIMATIQUE ET PALEOCIRCULATIONS	159
VII.1 : SOURCES ET VECTEURS DES PRINCIPAUX MINERAUX ARGILEUX EN ATLANTIQUE NORD.....	159
VII.1.1 : Sources et vecteurs de la smectite.....	160
a) Sources.....	160
b) Vecteurs.....	160
VII.1.2 : Sources de l'ensemble illite-chlorite-kaolinite.....	161
a) Sources.....	161
b) Vecteurs.....	161
VII.1.3 : les interstratifiés illite-vermiculite.....	161
a) Source.....	161
b) Vecteurs.....	162
VII.2 : EVOLUTION DE LA COMPOSITION MINERALOGIQUE DE LA FRACTION ARGILEUSE A L'ECHELLE DES ALTERNANCES GLACIAIRE-INTERGLACIAIRE	162
VII.2.1 : Bassin Ouest-Atlantique.....	162
a) Evolution du cortège argileux.....	162
b) Interprétation.....	163
VII.2.2 : Bassin Est-Atlantique	164
a) Variations du cortège argileux.....	164
b) Interprétation.....	165
VII.2.3 : Conclusions	166
VII.3 : EVOLUTION DE LA COMPOSITION MINERALOGIQUE DE LA FRACTION ARGILEUSE DES NIVEAUX DE HEINRICH, EVENEMENTS CLIMATIQUES DE COURTE DUREE.....	167
VII.3.1 : caractérisation minéralogique des dépôts de Heinrich	167
a) Composition minéralogique des sédiments encaissants.....	168
b) Composition minéralogique des sédiments des niveaux de Heinrich	169
VII.3.2 : Interprétation	170
VII.3.4 : Conclusions	172
CONCLUSIONS GENERALES.....	173
BIBLIOGRAPHIE	181
LISTE DES FIGURES	215
LISTE DES TABLEAUX.....	223
ANNEXE I.....	227

ANNEXE II.....	229
ANNEXE III.....	231
ANNEXE IV.....	263

INTRODUCTION GENERALE

La compréhension des causes et des conséquences des changements climatiques est aujourd'hui vitale. Les océans de hautes latitudes sont d'une importance majeure dans cette recherche, car ils enregistrent, au sein de leur sédimentation, les changements qui interviennent dans l'environnement climatique global.

L'étude des climats passés s'est fortement développée avec l'utilisation des isotopes de l'oxygène. Les études paléoclimatiques se sont alors focalisées sur les faunes planctoniques et benthiques qui renseignent sur les conditions hydrologiques de surface et de fond.

Or, il convient de rappeler que la fraction biogène ne représente parfois qu'une faible partie du sédiment. L'étude de la fraction terrigène du sédiment, et notamment celle de la fraction argileuse inférieure à 2 μm , qui recèle pourtant un enregistrement paléoclimatique continental précieux, est d'une importance majeure en paléoclimatologie. Le développement d'études minéralogiques et géochimiques à haute résolution a permis de travailler en parallèle avec les isotopistes, chimistes, physiciens..., et d'avoir une approche originale mais complémentaire des phénomènes qui leurs étaient traditionnellement réservés.

La Mission Paleocinat I (paléocirculation de l'Atlantique Nord) s'est déroulée à bord du Navire Océanographique Le Suroît du 15 Juin au 25 Juillet 1990 (Brest à Brest). Les objectifs scientifiques de la mission consistent en une étude pluridisciplinaire de la variabilité des circulations océaniques de surface et profondes de l'Océan Atlantique Nord au cours des derniers cycles glaciaire-interglaciaire. Deux thèmes de recherche ont été menés simultanément sur les carottes prélevées au cours de la Mission :

- d'une part, l'étude de la variabilité des conditions de formation et des propriétés des masses d'eaux profondes circulant en Atlantique Nord, en relation avec la climatologie de surface;

- d'autre part, l'étude de la variabilité de la sédimentation (nature et sources des sédiments, conditions de transport et productivité biogène) dans différentes zones de l'Atlantique Nord au cours des 300 000 derniers ans.

Dans le cadre de cette mission, c'est à la connaissance et à la compréhension de l'évolution de la fraction argileuse du sédiment que je me suis intéressée, tandis que d'autres en étudiaient la fraction grossière ou biogène. Ce sont les résultats de cette étude qui font l'objet de ce mémoire.

CHAPITRE I : CADRE D'ÉTUDE

CHAPITRE I : CADRE D'ETUDE

I.1. Cadre morphostructural

I.1.1. Bathymétrie

L'ensemble du matériel sédimentaire, support de cette étude, a été prélevé en Atlantique Nord entre 43° et 60° de latitude Nord et entre 22° et 42° de latitude Ouest (Figure I.1). L'Océan Atlantique, deuxième océan mondial par son ampleur (Tableau I.1), s'étend de l'Arctique à l'Antarctique. Son extension Nord-Sud considérable permet la mise en communication des deux zones polaires (Kennett, 1982). Relativement étroit, l'Atlantique est moins profond que le Pacifique en raison de l'importante superficie des plateaux continentaux qui l'entourent. L'Atlantique Nord s'étend sur 3500 kilomètres de long entre 40 et 65° Nord et sur 5000 kilomètres de large entre Terre-Neuve et l'Irlande. Il est limité au Nord par le Groenland et l'Islande (Figure I.1).

Océan et Mer marginales	Superficie en 10 ⁶ km ²	Volume en 10 ⁶ km ³	Profondeur moyenne (mètres)
Océan Atlantique	94	337	3575
Océan Pacifique	181	714	3940
Océan Indien	74	284	3840
Océan Arctique	12	14	1117

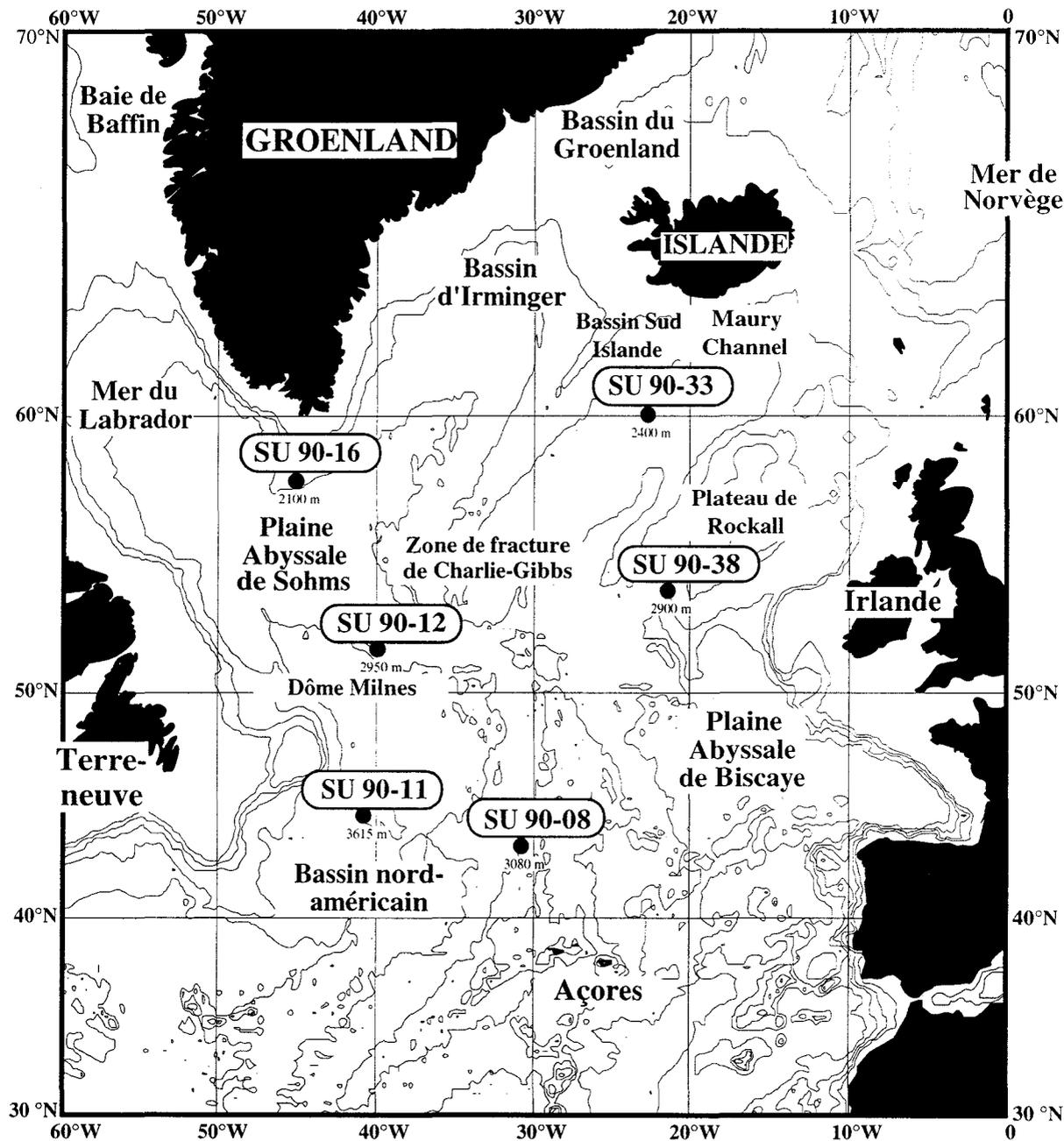
Tableau I.1 : Superficie, volume et profondeur moyenne des principaux océans mondiaux.

Bien qu'entouré de vastes aires continentales, l'Atlantique Nord reçoit des apports fluviaux modestes¹. Malgré cela, le taux de sédimentation y est élevé grâce aux apports par les circulations océaniques et atmosphériques. Les aires continentales produisent du matériel détritique en grande quantité et l'absence de fosse océanique favorise la distribution des matériaux par les courants de fond. A ces apports, s'ajoute localement le transport de particules par les glaces flottantes.

L'Océan Atlantique Nord est aussi caractérisé par l'importance relative de ses Mers marginales. Les échanges hydrodynamiques principaux se font avec la Mer de Norvège, la Mer du Labrador et la Baie de Baffin, moyennement profonde (2000 à 2500 mètres) et limitée au

¹ A titre d'exemple, le plus puissant fleuve, le Saint Laurent y déverse une charge détritique annuelle estimée à $0,4 \cdot 10^{14}$ grammes, ce qui est faible par rapport à celle de l'Amazone ($40 \cdot 10^{14}$ grammes).

Nord par les îles de Baffin, d'Ellesmere et à l'Ouest par le Groenland. La Mer du Labrador fait la transition entre la Baie de Baffin et l'Océan Atlantique au niveau de Terre-Neuve. D'autres masses d'eau proviennent également de la Méditerranée (par le détroit de Gibraltar), des Mers d'Irlande et d'Ecosse, de la Mer du Nord et de la Mer Baltique.



I.1.2. Grandes unités morphostructurales (figure I.1)

L'Atlantique Nord est partagé en bassins et plaines abyssales par la ride médio-océanique qui s'étend depuis l'île de Jan Mayen (71°N, 8°W) jusqu'aux Açores, et se prolonge

ensuite en Atlantique Sud. Cette chaîne sous marine est coupée à 55 ° N par la zone de fracture de Charlie-Gibbs, profonde de 4500 mètres et mettant en communication les bassins profonds Est et Ouest.

- au Nord de la fracture de Gibbs, la ride médio-Atlantique porte le nom de ride Reykjanes. Elle émerge progressivement vers le Nord, donnant naissance à l'Islande entre 63° et 66° Nord ;

- au Sud de la fracture, la dorsale débute par les monts Faraday, elle devient moins profonde vers 39° N, et émerge au niveau des Açores.

La ride médio-Atlantique et la topographie définissent les limites des grands bassins océaniques.

Dans la zone septentrionale :

- à l'Est : le bassin d'Islande et le bassin de Rockall sont séparés par le plateau de Rockall qui culmine à 500 mètres en dessous du niveau de la Mer. Ces bassins sont isolés de la Mer de Norvège par le seuil Féroé-Islande (500 mètres de profondeur). Dans le bassin d'Islande, on note la présence de l'éventail détritique de Maury qui se développe au Nord du plateau de Rockall.

- en position médiane, le bassin d'Irminger est limité au Nord par le seuil du Danemark (ou seuil Groenland-Islande) qui l'isole du bassin du Groenland.

- à l'Ouest, le bassin du Labrador s'étend depuis la Mer du Labrador jusque la ride médio-océanique.

Dans la zone méridionale :

- à l'Est : la plaine abyssale de Biscaye est limitée au Sud par la ride des Açores ;

- à l'Ouest : la plaine abyssale de Sohms se développe entre le bassin du Labrador et les Caraïbes ;

- Le bassin Nord américain se développe entre Terre-Neuve et la ride médio-océanique.

Dans cette zone, on observe la présence de dômes sous-marins, reliques d'anciens volcans intraplaques qui surplombent les plaines abyssales de 500 à 2000 mètres. On retiendra les dômes de Gascogne et de Biscaye à l'Est, et les dômes d'Altair et du Milnes à l'Ouest.

I.2. Cadre océanographique

La connaissance de la dynamique océanographique actuelle est indispensable à l'étude de la variabilité des circulations océaniques au cours des 300 000 dernières années.

I.2.1 : Le moteur des circulations atmosphériques et océaniques- bilan radiatif de la terre

Au cours d'une année, l'ensemble terre+atmosphère absorbe en moyenne 240W/m^2 . Ce flux est compensé en retour par un flux infrarouge émis en direction de l'espace par l'ensemble terre+atmosphère.

L'énergie excédentaire alimente partiellement le cycle hydrique. Celui-ci permet une redistribution verticale de cette énergie : le cycle évaporation/précipitation permet un transfert d'énergie depuis la surface des continents et des océans vers l'atmosphère.

L'équilibrage horizontal des flux énergétiques est plus complexe. En effet, les flux d'énergie sont en moyenne excédentaires aux basses latitudes et déficitaires aux hautes latitudes. Les circulations atmosphériques et océaniques transportent cet excédent d'énergie de l'équateur vers les pôles.

C'est donc la différence de flux énergétique résiduel entre les hautes et les basses latitudes du globe terrestre qui est le moteur des circulations atmosphériques et océaniques.

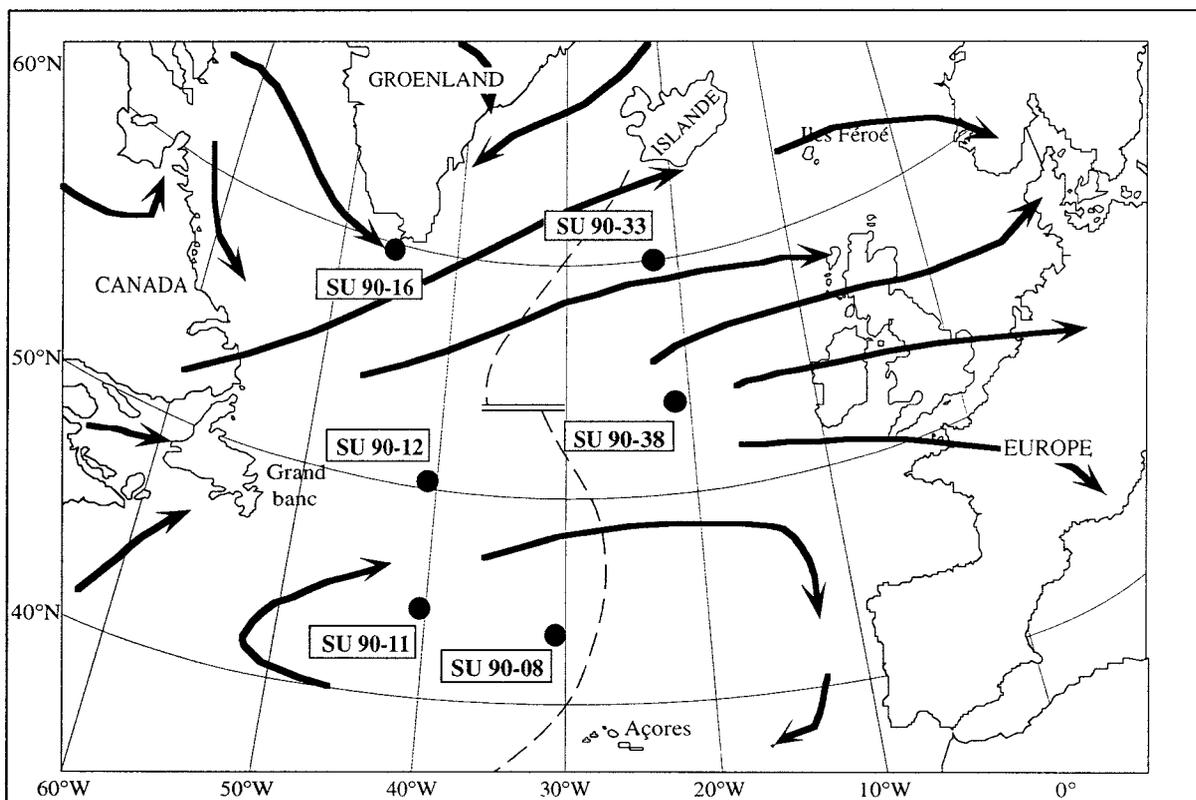


Figure I.2.a : Circulations éoliennes en Juillet en Atlantique Nord, d'après Brown (1989).

● Sites d'étude

I.2.2 : Les circulations atmosphériques

La circulation atmosphérique dite de Hadley (cellules de convection) permet une répartition de l'énergie entre l'équateur et les pôles. Les circulations atmosphériques véhiculent de l'air chaud depuis les régions équatoriales vers les régions polaires. Les vents Sud-Nord (pour l'hémisphère Nord) ainsi créés sont restreints aux zones tropicales, en raison de la rotation de la terre et de la force de Coriolis. Ils n'autorisent qu'un rééquilibrage partiel du bilan énergétique entre les basses et hautes latitudes (Brown, 1989).

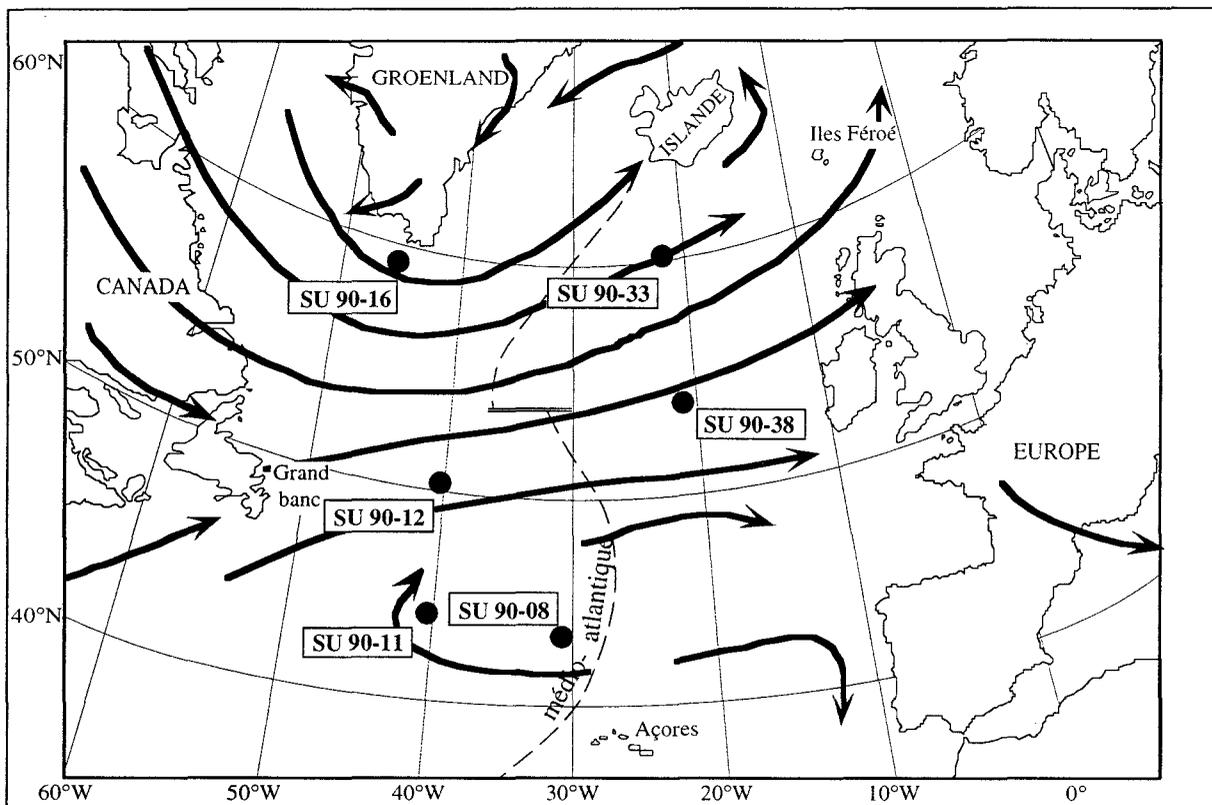


Figure I.2.b: Circulations éoliennes en Janvier en Atlantique Nord, d'après Brown (1989).

● Sites d'étude

Entre 30° Nord et 60° Nord, la circulation atmosphérique est dominée par les vents d'Ouest ("Westerlies" en anglais) (Lamb, 1971). Les positions respectives des zones dépressionnaires et anticycloniques induisent la formation de ces vents d'Ouest au large du continent Nord américain, depuis l'anticyclone des Caraïbes. Ce sont de véritables "jets" circulant à hautes altitudes, et qui permettent le brassage entre les masses d'air chaudes subtropicales et les masses d'air froides subpolaires. Pendant les périodes hivernales, ces vents d'Ouest sont repoussés vers le Nord par la position de l'anticyclone des Açores, et se dirigent vers la dépression centrée sur l'Islande, dont l'activité s'étend jusqu'aux Açores (figures I.2.a et I.2.b). La résultante des vents est alors Sud Ouest-Nord Est. Folger (1970) a montré que ces vents peuvent transporter des particules d'origine continentale depuis Terre-Neuve jusqu'au

milieu de l'Atlantique Nord.

Au Nord de 60° Nord, se développent les vents d'Est, particulièrement actifs en période hivernale ("Easterlies" en anglais). Ils entraînent des masses d'air polaires vers les régions tempérées froides (Brown, 1989).

Des vents péri-sahariens, chargés en particules détritiques, peuvent occasionnellement atteindre 45° Nord (Grousset *et al.*, 1983 ; Grousset et Biscaye, 1989 ; Grousset *et al.*, 1993).

1.2.3 : Les circulations océaniques

Les masses d'eau profondes, intermédiaires ou de surface sont les principaux vecteurs du matériel sédimentaire. Leurs schémas de circulation déterminent la nature et la quantité des apports sédimentaires dans les différentes zones de l'océan Atlantique Nord.

Les circulations océaniques de surface participent au transport de l'excédent énergétique depuis l'équateur vers les hautes latitudes. C'est ainsi que les circulations de surface ² telles le Gulf Stream et la dérive Nord-Atlantique transportent des masses d'eau chaudes vers les régions tempérées froides.

Les courants profonds sont induits par la circulation thermohaline. Celle-ci dépend des différences de températures et de salinité des différentes masses d'eau :

- la différence de température entre les eaux de surface des océans tropicaux et polaires peut atteindre 30°C en été. Cette différence est surtout sensible sur les 100 premiers mètres de profondeur, au dessus de la thermocline, où un brassage continu des eaux permet des échanges énergétiques avec l'atmosphère. En dessous de cette thermocline, les eaux profondes sont plus froides et denses car elles subissent peu d'échanges avec le milieu extérieur.

- A cette différence de température, s'ajoute une différence de salinité des eaux. La salinité a globalement tendance à être plus élevée dans les régions polaires où se produit la formation de glace de mer ou banquise.

Ce sont ces différences de températures et de salinité, donc de densité, qui constituent le moteur des grandes circulations océaniques profondes, que l'on appelle circulation thermohaline. Les eaux plus froides et plus salées des régions polaires sont donc plus denses. Elles ont tendance à plonger par gravité et à se répandre sur les fonds océaniques.

Schématiquement, la circulation océanique s'établit comme suit : l'eau plonge en Mers de Norvège et du Labrador jusqu'à 2 000 à 3 000 mètres de profondeur. Elle se dirige ensuite vers l'équateur. Ce transport océanique profond est compensé en surface par le Gulf Stream et la Dérive Nord-Atlantique. Lorsque l'eau profonde atteint 60° S, elle tend à remonter vers la surface. Elle est alors entraînée dans le courant circum-antarctique, qui se déplace d'Ouest en Est, avant de se répartir dans les océans Indien et Pacifique.

² encore appelée courants géostrophiques.

1.2.3.1 : Les circulations profondes (figure I.3)

En Atlantique Nord, les circulations profondes sont marquées par l'antagonisme entre deux grandes masses d'eau :

-l'eau profonde Nord-Atlantique (NADW), d'origine septentrionale qui se répand dans l'ensemble des bassins Nord-Atlantiques.

-l'eau profonde Antarctique (AABW), qui prend naissance dans l'hémisphère Sud, en Antarctique et se dirige vers l'hémisphère Nord avant de se répandre dans l'Océan Atlantique Nord.

a) L'eau profonde Nord-Atlantique (NADW)

a.1 : Mécanismes de formation des eaux profondes Nord-Atlantiques

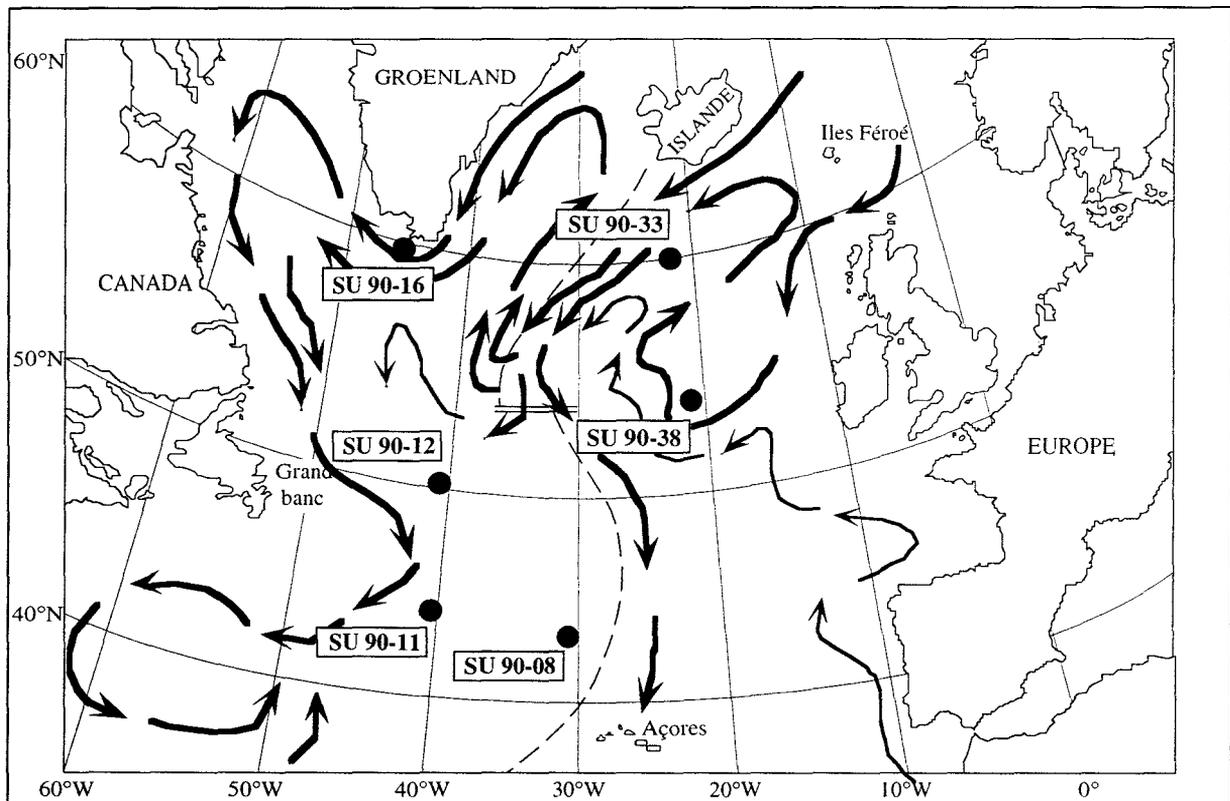


Figure I.3 : Circulations profondes en Atlantique Nord, d'après McCave et Tucholke (1986).

● Sites d'étude

Comme on l'a déjà évoqué, les températures relativement chaudes de l'Atlantique Nord moderne résultent en grande partie du flux de chaleur vers les hautes latitudes. Ces transferts sont eux-mêmes conditionnés par les circulations atmosphériques. Les eaux chaudes de surface

atteignent les Mers de Norvège, du Groenland et d'Islande par l'intermédiaire du Gulf Stream et de la Dérive Nord-Atlantique (Veum *et al.*, 1992). Ces eaux deviennent plus denses en raison de la formation de la banquise en hiver. Elles plongent alors jusqu'à 2 000 ou 3 000 mètres de profondeur. Grâce à la position du front polaire, qui permet la pénétration vers le Nord des eaux subtropicales, la NADW, qui résulte du mélange des eaux subtropicales chaudes et des eaux froides et denses qui plongent en Mer de Norvège, est exceptionnellement chaude et salée (Broecker, 1990a). La formation d'eau profonde se fait également en Mer du Labrador pendant les périodes hivernales. Cette zone confinée subit en hiver une dessalure des eaux, ce qui induit leur plongement (Labeyrie *et al.*, 1987 ; Oppo et Fairbanks, 1990 ; Imbrie *et al.*, 1993).

a.2 : Modèle de circulation actuel

L'eau Atlantique profonde, d'origine septentrionale, prend naissance dans les Mers de Norvège et du Groenland. La NADW (North Atlantic Deep Water) s'écoule ensuite vers le Sud en franchissant le seuil Islande-Féroé. Une dérive mineure se dirige vers le bassin de Rockall en franchissant le seuil de Wyville-Thomson. Elle contourne le plateau de Rockall avant de rejoindre la dérive majeure norvégienne dans le bassin Sud Islande. Ces eaux profondes longent alors le flanc Est de la ride Reykjanes avant de diverger au niveau de la fracture de Charlie-Gibbs.

- La branche Est circule dans la plaine abyssale de Biscaye contre le flanc Est de la ride médio-Atlantique jusqu'au niveau des Açores ;

- une branche Ouest pénètre au Sud du Bassin d'Irminger à la faveur de la zone de fracture profonde joignant les deux bassins. Elle remonte vers le Nord, le long de la ride Reykjanes. Au niveau du Groenland, elle rejoint l'eau profonde groenlandaise, issue du seuil du Danemark, et rentre dans la Mer du Labrador. Elle contourne la Baie de Baffin, puis longe le continent Nord-américain avant de diverger au niveau des grands Bancs de Terre-Neuve (Tchernia, 1980 ; McCave et Tucholke, 1986).

b) L'eau Antarctique profonde (AABW)

b.1 : Mécanismes de formation des eaux profondes antarctiques

Actuellement, l'AABW est formée en bordure Sud des Mers de Weddell et de Ross à partir d'eaux circumpolaires antarctiques refroidies par des échanges thermiques avec les banquises issues des calottes de glace. La salinité de ces eaux est forte en raison de la formation saisonnière de la glace de Mer, repoussées au large par les vents adiabatiques descendant de la calotte Antarctique.

b.2 : Modèle de circulation actuel

L'eau antarctique de fond ou AABW (Atlantic Antarctic Bottom Water) est une masse d'eau très froide (-2 à 0° C) et riche en silice contribuant aux eaux les plus profondes (> 4 000 mètres). En Atlantique Nord, on la rencontre jusqu'à 45°-50° de latitude Nord dans le bassin Est (Worthington, 1970).

1.2.3.2 : Les circulations de surface (figure I.4)

a) Mécanismes de formation des eaux de surface

Actuellement, la position du "Gulf Stream" et de la Dérive Nord-Atlantique coïncide avec la limite des gyres subtropicales et subpolaires. C'est une zone où l'on n'observe ni divergence, ni convergence des eaux de surface et où l'océan est directement soumis aux influences des vents. Cette limite présente actuellement une orientation SW-NE qui est due, en grande partie, à un contrôle orographique, agissant sur les circulations atmosphériques et qui conditionnent l'orientation des Westerlies (Manabe et Broccoli, 1985).

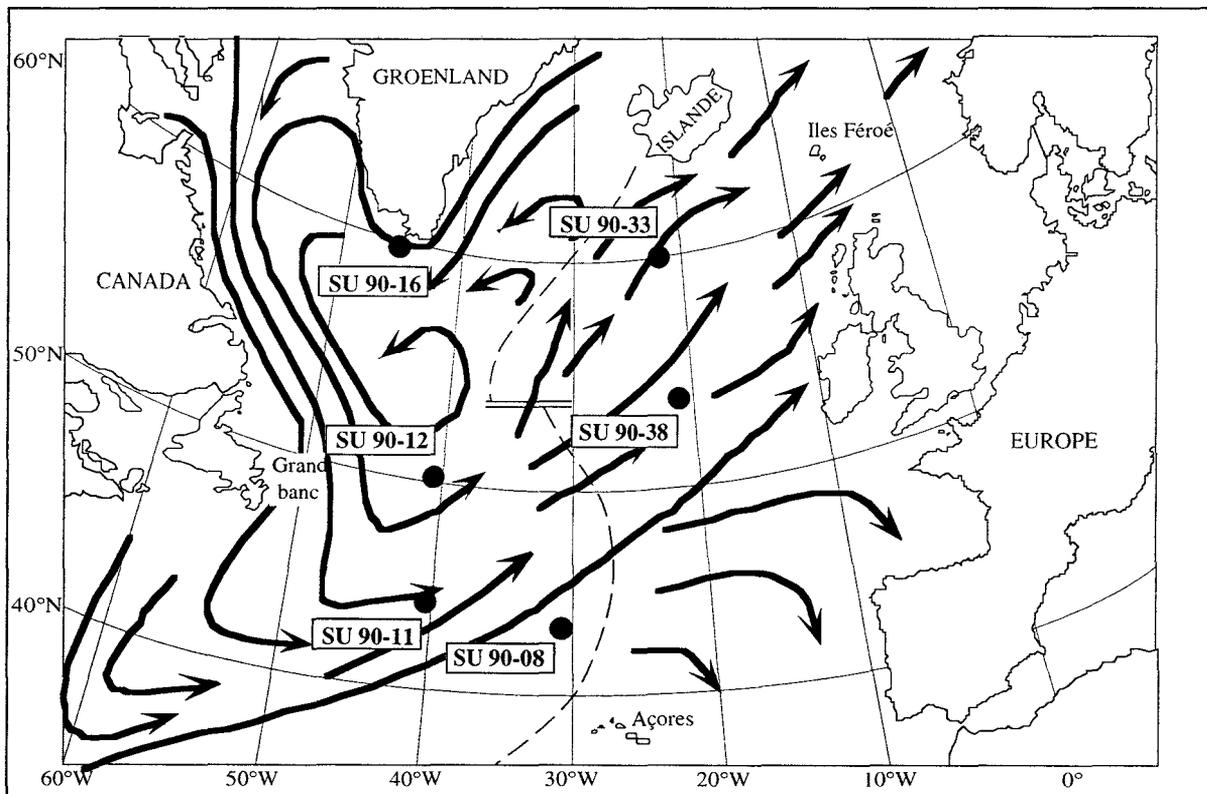


Figure I.4 : Circulations de surface en Atlantique Nord, d'après Tchernia (1980).

● Sites d'étude

b) Modèle de circulation actuel

Le Gulf Stream prend naissance au large de la Floride et s'écoule ensuite vers le Nord est. Sur une largeur de quelques centaines de kilomètres, il atteint des vitesses considérables. Au large de Terre-Neuve, il devient moins bien localisé et prend la forme d'une dérive générale des eaux Nord-Atlantique, dont la composante Sud-Ouest est accentuée par les vents de secteurs SW. Au niveau de la dorsale, la dérive se scinde en plusieurs branches :

- L'une se dirige vers le Sud-Est et donne naissance au Courant des Canaries, puis rejoint le Courant Nord Équatorial :

- L'autre se dirige vers le Nord-Est et atteint le Sud de l'Islande. Elle se scinde alors en une dérive Est, qui remonte dans la Mer de Norvège, tandis que la dérive Ouest rentre dans le Bassin d'Irminger. Ce Courant d'Irminger se mêle au Courant Est groenlandais dont les eaux froides naissent en Mer du Groenland sous l'action des vents polaires de secteurs Nord-Est. Ensuite ce courant contourne le Groenland, pénètre dans la Mer du Labrador où il prend le nom de Courant Ouest groenlandais. Il se mélange ensuite avec le Courant du Labrador, qui redescend vers le Sud avant de s'enrouler en une gyre cyclonique polaire au dessus du bassin Ouest Atlantique .

1.2.3.3 : Les circulations intermédiaires

L'Océan Atlantique Nord est caractérisé par l'importance des masses d'eau intermédiaires qui le parcourent (Tchernia, 1980). Ces masses d'eau peuvent circuler sur de très grandes distances, à des profondeurs s'échelonnant entre 800 et 2500 mètres, et sont le siège du transport spécifique de particules solides, comme les nappes néphéloïdes (développées en Mer du Labrador) ou les courants de turbidités (au sein de l'éventail détritique du Maury Channel). Les schémas de circulation de ces eaux sont mal connus car les zones de mélanges qui leur donnent naissance sont elles mêmes imprécises. On retiendra l'existence de l'eau arctique intermédiaire qui se répand dans l'Océan Atlantique Nord (Tchernia, 1980) et de l'eau du Labrador, issue de la Baie de Baffin, et qui circule en Atlantique Nord en formant de véritables courants de turbidités (Eittrheim *et al.*, 1969 ; Eittrheim et Ewing, 1974 ; Thiébaud *et al.*, 1989 ; Lonsdale *et al.*, 1981).

Le transport d'énergie excédentaire entre le rayonnement solaire reçu et le rayonnement infrarouge émis se fait grâce à l'atmosphère d'une part et à l'océan d'autre part. La capacité énergétique de l'atmosphère est prépondérante à court terme (à l'échelle annuelle) mais au delà, c'est l'océan qui joue un rôle prépondérant et modérateur vis à vis des variations climatiques.

I.3 : Cadre sédimentologique

I.3.1. Environnement lithologique

I.3.1.1. Continents et plates-formes continentales

L'Océan Atlantique Nord est entouré de vastes aires continentales et de leurs plates-formes. On peut grossièrement séparer ces aires en 4 grandes unités lithologiques distinctes.

- une première unité se compose principalement de roches anciennes, cristallophylliennes acides. Elle comprend les boucliers canadiens et scandinaves, ainsi qu'une bonne partie du Groenland qui n'est autre qu'un bloc du continent américain individualisé au moment de l'ouverture de l'Atlantique ;

- une deuxième unité est dominée par des composantes métamorphiques, ayant subies des orogènes successives. Ces unités sont composées des roches acides du craton originel ayant subi des plissements et un métamorphisme plus ou moins intense. Les matériaux composant cette unité ne sont pas fondamentalement différents de ceux de la précédente. Ils caractérisent la Norvège, le Nord de l'Ecosse et de l'Irlande et les Appalaches ;

- une troisième unité se compose de roches sédimentaires. Il s'agit des vastes ensembles sédimentaires occupant les continents Nord-américain et Nord-européen. L'hétérogénéité de leurs lithologies est une source de matériaux terrigènes variés ;

- une quatrième unité essentiellement basique regroupe les basaltes d'âge tertiaire du plateau de Rockall, de la cote Est du Groenland et les roches vertes du Canada.

I.3.1.2. Le plancher océanique

La croûte océanique, formée de basalte au sens large, se forme au niveau de la ride médio-Atlantique et affleure en plusieurs endroits : l'île de Jan Mayen, les îles Féroé, composées de 3000 mètres de basaltes alcalins, les Açores et l'Islande composées, à 80%, de basaltes alcalins. Un volcanisme actif se développe dans ces îles où des éruptions récentes se sont produites à Jan Mayen en 1970, en Islande en 1961, 1963 et 1972 et aux Açores en 1957. (Tchernia, 1980).

I.3.2. Sources potentielles des minéraux argileux

I.3.2.1. La chlorite

La chlorite est un minéral typiquement détritique et qualifié de primaire. Elle résulte directement de l'altération physique des massifs anciens en hautes latitudes ou dans des conditions climatiques froides. (Biscaye, 1965 ; Millot, 1967 ; Griffin *et al.*, 1968 ; Rateev *et*

al., 1969 ; Lisitzin, 1972 ; Chamley, 1975 ; Chamley, 1979). Elle résulte plus particulièrement de l'érosion des roches métamorphiques et plutoniques des boucliers, des shales et des argilites des régions polaires. C'est un minéral dit de "hautes latitudes".

Hormis dans les phénomènes hydrothermaux liés aux épanchements basaltiques, on connaît peu de cas de néoformation de chlorite en milieu marin. Sa cristallinité, généralement bonne, est la conséquence de l'érosion et du transport rapide du minéral depuis les roches mères.

Dans les sédiments superficiels, la répartition générale de la chlorite est bien définie en Atlantique Nord (Figure I.5) :

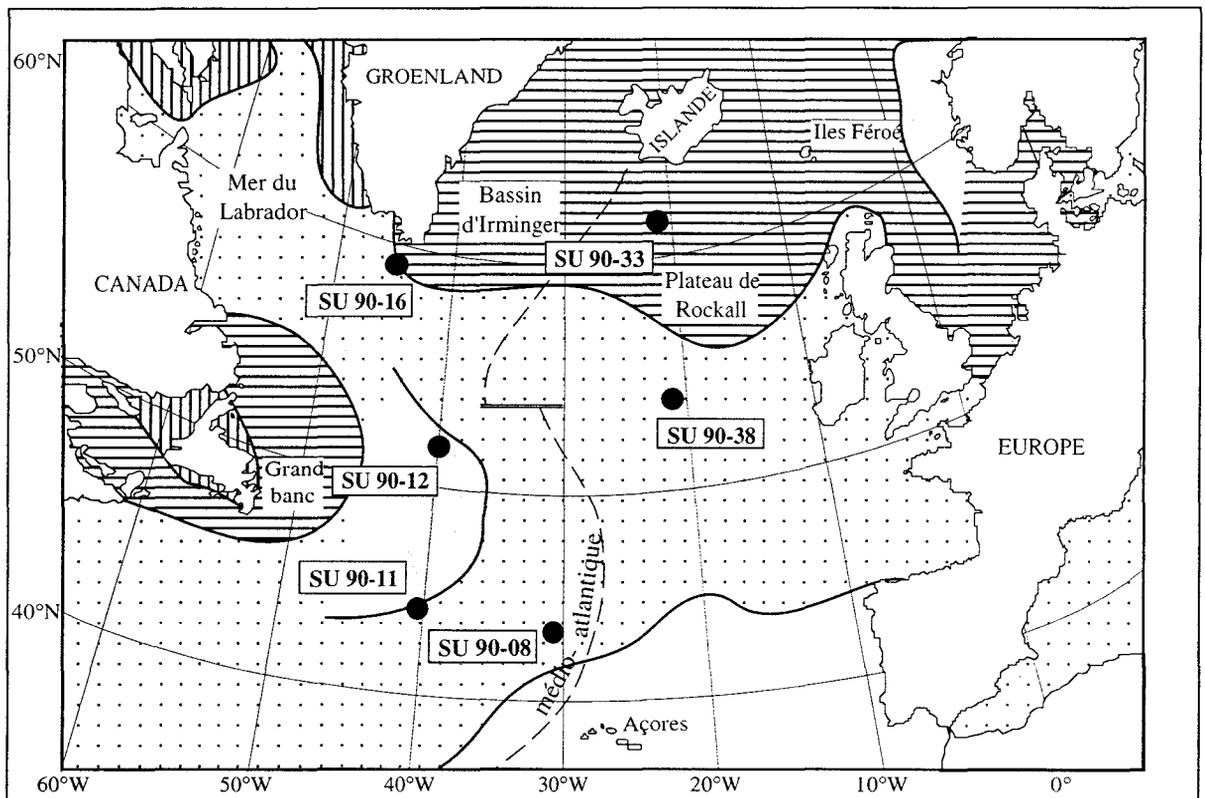
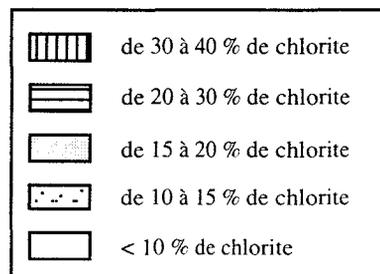


Figure I.5 : Répartition de la chlorite dans les sédiments superficiels subactuels en Atlantique Nord, modifiée d'après Lisitzin (1972).

Légende:



● Sites d'étude

- Au Nord : Au delà de 60° N, la chlorite est très abondante dans les régions polaires (Biscaye, 1965 ; Griffin *et al.*, 1968 ; Chamley, 1989) où elle atteint 30% du cortège argileux sédimentaire. Elle résulte directement de l'érosion des roches des boucliers groenlandais et Nord-européen et subit essentiellement un transport par les glaces flottantes dans les Océans Arctique et Polaire (Kennett, 1982).

- A l'Ouest : De fortes concentrations en chlorite sont observées au large des côtes Est du continent Nord-américain (Griffin *et al.*, 1968) : sur le talus de la marge Est des États-Unis, au large du New-Jersey (Poppe et Commeau, 1992) et au large de Terre-Neuve (Piper et Slatt, 1977). La chlorite développe un gradient de concentration de secteur Ouest que l'on peut descendre au travers de la ride médio-océanique, jusque vers le continent européen (Grousset, 1983 ; Latouche *et al.*, 1983). Elle provient de la charge du Saint Laurent, empruntée au bouclier canadien, mais aussi des roches ignées et sédimentaires du Paléozoïque inférieur et du Précambrien du continent américain. Son transport marin peut difficilement s'expliquer par les circulations profondes et de surface orientées en sens inverse du gradient de concentration minéral. La chlorite est vraisemblablement transportée par les vents dominant de secteurs Ouest (Folger, 1970 ; Grousset et Chesselet, 1986).

- Au Nord-Ouest : La répartition de la chlorite en Mer du Labrador est complexe. En effet ; dans le Nord de la Baie de Baffin, la chlorite est abondante (jusqu'à 30% du cortège argileux). Elle provient de l'érosion des séries rouges précambriennes (Petersen et Rasmussen, 1981), qui affleurent dans les îles de Baffin et au Labrador (Piper et Slatt, 1977) ou des sédiments du Groenland (Thiébaud *et al.*, 1989 ; Boyd et Piper, 1976). Paradoxalement, la chlorite est peu abondante dans la Mer du Labrador. Elle est emportée vers l'Atlantique Nord depuis le talus continental du Labrador, par des courants de turbidités (Nielsen *et al.*, 1989).

- Au Nord-Est : La teneur en chlorite varie entre 10 et 17% dans les sédiments de la Mer de Norvège (Kuhlemann, 1993), et de la majorité des fjords (Zöllmer et Irion, 1993). Les sources de la chlorite sont multiples. Elle peut résulter de l'érosion des roches acides et métamorphiques du bouclier scandinave et de roches acides et siliceuses d'Irlande et d'Ecosse (Moyes *et al.*, 1964). Elle peut aussi provenir de l'érosion des podzols de Norvège (Tevelde *et al.*, 1990) où elle s'accumule lors de la pédogenèse. Des valeurs anormalement élevées (40 à 60%) se rencontrent près des îles Féroé, des Orcades et des Hébrides (Berthois *et al.*, 1973). Leurs sources sont alors très localisées : ce sont les roches acides des îles Féroé et les roches sédimentaires argileuses développées sur le plateau des Hébrides.

- A l'Est : le plateau de Rockall présente des concentrations de chlorite variant entre 7% et 27% (Courtois et Chamley, 1978) . La chlorite y est transportée depuis la Mer de Norvège (Latouche

et Maillet, 1976) par l'intermédiaire des circulations profondes (North East Atlantic Deep Water).

1.3.2.2. L'illite

L'illite, comme la chlorite, est un minéral typiquement détritique dans l'Atlantique Nord (Chamley, 1989). Elle est dite primaire car elle résulte de l'altération physique de roches anciennes acides. Elle est généralement plus abondante que la chlorite et représente, en moyenne, 40% du cortège argileux des sédiments des grands bassins océaniques (Windom, 1976).

Les sources principales de l'illite sont très semblables à celles de la chlorite (figure I.6) :

- Au Nord : L'illite est prédominante dans tous les sédiments subactuels de l'Océan Arctique. Elle y représente jusqu'à 70% du cortège argileux.

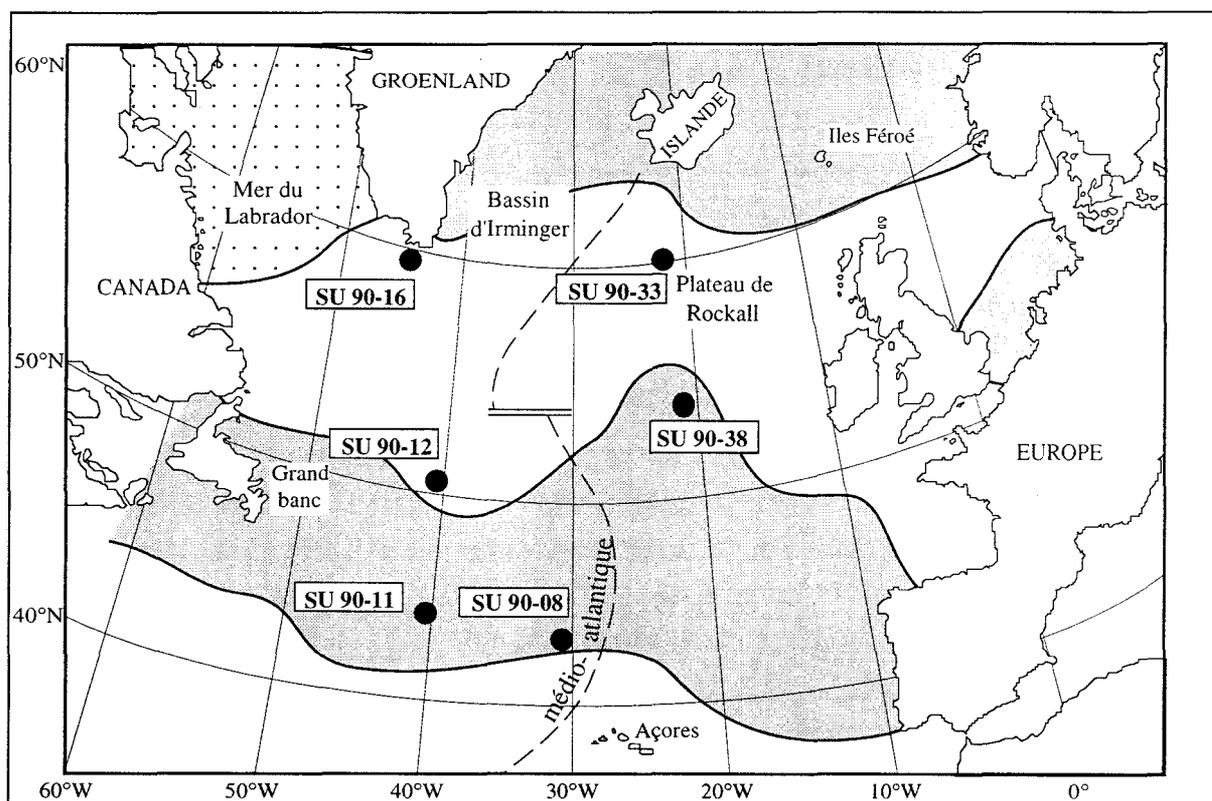
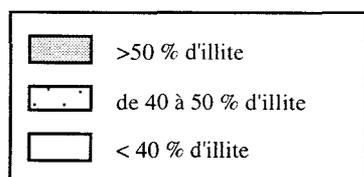


Figure I.6 : Répartition de l'illite dans les sédiments superficiels subactuels en Atlantique Nord, modifiée d'après Lisitzin (1972).

Légende:



● Sites d'étude

- Au Nord-Est : L'illite est abondante en Mer de Norvège où elle provient de l'érosion des roches métamorphiques du bouclier scandinave et des roches d'Irlande et d'Ecosse (Moyes *et al.*, 1964 ; Huggett, 1992). Elle peut représenter de 55% à 65% du cortège argileux en Mer du Nord (Kuhlemann *et al.*, 1993) et en Mer du Groenland.

- A l'Est : elle est abondante au large de l'Irlande, où des différences très marquées de cristallinité suggèrent des sources diversifiées. Elle provient, comme la chlorite, de la Mer de Norvège par l'intermédiaire des circulations profondes (Chennaux *et al.*, 1988), mais elle résulte également de processus pédogénétiques peu évolués affectant les sols développés sur les granites et schistes écossais (Wilson *et al.*, 1984).

- A l'Ouest : Dans la Baie de Baffin, l'illite compose jusqu'à 35 % du cortège argileux. Elle résulte de l'altération des roches anciennes cristallines et métamorphiques du bouclier canadien. Son transport se fait essentiellement par ice-rafting (Boyd et Piper, 1976 ; Piper et Slatt, 1977 ; Thiébaud, *et al.*, 1989). Comme la chlorite, l'illite est également abondante au large de Terre-Neuve et proviendrait des apports détritiques du Saint Laurent depuis les aires continentales Nord-américaines.

1.3.2.3. Les minéraux argileux interstratifiés

Des minéraux interstratifiés ont été observés en quantités non négligeable dans quelques carottes de l'Atlantique Nord. Ils sont de type vermiculitique (10-14v). Leur formation peut résulter de plusieurs processus :

- Ils peuvent apparaître au début de l'hydrolyse de la biotite en milieu acide. En effet, un des termes précoces de l'altération du mica noire est son hydratation en illite-vermiculite (Vicente *et al.*, 1977 ; Petersen et Rasmussen, 1980 ; Bain *et al.*, 1990 ; Vali et Hesse, 1992).

- Ils peuvent résulter d'une altération faible de l'illite ou de tout autre phyllosilicate (10 Å), dans des sédiments ou dans des roches, sous l'effet d'une agression alcaline porteuse de Mg^{2+} et de Ca^{2+} (Millot, 1967 ; Pederstad et Jørgensen, 1985 ; April *et al.*, 1986 ; Aargast, 1991 ; Harris *et al.*, 1992).

- Des phénomènes de transformations diagénétiques aggradantes profondes peuvent donner localement naissance à de tels interstratifiés (Millot, 1967 ; Yang et Hesse, 1991).

- Enfin, on ne doit pas ignorer que le développement de tels interstratifiés est parfois l'indice d'une évolution diagénétique précoce ayant pu affecter la source du matériel détritique (Chamley et Debrabant, 1989 ; Chamley, 1989).

- A l'Ouest : Les interstratifiés de type vermiculitique sont présents sur le continent Nord-américain . Les grands bassins sédimentaires continentaux et les sédiments des plaines côtières de Virginie du Nord sont enrichis en interstratifiés (McCartan, 1988). La présence de ce minéral

est également citée dans les Appalaches, au Québec, au Sud du Canada (Yang et Hesse, 1991) ainsi qu'en Indiana (Aargast, 1991) et dans les monts Adirondack, état de New-York (April *et al.*, 1986) à proximité de zones drainées par le Saint Laurent.

- A l'Est : On rencontre l'interstratifiés (10-14v) sur l'ensemble des sols podzolitiques développés sur le bouclier scandinave (Tevelde *et al.*, 1990). Les formations superficielles écossaises sont également enrichies en interstratifiés de ce type (Bain *et al.*, 1990 ; Wilson *et al.*, 1984).

- Au Nord : De grandes quantités d'interstratifiés illite-vermiculite se rencontrent dans les sédiments des rivières drainant l'Est du Groenland, où affleurent des gneiss et des charnockites, et se déversent dans la Mer du Labrador (Petersen et Rasmussen, 1980).

1.3.2.4. La kaolinite

La kaolinite est un minéral peu abondant dans l'Océan Atlantique Nord. Elle n'intervient dans le cortège argileux que pour 8% (Windom, 1976). La kaolinite est classiquement considérée comme un minéral pédogénétique de climats chauds et hydrolysants (Biscaye, 1965 ; Griffin *et al.*, 1968 ; Chamley, 1989 ; Huon *et al.*, 1991). C'est plutôt un minéral abondant aux basses latitudes.

Mais la kaolinite peut aussi être un minéral hérité, au même titre que l'illite et la chlorite. Elle résulte alors de l'érosion des roches anciennes entourant l'Atlantique (Darby, 1975).

L'interprétation de la présence de kaolinite peut être ambiguë : aux "basses latitudes", son abondance croît avec l'altération, c'est à dire avec la pluviosité ; tandis que lorsqu'elle provient des latitudes moyennes ou élevées, son abondance est liée à l'intensité de l'érosion qui intègre le rajeunissement tectonique ou l'abaissement eustatique.

En Atlantique Nord, les sources de kaolinite sont assez peu nombreuses (Figure I.7) :

- Au Nord-Ouest : il y a de 10 à 20% de kaolinite en Mer du Labrador et dans la Baie de Baffin. Elle résulte de l'érosion des vieilles formations sédimentaires que sont les couches rouges du Carbonifère inférieur et du Trias ou bien encore de l'érosion des sédiments des provinces maritimes et des moraines glaciaires riches en kaolinite (Boyd et Piper, 1976 ; Piper et Slatt, 1977 ; Nielsen *et al.*, 1989).

- Au Nord-Est : Des quantités variables de kaolinite se rencontrent en Mer de Norvège. Elle y est généralement peu abondante, composant moins de 10% du cortège argileux (Huggett, 1992), mais localement elle peut former jusqu'à 30% de la fraction argileuse sédimentaire. La kaolinite est alors systématiquement associée à des apports détritiques grossiers. L'ensemble de

ce matériel est originaire du Sud-Est de Svalbard (Spitzberg) (Elverhøi, 1979) et des zones mésozoïques à pléistocènes de la plate-forme de Barents (Kuhlemann *et al.*, 1993).

- A l'Est : On rencontre la kaolinite sporadiquement, elle provient de l'érosion des sols développés sur des roches granitiques, gneissiques, sur des shales et des gabbros dans le Nord de l'Ecosse (Wilson *et al.*, 1984). Les sédiments fluvio-glaciaires y sont enrichis en kaolinite.

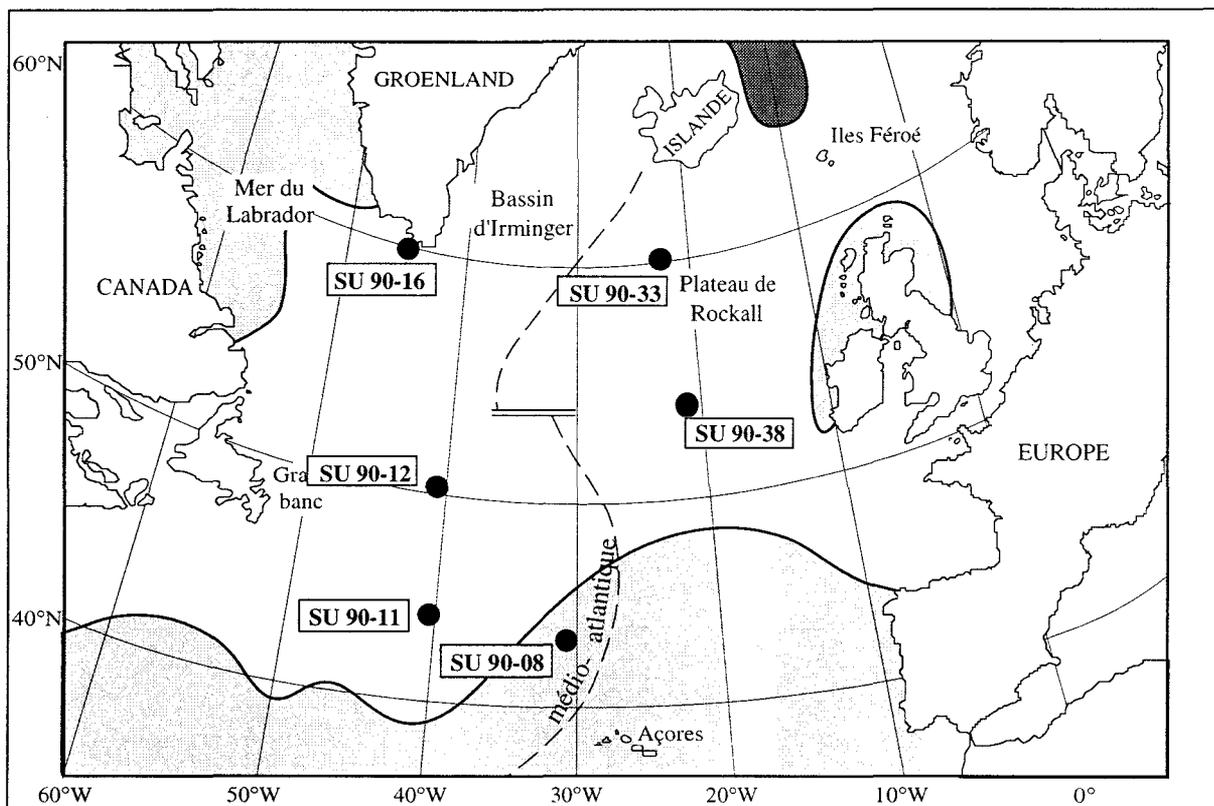
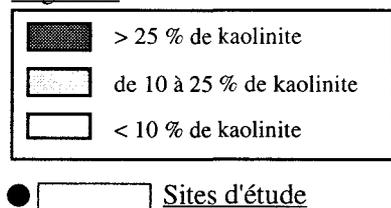


Figure I.7 : Répartition de la kaolinite dans les sédiments superficiels subactuels en Atlantique Nord, modifiée d'après Lisitzin (1972).

Légende:



1.3.2.5 La smectite (figure I.8)

La smectite est largement répandue dans l'ensemble de l'Océan Atlantique Nord: elle forme environ 34 % du cortège argileux des grands bassins (Windom, 1974) où elle peut résulter de plusieurs processus de formation :

- elle peut se former par altération de magmas acides, verres ou cendres volcaniques. Cette altération, atmosphérique dans les zones continentales, peut se réaliser en milieu marin ou en milieu lacustre. Lorsque la smectite dérive d'un matériel volcanique, elle s'accompagne souvent de résidus de verres volcaniques, de pyroxènes et de zéolites (phillipsite). Sa cristallinité est généralement meilleure que celle d'une smectite de dégradation d'argile primaire;
- elle peut également résulter de l'altération atmosphérique ou marine de basalte (Moyes *et al.*, 1964 ; Huggett, 1992);
- elle peut se former par néogénèse dans les vertisols qui se développent en climat aride ;
- elle est souvent le résultat d'une pédogénèse dégradante des argiles primaires: elle est alors assez mal cristallisée;

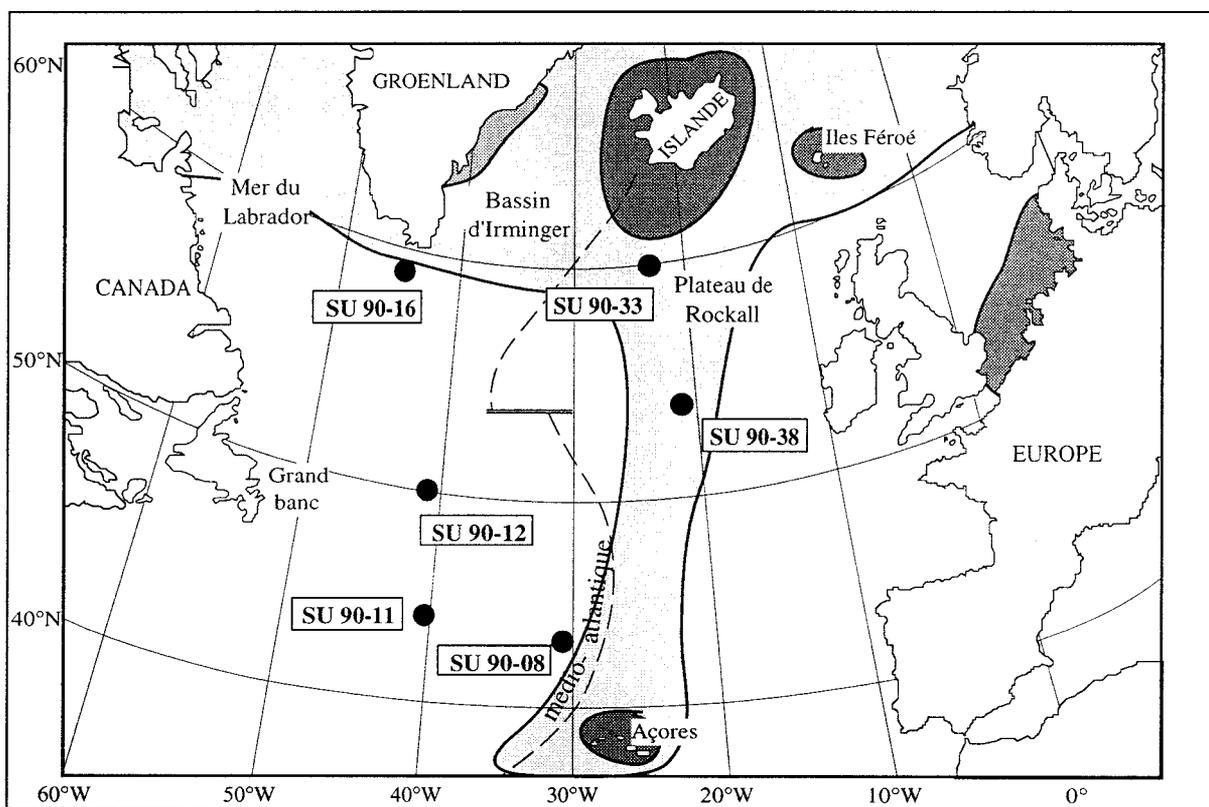
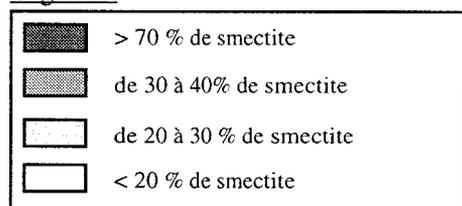


Figure I.8 : Répartition de la smectite dans les sédiments superficiels subactuels en Atlantique Nord, modifiée d'après Lisitzin (1972).

Légende:



● Sites d'étude

- elle peut aussi être directement héritée de l'érosion de formations tertiaires ou secondaires, pour être ensuite véhiculée par le système fluvial vers la Mer (Brydon, 1958 ; Desprairies et Bonnot-Courtois, 1980 ; Kuhlemann *et al.*, 1993 ; Zöllmer et Irion, 1993).

Les sources et la répartition de la smectite sont relativement bien localisées en Atlantique Nord (figure I.8) :

- Au Nord-Ouest : La Mer du Labrador présente des concentrations variables en smectite (Thiébaud *et al.*, 1989). Elle est issue de l'altération de formations volcaniques basiques localisées, de l'érosion des formations tertiaires inférieures (Cremer *et al.*, 1989) et des couches rouges triasiques des provinces maritimes (Piper et Slatt, 1977). Dans la Baie de Baffin, sa concentration atteint à peine 20% du cortège argileux. Là encore, ce sont des sources locales qui enrichissent le milieu en smectite : les shales d'Ellesmere et certains calcaires primaires du Nord de la Baie ;

- Au Nord-Est : La smectite est abondante en Mer du Nord et dans le Sud de la Mer de Norvège (Moyes *et al.*, 1964, Zöllmer et Irion, 1993). Elle provient de l'érosion des formations continentales tertiaires du Nord de l'Allemagne. Mais elle est relativement peu abondante dans le Nord de la Mer de Norvège (Chamley, 1975) ;

- Au Nord : On trouve de la smectite associée aux interstratifiés vermiculitiques dans l'Est du Groenland et dans les sédiments fluvioglaciers des deux principaux fleuves groenlandais (Petersen et Rasmussen, 1980). Les sédiments proches de l'Islande et des îles Féroé sont exceptionnellement riches en smectite. Elle peut y former jusqu'à 100% du cortège argileux (Parra *et al.*, 1985 ; Parra *et al.*, 1987). Au niveau du plateau et du talus continental la concentration en smectite n'est plus que de 10%. Elle provient de l'altération de tufs volcaniques en milieu lacustre ou subarctique (Grousset, 1983 ; Grousset et Chesselet, 1986) ou bien d'une altération météoritique ou marine de basaltes tertiaires (Parra *et al.*, 1985 ; Parra *et al.*, 1987) ;

- A l'Est : Le plateau basaltique de Rockall a été en partie émergé lors de la dernière glaciation. Des glaciers s'y étaient installés et leur action érosive a pu enrichir le bassin de Rockall en matériel volcanogénique. Ce matériel se serait alors altéré en smectite en milieu marin (Grousset, 1983).

CHAPITRE II : CADRE CLIMATIQUE

CHAPITRE II : CADRE CLIMATIQUE

II.1 : Introduction

Depuis les années 80, un certain nombre de phénomènes d'ordre climatique ont alerté le public et la communauté scientifique. Des années exceptionnellement chaudes, la découverte d'un trou dans la couche d'ozone troposphérique au dessus de l'Antarctique au début du printemps austral ainsi que l'augmentation de l'émission des gaz à "effet de serre", sont autant de sujets qui ont entraîné une réflexion sur les risques éventuels de perturbations de nature anthropogéniques du climat dans les années à venir (Jousseume, 1993).

Il est alors apparu nécessaire de reconstituer les variabilités naturelles du climat sur les dernières centaines de milliers d'années, afin de comparer les variations climatiques que nous vivons actuellement avec les variations naturelles passées (Jousseume, 1993).

L'étude des alternances des périodes glaciaires et interglaciaires a fait un bond en avant avec l'utilisation du rapport isotopique entre l'oxygène 16 et l'oxygène 18 (Emiliani, 1955). L'isotope de l'oxygène le plus lourd, c'est à dire l'oxygène 18, bien qu'en infime proportion (0,2%), peut fournir une indication quant au volume des glaces. En effet, lors de l'évaporation océanique, aux basses latitudes, la vapeur d'eau formée est appauvrie en isotope lourd. Cette vapeur d'eau se dirige ensuite vers les hautes latitudes, transportée par les masses d'air. Lors de ce transport, elle se condense avec enrichissement de l'O¹⁸ par rapport à l'O¹⁶ lors des précipitations. Au total, lors de l'arrivée de la vapeur d'eau résiduelle aux hautes latitudes, elle est appauvrie en O¹⁸ de plusieurs %. C'est cette eau qui alimente (sous forme de neige) les calottes polaires. Par conséquent, comme le rapport isotopique de l'oxygène est constant à l'échelle du globe terrestre, l'eau de mer s'enrichit proportionnellement en oxygène 18. Globalement, lorsque le volume des glaces continentales augmente au niveau des pôles, l'eau de Mer s'enrichit en isotopes lourds.

Les méthodes de datations modernes, U/Th et carbone 14 (AMS), ont permis la reconstitution du rythme des alternances glaciaires-interglaciaires avec la mise en place de l'échelle de référence SPECMAP (Figure II.1) (Imbrie *et al.*, 1984 ; Pisias *et al.*, 1984 ; Martinson, 1987).

II.2 : Variabilité du climat

Les enregistrements des forages de carotte de glace, et notamment de celle prélevée au sommet de la calotte du Groenland (Greenland Ice-Core Project, Figure II.2) (GRIP, 1993) ont mis en évidence l'existence de variations climatiques rapides. Cette carotte de glace a été prélevée à 72°6' de latitude Nord et 37°6' de longitude Ouest, à 3 238 mètres au dessus du

niveau de la Mer et sur une épaisseur dépassant 3000 mètres.

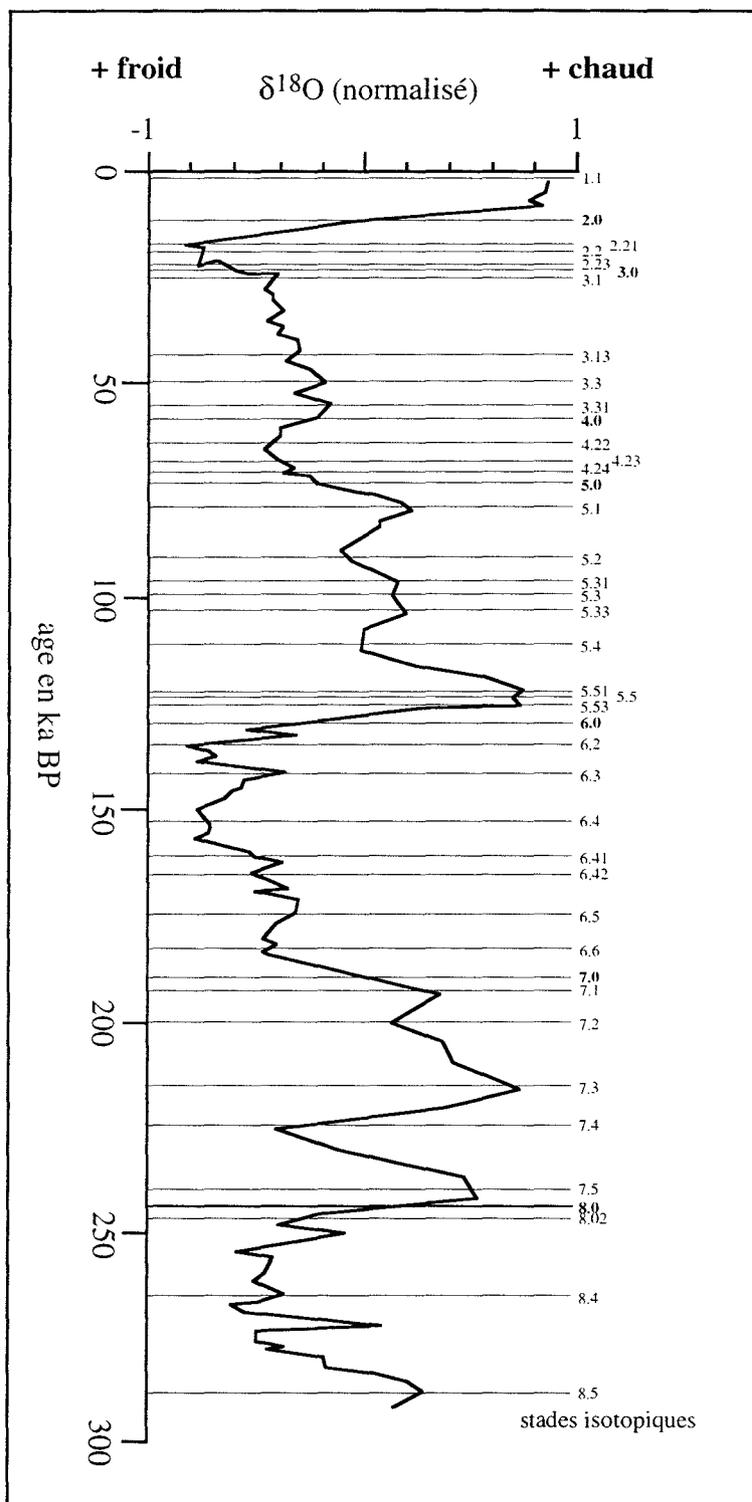


Figure n° II.1: Variations normalisées du $\delta^{18}\text{O}$ en fonction du temps : échelle SPECMAP (Martinson, 1987)

La moitié supérieure de la carotte de glace représente 10 000 ans. Malgré un minimum de température observable il y a environ 8 000 ans, l'enregistrement indique globalement un climat

exceptionnellement stable au cours des 10 000 derniers ans.

Par contre la moitié inférieure de la carotte, qui représente à elle-seule plus de 230 000 ans, montre de multiples variations brutales et de grande amplitude. Ces variations sont plus prononcées que celles qui ont été décrites dans un autre carottage de glace provenant de la calotte Antarctique (Vostok) (Jouzel *et al.*, 1987). Cette différence serait la conséquence de changements plus rapides des circulations atmosphère/océan dans l'Atlantique Nord.

Outre le fait que des variations rapides ont été décrites dans la carotte GRIP durant le dernier interglaciaire (Eemien), il semble qu' une instabilité climatique ait régné au cours des 250 000 dernières années. La question de cette stabilité du climat au regard des modifications anthropogéniques est à présent posée (Dansgaard *et al.*, 1993 ; Jousseume, 1993).

La variabilité du climat se manifeste encore par des modifications plus ou moins marquées d'un certain nombre de paramètres étroitement liés au système climatique :

- les températures atmosphériques ;
- l'étendue des calottes glaciaires continentales (ou inlandsis) ;
- le niveau de la Mer ;
- la couverture de glace de Mer (ou banquise) ;
- la position et la structure du front polaire ¹ ;
- les circulations océaniques de surface et profondes.

L'ensemble de ces variations, dont la liste n'est pas exhaustive, peut affecter les flux des fractions grossières et fines du sédiment dans les océans. Celles-ci enregistrent une partie du message climatique sous réserve des déformations produites par des phénomènes syn- ou post-sédimentaires.

II.3 : Théorie astronomique du climat

Dès 1930, Milankovitch postule que le climat est modulé par les variations de l'ensoleillement dues aux déformations de l'orbite terrestre. Les paramètres orbitaux qui caractérisent le mouvement de la terre par rapport au soleil et contrôlent l'insolation du globe sont principalement :

- l'excentricité qui concerne la forme du mouvement elliptique de la terre autour du soleil ;
- l'obliquité de l'axe du globe par rapport au plan de l'écliptique ;
- la précession des équinoxes qui a pour origine la rotation de l'axe de rotation de la terre autour de la perpendiculaire au plan de l'écliptique.

Ces différents paramètres varient avec des périodes de l'ordre de 400 000 ans et 100 000

¹ définition du front polaire page 36.

pour l'excentricité, de 41 000 ans pour l'obliquité, et voisines de 21 000 ans pour la précession des équinoxes. Ces périodicités théoriques calculées par Milankovitch (figure II.3) sont en parfait accord avec les cyclicités rapportés par les enregistrements sédimentaires d'un grand nombre de paramètres paléoclimatiques (Hays *et al.*, 1976).

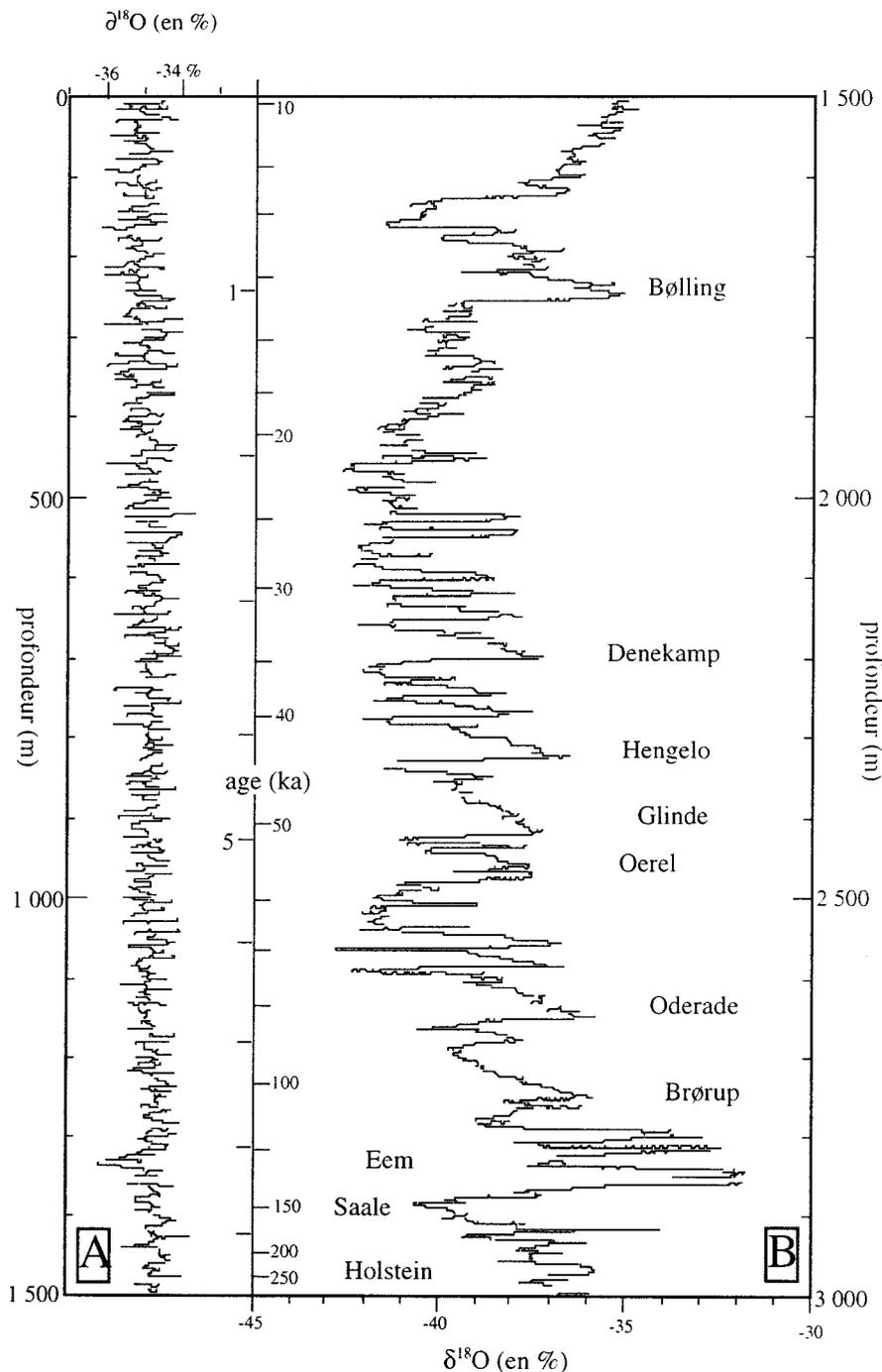


Figure II.2: $\delta^{18}\text{O}$ de la glace dans la carotte Summit GRIP en fonction de la profondeur. La section A s'étend depuis la surface jusqu'à 1 500 mètres de profondeur et la section B de 1 500 mètres à 3 000 mètres de profondeur. Une échelle de temps a été ajoutée au graphique, en comptant les niveaux de neige annuels jusqu'à 14 500 ans BP, puis par modélisation du flux de glace (Dansgaard, 1993)

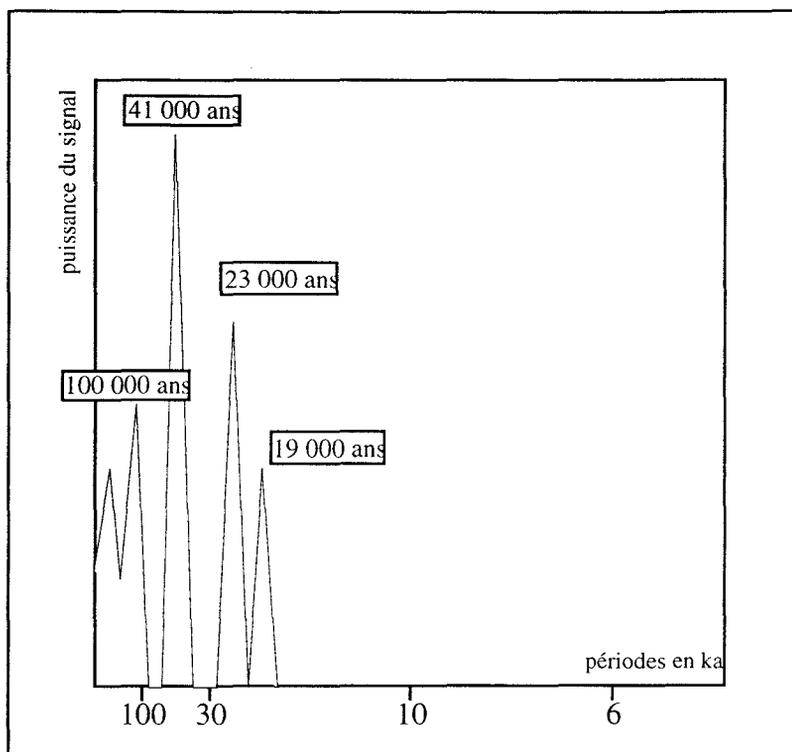


Figure n° II.3 : puissance et périodicité des paramètres orbitaux.

II.4 : Les glaciations

II.4.1 : introduction

Une diminution d'insolation est insuffisante, à elle-seule, pour entraîner une glaciation. Par contre, la diminution estivale du flux solaire suffit à empêcher la fonte de la glace d'hiver et la couverture de glace a alors tendance à augmenter sur les continents, de même que la couverture de neige dans les régions périphériques. Ceci a pour effet d'accroître l'albédo, par un phénomène de rétroaction positive. En retour, le refroidissement initial est renforcé, favorisant le développement d'inlandsis.

Lorsque les calottes glaciaires continentales se développent, le poids de la glace entraîne un enfoncement du substratum rocheux de plusieurs centaines, voire plusieurs milliers de mètres. Ce réajustement isostatique favorise l'accumulation de la glace, mais est déphasé par rapport à la période de minimum d'insolation, en raison de l'inertie du système.

Des facteurs autres que l'isostasie ou la variation de l'albédo semblent également favoriser le développement des calottes glaciaires et notamment la concentration des gaz dits à "effet de serre". Ces gaz, tels CH_4 et CO_2 , ont pour particularité d'absorber une partie du rayonnement infrarouge émis par la surface du globe en direction de l'espace. Lorsque la

concentration atmosphérique de ces gaz diminue (par augmentation du couvert végétal ou modification de $p\text{CO}_2$) la dissipation de chaleur vers l'extérieur augmente, favorisant l'entrée en glaciation. Or les mesures de concentration de ces gaz dans l'air ancien réalisées dans la glace de Vostok montrent que leur teneur est beaucoup plus faible en période glaciaire.

On s'aperçoit donc que trois phénomènes viennent amplifier l'effet de la diminution initiale d'insolation :

- le renforcement de l'albédo ;
- le réajustement isostatique ;
- la diminution de concentration atmosphérique en gaz à effet de serre.

II.4.2 : les températures atmosphériques

La période glaciaire est caractérisée par des températures plus froides. Une baisse du niveau de la mer, et l'augmentation de l'extension des plateaux continentaux, (due au piégeage de l'eau sous forme de glace dans les calottes continentales), ainsi que l'érosion glaciaire (résultant du rabotage du substratum par les glaciers en mouvements) impliquent une reprise de l'érosion mécanique des masses continentales de hautes latitudes *et altitudes*, tandis que le refroidissement du climat favorise la réduction de l'altération chimique. La production et le flux vers l'océan de matériel détritique primaire augmente alors.

Une reconstitution des températures du dernier maximum glaciaire a été réalisée dans le cadre du programme CLIMAP (Climate Long-range Investigation, Mapping and Prediction, CLIMAP, 1981). Ainsi, il y a 20 000 ans, les températures de l'Atlantique Nord étaient inférieures de 6 à 10°C par rapport aux températures actuelles. Par contre, peu de modifications se manifestent dans les zones océaniques tropicales où la diminution de température de l'eau ne dépasse pas 2 degrés. Simultanément, les régions continentales subtropicales ont connu une baisse des températures moyennes de 2 à 6°C mais la pluviosité y était plus faible qu'à l'heure actuelle, réduisant ainsi l'altération chimique par hydrolyse. Au total, le refroidissement moyen de la surface de la terre est tombé de 4 à 5 degrés par rapport à l'actuel (CLIMAP, 1981).

Inversement, le dernier optimum climatique holocène, il y a 6 000 ans en Europe, correspond à des températures estivales au moins égales à l'actuel. De même, La pluviosité dans les régions aujourd'hui arides a été dans le passé, il y a 8 000 ans, nettement supérieure à la moyenne actuelle, en raison de l'intensification des moussons. Dans ce cadre climatique, l'évolution pédogénétique est plus intense, du fait de l'altération chimique plus forte. Le flux vers l'océan de particules argileuses d'origine pédogénétique et chimique augmente notablement.

II.4.3 : les calottes glaciaires continentales

Les calottes glaciaires influencent plus ou moins directement la sédimentation océanique (Ruddiman, 1977) :

- la position et l'étendue des calottes de glaces continentales modifient les aires d'érosion continentales en augmentant ou en diminuant les phénomènes liés à l'érosion glaciaire ;

- des blocs de glace de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur, ou icebergs, arrachés aux calottes peuvent s'en détacher en bordure. Ils sont transportés sur de très longues distances par les courants de surface. Ils transportent ainsi de grandes quantités de matériel détritique arraché aux continents (Ice-Rafted Detritus ou débris flottés par les glaces) jusqu'à la limite de fonte des icebergs, vers 45°-50° de latitude Nord.

Des reconstitutions des limites maximales des calottes glaciaires ont été modélisées pour le dernier maximum glaciaire, entre 21 000 et 17 000 ans B.P. (CLIMAP 1981). Lors du dernier maximum glaciaire, les calottes continentales augmentent et doublent leur volume. Elles atteignent alors des latitudes beaucoup plus basses qu'actuellement. Les calottes de l'hémisphère Nord s'étendent sur la Scandinavie (jusqu'à Stockholm), sur la Grande-Bretagne (Manchester) et sur le Nord de l'Europe (Berlin). Elles s'étendent également sur le continent Nord-américain où elles recouvrent les Laurentides (New-York). L'épaisseur de la calotte continentale semble avoir dépasser 3 500 mètres sur le continent Nord-américain et 2 500 mètres sur la Scandinavie, lors du dernier maximum glaciaire.

En période interglaciaire, les calottes de glace restent confinées aux zones continentales arctiques pour l'hémisphère Nord. Elles occupent le Groenland, le Spitzberg (Koç Karpuz et Schrader, 1990) et la partie la plus septentrionale du continent Nord-américain.

Le retrait des calottes glaciaires entre le dernier maximum glaciaire et la situation actuelle n'a pas été régulier. Il y a une succession de phases plus ou moins rapides de recul et d'avancée. Une chronologie simple de ce retrait des glaces peut se décomposer de la façon suivante :

- vers 15 000 ans B.P., une zone libre de glace apparaît progressivement le long de la cote norvégienne ;

- l'épisode climatique du Younger Dryas induit un refroidissement suffisant pour provoquer le retour des calottes vers le Sud (Karpuz et Jansen, 1992) ;

au cours de l'Holocène, toutes les glaces continentales de l'hémisphère Nord disparaissent progressivement et le système se stabilise dans une position conforme à l'actuel (Koç *et al.*, 1993).

Par ailleurs, certains auteurs ont récemment mis en évidence la présence d'oscillation internes des calottes glaciaires (MacAyeal, 1993a), non liées, semble-t-il, à un forçage climatique externe, et pouvant se produire aussi bien en période glaciaire qu'interglaciaire. Ces oscillations entraîneraient en période glaciaire des décharges d'icebergs dans l'océan Atlantique lors d'épisodes soudains et brefs correspondant aux événements dits de Heinrich (Heinrich, 1988 ; Bond *et al.*, 1992). Les causes de ces oscillations propres des calottes ne semblent pas avoir une cause tectonique directe mais seraient le résultat de flux de chaleur à la base de la calotte.

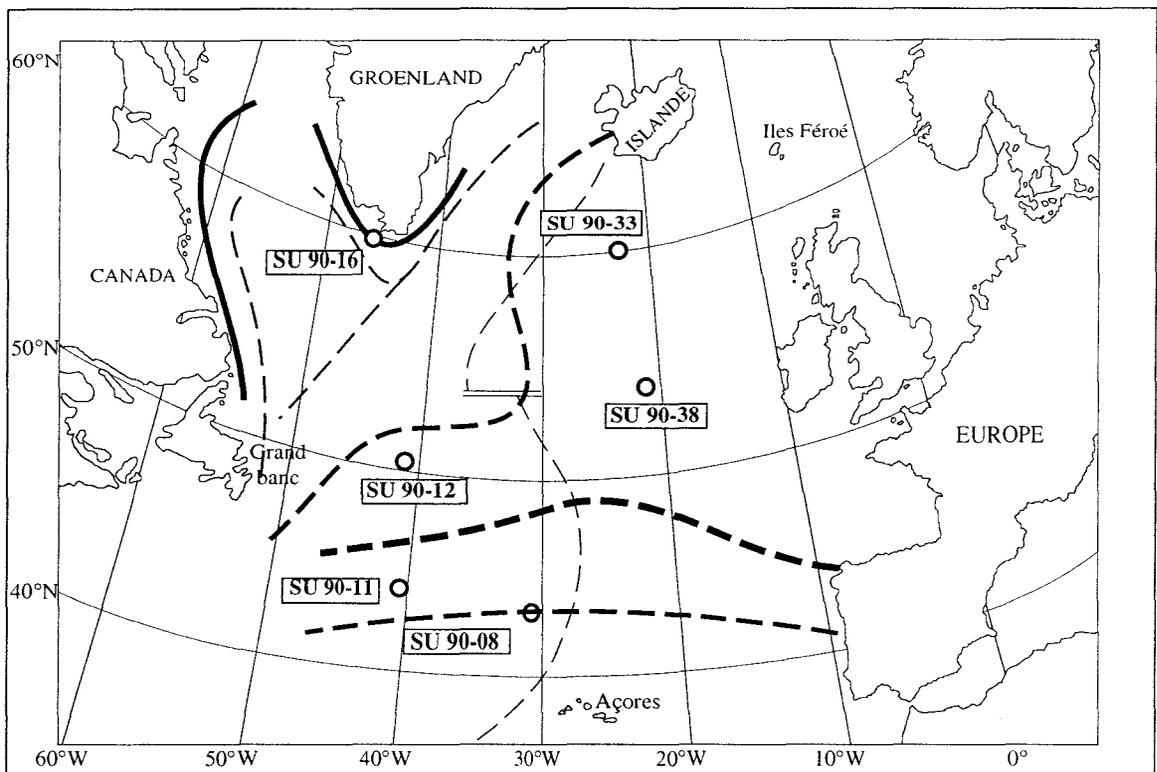
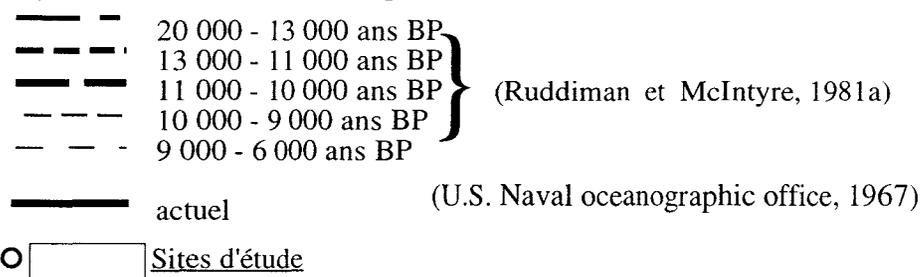


Figure n° II.4 : Limite du front polaire entre 20 000 ans BP et l'actuel.



II.4.4 : la glace de mer ou banquise

Le développement de la glace de mer ou banquise est un phénomène très différent de celui des calottes glaciaires et même des icebergs. La glace de mer résulte d'un refroidissement

extrême de l'eau de mer aux hautes latitudes, atteignant le point de congélation de ces eaux nordiques vers -2°C en raison de leur forte salinité. L'eau de mer forme alors en surface une mince couche de glace d'épaisseur inférieure à 4 mètres (Jousseume, 1993).

Cette banquise peut recouvrir jusqu'à 7% de la surface des océans en période glaciaire. Elle joue alors un rôle climatique majeur. Son extension augmente considérablement l'albédo, ainsi que les rejets de sels dans l'océan. Elle s'oppose également à tout échange de chaleur entre la surface de l'océan et l'atmosphère par son action isolante

II.4.5 : le front polaire

Le front polaire est une figure dominante de l'Atlantique Nord. Il limite les eaux froides polaires (température d'été inférieure à 4°C et salinité relativement basse) et les eaux transitionnelles dont la température d'été dépassent 8°C et dont la salinité est nettement plus élevée. Le front polaire est défini en terme micropaléontologique par l'abondance d'un foraminifère d'eau froide *Neogloboquadrina pachyderma* senestre. Les eaux polaires correspondent en effet à des abondances relatives supérieures à 60%, alors que les eaux transitionnelles présentent des abondances relatives inférieures à 20% (Imbrie et Kipp, 1971)

La position du front polaire conditionne pour partie le développement des circulations atmosphériques et océaniques, comme le font les calottes glaciaires. Du fait du dynamisme de l'Océan Atlantique Nord, la position du front polaire varie entre les périodes glaciaires et interglaciaires. Ses mouvements contrôlent en partie le flux de chaleur océanique des basses latitudes vers les hautes latitudes, car sa position conditionne l'importance du transfert de chaleur vers les pôles (Ruddiman, 1977).

En période glaciaire : le front polaire est situé à travers l'Atlantique Nord, (Ruddiman, 1977). Au cours de dernier maximum glaciaire, on estime que le front polaire s'étendait depuis le Cap Hatteras jusqu'au Nord de l'Espagne (figure II.4). Il formait ainsi une véritable barrière vis à vis du flux de chaleur équatorial migrant vers les hautes latitudes, et isolait dynamiquement ces zones septentrionales (Ruddiman, 1981).

En période interglaciaire : le front polaire a une position fortement septentrionale, mais qui a varié largement pendant le dernier interglaciaire et même pendant l'optimal climatique le plus proche, à l'Holocène. Actuellement, il suit pratiquement une ligne Sud Nord entre l'Islande et l'île de Jan Mayen, avant d'obliquer à l'est vers la Mer de Barents (figure II.4).

II.4.6 : le niveau de la mer

Les variations du niveau marin des dernières centaines de milliers d'années sont en grande partie conditionnées par celles du volume des glaces continentales et les réponses

isostatiques des bordures continentales. Ses variations ont entraîné une modification majeure du trait de côte au cours des derniers cycles climatiques, augmentant ou réduisant de manière considérable les zones soumises à l'érosion continentale.

En période glaciaire, le niveau de la mer baisse, ce qui augmente les aires de plate-forme continentale. Avec l'abaissement du niveau de base, l'hydrodynamisme continental se renforce et entraîne un accroissement considérable de la sédimentation océanique. Lors du dernier maximum glaciaire, le niveau de la mer était en moyenne 120 mètres plus bas que le niveau actuel. Ceci a induit l'émersion de certaines aires atlantiques, aujourd'hui immergées, telles le plateau de Rockall. A cette époque, ce plateau formé de roches basiques tertiaires aurait subi une érosion glaciaire non négligeable, contribuant ainsi aux apports de matériels terrigènes vers l'océan.

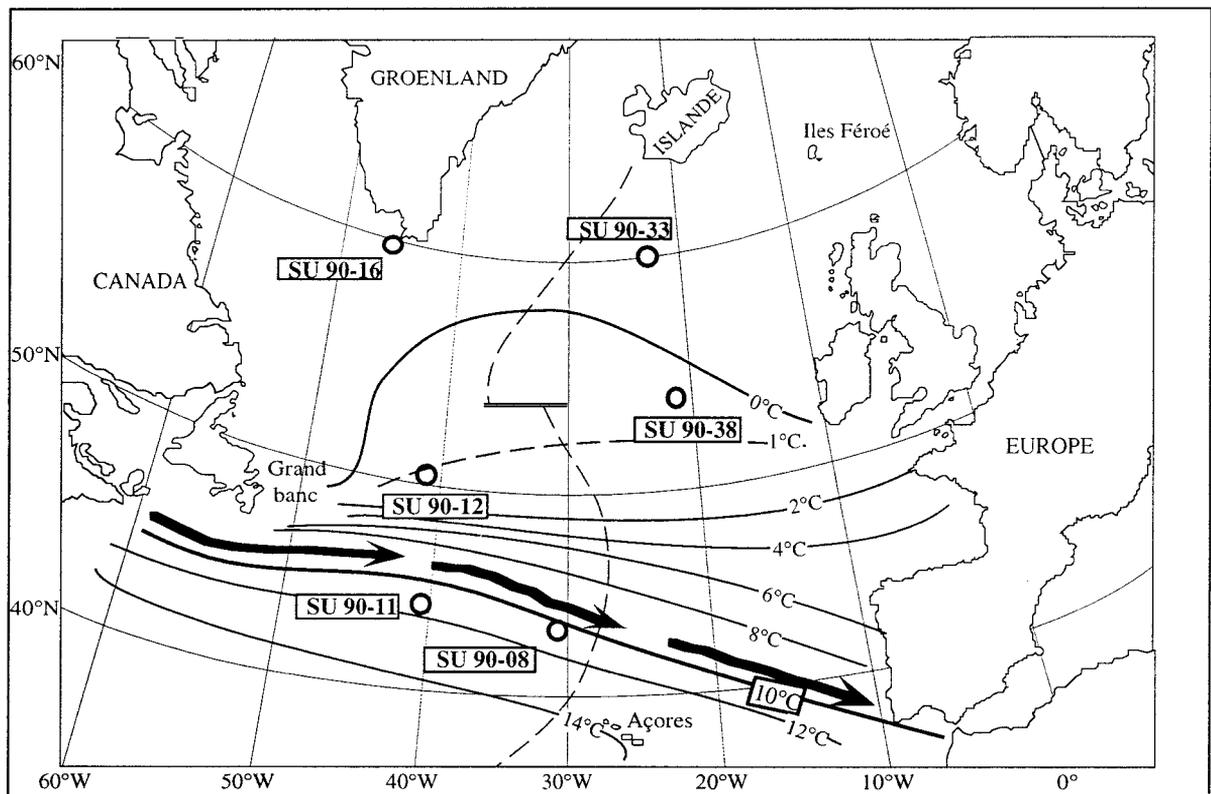


Figure n° II.5 : Circulations et températures de surface au dernier maximum glaciaire.

- Circulation du Gulf Stream (Keffer, 1988)
- 10°C— isotherme 10°C (SST: température de surface de l'eau de mer) en Janvier (CLIMAP, 1984).
- Sites d'étude

En période interglaciaire, et notamment lors du dernier optimum climatique, le niveau de la mer monte. Celui-ci était en moyenne 6 mètres plus haut qu'actuellement. Or si toute la glace encore présente actuellement fondait, le niveau de la Mer monterait de 60 mètres. Lors du dernier optimum climatique, la fonte des glaces est restée partielle et des phénomènes continentaux secondaires ont minimisée la remontée du niveau de la mer par piégeage des eaux

en domaine continental.

II.4.7 : les circulations de surface

En période interglaciaire, les circulations de surface suivent globalement les schémas de circulation océanique de surface que l'on connaît actuellement (cf. chapitre I).

Par contre, en période glaciaire, la position du Gulf Stream était plus méridionale en raison de la situation du front polaire et de la limite d'extension de la glace de Mer (Ruddiman, 1977) et de la présence de calotte de glace continentale.

La calotte continentale nord-américaine, dont l'altitude avoisinait les 3 000 mètres (Denton et Hughes, 1983 ; CLIMAP, 1981) a modifié le système de circulation atmosphérique. Les vents d'Ouest au dessus de l'Amérique se sont scindés en deux branches distinctes contournant la calotte glaciaire. La branche Sud est devenue dominante et a induit une réorientation de la limite de la gyre subpolaire (Manabe et Broccoli, 1985). Il s'en est suivi une réorientation du Gulf Stream vers 45°N entre la Caroline et le Sud de l'Espagne (figure II.5). Encore une fois, une telle position du Gulf Stream implique une réduction considérable du flux de chaleur vers les hautes latitudes.

II.4.8 : les circulations profondes

Les circulations profondes sont l'un des principaux modes de transport des particules argileuses et leurs modifications provoquent les variations de quantité et d'assemblages argileux intervenant dans la sédimentation océanique (figures II.6 a et b).

a) Atlantic Antarctic Bottom Water

En période interglaciaire, la formation et la circulation des eaux Antarctiques sont comparables à celles des conditions actuelles (cf. chapitre I).

On ne connaît pas actuellement avec certitude les conditions de formation d'eau profonde dans l'hémisphère Sud en période glaciaire mais Michel *et al.* (1995) ou Labeyrie *et al.*, 1995 ont montré que l'Océan Austral était isolé, et que le flux de l'AABW vers les bassins voisins était négligeable.

b) North Atlantic Deep Water

En période interglaciaire, on admet que prévalait la situation actuelle.

En période glaciaire, la situation est complexe et différentes hypothèses sont avancées. Il semble que la formation d'eau profonde Nord-Atlantique ait subi des modifications majeures :

- certains épisodes particuliers semblent correspondre à une cessation progressive mais complète de la formation des eaux profondes en Mer de Norvège (Duplessy, 1989). En effet, l'extension des calottes glaciaires provoque, comme on l'a vu précédemment, une variation de la trajectoire des vents d'Ouest. Dès lors, les eaux de surface subtropicales n'atteignent plus la Mer de Norvège. Elles ne sont plus assez salées pour permettre une convection active et profonde vers le Sud (Labeyrie *et al.*, 1992).

Les hypothèses selon lesquelles il n'y aurait plus aucune formation d'eau profonde dans l'hémisphère Nord ou selon lesquelles l'eau antarctique profonde AABW se substituerait pour partie à la NADW sont infirmées par les données géochimiques ($\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$) (Mix et Fairbanks, 1985).

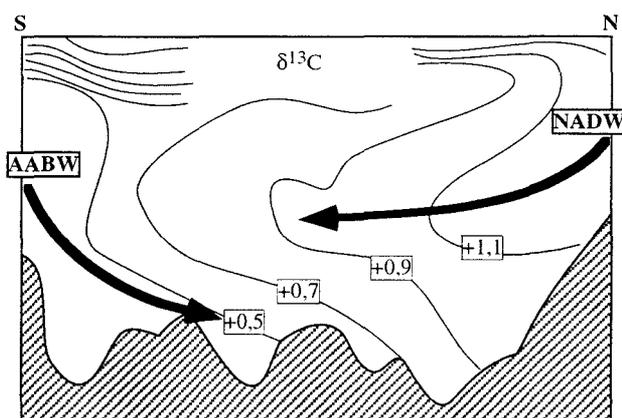


Figure n° II.6.a: Les masses d'eau actuelles en Atlantique nord d'après leur rapport isotopique $\delta^{13}\text{C}$ (Labeyrie *et al.*, 1992).

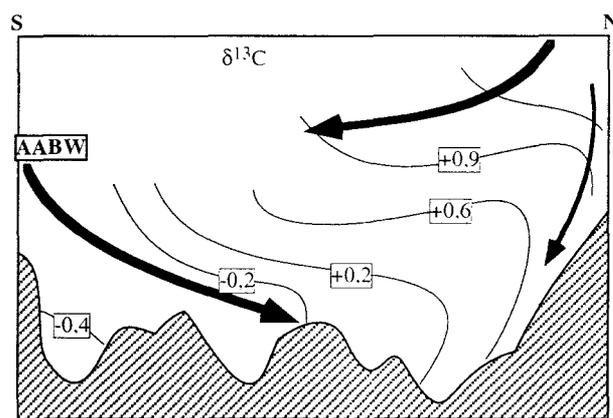


Figure n° II.6.b: Les masses d'eau. au cours du dernier maximum glaciaire. en Atlantique nord d'après leur rapport isotopique $\delta^{13}\text{C}$ (Labeyrie *et al.*, 1992).

D'autres sources d'eaux profondes se développent alors en Mer du Labrador au Nord de l'Atlantique Nord (Labeyrie *et al.*, 1987, 1992, 1995b) notamment au niveau de Rockall (Dowling et McCave, 1993), où la proximité conjointe des calottes et de la glace de Mer permet la formation d'eaux de surfaces froides et salées.

Ces eaux d'origine nordique ne correspondent qu'à des flux limités, et n'auraient guère pénétré au Sud de 50°Nord (Broecker, 1990b). Plus au Sud, vers 40°Nord, il y aurait eu formation d'une eau intermédiaire, la GNAIW (Glacial North Atlantic Intermediate Water) plongeant jusqu'à environ 2 000 mètres de profondeur, tandis que la zone profonde aurait été envahie d'eaux profondes venant de l'Atlantique Sud (Boyle et Keigwin, 1987 ; Duplessy, 1989 ; Oppo et Fairbanks, 1990 ; Veum *et al.*, 1992).

II.5 : Les déglaciations

La déglaciation se produit lorsque l'insolation d'été recommence à augmenter. L'augmentation d'insolation aide à la désintégration des bordures marines des calottes de l'hémisphère Nord (en particulier en Mer de Norvège et de Barents) facilitant la montée des eaux chaudes atlantiques dans ces zones. L'accumulation de glace au sommet des calottes étant maximale, il se produit un accroissement des contraintes internes dans la calotte, depuis le sommet vers les bordures. Cette composante dynamique est très active dans certaines zones, notamment en bordure du détroit de l'Hudson et de la Mer de Norvège (Denton et Hughes, 1983). Elle rend les calottes très sensibles au rapport accumulation/érosion. D'autres phénomènes, comme le réchauffement dû au gradient géothermique à la base des calottes (MacAyeal, 1993a) accélère encore plus le phénomène d'érosion.

Par ailleurs, lorsque l'altitude de la calotte est élevée, son extension continentale est plus grande. Cette continentalité tend à réduire le volume des précipitations, par un phénomène de rétroaction négative, et l'accumulation de glace cesse (Berger *et al.*, 1993). Il résulte des effets précédents que la fonte en bordure de la calotte est plus rapide que le flux interne de glace. La falaise de glace se morcelle et entraîne la débâcle des icebergs.

Enfin, le réajustement isostatique étant très lent, la fonte des glaces est plus rapide que la remontée du socle. C'est ce qui conditionne la situation actuelle et passée de la calotte scandinave, où le réajustement isostatique est toujours actif.

Enfin, l'arrivée en Mer de grande quantité de glace induit une remontée du niveau de la mer qui, par réaction, augmente l'ablation de la glace en bordure de la calotte. Progressivement, le réajustement isostatique se réalise au centre de la calotte, intensifiant le flux de glace vers les bordures et amplifiant le mécanisme de déglaciation (Berger *et al.*, 1993).

En résumé, de multiples mécanismes entrent en jeu pour augmenter la vitesse de déglaciation :

- l'augmentation d'insolation ;
- la diminution de l'albédo ;
- la continentalité des calottes ;
- la dynamique des glaces ;
- l'inertie du rebond isostatique.
- ainsi que la rétroaction positive du système climatique tels la circulation thermohaline, la pression de CO₂ atmosphérique...

Ceci explique pour partie la dissymétrie qui s'installe entre la durée d'installation d'une période glaciaire (100 000 ans) et celle d'une période interglaciaire (10 000 ans).

II.6 : Les événements de Heinrich-événements climatiques de courte durée

Des études sédimentologiques et physico-chimiques des sédiments de l'Atlantique Nord ont mis en évidence l'existence de changements climatiques rapides lors de la dernière période glaciaire (stades 2-3-4).

Ces changements climatiques sont caractérisés par un flux massif de matériel détritique grossier concentré dans des niveaux appelés "niveaux de Heinrich". Ces niveaux remarquables se rencontrent dans une bande de latitude comprise entre 40° et 50°N (bande de "Ruddiman"), le long du front polaire (Ruddiman, 1977 ; Heinrich, 1988 ; Bond *et al.*, 1992 ; Broecker *et al.*, 1992 ; Grousset *et al.*, 1993).

Les niveaux de Heinrich se caractérisent non seulement par l'augmentation de la fraction détritique grossière, mais également par la présence de carbonates détritiques sous forme de dolomite. La présence de dolomite et les analyses géochimiques de la fraction terrigène indiquent que la majeure partie des sédiments formant les niveaux de Heinrich provient des roches acides et carbonatées paléozoïques du bouclier canadien sur lequel se développe la calotte glaciaire Laurentide (Andrews et Tedesco, 1992 ; Huon et Ruch, 1992 ; Grousset *et al.*, 1993).

Les dépôts des niveaux de Heinrich résultent de phénomènes d'instabilité de la calotte glaciaire Laurentide, dont les bordures se fracturent et libèrent de nombreux icebergs, chargés en particules détritiques arrachés au socle rocheux canadien. MacAyeal (1993a) suggère que l'instabilité de la calotte glaciaire Laurentide résulte d'oscillations internes. Les sédiments gelés formant la semelle de la calotte fondent, lorsque s'intensifient les forces de frottement entre le socle rocheux, immobile, et la base de la calotte, mobile. Ces sédiments forment alors une mince couche "lubrifiante" sur laquelle la calotte glisse et s'écoule librement (MacAyeal, 1993a). Lorsque la bordure de la calotte glaciaire atteint la limite du plateau continental, elle se déstabilise, se brise et délivre des icebergs dans l'océan. Ces icebergs sont chargés des fragments rocheux qu'ils ont arrachés au socle canadien lors de leur déplacement. Ils cheminent en Atlantique Nord, le long de la gyre cyclonique de surface, jusqu'à la limite du front polaire où ils fondent, libérant ainsi leur charge détritique dont le dépôt forme les niveaux de Heinrich.

L'intervention de mécanismes de transport de matériel détritique par débris-flow ou par turbidite ont également été invoqués dans le dépôt des niveaux de Heinrich, afin de rendre compte de l'augmentation du taux d'accumulation observé (Andrews *et al.*, 1991 ; Andrews et Tedesco, 1992 ; Andrews *et al.*, 1994).

**CHAPITRE III : CHOIX DES CAROTTES,
CRITÈRES MÉTROLOGIQUES
ET CADRE CHRONOSTRATIGRAPHIQUE**

CHAPITRE III : CHOIX DES CAROTTES, CRITERES METROLOGIQUES ET CADRE CHRONOSTRATIGRAPHIQUE

III.1. Choix des carottes (figure III.1 et tableau III.1)

III.1.1 : Introduction

Notre souci est de comprendre les interactions entre le système climatique, le système océanique et le système sédimentaire au cours des 300.000 dernières années au sein d'une zone d'étude privilégiée: l'Océan Atlantique Nord. La démarche suivie sera, en premier lieu, de confronter la variabilité des enregistrements sédimentaires avec celle du climat global. Puis l'interprétation des messages contenus dans le comportement des différents paramètres enregistrés sera utilisée afin de mieux interpréter les réponses du système océanique tout entier aux modifications induites par les variations climatiques.

La problématique est complexe car les sédiments enregistrent simultanément l'ensemble des modifications affectant les multiples paramètres contrôlant le système océanique. Pour synthétiser l'évolution régionale, il faut donc essayer de comprendre les réactions de la plupart de ces facteurs afin d'en dégager ceux qui paraissent les plus fondamentaux. Ainsi il sera tenu compte :

1. des calottes glaciaires :

- croissance verticale et démantèlement des calottes glaciaires
- extension géographique de ces calottes.

2. de la variabilité géographique et temporelle des circulations océaniques :

- superficielles, avec leurs mécanismes de transports particuliers que sont les IRD ¹
- profondes, englobant le rôle de la North Atlantic Deep Water (NADW) et des courants de turbidités ;
- intermédiaires, avec des vecteurs de semi-profondeur tels les débris-flows et les néphéloïdes.

3. de la variabilité géographique et temporelle des circulations atmosphériques :

- les "westerlies", les jets polaires ;

¹ IRD : Ice-Rafting Detritus.

Carotte	Latitude N	Longitude W	Prof. en m	Long. en m	Zone	Sources des minéraux argileux	Circulations océaniques	Variations climatiques
SU 90-08	43°31	30°24	3080	12,27	Açores	Bruit de fond de la sédimentation argileuse en Atlantique Nord	Gyre cyclonique de surface	événements brefs et variabilité globale de type glaciaire-interglaciaire
SU 90-11	44°43	40°15	3645	6,97	Milnes	Mer du Labrador - Baie de Baffin - continent nord-américain - bouclier canadien	Gyre cyclonique de surface- courant intermédiaire du Labrador	
SU 90-12	51°52	39°47	2950	15,50	Thulean			
SU 90-16	58°13	45°10	2100	12,34	Eirik	Groenland	Courant profond Est-groenlandais	variabilité globale de type glaciaire-interglaciaire
SU 90-33	60°34	22°05	2400	13,53	Maury	Islande - bouclier scandinave	NADW	variabilité globale de type glaciaire-interglaciaire
SU 90-38	54°05	21°04	2900	11,42	Sud Rockall	Islande - bouclier scandinave - plateau de Rockall - îles britanniques - îles Féroés	dérive mineure de la NADW	variabilité globale de type glaciaire-interglaciaire

Tableau III.1 : Situation géographique des carottes de la Mission Paleocinat I étudiées, sources des minéraux argileux, circulations océaniques et variations climatiques aux différents sites étudiés.

4. de l'importance et de l'activité des différentes sources sédimentaires :

- les continents Nord-américain et européen ;
- les boucliers scandinaves et canadiens ;
- le Groenland ;
- les îles volcaniques (les Açores, l'Islande, le Spitzberg);
- le Plateau de Rockall;
- le plancher océanique et la ride médio-océanique.

La base du raisonnement s'appuyant sur l'interprétation d'évolutions paramétriques en fonction du temps, le choix de l'échantillonnage reposera sur une critique sévère de la continuité des conditions de sédimentation. Elle nécessite de veiller à la précision du cadre chronostratigraphique dans lequel il est possible de s'affranchir des lacunes de dépôt ou des apports brutaux comme les passées turbiditiques resédimentées et de contrôler le degré de bioturbation

Par ailleurs, une étude sur les changements climatiques doit être faite à l'échelle temporelle de ce changement. Elle implique une reconnaissance sédimentologique à haute résolution et par conséquent la possibilité de choisir un pas d'échantillonnage compatible avec le taux d'accumulation.

La définition du cadre chronostratigraphique de l'ensemble des carottes disponibles a été réalisée grâce aux outils fondamentaux que sont les analyses de niveaux de gris, de susceptibilité magnétique, et du $\delta^{18}\text{O}$.

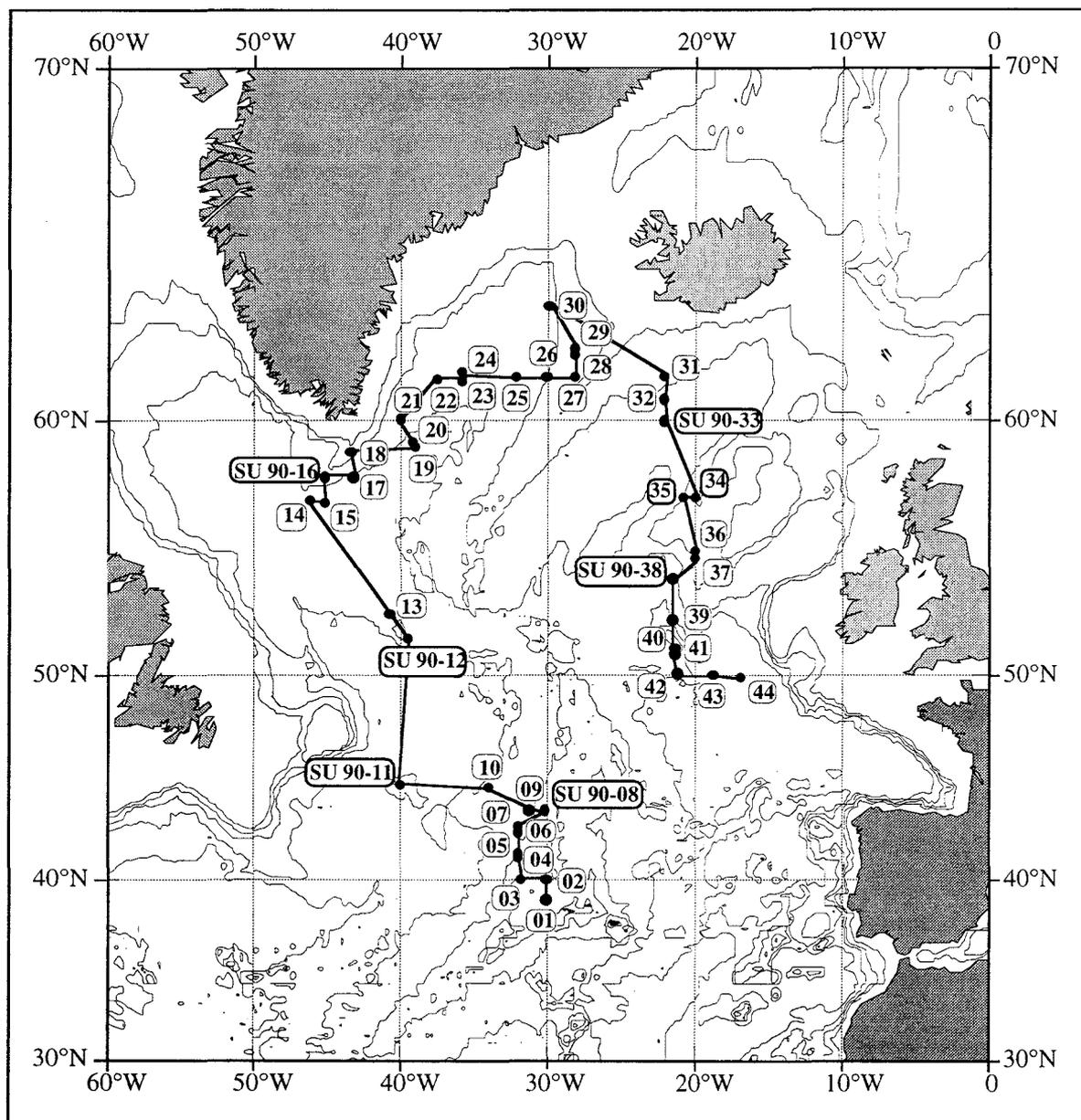


Figure III.1: Cadre géographique du site d'étude et position des différentes carottes prélevées lors de la mission Paleocinat I (Atlantique Nord) à bord du navire océanographique Le Suroit, juin-juillet 1990. Les numéros encadrés (SU 90-08) sont ceux des carottes retenues pour cette étude.

III.1.2. : Utilisation des niveaux de gris (figures III.2 et III.3)

La couleur d'un sédiment résulte de la somme de sa teinte et de sa luminance. La teinte dépend de la longueur d'onde réfléchi par le sédiments tandis que la luminance caractérise le quotient de l'intensité lumineuse émise par unité de surface du sédiment. L'étude des niveaux de

gris est l'analyse de cette luminance. Traditionnellement, celle-ci est décrite en 8 niveaux de gris mais l'introduction des outils vidéo et informatique a permis d'accroître la précision et la résolution de cette analyse et l'image du sédiment est maintenant numérisée, à très haute résolution, en 256 niveaux de gris.

Dans la zone d'étude comprise entre 40° et 55° de latitude Nord, carottes SU 90-08 et SU 90-11 (Cortijo *et al.*, 1995a), on constate que les variations des niveaux de gris présentent des similitudes avec l'évolution des teneurs en carbonates, elles mêmes liées aux variations climatiques (Crowley, 1983). Ils donnent une approximation de la proportion relative des carbonates (de teinte claire) par rapport aux particules détritiques grossières et fines (de teinte foncée).

Dans l'Océan Atlantique Nord caractérisé par une sédimentation fortement terrigène, les sédiments déposés pendant les périodes chaudes sont riches en carbonates biogènes car la productivité primaire est forte. Ces sédiments sont donc de teinte claire. Par contre, les sédiments déposés en période froide sont appauvris en carbonates biogènes en raison de la productivité primaire réduite et enrichis en particules détritiques résultant de l'érosion glaciaire. Leur teinte est alors plus sombre. Les variations de réflectance reflètent celles des conditions climatiques, en Atlantique Nord.

En dehors de quelques zones particulières -hautes latitudes, proximité des côtes, proximité de l'Islande- où ce type d'analyse pose des problèmes d'interprétation, l'étude à haute résolution des variations des niveaux de gris fournit une véritable signature des séries sédimentaires pélagiques et sert d'outil de corrélation (figures III.2 et III.3) (Cortijo *et al.*, 1995a). On remarque (figures III.2 et III.3) que les carottes situées aux très hautes latitudes, près des sources détritiques majeures (carottes SU 90-16, SU 90-26 et 90-30), présentent un signal médiocre non utilisable à des fins de corrélations.

L'analyse des niveaux de gris de plusieurs carottes de la mission Paleocinat I a permis l'application directe de l'outil stratigraphique (Cortijo *et al.*, 1995a). Chaque carotte a été numérisée en échelle de profondeur. L'utilisation des niveaux de gris permet d'établir des corrélations entre les différentes périodes glaciaires / interglaciaires. Les principaux stades glaciaires sont ainsi repérés et identifiés (symbolisés par des rectangles en grisés sur les figures III.2 et 3) sur les différentes carottes. Ceci permet de mettre en évidence les variations des taux d'accumulation suivant les sites de forage. Par exemple, le stade 6 correspond à l'intervalle de profondeur [900 - 1200 cm] pour la carotte SU 90-05 et à l'intervalle [240 - 300 cm] pour la carotte SU 90-43 où le taux de sédimentation est plus faible.

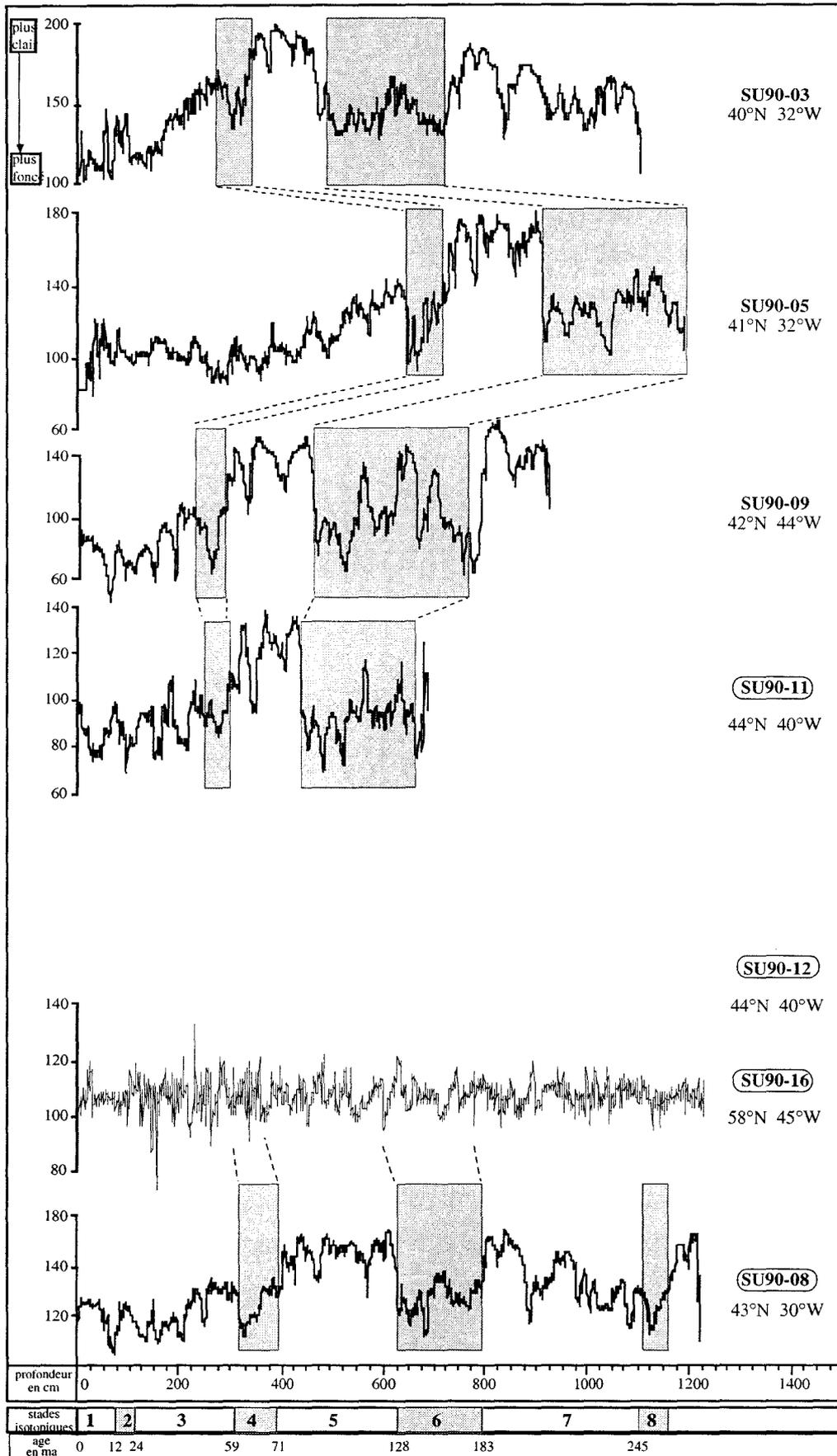


Figure III.2: Niveau de gris de quelques carottes de la Mission Paleocinat I. Les numéros encadrés correspondent aux carottes retenues pour cette étude.

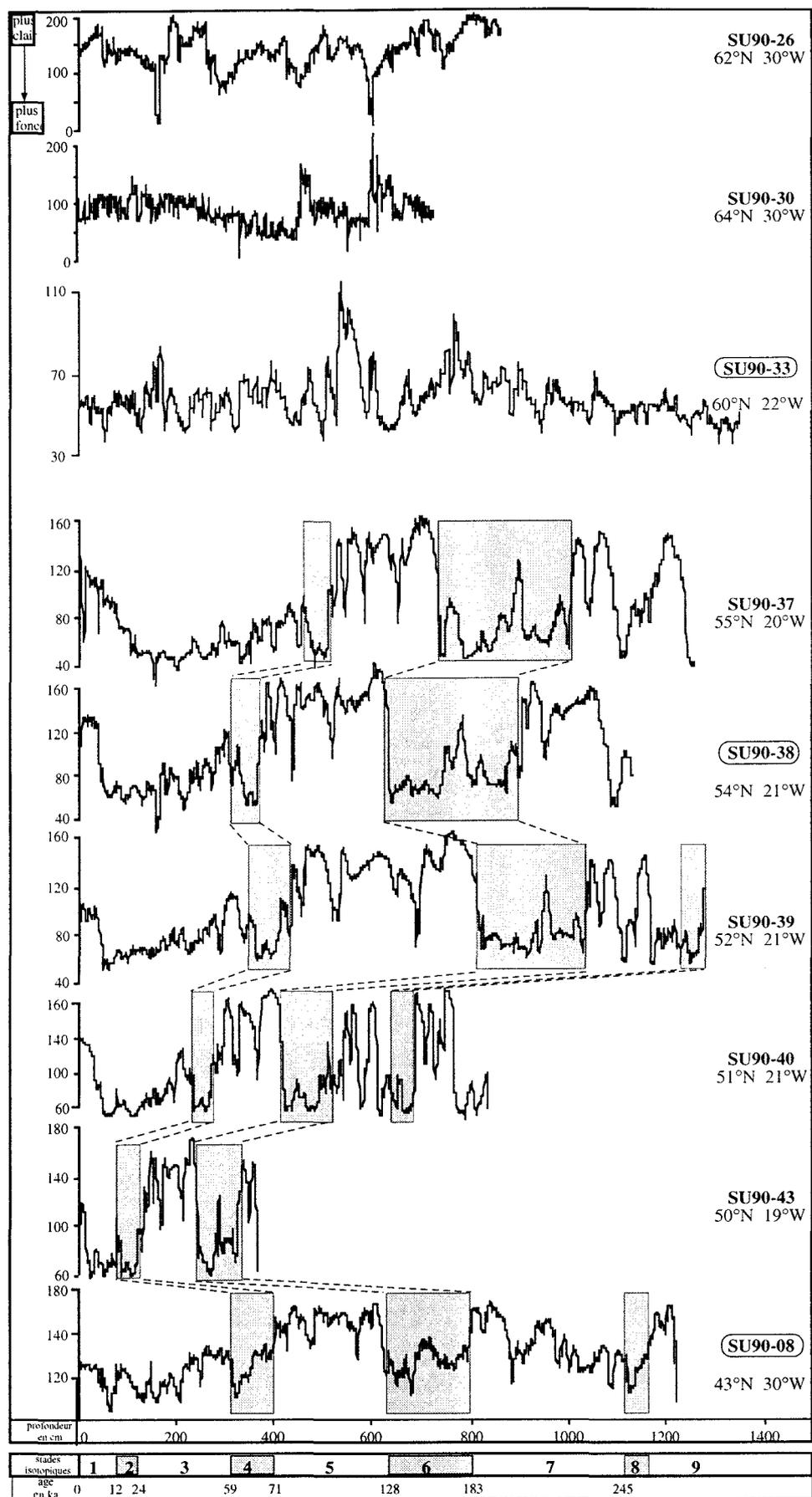


Figure III.3: Niveau de gris de quelques carottes de la Mission Paleocinat I. Les numéros encadrés correspondent aux carottes retenues pour cette étude.

III.1.3. :Utilisation de la susceptibilité magnétique (figures III.4 et III.5)

La susceptibilité magnétique k est le rapport entre l'intensité du champ magnétique induite I dans un matériau (ou encore moment magnétique par unité de volume de sédiment) par le champ magnétique terrestre H et l'intensité de ce champ magnétique H .

Théoriquement, lorsqu'un minéral quelconque est soumis à un champ magnétique, il réagit en acquérant une aimantation induite, de même direction que celle du champ appliqué et qui décroît dès que celui-ci s'annule. Mais, les minéraux ne se comportent pas tous de la même manière, ni conformément à cette théorie .

- Certains minéraux sont diamagnétiques: leur champ induit s'oppose au champ inducteur. Leur susceptibilité magnétique est par définition négative (de l'ordre de -10^{-6} uCGSem). Il n'y a jamais rémanence du champ magnétique induit. Cette propriété concerne la calcite et le quartz.

- D'autres minéraux sont paramagnétiques: leur aimantation induite est de même sens que le champ inducteur, et par définition positive (de l'ordre de 10^{-4} uCGSem). Cette propriété caractérise les minéraux contenant des éléments de transition, en particulier Fe et Mn. Dans cette catégorie, on trouve des substances aux propriétés magnétiques faibles ne présentant pas de phénomène de rémanence tels l'hématite ou les minéraux argileux.

- Pour d'autres minéraux, peu nombreux, dits ferromagnétiques, l'aimantation acquise est forte, positive et surtout rémanente lorsque leur température ne dépasse pas le point de Curie. C'est le cas de la magnétite et de la titanomagnétite et de certains sulfures de Fer (pyrrhotite).

Les minéraux dia- et paramagnétiques sont dits magnétiquement parfaits tandis que les minéraux ferromagnétiques ne le sont pas.

Si la composition minéralogique qualitative du sédiment est constante, les variations de susceptibilité magnétique reflètent à la fois l'abondance et la taille des grains magnétiques² (Poutiers, 1975 ; Poutiers et Gonthier, 1978 ; Lehman, com. pers.) par ailleurs fortement liés à la fraction détritique du sédiment. Comme le contenu détritique du sédiment varie en fonction de l'intensité de l'érosion glaciaire (apport de quartz) et de la productivité primaire (apport de carbonates biogènes) qui dilue le signal, les variations de susceptibilité peuvent donner, moyennant la correction de l'effet de dilution des carbonates, une idée des grands changements climatiques globaux (Kent, 1984 ; Bloemendal et De Menocal, 1989).

On notera que les mesures de susceptibilité magnétique sont difficilement utilisables aux

² L'altération oxydante est forte sur les minéraux magnétiques, qui sont principalement des oxydes, et son effet sera d'autant plus marqué que le grain magnétique est de petite taille.

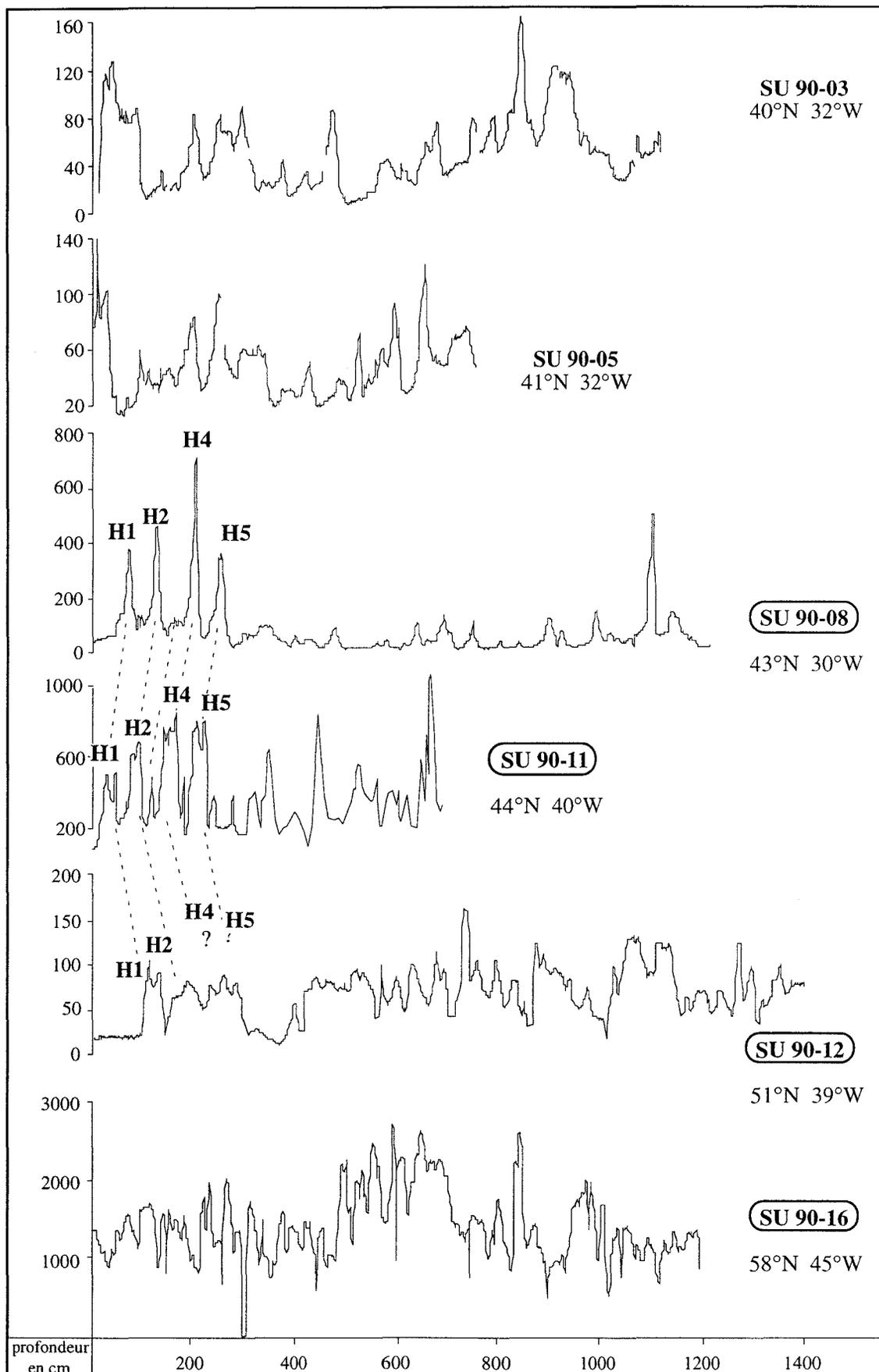


Figure III.4: Susceptibilité magnétique de quelques carottes de la Mission Paleocinat I. Remarquer l'intensité des pics correspondant aux niveaux de Heinrich sur les carottes SU 90-08, SU 90-11 et SU 90-12. Les numéros encadrés correspondent aux carottes retenues pour cette étude.

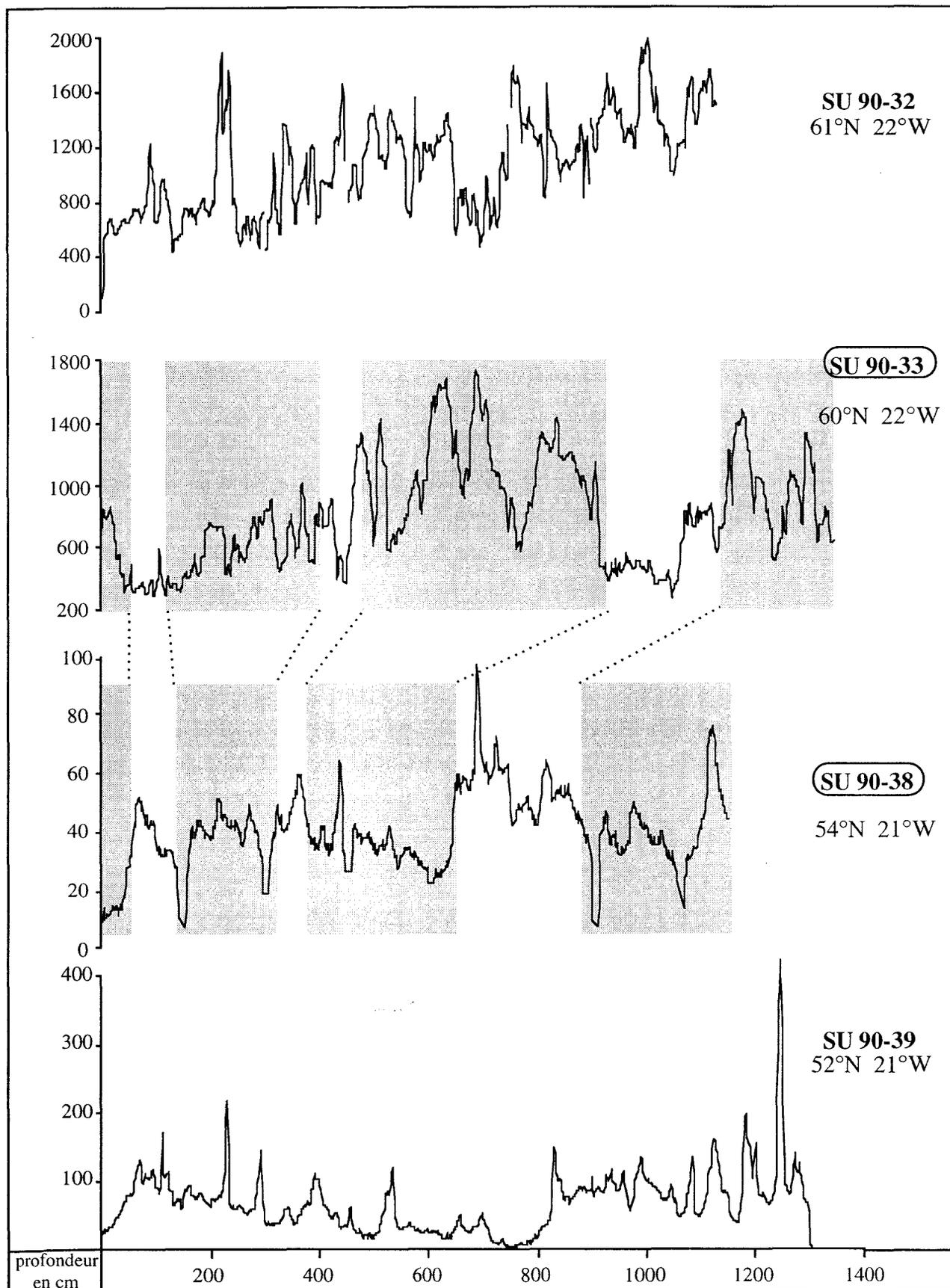


Figure III.5: Susceptibilité magnétique de quelques carottes de la Mission Paleocinat I. Les numéros encadrés correspondent aux carottes retenues pour cette étude.

très hautes latitudes où la couverture de glace de Mer, quasi permanente en période glaciaire, s'oppose aux apports détritiques. Les signaux de susceptibilité χ sont alors toujours très faibles (Grousset *et al.*, 1993). Dans le cas contraire, la susceptibilité reflète surtout les variations de composition minéralogique du sédiment.

La susceptibilité magnétique est un paramètre physique qui dépend de la nature pétrographique du sédiment :

- les flux de particules issus de la croûte continentale (riches en quartz) sont principalement diamagnétiques et donc marqués par une susceptibilité magnétique négative, tandis que les flux de particules riches en minéraux magnétiques issus du manteau ou de la croûte océanique sont plutôt caractérisés par une susceptibilité magnétique fortement positive (Poutiers, 1975 ; Poutiers et Gonthier, 1978) ;

- les produits de l'altération du matériel volcanogénique basique sont riches en minéraux ferromagnésiens (paramagnétiques) et en minéraux argileux (paramagnétiques) et contiennent des concentrations très variables en magnétite et titanomagnétite (ferromagnétiques). Plus la proportion de ces minéraux est élevée dans le sédiment par rapport aux composants diamagnétiques, plus la susceptibilité sera élevée;

- au contraire, la désagrégation physique de roches volcaniques acides fournit un sédiment où la composante diamagnétique (quartz) est élevée et la susceptibilité magnétique faible ;

- les sédiments dont la composante biogène est élevée -silice biogène ou calcite biogène- ont une faible susceptibilité magnétique ;

- il faut noter que de fortes valeurs de susceptibilité peuvent résulter de la concentration en pyrite (Poutiers, 1975) ou en goethite (Kent, 1977 ; Robinson, 1986).

En Atlantique Nord, lors de différentes missions océanographiques (Faegas II, Faegas III et Paleocinat I), des zones de fortes susceptibilité magnétique ont été observées (Poutiers, 1975 ; Poutiers et Gonthier, 1978 ; Labeyrie, 1990) :

- les premières sont fortement liées aux apports volcanogéniques issus de l'Islande, les Açores et de certaines provinces du Groenland, qu'ils soient transportés par les vents, les courants et/ou les icebergs. Le signal de susceptibilité est enregistré selon un gradient dirigé vers les principales sources. De plus, certaines zones présentent des valeurs de susceptibilité relativement élevées. Ce sont les bassins de Rockall, d'Islande et d'Irminger ainsi que les rides sédimentaires du Féni Drift, de Gardar Drift et d'Eirik Ridge. Ces signaux

constituent le bruit de fond de la susceptibilité magnétique dans la zone d'étude;

- les autres correspondent à des zones où se produisent des apports détritiques grossiers exceptionnels, notamment dans la "bande de Rudiman" pendant les événements de Heinrich (Grousset *et al.*, 1993).

Les enregistrements magnétiques des carottes SU 90-08 et SU 90-11 (dans une moindre mesure) sont typiques d'un environnement sédimentologique à faible bruit de fond de susceptibilité magnétique. On observe cependant quelques pics intenses dans la partie supérieure de ces deux carottes, en relation avec les niveaux détritiques grossiers de Heinrich (Fig. III.4). Le bruit de fond de la carotte SU90-11 est cependant un peu plus élevé que celui de la carotte SU90-08, en raison probable d'apports détritiques plus intenses, dus à la proximité du bouclier canadien.

La carotte SU 90-12 (figure III.4) présente une faible susceptibilité magnétique moyenne dans laquelle les événements de Heinrich sont peu visibles. Au contraire, les carottes SU 90-16 (Fig. III.4) et SU 90-32 (figure III.5) présentent une forte susceptibilité magnétique. Celle-ci résulte directement de l'abondance des produits d'altération de sources riches en minéraux para- et ferromagnétiques (Groenland Est -province de Thulée, Islande). Les carottes SU 90-33, SU 90-38 et SU 90-39 présentent des variations de la susceptibilité magnétique qui reflètent d'une manière inverse les alternances glaciaire / interglaciaire. Les périodes glaciaires sont caractérisées par une faible susceptibilité magnétique dans la carotte SU90-33, tandis que l'on observe le contraire pour la carotte SU90-39. On remarque que des pics de susceptibilité maximales se superposent à ce premier signal global : ils correspondent à des niveaux connus de cendres volcaniques.

III.1.4. : Minéralogie des argiles

a) Origine du matériel

C'est la fraction fine ($< 2\mu\text{m}$) du sédiment, essentiellement constituée de minéraux argileux. Ceux-ci peuvent provenir de l'érosion de roches continentales et de l'érosion de sols déjà évolués. Ils sont alors dits minéraux terrigènes ou détritiques, et ils subissent un transport avant de s'accumuler en milieu océanique.

Ils peuvent également se former directement sur le lieu de sédimentation, notamment à proximité de la ride. On parle alors de genèse "in situ" et les minéraux argileux sont alors dits authigènes, ce qui reste un phénomène mineur en Atlantique Nord.

b) Transport des particules

Les particules argileuses sont en général transportées jusqu'à leur milieu de sédimentation, qu'elles aient été formées en milieu continental ou marin où peuvent agir des conditions hydrodynamiques différentes de celles qui ont permis leur genèse. Le transport des particules peut se faire de multiples façons :

* par l'action du vent :

Le vent peut transporter sur des distances non négligeables des matériaux en suspension comme le quartz, mais également certains minéraux argileux comme la palygorskite et même des particules smectitiques et kaolinitiques qui parviennent jusqu'à nos latitudes pendant les périodes de tempêtes ;

* par les courants océaniques de surface :

Deux modes de transport de surface contribuent à la sédimentation océanique. D'une part, les particules peuvent être emportées par le courant lui-même, en suspension. Elles se déposent alors lorsque la puissance du courant n'est plus suffisante pour assurer leur transport ou lorsqu'elles atteignent un environnement favorisant leur floculation électrochimique. Mais les particules peuvent être aussi transportées par l'intermédiaire des icebergs. En effet, ceux-ci arrachent des morceaux de roches ou de sols au substratum sur lequel ils reposent. Ils les entraînent alors dans leur dérive océanique. Lors de leur fonte les icebergs libèrent leur charge sédimentaire. On parle de débris flottés par les glaces, ou IRD: Ice Rafted Detritus, car ce mode de transport permet, outre le transport des particules argileuses, celui de débris de toutes tailles.

* par les courants profonds.

Ce mode de transport permet l'apport de quantités variables de matériel.

* par les courants intermédiaires :

de type néphéloïde, qui transportent une partie non négligeable matériel terrigène, notamment en Mer du Labrador où se développent fortement ce type de transport (Biscaye et Eitrem, 1972 ; Eitrem et Ewing, 1972). Des systèmes turbiditiques puissants se développent au Sud de l'Islande. Le système du Maury Channel permet la dispersion du matériel islandais vers le Sud, qui peut atteindre la plateau de Rockall.

c) Sédimentation différentielle

Comme cela a été évoqué précédemment, l'érosion, le transport et la sédimentation des particules en général, et des minéraux argileux en particulier, sont régis par des lois mettant en relation la taille des particules avec la vitesse du courant.

Les particules détritiques sont érodées puis transportées vers le milieu océanique par l'intermédiaire des réseaux hydrographiques, rivières, fleuves et eaux de ruissellement et/ou par l'érosion glaciaire (moraines ou roches erratiques). Elles subissent alors un transport en milieu océanique ou sédimentent sur place. Les particules les plus grossières (sable) nécessitent un courant très fort pour permettre leur transport. Une particule de petite taille, ou une particule très mince (cf. certains micas) ayant une bonne flottabilité (rapport surface/poids) sera transportée par des courants même faibles. Il en résulte que certaines particules, comme la smectite, peuvent être transportées sur de grande distance en raison de leur flottabilité. Par contre, d'autres particules argileuses, comme l'illite, subissent un transport sur des distances plus réduites et sédimentent à proximité des aires continentales d'origine.

d) Enregistrement sédimentaire

* Nature des argiles

La nature des particules argileuses au sein du sédiment fournit des indications quand aux sources du matériel terrigène.

Si le cortège argileux se compose principalement de minéraux de type primaire -illite, quartz, chlorite-, l'aire d'érosion se compose de roches acides. En Atlantique Nord, il s'agit des boucliers canadien ou scandinave..

Au contraire, si la sédimentation est particulièrement riche en smectite, deux possibilités se présentent. La smectite peut être héritée ou être authigène. Dans le premier cas, la source du matériel est à rechercher dans des aires de type basiques (Islande) ou bien dans des aires continentales à sols évolués (Europe, plaines américaines). Dans le deuxième cas, cela indiquerait des conditions physico-chimiques du milieu très particulière (pH, conditions d'hydrolyse et hydrodynamique), et notamment un apport détritique réduit.

Certains minéraux argileux, comme la palygorskite, indiquent que la source des particules argileuses se situe plutôt en climat tropical sec. D'autres encore se forment plutôt en climat chaud et hydrolysant. De tels minéraux sont fortement discriminant en ce qui concerne leurs sources.

D'autres minéraux argileux, comme les interstratifiés, sont généralement minoritaires au sein des sédiments. Une augmentation sensible de leur proportion, ainsi que leur disparition indiquent qu'un changement majeur affecte le système sédimentaire dans l'une de ses phases

(érosion, transport, sédimentation).

Le schéma proposé précédemment vaut pour des compositions simples du cortège argileux. Généralement la fraction argileuse se compose de plusieurs type de minéraux argileux, dont l'assemblage complique ponctuellement le décryptage des informations délivrées par l'analyse minéralogique, mais dont l'évolution stratigraphique ou latérale est riche d'informations complémentaires. Il faut alors tenir compte de la participation de plusieurs sources potentielles des minéraux argileux, de éloignement de ces sources et de l'intensité de l'érosion à laquelle elles sont soumises.

* Évolution de la composition du matériel argileux

Lorsque les principales sources du matériel argileux sont reconnues, c'est l'évolution de la composition du cortège argileux qui retiendra l'attention. Toutes les modifications minéralogiques de l'assemblage argileux ont une signification précise qu'il faudra rechercher.

Les variations, même mineures, de la composition du cortège argileux, peuvent répondre à des modifications du milieu de formation qu'elles soient climatiques, eustatiques, hydrodynamiques ou tectoniques :

1) Climatiques : les variations des conditions hydrolysantes (température, humidité) et de l'intensité des vecteurs aérodynamiques, de la position de la banquise, de la dérive des icebergs ;

2) Eustatiques : les variations du niveau de la mer entraînent des variations des aires d'érosion continentale et autorisent le déclenchement des néphéloïdes ou des débris-flows et la décharge directe du détritique dans les bassins en période de bas niveau marin, ou au contraire bloquent les sédiments fins sur le plateau continentale en période de haut niveau marin, favorisant ainsi le vannage et le tri des particules les plus fines ;

3) Hydrodynamiques : accélération, ralentissement ou changements de direction des courants marins favorisés par les variations de température, de salinité...

4) Tectoniques : rajeunissement des aires d'érosion continentale, expansion océanique, ouverture de bassin et subsidence des seuils océaniques permettant à de nouvelles circulations de s'établir ;

Les causes 2 et 3 peuvent être contrôlées alternativement par les fonctions forçantes externes (climatiques) ou internes (tectonique).

* Flux argileux

Outre la nature et les proportions du cortège argileux, le flux de la fraction argileuse est susceptible de fournir des informations sédimentologiques majeures. Les flux des

différents minéraux argileux et leur évolution au cours du temps rendent compte de l'importance de la sédimentation argileuse par rapport au sédiment total. En effet, le message délivré par la composition du cortège argileux n'a pas la même importance si la fraction argileuse constitue 5% ou 95% du sédiment total.

Les études complètes des flux terrigènes et carbonatés ont été effectués pour les carottes SU 90-08 et SU 90-11 (Sinko, 1994). Le calcul du flux argileux reprend ces études en prenant en compte la proportion de la fraction inférieure à 2 micromètres par rapport à la fraction terrigène. Ensuite le flux des différentes particules argileuses est retrouvé en utilisant les proportions relative des différentes argiles au sein du cortège argileux obtenu par la méthode diffractométrique semi-quantitative.

En réalité le flux des particules argileuses est une notion plus complexe que la simple estimation semi-quantitative. Celle-ci rend compte des proportions relatives des minéraux argileux les uns par rapport aux autres au sein de la fraction argileuse sans se rapporter au sédiment total. Par contre le flux se rapproche le plus possible de l'abondance absolue des particules argileuses par rapport à la totalité du sédiment. Néanmoins, le calcul nécessite la connaissance de paramètres particulier comme le taux de sédimentation, la microgranulométrie, la teneur en eau...

$$\text{Le flux sec se calcule de la façon suivante : } \phi_{\text{sec}} = \frac{(1 - \omega) \cdot \partial_{\text{sol}}}{(\partial_{\text{sol}} - \partial_{\text{eau}}) \cdot \omega + 1} \cdot \tau \quad \text{en g/cm}^2/\text{ka}$$

avec t : taux de sédimentation en cm/1000 ans

∂ eau : densité de l'eau (1 g/cm³)

∂ sol : densité des particules solides (2,65 g/cm³ en moyenne)

w : teneur en eau du sédiment

Mais le calcul systématique du flux pour chaque échantillon demande la connaissance de nombreux paramètres dont certains ne sont pas toujours mesurables. Les analyses diffractométriques actuelles permettent d'obtenir des résultats fiables et reproductibles. A défaut du calcul systématique du flux argileux, l'utilisation de la mesure directe sur les diffractogrammes des hauteur de pic sur des harmoniques judicieusement choisies assure une estimation rapide et représentative des flux relatifs des différents types.

C'est dans le but d'obtenir des informations complémentaires que deux types de représentation de composition de la fraction argileuse ont été utilisées :

1) approximation semi-quantitative de la composition de la fraction argileuse (Holtzapffel, 1985), ne tenant compte que des minéraux argileux au sens stricte du terme (illite, smectite, chlorite, kaolinite, interstratifiés) ;

2) mesures des hauteurs de pics en mm des différentes espèces minérales apparaissant sur les diffractogrammes, faisant intervenir la totalité de la fraction <2 microns -y compris les composants comme le quartz ou les feldspaths.

III.1.5 : outil géochimique

L'outil géochimique est utilisé comme un traceur des sources détritiques ou authigéniques, parfaitement complémentaire de l'utilisation des minéraux argileux. Les terres rares ont été analysées au sein de la fraction argileuse des carottes SU90-08, SU90-11, SU90-12, SU90-33 et SU90-38. Quelques éléments traces sont également étudiés simultanément aux REE, tels que Nb, Ta, Th, Zr et Hf.

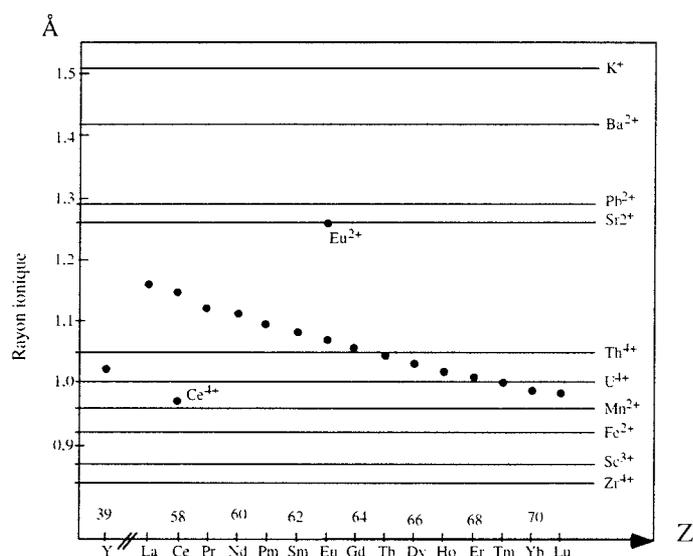


Figure III.6 : Rayon ionique des terres rares du La au Lu en fonction de leur numéro atomique croissant, et comparaison avec quelques ions majeurs (modifiée par Walter, 1991).

Les terres rares (REE: rare earth element) forment un groupe cohérent. Elles sont utilisées comme des marqueurs des sources du matériel sédimentaire (Roaldset, 1973 ; McLennan et Williams., 1983 ; McLennan, 1994 ; Cullers, 1995). Les terres rares se composent des Lanthanides auxquelles s'ajoutent l'yttrium -Y- et le scandium -Sc-. Elles sont regroupées en terres rares légères (LREE : light rare earth element) -Lanthane (La), Cerium (Ce), Praséodyme (Pr), Néodyme (Nd), Prométhéum (Pm), Europium (Eu) et Samarium (Sm)- et en terres rares lourdes (HREE : heavy rare earth element) -Gadolinium (Gd), Terbium (Tb), Dysprosium (Dy), Holmium (Ho), Erbium (Er), Thulium, Ytterbium (Yb), Lutétium (Lu), Yttrium (Y)-

Les terres rares sont trivalentes et ont des rayons ioniques différents mais proches les uns des autres (figure III.6) exception faite pour le Ce et l'Eu. Pour une même coordinance (6),

les rayons ioniques des terres rares sont proches de ceux de Ca^{2+} , et de Na^+ (figure III.6) auxquels ils peuvent donc se substituer. Par contre, les terres rares ont généralement des rayons ioniques supérieurs à ceux de Al^{3+} , Fe^{3+} , Fe^{2+} , Mg^{2+} et Si^{4+} (qui ne peut avoir la coordinance 6) ne leur permettant pas de se substituer à l'intérieur des structures cristallines.

Dans les conditions ordinaires, le cérium et l'euporium peuvent changer d'état d'oxydation et ont, en conséquence, des comportements différents de celui des autres terres rares (DeBaar *et al.*, 1983). Le cérium se présente à l'état oxydé sous forme de Ce^{4+} , dont le rayon ionique est plus faible que celui du Ce^{3+} (figure III.6). Eu^{2+} état réduit de l'euporium, a un rayon ionique supérieur (>10%) à celui de l' Eu^{3+} . Pour l'Eu, la différence de comportement est surtout liée à la différence de coordinance³. Le passage d'un état d'oxydation à un autre dépend de la composition chimique et thermodynamiques du milieu (Phillipotts, 1970 ; Morris *et al.*, 1974). L'évolution de ces propriétés peut modifier le comportements de ces deux éléments au cours des processus syn- et post sédimentaires.

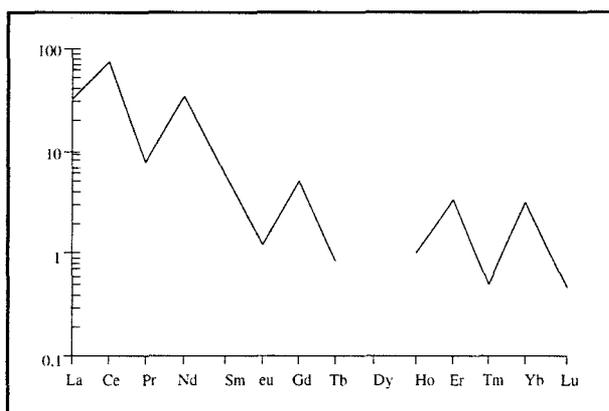


Figure III.7 : Abondance des terres rares dans les NASC (North American Shale Composite) (Haskins *et al.*, 1968).

Les terres rares sont dites hygromagmaphiles. Elles sont préférentiellement incorporées dans les produits de fin de différenciation magmatique, en raison de la différence de charge qui existe entre les terres rares et les éléments majeurs substitués. Les termes acides des séries magmatiques sont en conséquence enrichis en terres rares par rapport au liquide magmatique initial.

Peu réactives, les terres rares sont considérées comme difficilement mobilisables lors de l'érosion ou de l'altération d'une roche. Les minéraux argileux présentent alors une distribution des terres rares similaire à celle des roches dont ils dérivent (Bonnot-Courtois, 1981). Mais une mobilité de certaines terres rares a été mise en évidence par différents auteurs (Fortin, 1989). En effet, les terres rares peuvent être adsorbée par certains minéraux argileux (Roaldset, 1973 ; Elderfield *et al.*, 1990) ou dans l'interfoliaire (Bonnot-Courtois et Jaffrezic-Renaut, 1982). Il en

³ $1.12\text{\AA} < \text{rayon ionique de } \text{Eu}^{2+} < 1.15\text{\AA}$, il peut s'entourer de 8 à 10 anions (coordinance de 8 à 10) ; $0.98\text{\AA} < \text{Rayon ionique de } \text{Eu}^{3+} < 1.02\text{\AA}$ ne peut s'entourer que de 6 à 8 anions (coordinance 6 à 8)

résulte que ces éléments seront moins bien fixés à la structure cristalline et donc susceptibles d'être remobilisés (Clauer et Chaudhuri, 1976).

Les terres rares des sédiments sont celles qu'apportent les minéraux détritiques - reflétant la distribution des terres rares de la roche mère- mais également celles de l'eau de mer, qui interviennent lors des néoformations en milieu océanique ou lors de réaction à l'interface eau-sédiment. Par conséquent, si l'on peut s'affranchir des réactions de la néogénèse, et connaître les caractéristiques pétrographiques et géochimiques des sources potentielles, la distribution des terres rares, au sein de la fraction argileuse dans les sédiments permet de retrouver leur milieu de genèse.

La composition en terres rares est présentée sous forme de courbe normalisées par rapports à de grands ensembles pétrographiques, afin de la rendre plus lisible. En effet, ce procédé évite une représentation en dents de scie due à leurs différences de concentrations moyennes (figure III.7). Les terres rares sont rangées en abscisse en fonction de leur numéro atomique croissant, et les ordonnées du graphe sont logarithmiques. La normalisation par rapports aux shales est ici préférée à la normalisation par rapport aux chondrites, en raison d'une étude restreinte à la fraction argileuse du sédiment, que l'on considère détritique pour l'essentiel⁴.

III.1.6 : Critères de choix des carottes (tableau III.1)

L'ensemble des carottes prélevées lors de la Mission Paleocinat I a fait l'objet d'études systématiques de susceptibilité magnétique et de niveaux de gris. Ces deux types de mesures, non destructives et réalisables à très haute résolution sur les carottes, ont facilité la sélection nécessaires pour les analyses minéralogiques et géochimiques correspondant à la thématique du problème abordé.

Différentes études analytiques, aussi bien chimiques, physiques, isotopiques, faunistiques que minéralogiques, ont été réalisées sur les carottes choisies. Ces études ont été entreprises dans différents laboratoires par les équipes travaillant dans le cadre de la Mission Paleocinat I :

$\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères planctoniques et benthiques (Elsa Cortijo, Maryline Vautravers, Marie Revel, Sabine Becquet, Laurence Vidal, Laurent Labeyrie);

$\delta^{13}\text{C}$ des foraminifères benthiques (Laurence Vidal, Marie Revel, Sabine Becquet, Laurent Labeyrie);

⁴ A l'issue des analyses de Terres Rares et d'Elements Traces, il est clairement apparu qu'une partie des smectites rencontrées porés de l'Islande ont une origine volcanogénique. Une normalisation aux chondrites serait alors plus appropriée.

Isotopes Sr/Nd sur le sédiment décarbonaté (Jean Sinko, Francis Grousset, Marie Revel);

Etude granulométrique (Marie Revel, Jean Sinko, Michel Cremer);

Minéralogie (Jean Sinko);

Calcimétrie (Marie Revel, Jean Sinko, Elsa Cortijo)

Pour choisir les carottes, il faut s'assurer qu'elles fourniront des informations complémentaires les unes des autres. Il faut donc qu'elles soient situées dans des milieux de sédimentation différents bénéficiant d'apports typés, dans des zones où elles peuvent fournir des messages hydrodynamiques clairs, et à différentes profondeurs (circulations profondes, circulations intermédiaires et de surface) .

a) Carotte SU 90-08

Cette carotte a été prélevée dans le Bassin Ouest Atlantique (Fig.III.1), au niveau des Açores, sur le flanc Ouest de la ride médio-océanique. Le site assez profond (3 080 mètres) est proche d'une source volcanique active mais peu productive. En, période interglaciaire, son éloignement le protège des apports détritiques des sources continentales, sans être directement soumis à aucun apport direct par les courants de fond majeurs (figure I.2.2, chapitre I). La carotte recèle donc l'enregistrement du bruit de fond de la sédimentation argileuse de l'Atlantique Nord.

En période glaciaire, le site a subi l'influence des apports détritiques véhiculés par ice-rafting, lors des modifications climatiques de type événements de Heinrich, ou liées aux fluctuations de la limite Sud du front polaire pendant les dernières glaciations.

Outre sa situation géographique intéressante la carotte SU 90-08 présente l'avantage d'avoir fait l'objet de multiples études antérieures. Ainsi dispose-t-on d'un contrôle stratigraphique précis (datations carbone 14 et stratigraphie isotopique (Bond *et al.* 1992 et Grousset *et al.*, 1993)). Par ailleurs, plusieurs équipes travaillant sur cette carotte ont effectué des études isotopiques $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ sur les foraminifères benthiques et planctoniques, des études isotopiques Sr/Nd sur sédiment décarbonaté, des interprétations de niveaux de gris et de susceptibilité magnétique ainsi que des comptages de minéraux détritiques et de foraminifères.

Les mesures de réflectance de la carotte permettent, lors d'une première approche, de reconnaître les stades isotopiques 1 à 8 (Cortijo *et al.*, 1995a) (figure III.2). Les résultats des études de susceptibilité magnétique mettent en évidence les événements de Heinrich 1, 2, 4 et 5, caractérisés par des fortes valeurs de susceptibilité magnétique (figure III.4).

Cette carotte servira de référence chronostratigraphique pour l'ensemble des études.

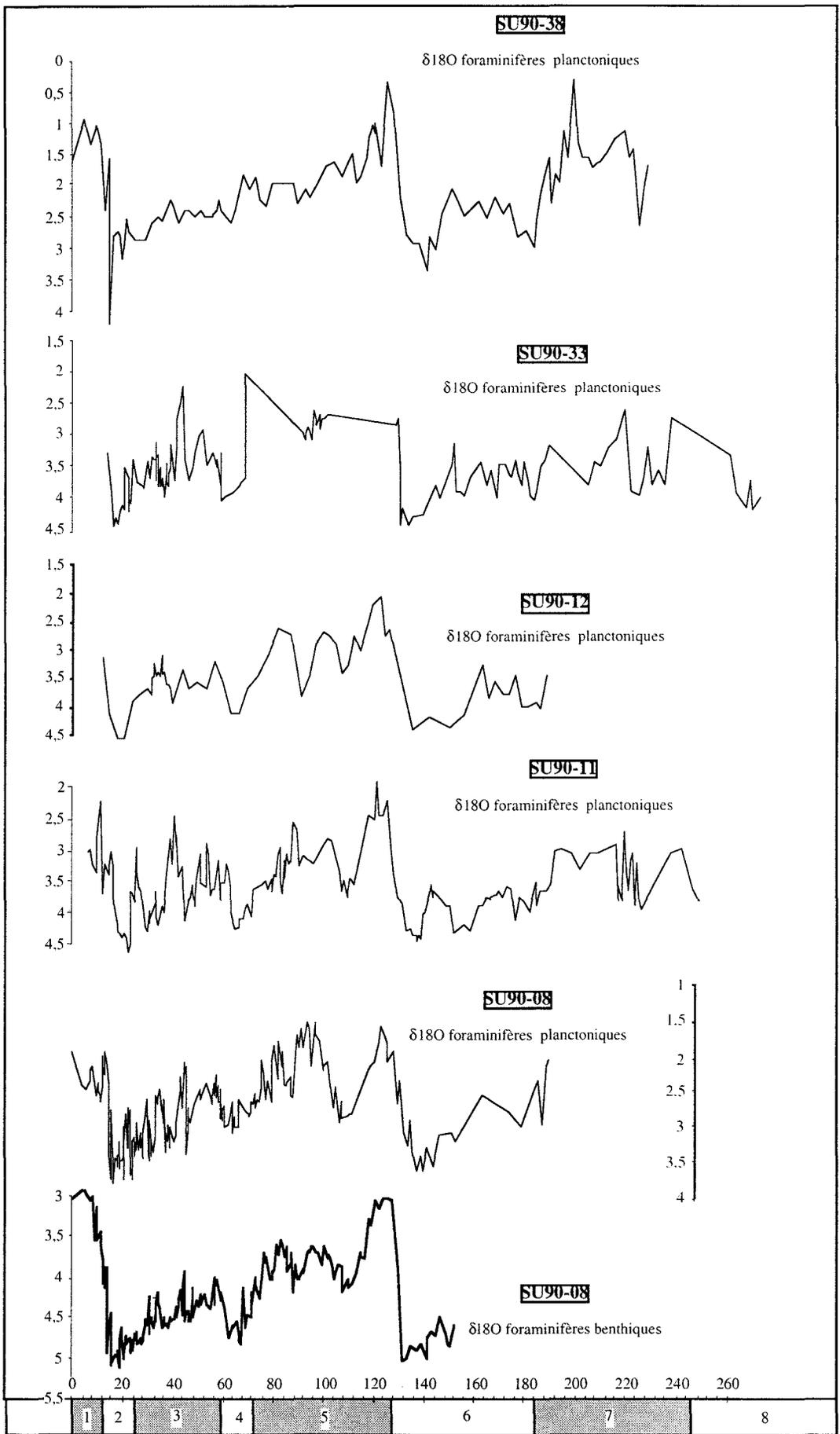


Figure III.8 : Stratigraphie isotopique des carottes étudiées.

b

b) Carotte SU 90-11

Cette carotte a été prélevée dans le bassin Nord américain, au large de Terre-Neuve, par 3645 mètres de profondeur, sur un relief sous-marin, surplombant d'environ 1000 mètres la plaine abyssale. Sa position géographique lui confère une place privilégiée, sur le passage des circulations intermédiaires de direction SSE sortant de la Mer du Labrador, et protégée des circulations océaniques de fond (figure I.2.2, chapitre I). Enfin, cette carotte se situe sur le passage supposé des icebergs issus du démantèlement de la calotte Laurentide au cours des événements de Heinrich.

Le signal de niveaux de gris a permis la reconnaissance fruste des stades isotopiques (Cortijo *et al.*, 1995a) (figure III.2). Les données de susceptibilité magnétique (Lehman, com. orale) permettent de reconnaître les événements de Heinrich 1, 2, 3, 4 et 5. Le bruit de fond de la susceptibilité est en moyenne plus élevé que celui de la carotte SU 90-08.

La présence d'une séquence resédimentée a été mise en évidence au sein de la carotte SU 90-11 entre 172,5 à 192 centimètres de profondeur. Cette séquence resédimentée est définie comme une turbidite, mais en raison de la situation topographique de la carotte -au sommet d'un seamount, à plus de 1000 mètres au dessus de la plaine abyssale- et de l'absence d'indice de granoclassement au sein des sédiments ou d'un contact érosionnel à la base de la séquence, le terme de séquence resédimentée sera préféré à celui de turbidite.

c) Carotte SU 90-12

Le choix de cette carotte a été fait principalement en raison de sa situation géographique particulière, dans le bassin Ouest Atlantique, à la sortie de la Mer du Labrador (figure III.1). Elle occupe la position la plus proximale de la source potentielle des IRD dans le Bassin Ouest.

En outre, cette carotte définit un transect latitudinal avec les carottes SU 90-08 et/ou SU90-11, suivant l'avancée des icebergs depuis la calotte Laurentide vers le front polaire, le long de la gyre cyclonique de surface.

La carotte SU 90-12 a été prélevée, comme la carotte SU 90-11, au sommet d'un seamount, à 1000 mètres au dessus de la plaine abyssale. Elle est protégée des apports par les courants de fond, tout en étant soumise aux apports des courants de surface de type IRD et aux circulations intermédiaires qui sortent de la Mer du Labrador (figure I.4, chapitre I). Son matériel sédimentaire est donc typique des sources détritiques du bouclier canadien et des plaines Nord-américaines.

La réflectance et la susceptibilité magnétique ont été peu ou pas utilisées. En effet les données de réflectance reste indisponibles et, contrairement aux deux carottes précédentes, les données de susceptibilité magnétique ne permettent pas de distinguer les événements de

Heinrich.

d) Carotte SU 90-16

Le site de la carotte SU 90-16 est peu profond (2100 mètres). Il se situe dans le Bassin Ouest Atlantique (figure III.1), sur la bordure Sud de la plate-forme groenlandaise au niveau d'un courant de contour (figure I.3, chapitre I).

Les mesures de susceptibilité magnétique et de réflectance qui concernent cette carotte sont difficilement interprétables en raison de la grande quantité de matériel terrigène hérités depuis le Groenland (Cortijo *et al.*, 1995a ; Lehman B., com. orale). Par contre, son cortège argileux sera marqué par les produits de l'altération physique du Groenland et caractérisera la source argileuse groenlandaise.

e) Carotte SU 90-33

Cette carotte a été prélevée dans le bassin Est-Atlantique, plus précisément dans le bassin Sud Islande. Elle est donc très proche de la source volcanogénique islandaise qui la caractérise. La courbe de susceptibilité magnétique (Fig.III.5) montre de grandes variations d'intensité. La susceptibilité est plus élevée en période interglaciaire contrairement aux prévisions qui se basent sur une plus grande abondance du matériel détritique et sur la diminution de la productivité carbonatée en période glaciaire. Dans le cas présent, la susceptibilité magnétique semble contrôlée par un facteur, différent du rapport détritique/carbonate, qui pourrait être la minéralogie.

L'abondant contenu détritique du sédiment lui impose des teintes plus sombres pour lesquelles la résolution des niveaux de gris est moins bonne. La méthode des niveaux de gris ne permet donc pas, dans ce cas, de retracer une stratigraphie précise de la carotte SU90-33.

Enfin, cette carotte est située à la limite de l'extension des glaces flottantes en période glaciaire, sur une branche majeure de la North Atlantic Deep Water (NADW) (cf. Chapitre I, figure I.2.2). La sédimentation devrait donc y être fortement influencée par les variations climatiques globales de type G/IG qui affectent fortement la production d'eau profonde en Mer de Norvège. La carotte SU90-33 est donc a priori bien adaptée pour une étude minéralogique, à haute résolution, de la variabilité climatique globale sur les derniers cycles climatiques.

f) Carotte SU 90-38

Cette carotte a été prélevée dans le bassin Est Atlantique, au large de l'Irlande, au Sud du

plateau de Rockall et au débouché de l'éventail détritique sous marin du Maury channel (figure III.1). De plus, elle se situe sur le passage d'une dérive mineure de la NADW qui contourne le plateau de Rockall par l'Est. Elle bénéficie donc d'apports mixtes issus du bouclier scandinave, des îles britanniques, de l'Islande et des roches basiques du plateau de rockall, partiellement émergées et érodées lors du dernier maximum glaciaire.

La courbe de susceptibilité magnétique montre que cette carotte contient des passées de matériel magnétique de type Heinrich events (Lehman, com. orale) (figure III.5). La courbe de niveau de gris (figure III.3) est un signal de bonne qualité permettant d'établir une bonne chronostratigraphie (Cortijo et Reynaud, 1992 ; Cortijo *et al.*, 1995a).

Cette carotte devrait en outre être soumise aux alternances de type glaciaire/interglaciaire, de part sa position sur une branche de la NADW. Elle doit donc refléter, comme la carotte SU 90-33 la variabilité climatique globale sur les derniers 300 000 ans.

III.2. Cadre chronostratigraphique

Les échelles chronologiques sont réalisées par corrélation des courbes de $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques ou planctoniques (figure III.8) avec l'échelle SPECMAP (Pisias *et al.*, 1984 ; Imbrie *et al.*, 1984 ; Martinson, 1987). Ensuite, une interpolation linéaire est utilisée entre les points stratigraphiquement définis (transition stades isotopiques 1-2, transition stades isotopiques 5-6). En effet, les variations du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères reflètent les variations de la composition isotopique du système océanique. Ces variations résultent du changement du volume global des glaces sur les continents (succession des périodes glaciaires/ interglaciaires), mais aussi des variations locales de températures des eaux de surface, du ruissellement, des modifications de l'équilibre précipitation-évaporation, etc.... Les échelles chronologiques de chaque carotte sont schématisées simultanément figure III.9.

III.2.1 : Mise en échelle d'âge de la carotte SU 90-08

La chronostratigraphie de cette carotte a été réalisée par Bond *et al.* en 1992. Elle servira de référence stratigraphique en raison de la qualité et de la précision de son échelle temporelle. Son taux de sédimentation est en moyenne de 4,1 cm/ka sur l'ensemble de la carotte. mais le temps de sédimentation n'est pas constant sur l'ensemble de la carotte : il est de 5 cm/ka entre 2 et 620 cm de profondeur, descend à 1.3 cm/ka entre 620 et 690 cm de profondeur, atteint un maximum de 8.2 cm/ka entre 690 et 900 cm de profondeur avant de diminuer à nouveau avec 6.4 cm/ka entre 900 et 1130 cm de profondeur puis avec seulement 2.9 cm/ka entre 1130 et 1344 cm de profondeur.

Vers le sommet de la carotte se produisent de courtes mais brusques accélérations du taux de sédimentation. Ces accélérations correspondraient à de brusques variations de la quantité des apports terrigènes. Elles coïncident avec les âges estimés des niveaux dits "de Heinrich". Ceci confirme que ces niveaux sont le lieu privilégié d'accumulation de sédiments issus de la décharge du contenu détritique d'icebergs. L'hypothèse de passées turbiditiques ne sera pas retenue en raison de l'absence de granoclassement des sédiments.

III.2.2 : Mise en échelle d'âge de la carotte SU 90-11

La mise en échelle d'âge a été réalisée en utilisant les courbes de $\delta^{18}O$ des foraminifères planctoniques. Le taux de sédimentation est en moyenne de 2.6 cm/ka sur l'ensemble de la carotte. Dans détail, le taux de sédimentation est de plus en plus faible vers la base de la carotte. Il est de 4.6 cm/ka entre 5 et 247 cm de profondeur, puis de 3.1 cm/ka entre 247 et 518 cm de profondeur. Il n'est plus que de 1.7 cm/ka entre 518 et 598 cm en enfin de 1.2 cm/ka entre 598 et 686,5 cm de profondeur.

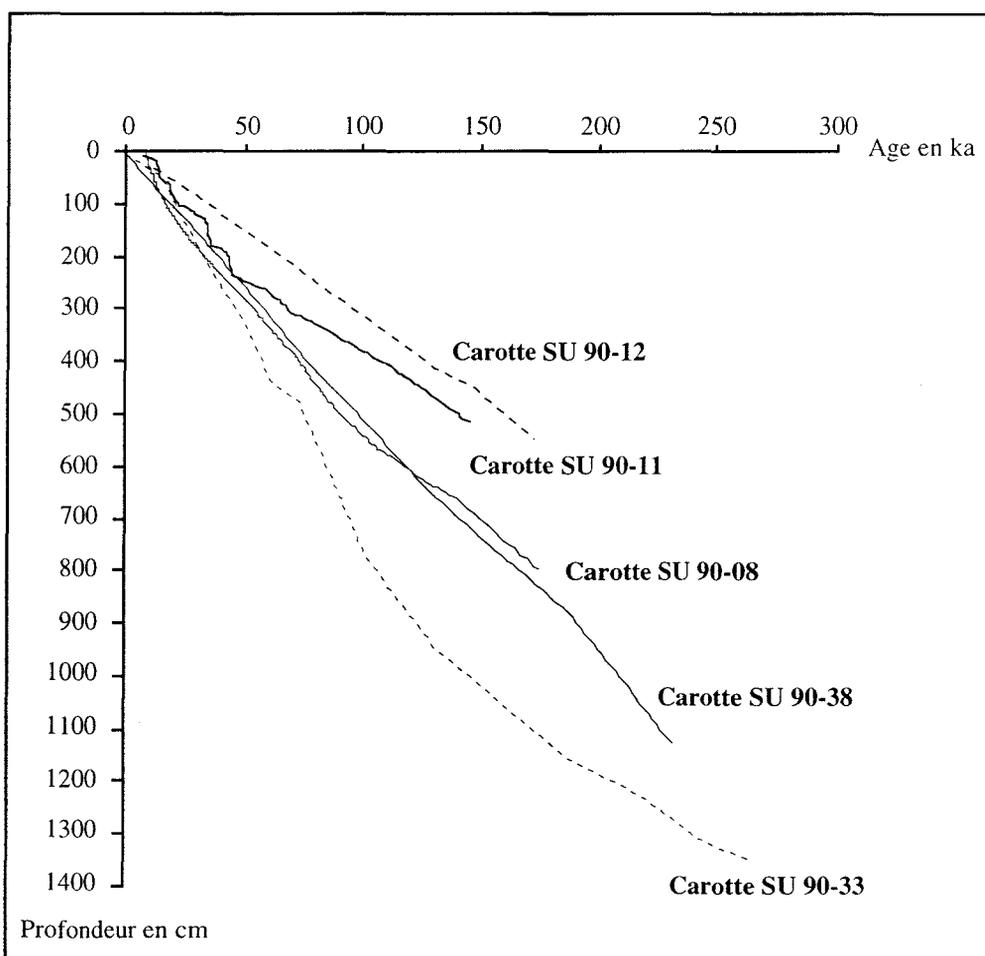


Figure III.7 : Relation profondeur/âge des différentes carottes étudiées.

III.2.3 : Mise en échelle d'âge de la carotte SU 90-12

La mise en échelle d'âge a cette fois-ci été réalisée à partir des données du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères planctoniques en raison de la pauvreté en foraminifères benthiques et de la qualité très médiocre des courbes qui résultent de leur étude. Le taux d'accumulation homogène est de l'ordre de 3.2 cm/ka.

Ce taux de sédimentation est globalement plus élevé que celui de la carotte SU 90-11. Mais, dans le détail, le taux de sédimentation de la carotte SU 90-11 est supérieur, ou comparable à celui de la carotte SU 90-12 entre le sommet de la carotte et 518 cm de profondeur. Il s'infléchit ensuite pour atteindre des valeurs minimales de l'ordre de 1.2 cm/ka vers la base de la carotte SU 90-11.

III.2.5 : Mise en échelle d'âge de la carotte SU 90-33

La mise en échelle d'âge a été réalisée à l'aide de la courbe du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères planctoniques. Le taux de sédimentation est de 5.1 cm/ka. Ce taux présente des ralentissements entre 0 et 21 cm de profondeur (2.8 cm/ka), entre 434 et 477 cm de profondeur (3.3 cm/ka), entre 945 et 1162.5 cm de profondeur (3.6 cm/ka) et entre 1162,5 et 1344 cm de profondeur (2.6 cm/ka). Par contre le taux de sédimentation est fort entre 21 et 434 cm de profondeur et entre 768 et 945 cm de profondeur avec des moyennes respectives de 8.3 cm/ka et 6.1 cm/ka. Il est maximal entre 477 et 768 cm de profondeur avec une moyenne de 10.6 cm/ka.

III.2.6 : Mise en échelle d'âge de la carotte SU 90-38

La mise en échelle d'âge a été réalisée à l'aide de la courbe du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères planctoniques. Le taux d'accumulation est homogène sur toute la carotte, et est comparable à celui de la carotte SU 90-08 avec une moyenne de 4,8 cm/ka.

III.3 : Données complémentaires

Un ou deux échantillons ont été prélevés dans la première section (0-150 cm) de la plupart des carottes de la Mission Paleocinat I (35 carottes échantillonnées). Ils devraient permettre de préciser l'extension géographique des grandes unités minéralogiques définies précédemment.

Quelques échantillons du site 647 ODP foré en Mer du Labrador, ont également été analysés grâce au concours de N. Maillet, Université de Bordeaux.

Des échantillons du site 644 ODP foré en Mer de Norvège, ont fait l'objet de la même attention afin de connaître la composition minéralogique des sédiments déposés localement

depuis les 100 000 derniers ans, mais aussi pour rechercher si les événements de “Heinrich” ont leur équivalent dans l’aire norvégienne. Ceci a été rendu possible grâce à la collaboration du Professeur E. Jansen de l’Université de Bergen.

CHAPITRE IV : RÉSULTATS MINÉRALOGIQUES

CHAPITRE IV : MINÉRALOGIE DES ARGILES

La détermination des assemblages argileux s'effectue sur la fraction décarbonatée inférieure à 2 micromètres du sédiment. La figure IV.1 donne la légende des figurés et symboles utilisées dans les logs lithologiques et minéralogiques.

Les intervalles correspondants aux niveaux de Heinrich sont repérés sur les différentes figures, en prenant une âge d'environ 15 ka pour H1, 22 ka pour H2, 27 pour H3, 35 ka pour H4, 45 ka pour H5 et 60 pour H6.

IV.1 : Minéralogie des argiles de la carotte SU 90-08

a) Analyse semi-quantitative (figure IV.2)

Cette analyse permet de mettre en évidence les variations de composition des assemblages argileux, et on se souviendra que les pourcentages relatifs de minéraux argileux ne sont applicables qu'à la fraction inférieure à 2 micromètres et non à la roche totale.

carotte SU 90-08	Chlorite	Illite	Interstratifiés illite-smectite	smectite	kaolinite
moyenne	14%	37%	6%	33%	11%
écart-type	3	7	2	11	3

Tableau IV.1 : Composition minéralogique moyenne en % de la carotte SU 90-08, calculée sur la base de 246 échantillons.

En moyenne, le cortège minéralogique de la carotte SU 90-08 (tableau. IV.1) se compose principalement d'illite (37%) et de smectite (33%). Viennent ensuite la chlorite et la kaolinite qui ne représentent respectivement que 14 et 11% de l'assemblage argileux. Les interstratifiés (10-14s = illite-smectite) sont minoritaires, ne composant en moyenne que 6% du cortège argileux.

Il est important de noter que, pour des raisons spécifiques à l'étude des variations à très haute résolution des 100 000 derniers ans, le pas d'échantillonnage est, en moyenne, deux fois plus serré dans la partie sommitale de la carotte. Cela donne dans la figure IV.2 une vision hétérogène de la fréquence des variations de la composition des assemblages argileux, plus basse au dessous de 250 cm de profondeur.

Légende de la lithologie des carottes :

La description lithologiques de la majorité des carottes a été réalisée à bord du bateau par Michel Cremer du CRESO de Bordeaux.

Ces descriptions sont basés sur les variations verticales des faciès lithologiques à partir de:

- l'abondances de la fraction biogène;
- la granulométrie;
- la texture du sédiment.



boues carbonatées biogéniques (50% de biogène) à nannofossiles, sédiments pélagiques à hémipélagiques homogènes



boues carbonatées biogéniques (50% de biogène) à foraminifères, sédiments pélagiques à hémipélagiques homogènes



vases carbonatées, vases à foraminifères, sédiments pélagiques à hémipélagiques homogènes à fraction terrigène dominante



vases terrigènes argileuses, sédiments hémipélagiques



vases silteuses, silts et sables fins, présentant quelques structures sédimentaires



vases hétérogènes à particules grossières dispersées, graviers erratiques de nature diverse, dépôts entraînés par les glaces flottantes

Légende des minéraux argileux :



chlorite



illite



interstratifiés (illite-smectite ou illite-vermiculite)



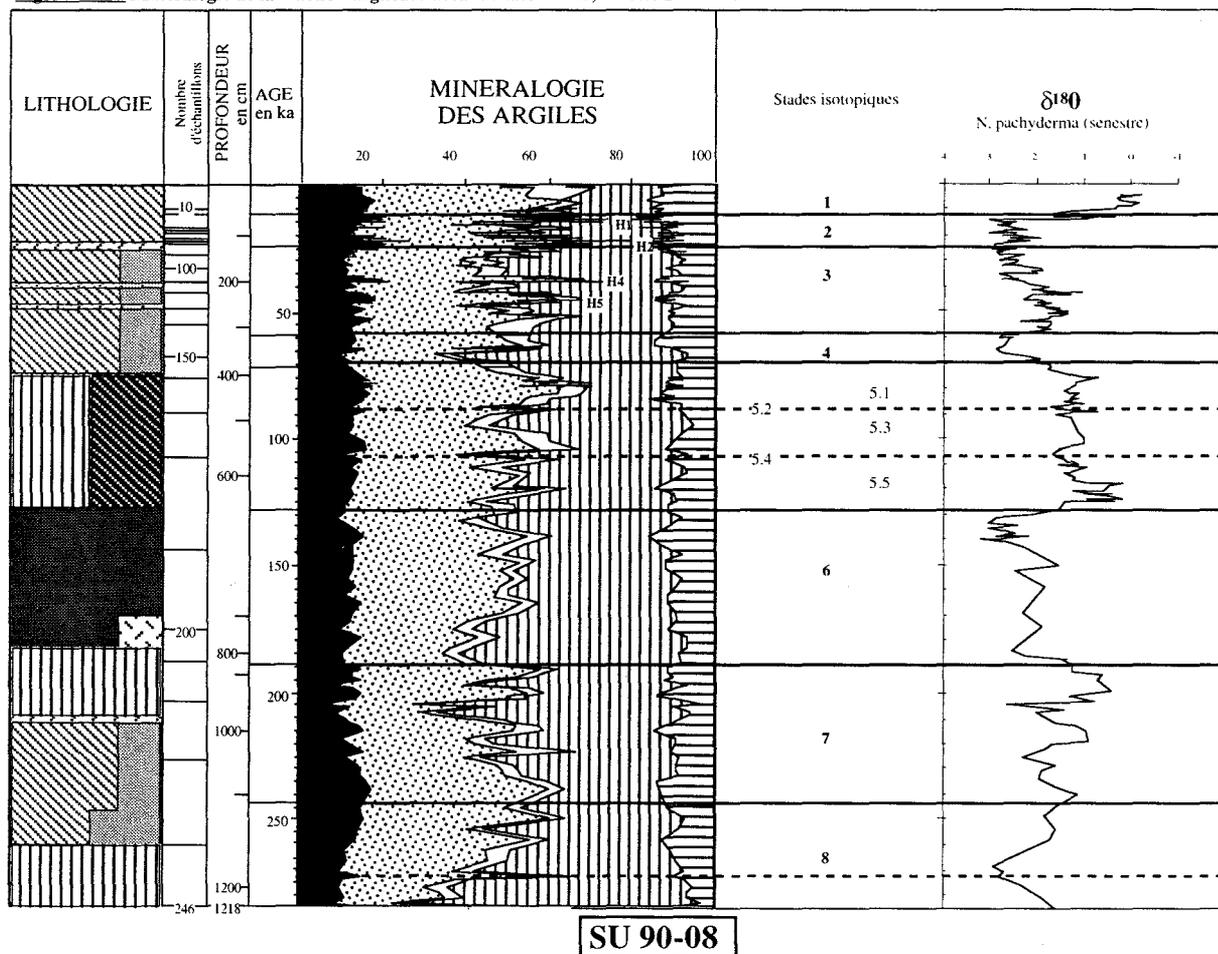
smectite



kaolinite

Figure IV.1: Légende des figurés lithologiques et minéralogiques utilisés.

Figure IV.2 : Minéralogie de la fraction argileuse décarbonatée en %, carotte SU 90-08.



Description générale

L'illite est abondante au sein du cortège argileux (figure IV.2). Sa teneur présente des variations sensibles sur l'ensemble de la carotte, alternant entre des zones plutôt enrichies (entre 250 et 190 ka) et des zones appauvries (entre 190 et 170 ka). Les proportions de chlorite et de kaolinite sont réduites et varient peu. Leurs variations sont toutefois calquées sur celles de l'illite. Les interstratifiés illite-smectite sont plus abondants dans la partie sommitale de la carotte (stade 1), où ils représentent jusqu'à 17% du cortège argileux, alors qu'ils composent généralement, en moyenne, moins de 5% de la fraction argileuse. La smectite se développe aux dépens des autres minéraux. Son comportement apparaît fortement antagoniste de celui de l'illite

(figure IV.2).

Variation du cortège argileux

Les variations du cortège argileux et du $\delta^{18}\text{O}$ indiquent que les proportions relatives d'illite et de smectite suivent, grossièrement, les alternances des stades glaciaires et interglaciaires (figure IV.2) :

- le début du stade 8 est marqué par une forte proportion de smectite au sein du cortège argileux ;

- pendant le stade 8, la proportion d'illite croit progressivement de 25% à 45%, tandis que la smectite diminue (25%) jusqu'à la transition entre les stades 8 et 7 ;

- l'ensemble du stade 7 est caractérisé par l'équivalences des proportions en illite et smectite. On remarque cependant que la smectite augmente au sous-stade 7.2 (65%), aux dépens de l'illite (20%). Inversement la smectite est plus rare (28%) et l'illite plus abondante (40%) pendant le sous stade 7.1 ;

- le début du stade 6 est le siège d'une brusque augmentation de la smectite, qui dépasse 50%, tandis que l'illite représente moins de 30% du cortège argileux. Le stade 6 est ensuite caractérisé par la stabilité des proportions smectite-illite, après un retour de l'illite à 40% ;

- la transition 6-5 (glaciaire-interglaciaire) n'est pas accompagnée de modifications minéralogiques majeures. Les stades 5.1, 5.3 et 5.5 (épisodes plus "chauds" et de haut niveau marin) sont enrichis en illite (50%) aux dépens de la smectite (20%) ;

- l'entrée dans le stade 4 s'accompagne d'une brusque diminution de la proportion en illite (<25% du cortège argileux), tandis que la smectite devient dominante (55%);

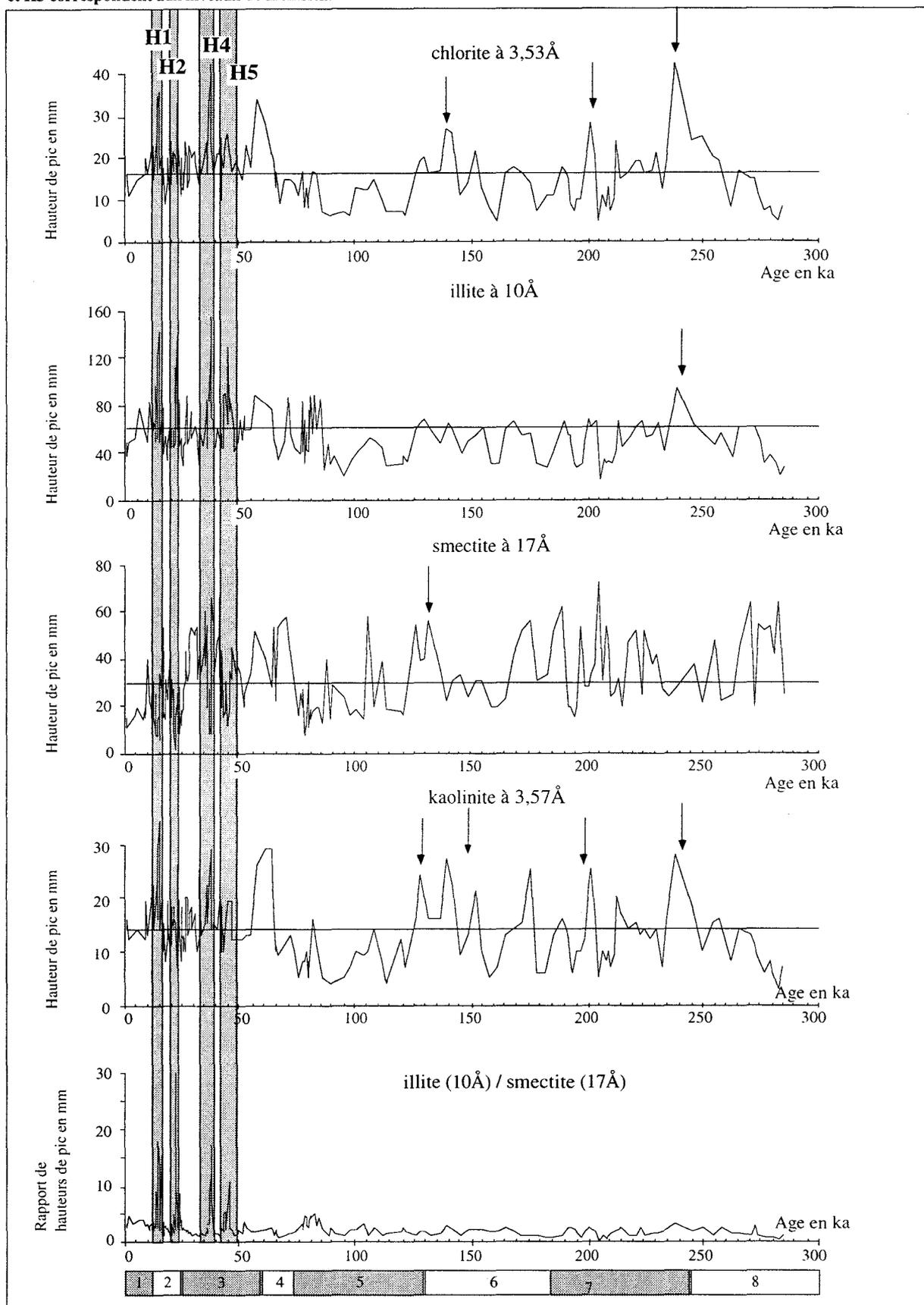
- la transition 4-3 (glaciaire-interglaciaire) s'accompagne du développement des interstratifiés illite-smectite (15%), aux dépens de la smectite (30%). Puis, la proportion de smectite augmente progressivement, avec de nombreux effets inverses, et devient maximale à la

fin du stade 3. Les niveaux de Heinrich 4 et 5, qui se situent pendant le stade isotopique 3, sont caractérisés par l'abondance de l'illite (>50%) et la rareté de la smectite (<25%).

- au cours du dernier glaciaire (stade 2), les proportions d'illite (minéral dominant) et de smectite varient fortement et rapidement. Les niveaux de Heinrich 1 et 2 sont fortement enrichis en illite (55%) et particulièrement appauvris en smectite (<10%).

- le stade 1 est caractérisé par l'augmentation de la proportion des interstratifiés illite-smectite (17%), aux dépens de la smectite (<20%).

Figure IV.3: Minéralogie de la fraction argileuse décarbonatée, en hauteurs de pic (mm), lues sur l'essai glycolé, et variations du rapport des hauteurs de pic illite / smectite, carotte SU 90-08. Les stades isotopiques sont indiqués en bas de la figure. H1, H2, H4 et H5 correspondent aux niveaux de Heinrich.



b) Intensités relatives de diffraction des composants minéralogiques de la fraction argileuse de la carotte SU 90-08 (figure IV.3.)

Cette représentation permet d'observer très précisément le comportement individuel de chacun des minéraux présents. Elle présente comme avantage, contrairement à la représentation cumulative en pourcentages, d'éviter de suggérer systématiquement le comportement antagoniste des minéraux dominants. Elle permet également de déceler les variations les plus fines de chaque espèce argileuse, notamment dans les niveaux particuliers de Heinrich (figure IV.3).

Pendant les dépôts des stades 8 à 6, on remarque certains niveaux particuliers où la chlorite, la kaolinite et l'illite dans une moindre mesure, sont plus abondants. Ces niveaux sont situés à 240 ka (7.5), 200 ka (7.1), au maximum des interglaciaires, confirmant l'intensification des apports terrigènes durant les interglaciaires;

Les niveaux de Heinrich apparaissent, à la faveur de l'échantillonnage à haute résolution des sédiments des 100 000 derniers ans. Ils sont révélés par l'augmentation brusque et forte de l'ensemble illite-chlorite-kaolinite. Simultanément, la quantité de smectite décroît rapidement. Ces niveaux se situent respectivement à 45 ka (H5), 35 ka (H4), 22 ka (H2) et 15 ka (H1). Un diffractogramme caractéristique de composition minéralogique de la fraction argileuse d'un niveau de Heinrich (H1), montrant sur l'essai glycolé, l'augmentation du pic à 7Å (kaolinite + chlorite), ainsi que la disparition du pic de la smectite (17Å) et un diffractogramme de sédiment glaciaire "hors niveaux de Heinrich" sont présentés figure IV.4.

c) Conclusions (carotte SU90-08)

Pendant les périodes interglaciaires, la sédimentation reçoit des apports de smectite et des apports de minéraux primaires globalement équilibrés.

En fin d'interglaciaire (fin du stade 3) ou en début de période glaciaire (début des stades glaciaires 8, 6 et 4), les apports de minéraux argileux primaires faiblissent, au profit de la smectite. L'augmentation de la smectite peut être mise en relation avec la baisse du niveau de la Mer, conséquence de la croissance des calottes glaciaires continentales. La diminution du niveau de la Mer (qui peut dépasser 100 mètres) provoque l'émersion des plateaux continentaux, notamment autour des îles volcaniques comme les Açores, l'Islande ou les Féroés. Les sédiments smectitiques déposés sur ces plates-formes sont érodés, remis en suspension et viennent enrichir la sédimentation argileuse océanique, au début de la chute du niveau marin.

-Pendant les périodes glaciaires, les apports de minéraux primaires sont généralement plus faibles. Cette diminution est à mettre en relation avec l'installation des calottes glaciaires continentales. Celle-ci agit sur les sources des minéraux primaires, protégeant le socle rocheux

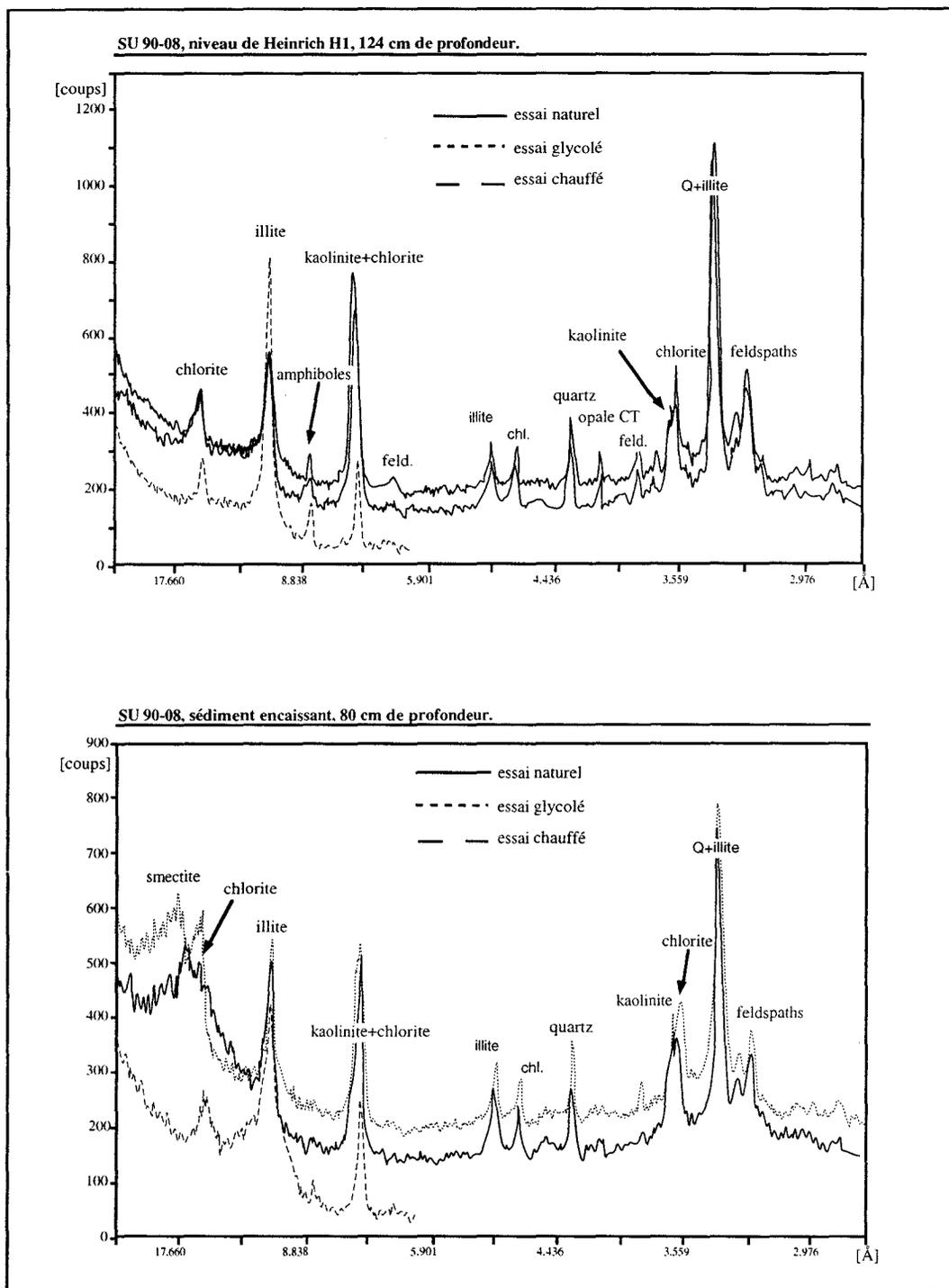


Figure IV.4 : Exemples de diffractogrammes de la fraction argileuse d'un niveau de Heinrich (H1), et d'un sédiment encaissant, carotte SU 90-08.

et les sols de l'érosion et réduisant ainsi la production de minéraux primaires. Elle agit également sur les vecteurs des minéraux en modifiant le système de circulation océanique dans les zones septentrionales de formation des eaux profondes où se développe la banquise. De plus, l'abaissement du niveau marin provoque l'émergence de seuils (seuils du Danemark, Islande-Féroé, Wyville-Thomson...) dont la présence modifie, sinon stoppe le déplacement des masses d'eaux profondes.

IV.2. : Minéralogie des argiles de la carotte SU 90-11

a) : Analyse semi-quantitative (figure IV.5)

carotte SU 90-11	Chlorite	Illite	Interstratifiés illite-vermiculite	Interstratifiés illite-smectite	smectite	kaolinite
moyenne	20%	34%	17%	0%	16%	12%
écart-type	4	4	7		7	2

carotte SU 90-08	14%	37%	0%	6%	33%	11%
------------------	-----	-----	----	----	-----	-----

Tableau IV.2 : Compositions minéralogiques moyennes des carottes SU 90-11 (calculée sur la base de 147 échantillons) et SU 90-08.

Il est très important de noter, comme pour la carotte SU 90-08, que pour des raisons spécifiques à l'étude des variations à très haute résolution des 100 000 derniers ans, le pas d'échantillonnage est, en moyenne, deux fois plus serré dans la partie sommitale de la carotte. Ce qui peut donner une vision hétérogène de la fréquence des variations de la composition de l'assemblage argileux.

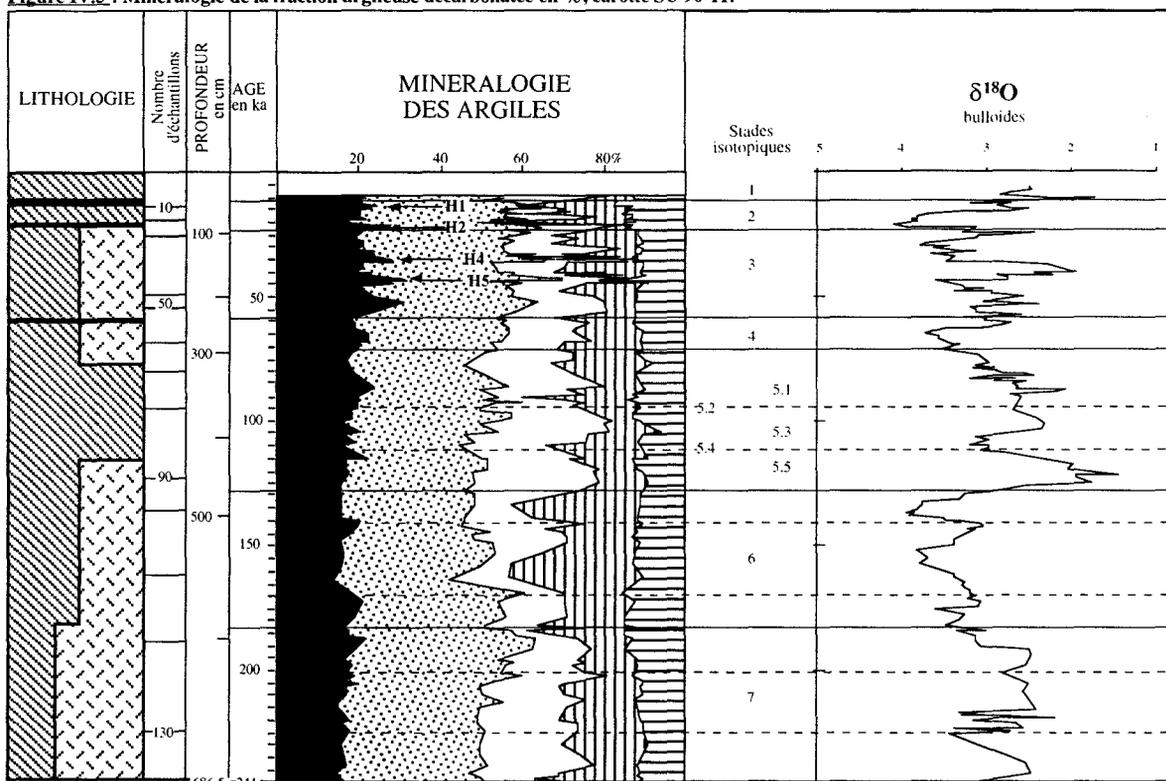
En moyenne, la fraction argileuse de la carotte SU 90-11 est dominée par l'illite (34%). La chlorite, moins abondante, compose 20% du cortège argileux, tandis que la smectite et la kaolinite en représentent respectivement 16 et 12%. Dans cette carotte les interstratifiés illite-vermiculite se développent assez largement (17%) essentiellement aux dépens de la smectite (tableau IV.2). On remarque que la somme des proportions de smectite et d'interstratifiés illite-vermiculite pour la carotte SU90-11 est égale à la proportion de smectite au sein du cortège argileux de la carotte SU90-08.

* Description générale

La chlorite, l'illite et la kaolinite ont des comportements sensiblement similaires. Elles sont globalement stables sur l'ensemble de la carotte. Leurs proportions augmentent faiblement vers le sommet de la carotte, aux dépens de la smectite entre 70 et 15 ka (stades isotopiques 4-3-2) (figure IV.5).

Les interstratifiés sont de type 10-14v (illite-vermiculite). Ils présentent à l'essai naturel un pic situé entre 11,8 et 12,5 Å (figure IV.6a). Ce minéral ne gonfle pas lors de l'essai glycolé. Les proportions des interstratifiés 10-14v présentent des alternances de concentration entre des zones où ils sont abondants et d'autres zones où ils le sont moins, principalement au profit de la smectite.

Figure IV.5 : Minéralogie de la fraction argileuse décarbonatée en %, carotte SU 90-11.



SU 90-11

Variation du cortège argileux

- Les interstratifiés illite-vermiculite sont abondants pendant le stade 7 (>20%) tandis que la smectite y est relativement rare (15%). Les stades 7.5 et 7.1 se caractérisent par une diminution de la teneur en smectite, au profit des interstratifiés (7.5) ou de l'illite (7.1) (figure IV.5) ;

- la proportion de smectite croit aux dépens des interstratifiés illite-vermiculite et de l'illite à la transition stade7-stade 6. Cette tendance est particulièrement remarquable aux stades 6.4 et 6.2, où le cortège argileux se compose de plus de 30% de smectite et de moins de 10% d'interstratifiés illite-vermiculite. Inversement, les sédiments des stades 6.3 et 6.5 sont enrichis en interstratifiés illite-vermiculite (>15%), en illite (40%), et appauvris en smectite (25%);

- l'entrée dans le stade 5 s'accompagne d'un accroissement de la proportion des interstratifiés illite-vermiculite, particulièrement remarquable dans les stades 5.5, 5.3 et 5.1 (stades plus "chauds" et de haut niveau marin). Leur développement se fait principalement aux dépens de la smectite qui représente alors moins de 15% du cortège argileux.

Figure IV.6.a: Minéralogie de la fraction argileuse décarbonatée, carotte SU 90-11, en hauteurs de pic (mm), lues sur l'essai glycolé. Les stades isotopiques classiques sont indiqués en bas de la figure. H1, H2, H4 et H5 correspondent aux niveaux de Heinrich.

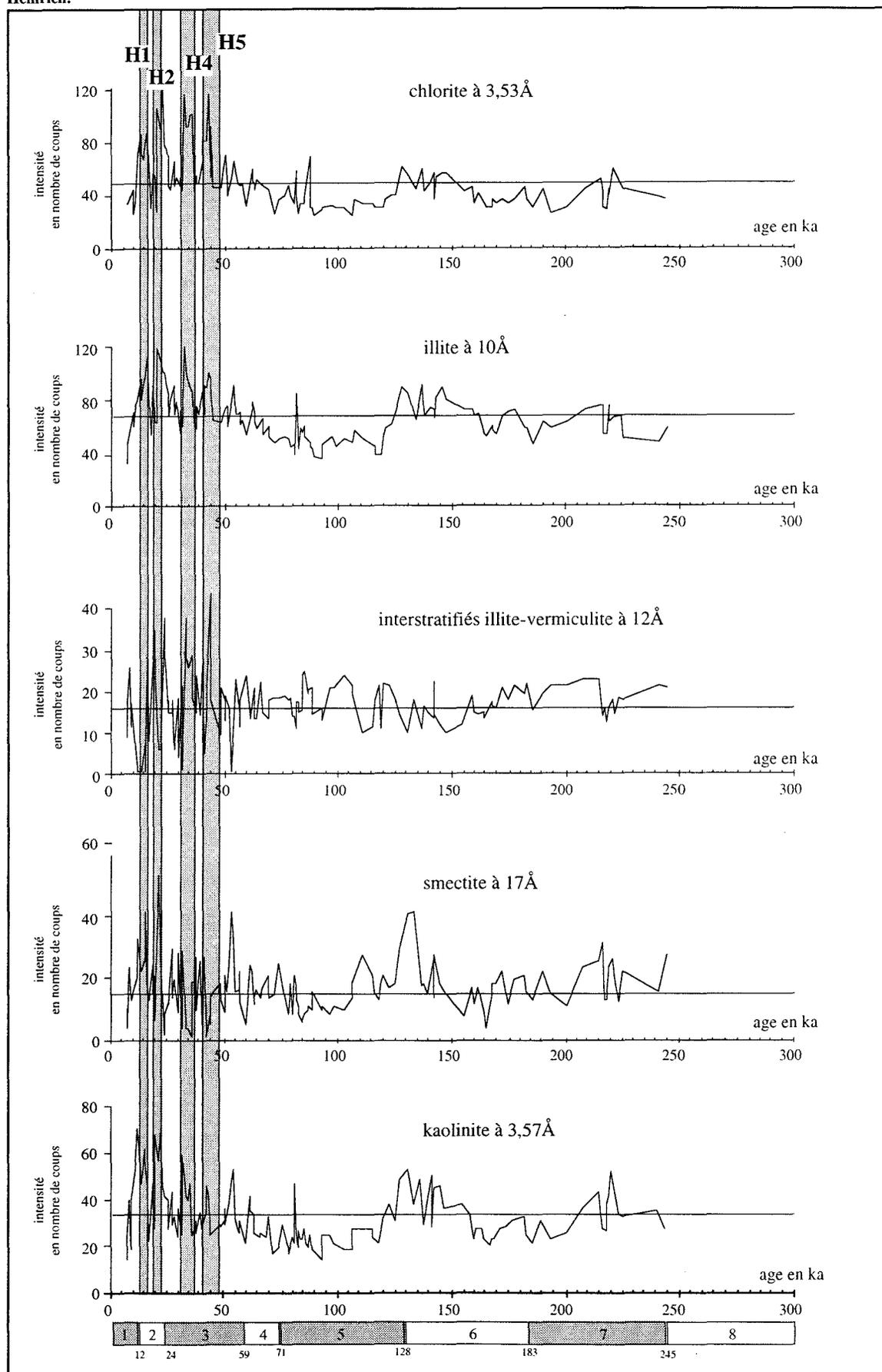
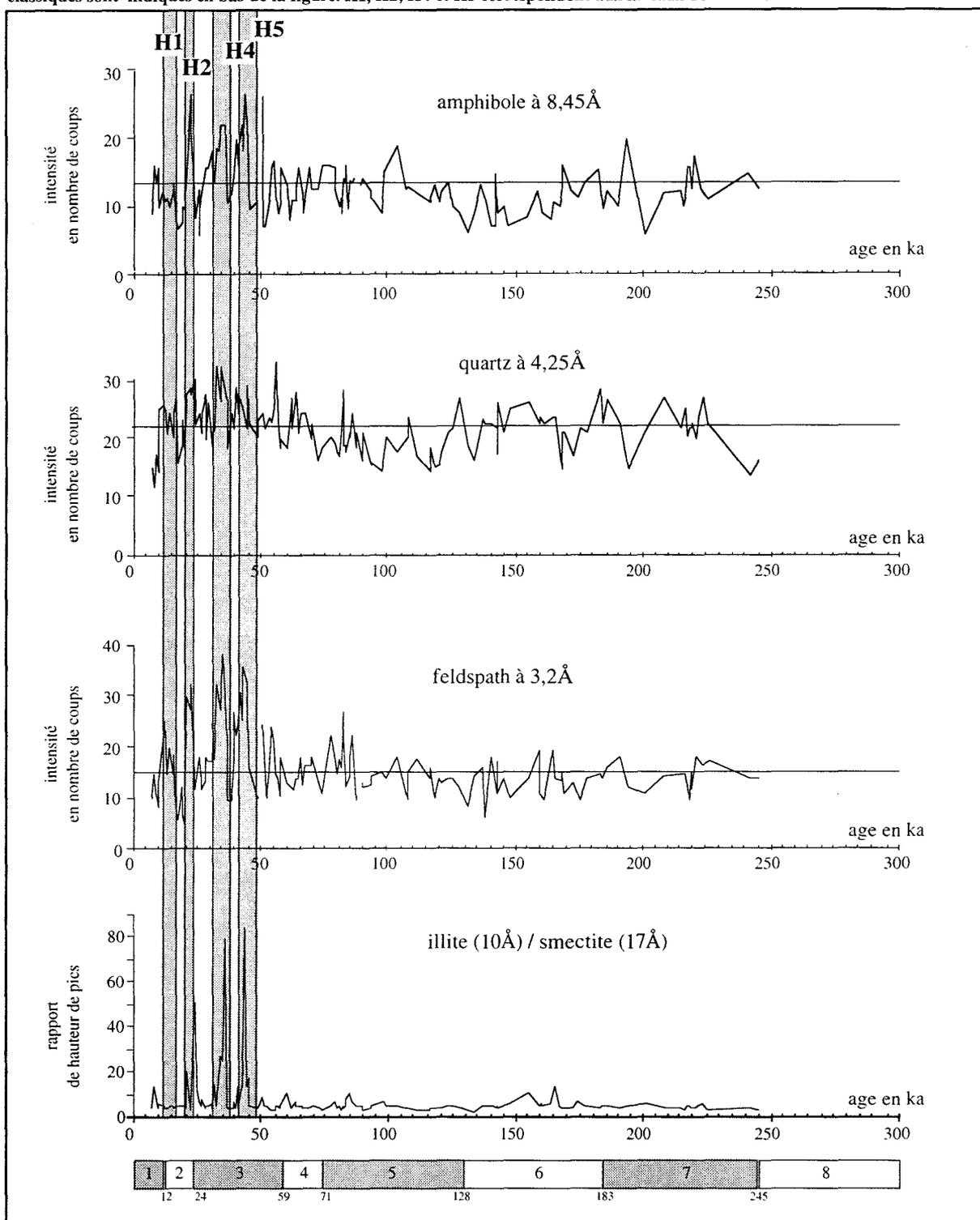


Figure IV.6.b : Minéralogie de la fraction argileuse décarbonatée, carotte SU 90-11, en hauteurs de pic (mm), lues sur l'essai glycé, et rapport de hauteur de pics entre l'illite (10Å) et la smectite (17Å) lus sur l'essai glycolé. Les stades isotopiques classiques sont indiqués en bas de la figure. H1, H2, H4 et H5 correspondent aux niveaux de Heinrich.



Les stades 5.2 et 5.4 se caractérisent par l'effet inverse, avec une augmentation ponctuelle de la teneur en smectite (30%) aux dépens de l'illite (<25% au stade 5.4) ou des interstratifiés illite-vermiculite (7% au stade 5.2) ;

- la proportion des interstratifiés chute faiblement pendant le stade 4 (de plus de 30% à environ 20%) ;

- la sédimentation au stade 3, période de haut niveau marin, est marquée par l'augmentation des proportions en minéraux primaires et en interstratifiés illite-vermiculite pendant les niveaux de Heinrich H4 (35 ka) et H5 (45 ka) ;

- la proportion de smectite croît (30%), aux dépens des interstratifiés illite-vermiculite (10%) pendant le stade 2. Seuls les niveaux de Heinrich 1 et 2 sont ponctuellement enrichis en interstratifiés illite-vermiculite (30%) et appauvris en smectite (période de bas niveau marin) ;

La transition entre les stades 2-1 est marquée par la disparition totale des interstratifiés, immédiatement suivie, dès l'entrée dans le stade 1, de leur forte augmentation (>30%) au sein du cortège argileux.

b) Intensités relatives de diffraction des composants minéralogiques de la fraction argileuse de la carotte SU 90-11 (figure IV.6 a et b)

Chlorite, illite et kaolinite ont des comportements similaires (Figure IV.6.a). On note que les niveaux de Heinrich H5, H4, H2 et H1 sont particulièrement enrichis en ces trois minéraux.

Le feldspath et le quartz ont également un comportement semblable (Figure IV.6.b). Ils sont particulièrement abondants (feldspath surtout) dans les niveaux de Heinrich, si l'on excepte H1, plutôt appauvri en amphibole.

La smectite est assez abondante et bien cristallisée à 130 ka (transition stade 6-5), à 55 ka (transition 5-3), à 20 ka et 15 ka (H1). Par contre, les niveaux situés à 45 ka (H5) et 35 ka (H4) en sont particulièrement appauvris. La smectite ne se comporte donc pas de la même manière pour l'ensemble des niveaux de Heinrich.

Outre leur contenu en minéraux primaires (chlorite surtout), les niveaux de Heinrich H4 et H5, situés pendant une période de bas niveau marin, sont caractérisés par une forte hausse de la teneur en interstratifiés illite-vermiculite (Figure IV.6.a), immédiatement suivie par leur temporaire disparition dès la fin du dépôt des niveaux. Ces deux niveaux sont particulièrement appauvris en smectite (figure IV.6.a).

Les niveaux de Heinrich H2 et H1, qui se situent en période de bas niveau marin, sont caractérisés par une augmentation des minéraux primaires, et surtout de la kaolinite. Par contre, ils se différencient sensiblement des niveaux H4 et H5 par leur forte teneur en smectite (figure

IV.6.a). De plus, H1 et H2 se caractérisent par l'augmentation des interstratifiés qui se produit dès le début du dépôt du niveau, plus précocement que pour les niveaux H4 et H5, immédiatement suivi par leur quasi disparition. Un deuxième pic d'interstratifiés illite-vermiculite apparaît à la fin de H2, indiquant que cet événement résulterait de deux phases successives de dépôts.

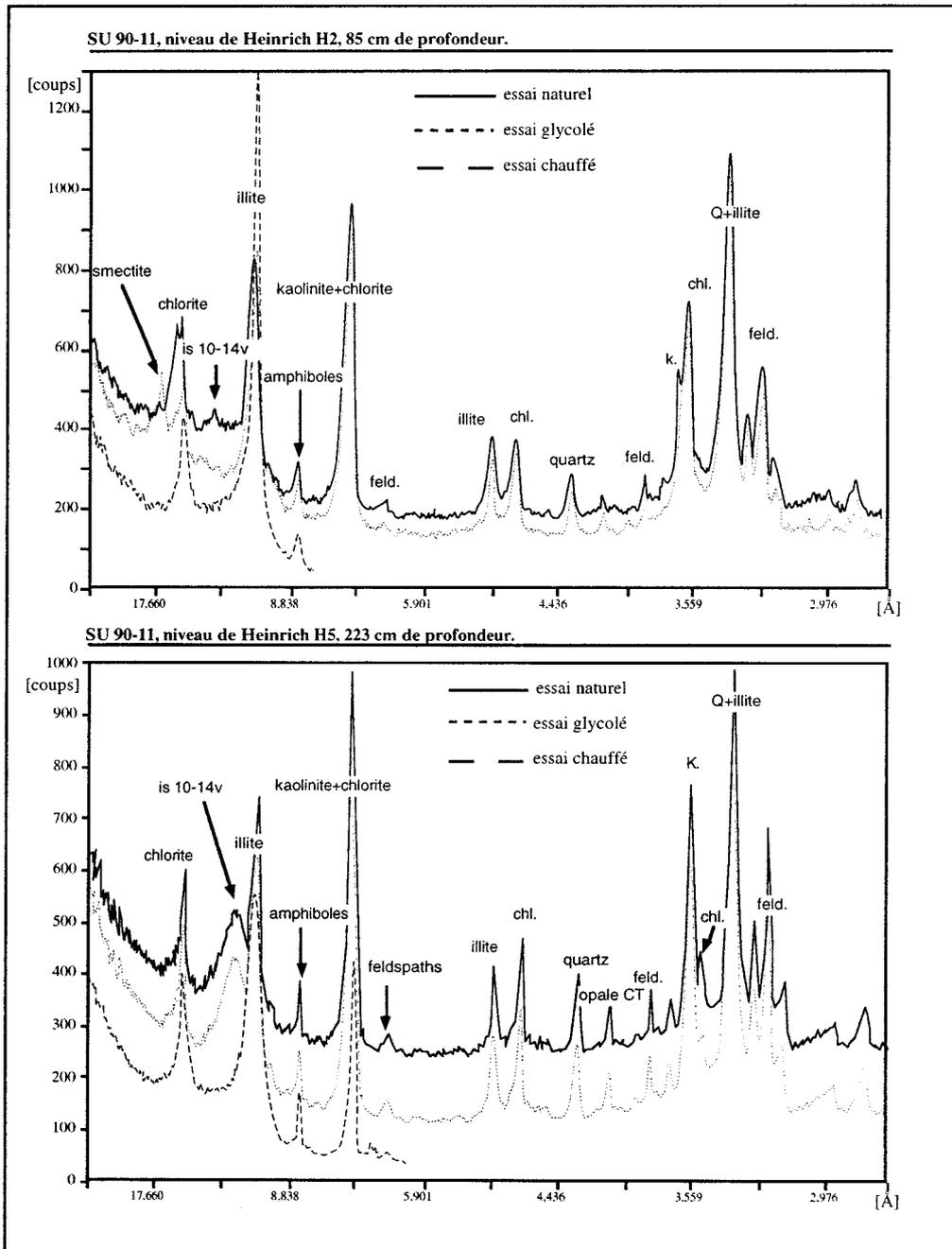


Figure IV.7: Exemples de diffractogrammes de la fraction argileuse des niveaux de Heinrich H2 et H5 de la carotte SU 90-11. On remarque la présence d'un interstratifiés illite-vermiculite à 12Å, abondant à la base du niveau de Heinrich H5 mais absent au sommet du niveau de Heinrich H2.

c) Conclusions (carotte SU 90-11)

Comme pour la carotte SU90-08, les stades glaciaires (stades 6 et 2) sont caractérisés par le développement de la smectite. Ce développement se fait ici aux dépens des interstratifiés illite-vermiculite et des minéraux primaires et non plus uniquement aux dépens des minéraux primaires, comme pour la carotte SU90-08. Inversement, les interstratifiés illite-vermiculite et les minéraux primaires se développent préférentiellement pendant les stades interglaciaires (stades 7 et 5) et les périodes de haut niveau marin, aux dépens de la smectite, mais également pendant les événements de Heinrich, bien que les niveaux H1 et H2 se soient déposés en période glaciaire.

IV.3. : Minéralogie des argiles de la carotte SU90-12

a) Analyse semi-quantitative (figure IV.8)

carotte SU 90-12	Chlorite	Illite	Interstratifiés illite-vermiculite	Interstratifiés illite-smectite	smectite	kaolinite
moyenne	21%	34%	18%	0%	15%	12%
écart-type	4	5	8		8	2

carotte SU 90-11	20%	34%	17%	0%	16%	12%
carotte SU 90-08	14%	37%	0%	6%	33%	11%

Tableau IV.3 : Compositions minéralogiques moyennes des carottes SU 90-12 (calculée sur la base de 76 échantillons), SU 90-11 et SU 90-08.

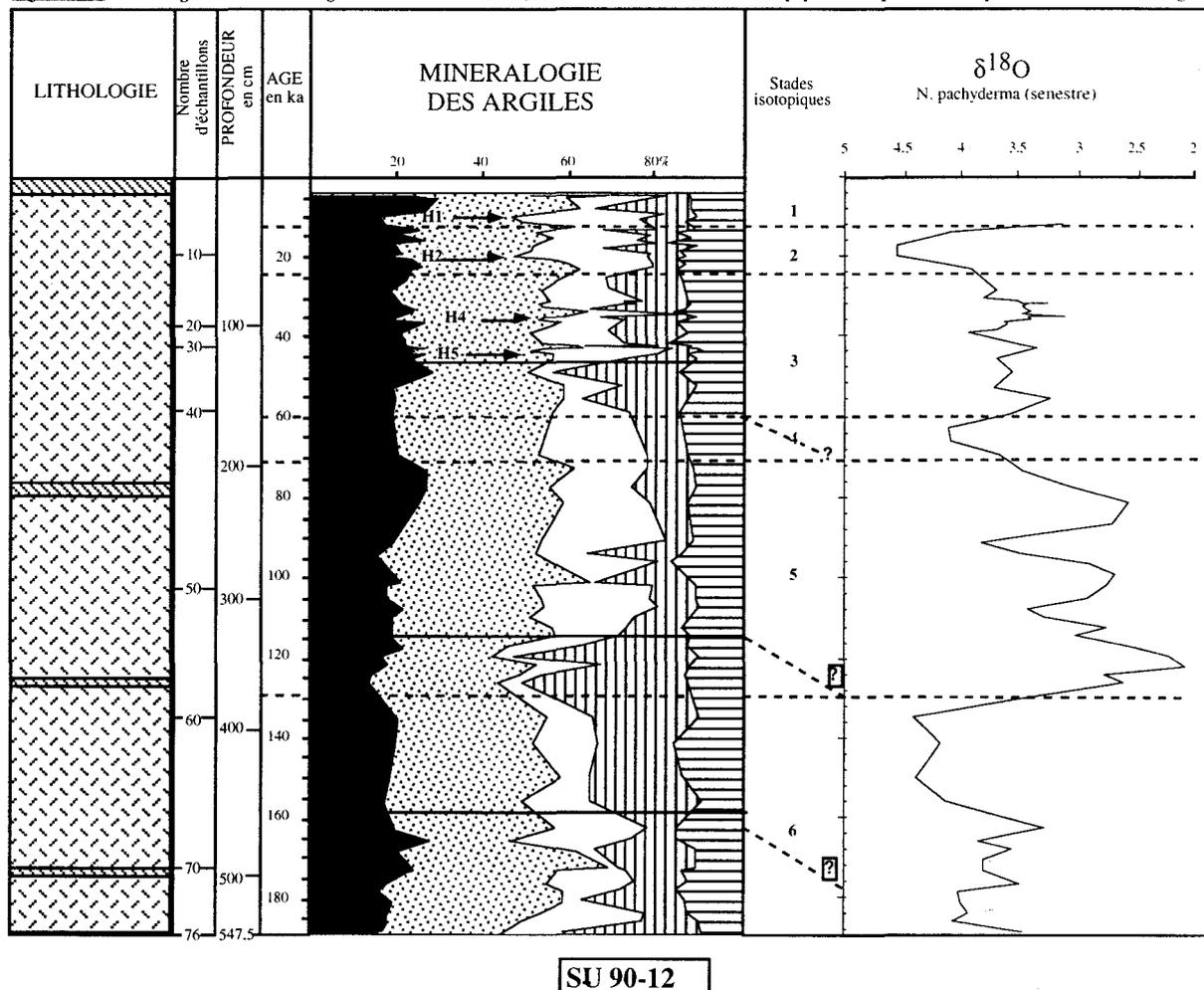
La composition moyenne du cortège argileux est dominée par les minéraux primaires : 34% d'illite et 21% de chlorite. Viennent ensuite les interstratifiés illite-vermiculite (18%), la smectite (16%) et la kaolinite (12%). Cette composition moyenne est strictement identique à celle de la carotte SU 90-11 (tableau IV.3).

- l'illite est le minéral dominant de la fraction inférieure à 2 μm . Elle peut atteindre 45 % de l'assemblage argileux, à 170 ka et 100 ka ainsi que dans les niveaux de Heinrich 5 (45 ka) et 4 (35 ka) ;

- la chlorite est assez abondante, notamment aux environ de 170 ka (comme l'illite), entre 90 et 75 ka et depuis 50 ka, comme pour la carotte SU 90-11 ;

- la teneur en kaolinite varie peu autour d'une moyenne de 12 % du cortège argileux. On remarque cependant quelques niveaux où le comportement de la kaolinite se différencie de celui de l'illite, vers 140 et 95 ka. La kaolinite y augmente avec les interstratifiés, aux dépens de l'illite, de la chlorite et de la smectite ;

Figure IV.8: Minéralogie de la fraction argileuse décarbonatée en %, carotte SU 90-12. Les stades isotopiques classiques sont indiqués dans la colonne des âges.



- la concentration en smectite varie fortement : elle est maximale (30%) entre 160 et 115 ka et entre 60 et 45 ka. Inversement, certains niveaux en contiennent moins de 5 % : à 95 ka, 45 ka (H5), 35 ka (H4), 22 ka (H2), 15 ka (H1), 10 ka et 5 ka.

- les interstratifiés 10-14v représentent une part non négligeable de l'assemblage argileux (18%). Ils sont significativement moins abondants entre 185 et 115 ka (<15%). Au contraire, ils deviennent très abondants (30%) entre 115 et 60 ka. Leur proportion décroît ensuite, au profit de la smectite, entre 60 et 50 ka, puis, depuis 40 ka, varie fortement. Les niveaux de Heinrich H5 (45 ka), H4 (35 ka), H2 (22 ka) et H1 (15 ka) sont particulièrement enrichis en interstratifiés illite-vermiculite. On retrouve la liaison antagoniste smectite / interstratifiés 10-14v observée dans certains niveaux de la carotte SU 90-11 (cf. § IV.2.a).

Figure IV.9.a : Minéralogie de la fraction argileuse décarbonatée, en hauteurs de pic (en mm) lues sur l'essai glycolé, carotte SU 90-12. Les stades isotopiques classiques sont indiqués en bas de la figure. H1, H2, H4 et H5 correspondent aux niveaux de Heinrich.

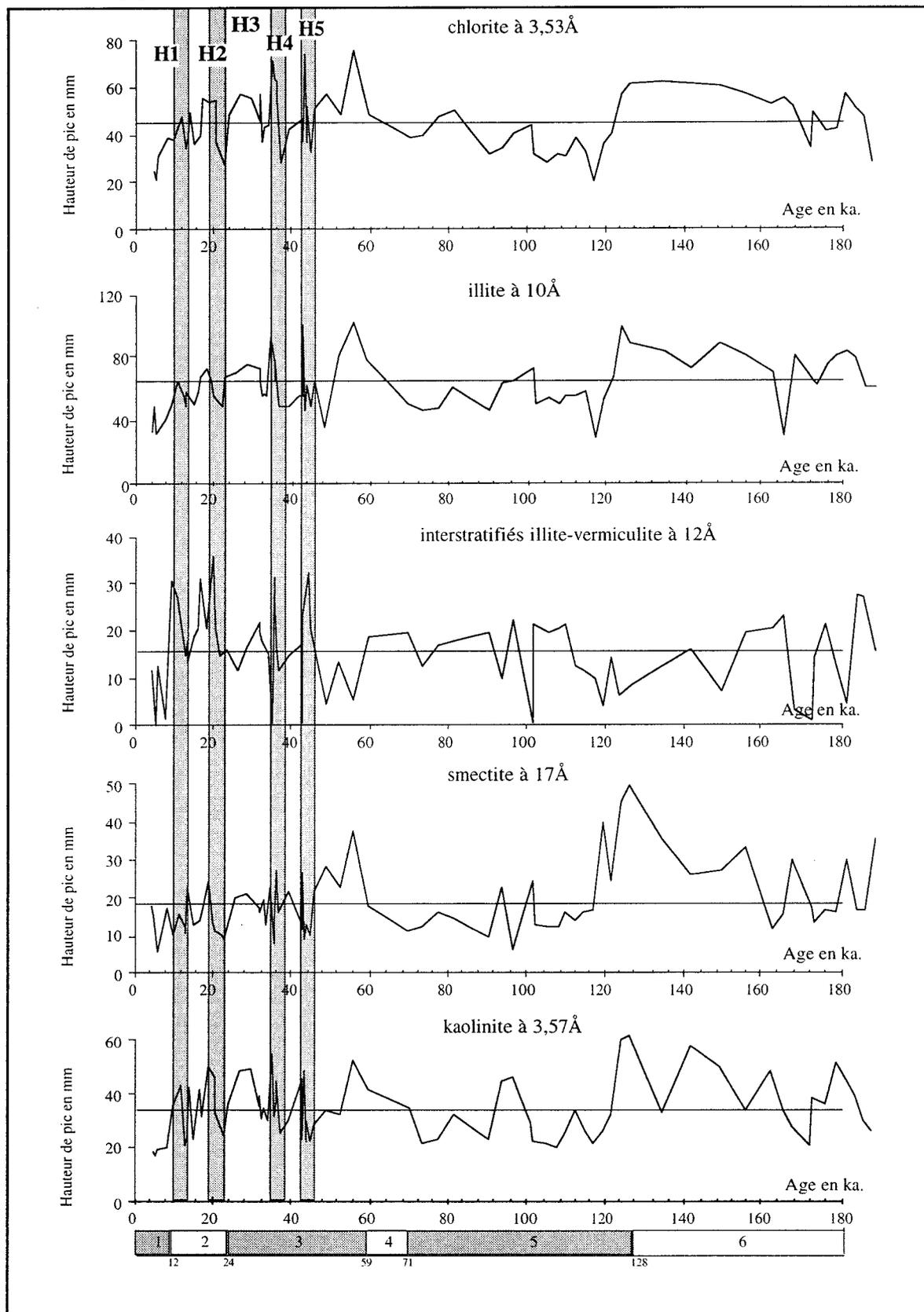
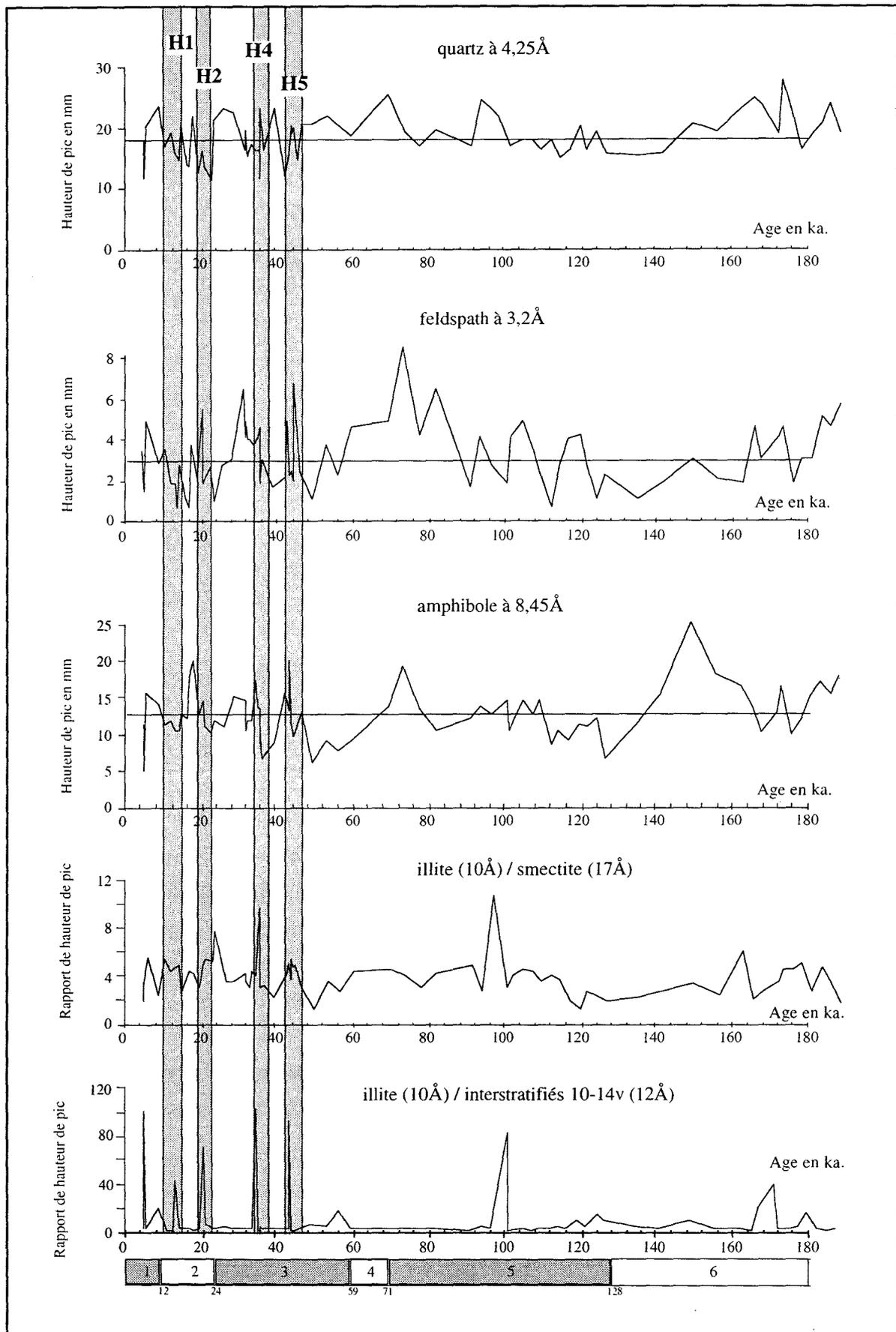


Figure IV.9.b : Minéralogie de la fraction argileuse décarbonatée, en hauteurs de pic (en mm), lues sur l'essai glycolée t rapports de hauteurs des pics illite / smectite (10Å/17Å) et illite / interstratifiés illite-vermiculite (10Å/12Å), carotte SU 90-12. Les stades isotopiques classiques sont indiqués en bas de la figure. H1, H2, H4 et H5 correspondent aux niveaux de Heinrich.



b) Intensité relative de diffraction des différents composants de la fraction argileuse de la carotte SU 90-12 (figure IV.9.a et b)

La chlorite et l'illite ont des comportements semblables. On remarque qu'elles sont significativement plus abondantes entre 180 et 125 ka (stade isotopique 6) et entre 65 et 50 ka, tandis qu'elles sont significativement moins importantes entre 125 ka et 65 ka. Les niveaux de Heinrich H5 et H4 se caractérisent par un enrichissement en illite, chlorite et kaolinite. Au contraire, les niveaux H1 et H2 se caractérisent plutôt par leur diminution (figure IV.9.a).

Le quartz varie peu sur l'ensemble de la carotte. On observe néanmoins une diminution du quartz à l'intérieur des niveaux de Heinrich (figure IV.9.b). Les feldspaths varient fortement, avec un maximum d'abondance entre 90 et 70 ka, ainsi que dans les niveaux de Heinrich 5 et 2.

On note que l'appauvrissement en smectite dans les niveaux situés dans la partie sommitale de la carotte se fait au profit de l'illite, à 50 et 40 ka, et à celui des interstratifiés à 20 ka et 15 ka.

Les interstratifiés 10-14v varient fortement. Les sédiments des niveaux de Heinrich (figure IV.10.a) se caractérisent par une forte hausse de la teneur en interstratifiés 10-14v.

c) Conclusions (carotte SU 90-12)

- Les niveaux de Heinrich se caractérisent par une augmentation de la teneur en interstratifiés illite-vermiculite, en minéraux primaires (H5 et H4) et en feldspaths (H5 et H2) dans la fraction argileuse. Cette augmentation se fait principalement aux dépens de la smectite et du quartz pour H5, mais également aux dépens de l'illite, de la chlorite et de la kaolinite pour H1 et H2. On remarque, comme pour la carotte SU 90-11, la différence minéralogique entre les niveaux de Heinrich H4 et H5 et les niveaux H1 et H2. Cette différence refléterait le fait que H4 et H5 se déposent en période de haut niveau marin relatif, tandis qu'au contraire, H1 et H2 se déposent pendant une période de bas niveau marin. Une modification de la morphologie du trait de côte, et l'émersion partielle de la plate-forme canadienne en période de bas niveau marin, affectent les apports terrigènes lors du dépôt des niveaux H1 et H2.

Les variations des minéraux au sein du cortège argileux présentent un déphasage systématique par rapport aux stades isotopiques définis par la courbe de $\delta^{18}\text{O}$ *bulloides*. On remarque, en effet, qu'une modification minéralogique majeure (passage d'un cortège argileux à smectite dominante à un cortège riche en interstratifiés illite-vermiculite) s'opère vers 120 ka, après l'entrée dans le stade 5. Le même déphasage apparaît à la transition 5-4, où l'augmentation de la smectite ne se produit qu'à la fin du stade 4 (60 ka).

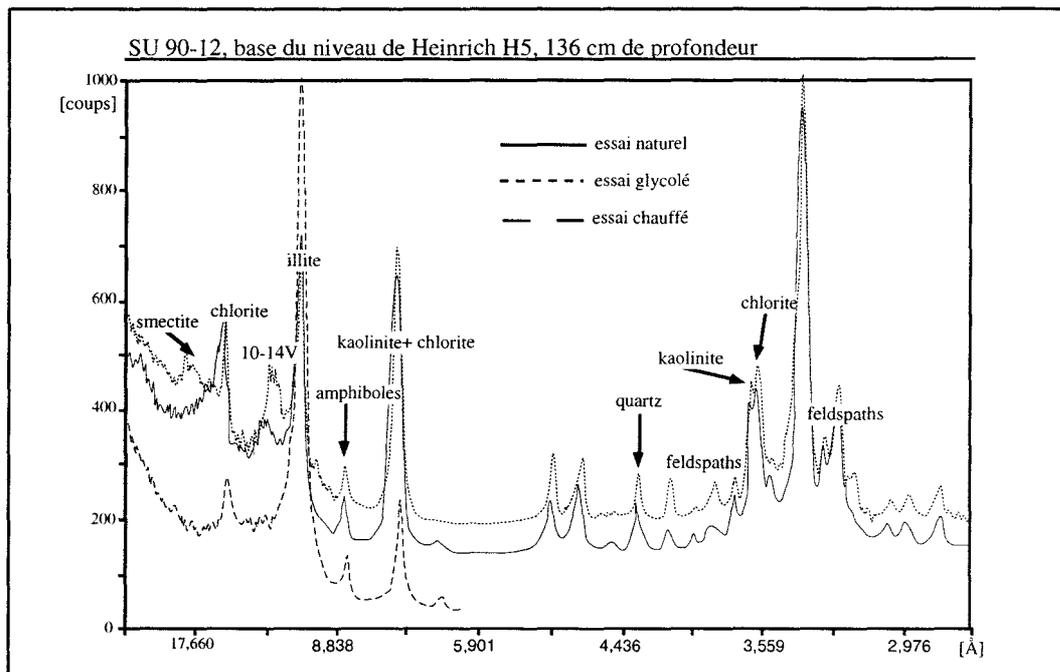


Figure IV.10.a : Exemple d'un diffractogramme de la fraction argileuse de la base du niveau de Heinrich H5, carotte SU 90-12.

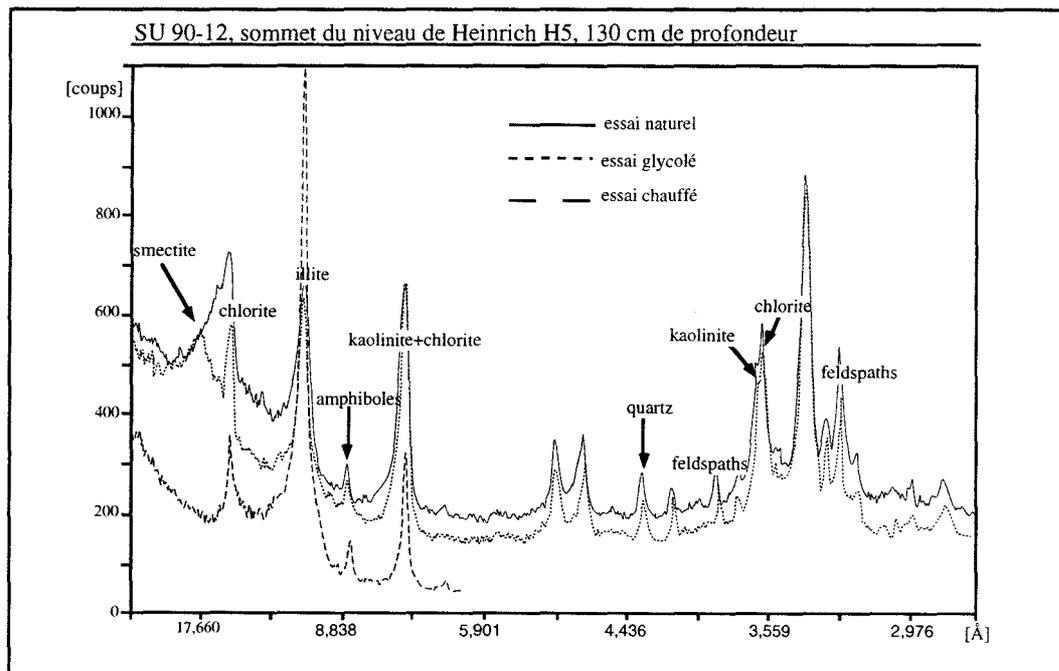


Figure IV.10.b : Exemple d'un diffractogramme de la fraction argileuse du sommet du niveau de Heinrich H5, carotte SU 90-12.

Ce décalage peut indiquer un temps de réponse plus long aux modifications climatiques. Mais il est alors difficile d'expliquer pourquoi ce déphasage est le même pour une transition glaciaire-interglaciaire et pour une transition interglaciaire-glaciaire, tandis qu'il n'apparaît pas au sein des niveaux de Heinrich. De plus, ce déphasage devrait persister vers le Sud et se manifester dans la sédimentation du site SU90-11, alors qu'il n'y apparaît pas. Pour expliquer une telle différence entre les deux sites, il faudrait invoquer une différence majeure du régime de sédimentation affectant les carottes SU90-11 et SU90-12. Or, ces deux sites bénéficient justement de positions topographiques et géographiques semblables et montrent une composition minéralogique moyenne identique, excluant cette hypothèse. Plus simplement, on pourrait envisager que des incertitudes dans les datations subsistent au-delà de 50 ka, expliquant ainsi le déphasage systématique entre les variations minéralogiques des deux carottes.

IV.4. : Minéralogie des argiles de la carotte SU90-16 (figures IV.11)

carotte SU 90-16	Chlorite	Illite	Interstratifiés illite-vermiculite	Interstratifiés illite-smectite	smectite	kaolinite
moyenne	11%	21%	11%	0%	43%	13%

carotte SU 90-12	21%	34%	18%	0%	15%	12%
carotte SU 90-11	20%	34%	17%	0%	16%	12%
carotte SU 90-08	14%	37%	0%	6%	33%	11%

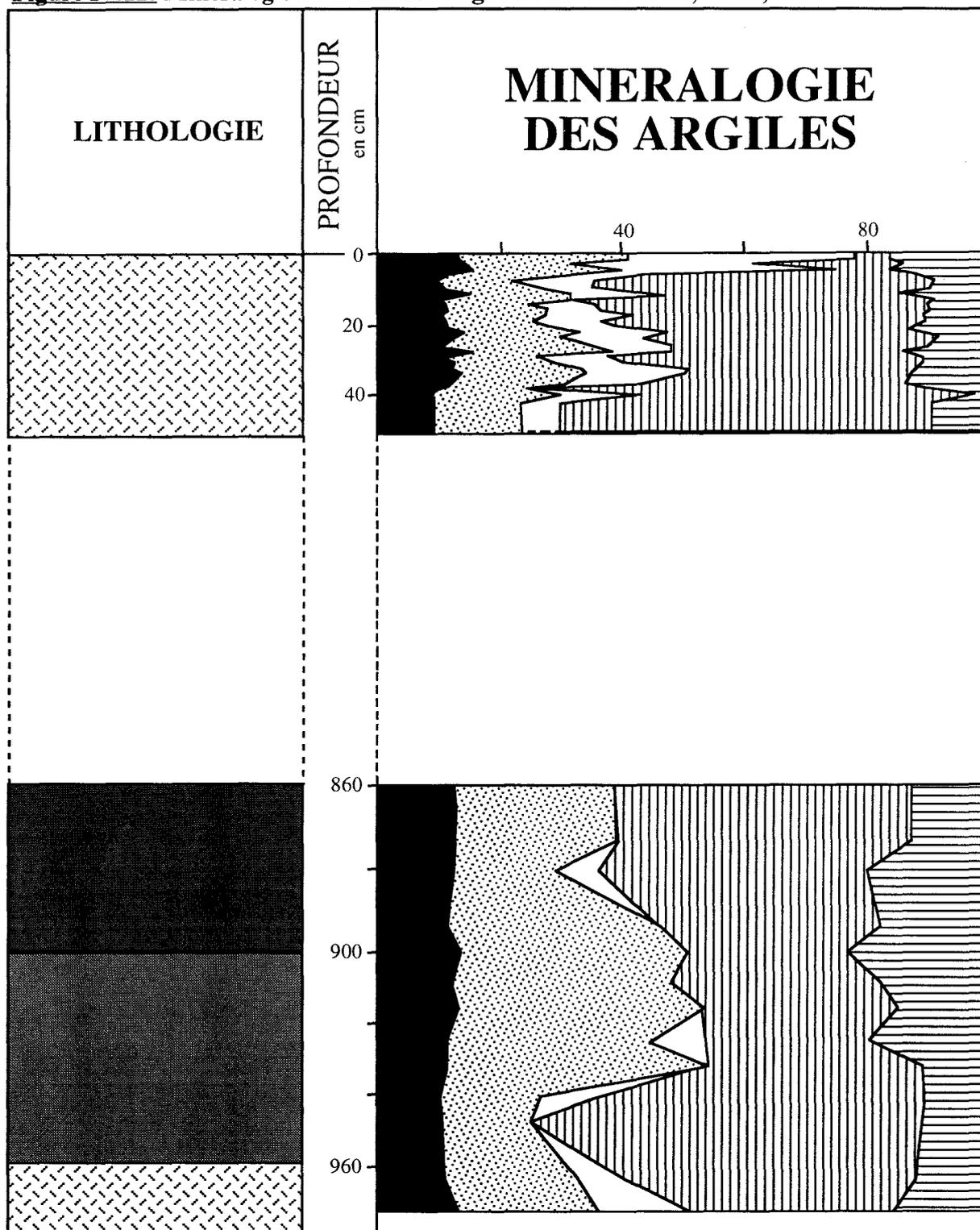
Tableau IV.4 : Compositions minéralogiques moyennes des carottes SU 90-16 (calculée sur la base de 50 échantillons), SU 90-12, SU 90-11 et SU 90-08.

Les résultats des analyses minéralogiques de la carotte sont données en fonction de la profondeur, en raison, d'une part, de la dispersion de l'échantillonnage et, d'autre part, de l'absence d'une échelle de temps satisfaisante.

Le cortège minéralogique est dominé par la présence de smectite (43%) présentant en outre une très bonne cristallinité (figure IV.12). L'illite compose 21% du cortège argileux, suivie par la kaolinite (13%) la chlorite et les interstratifiés illite-vermiculite (11%) (tableau IV.4).

La smectite se développe aux dépens des minéraux primaires entre 980 et 930 cm de profondeur (>50%) (figure IV.11) et entre 40 et 10 cm de profondeur (60%) où elle apparaît bien cristallisée (figure IV.12). Sa concentration diminue ensuite sensiblement, au profit de l'illite, entre 930 et 890 cm de profondeur (30%) et vers le sommet de la carotte au profit des interstratifiés illite-vermiculite qui forment alors plus de 35% du cortège argileux, contre moins de 10% en moyenne sur le reste de la carotte (figure IV.11).

Figure IV.11: Minéralogie de la fraction argileuse décarbonatée, en %, carotte SU 90-16.



SU 90-16

On remarque que les concentrations en interstratifiés illite-vermiculite (11% pour la carotte SU 90-16, contre 18% pour SU 90-12) et en minéraux primaires (45% pour la carotte SU 90-16, contre 67% pour SU 90-12) chutent fortement par rapport aux carottes SU 90-11 et SU 90-12, au profit de la smectite (43% pour la carotte SU 90-16, contre 15% pour SU 90-12)

(tableau IV.4). Il semble que cette carotte soit soumise à des apports majeurs de smectite, vraisemblablement depuis la province de Thulée au Groenland. Cette smectite serait transportée par les courants profonds Est- et Ouest-groenlandais.

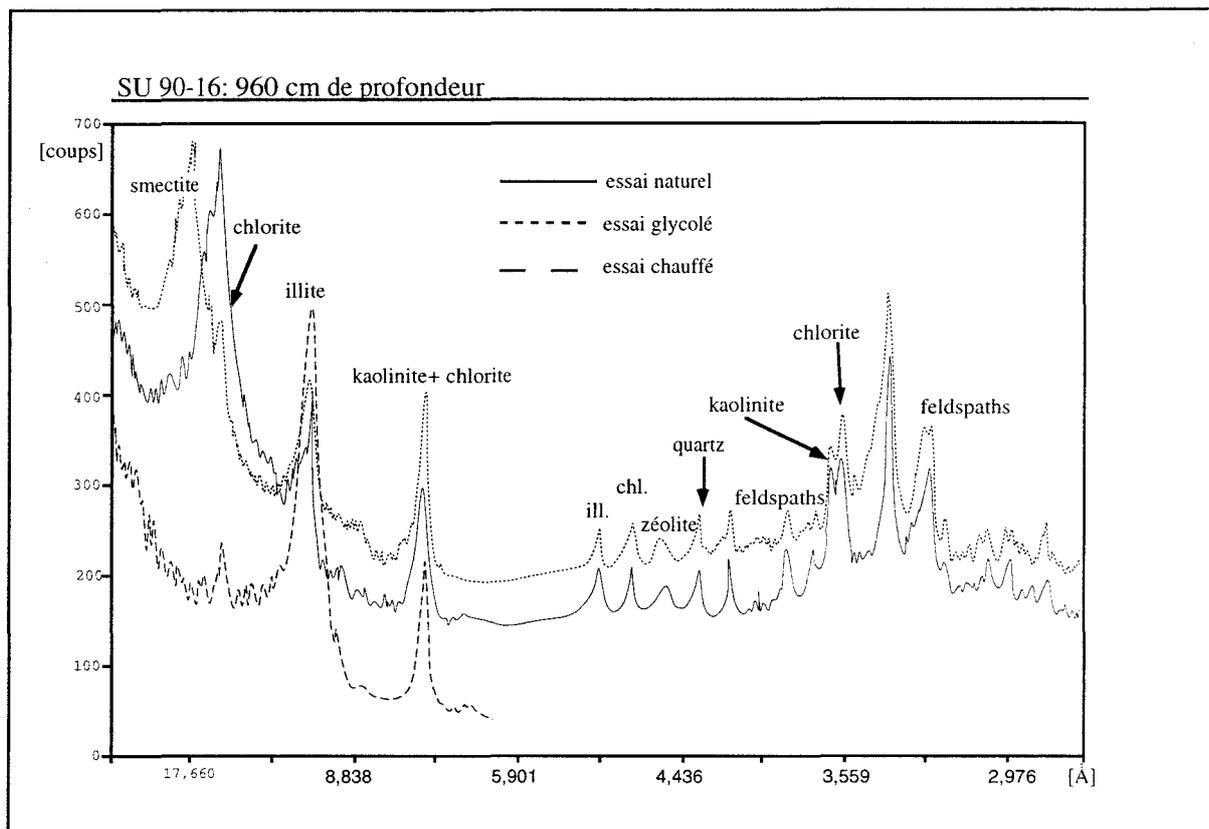


Figure IV.12 : Exemple de diffractogramme, fraction argileuse, carotte SU 90-16.

IV.5. : Minéralogie des argiles de la carotte SU90-33

a) Analyse semi-quantitative (figure IV.13)

carotte SU 90-33	Chlorite	Illite	Interstratifiés illite-vermiculite	Interstratifiés illite-smectite	smectite	kaolinite
moyenne	10%	20%	0%	4%	59%	7%
écart-type	2	8		2	11	2

carotte SU 90-16	11%	21%	11%	0%	43%	13%
carotte SU 90-12	21%	34%	18%	0%	15%	12%
carotte SU 90-11	20%	34%	17%	0%	16%	12%
carotte SU 90-08	14%	37%	0%	6%	33%	11%

Tableau IV.5 : Compositions minéralogiques moyennes des carottes SU 90-33 (calculée sur la base de 268 échantillons), SU 90-16, SU 90-12, SU 90-11 et SU 90-08.

* Description générale

Le cortège minéralogique est très largement dominé par la présence d'une smectite caractérisée par sa bonne cristallinité. Les autres minéraux sont en plus faible proportion. L'illite ne représente que 20% en moyenne de l'assemblage argileux tandis que la chlorite, la kaolinite et les interstratifiés 10-14s composent respectivement 10, 7 et 4% du cortège (tableau IV.5).

* Variation du cortège argileux

Les proportions relatives de smectite et d'illite varient fortement. Selon les concentrations moyennes, on distingue clairement des zones minéralogiques différentes, dont les limites sont calquées sur celles des stades isotopiques :

- la transition stade 8 - stade 7 est marquée par l'abondance de la smectite qui compose presque 70% du cortège argileux ;

- entre 260 et 185 ka (stade 7), la concentration en smectite est très élevée (60%) aux dépens des minéraux primaires. On remarque un intervalle situé entre 225 et 235 ka, enrichi en kaolinite (entre 10 et 14%) qui est associé à une lithologie particulière, plus grossière, composée de sables fins et de silts, tandis que le reste de la carotte se compose plutôt de vases et de boues plus ou moins carbonatées ;

- la transition stade 7-stade 6 est caractérisée par l'abondance des proportions de smectite (65%) aux dépens des autres minéraux. La smectite reste abondante pendant le début du stade 6 (entre 185 et 165 ka) ;

- entre 165 et 128 ka (stade 6), l'illite augmente brusquement et devient abondante (31% en moyenne) tandis que la proportion de smectite décroît (50%) ;

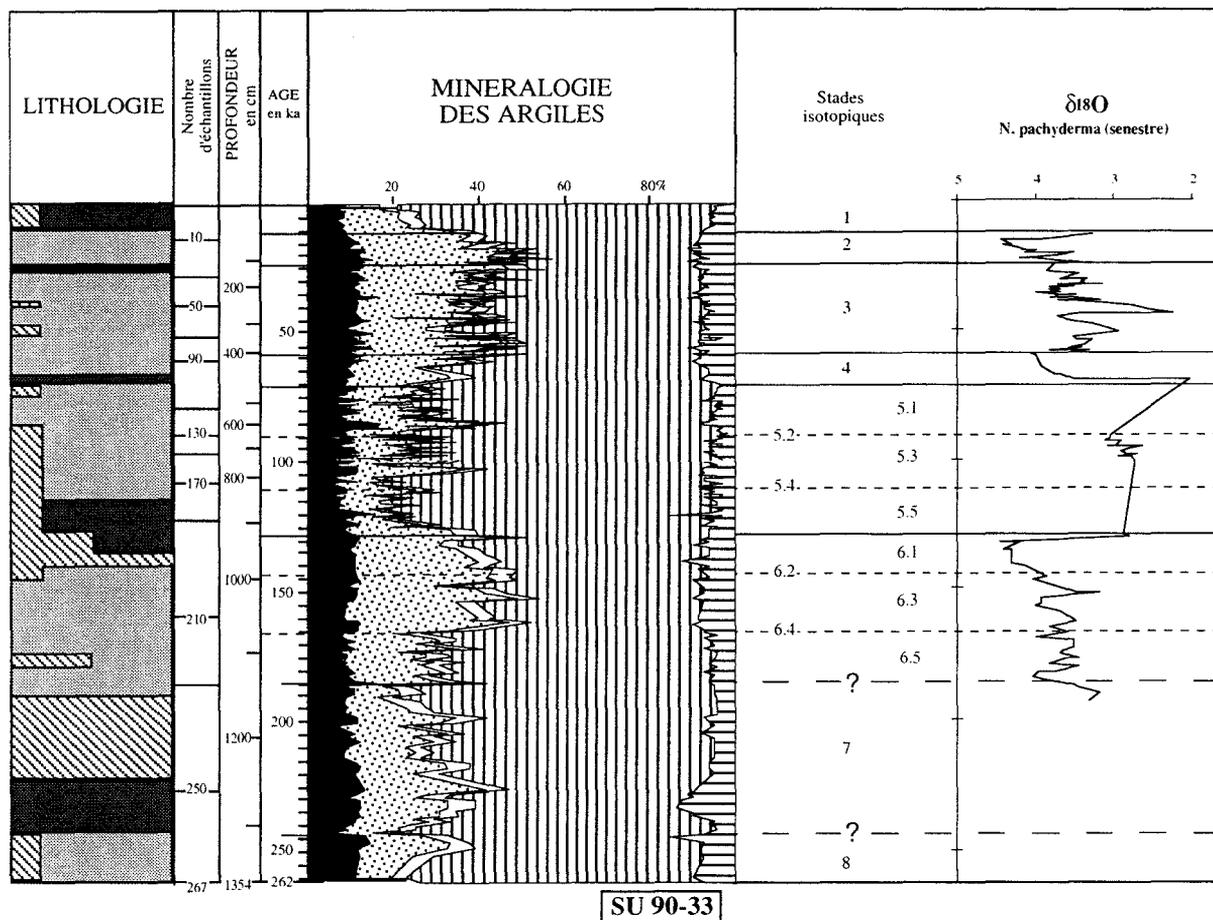
- la transition 6-5 est marquée par une augmentation rapide de la proportion de smectite, aux dépens de l'illite ;

- entre 128 et 70 ka (stade isotopique 5), le cortège argileux est de nouveau à smectite très dominante (68% de smectite contre 16% d'illite). Chlorite et kaolinite y sont assez peu abondantes ;

- le stade 4 (70 à 60 ka) se caractérise par la diminution relative de la teneur en smectite (50%) au profit de l'illite ;

- le stade 3 (60 à 25 ka) est marqué par une sensible augmentation des proportions d'illite suivie d'une diminution progressive .

Figure IV.13 : Minéralogie de la fraction argileuse décarbonatée en %, carotte SU 90-33.



La concentration en illite augmente à nouveau faiblement vers la fin du stade 3, atteint un maximum au stade 2 avant d'amorcer une chute rapide à la transition 2-1 ;

-depuis 12 ka (stade 1), se développe un cortège argileux largement dominé par la smectite (75%) tandis que l'illite est peu abondante (15%).

b) Intensités relatives de diffraction des composants minéralogiques de la fraction argileuse de la carotte SU 90-33 (figures IV.14)

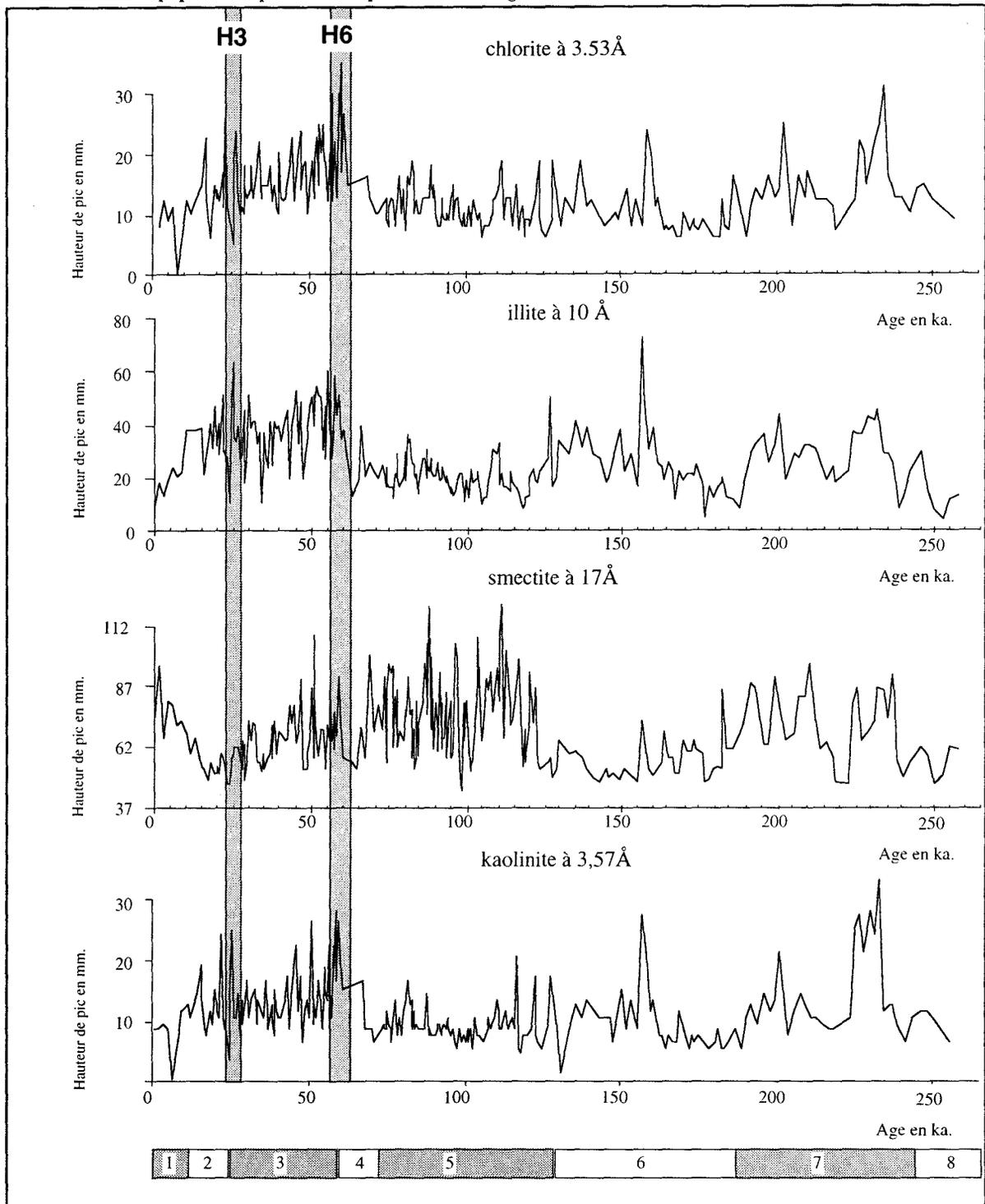
Les variations de la smectite et de minéraux primaires permettent de préciser les différentes zones minéralogiques définies au paragraphe précédent :

- l'intervalle plus grossier riche en kaolinite et en chlorite dans une moindre mesure est particulièrement visible au sein du stade 7 ;

- la transition entre les stades isotopiques 6 et 5, vers 130 ka (passage à un stade interglaciaire) est caractérisée par une brusque augmentation de la smectite (figure IV.17) ;

- à l'intérieur du stade 5, deux niveaux appauvris en smectite caractérisent les sous-stades isotopiques 5.2 et 5.4 (plus froids) ;

Figure IV.14 : Minéralogie de la fraction argileuse décarbonatée, hauteur de pic en mm lus sur l'essai glycolé, carotte SU 90-33. Les stades isotopiques classiques sont indiqués en bas de la figure.



- le passage entre les stades 5 et 4 (passage à un stade glaciaire) entraîne une diminution progressive de la smectite à partir de 75 ka avec remontée de l'illite, de la chlorite et de la kaolinite dans une moindre mesure ;

- au sein du stade 3, on remarque deux niveaux plus riches en chlorite et kaolinite, et dépourvus de smectite, qui se développent aux environs de 25 ka et 60 ka, dont les âges correspondent aux niveaux de Heinrich 3 et 6, qui n'avaient pas été observés dans le bassin Ouest Atlantique ;

- l'entrée dans le stade interglaciaire 1 se fait de manière tranchée, par une hausse brusque de la quantité de smectite et une réduction drastique des minéraux primaires (figure IV.17).

c) Conclusions (carotte SU 90-33)

Les stades interglaciaires apparaissent globalement plus propices au développement d'une smectite bien cristallisée (figure IV.15). Inversement, les stades glaciaires se caractérisent par la diminution de la teneur en smectite au bénéfice des minéraux primaires (figure IV.15) qui dominant alors le cortège argileux. Ces observations rendent compte de l'intensification de l'érosion en période glaciaire. Mais la hausse de la teneur en smectite n'est pas uniquement relative à la diminution concomitante des minéraux primaires pendant les périodes interglaciaires. L'ensemble des informations minéralogiques converge vers l'hypothèse d'un renforcement des apports smectitiques en période interglaciaire.

Les événements de Heinrich sont associées à des niveaux dont la teneur en minéraux primaires augmente par rapport au sédiment normal. On observe que ce sont les teneurs en kaolinite et chlorite qui se renforcent dans les niveaux de Heinrich tandis que l'illite présente une hausse plus modérée. L'apport spécifique en kaolinite et chlorite, par rapport au caractère essentiellement illitique des niveaux de Heinrich de la carotte SU90-08 indiquerait que les sources du matériel terrigène y sont différentes. Ce renforcement des apports terrigènes s'accompagne, comme pour les sites SU90-08, SU90-11 et SU90-12, d'une réduction plus ou moins sensible de la teneur en smectite.

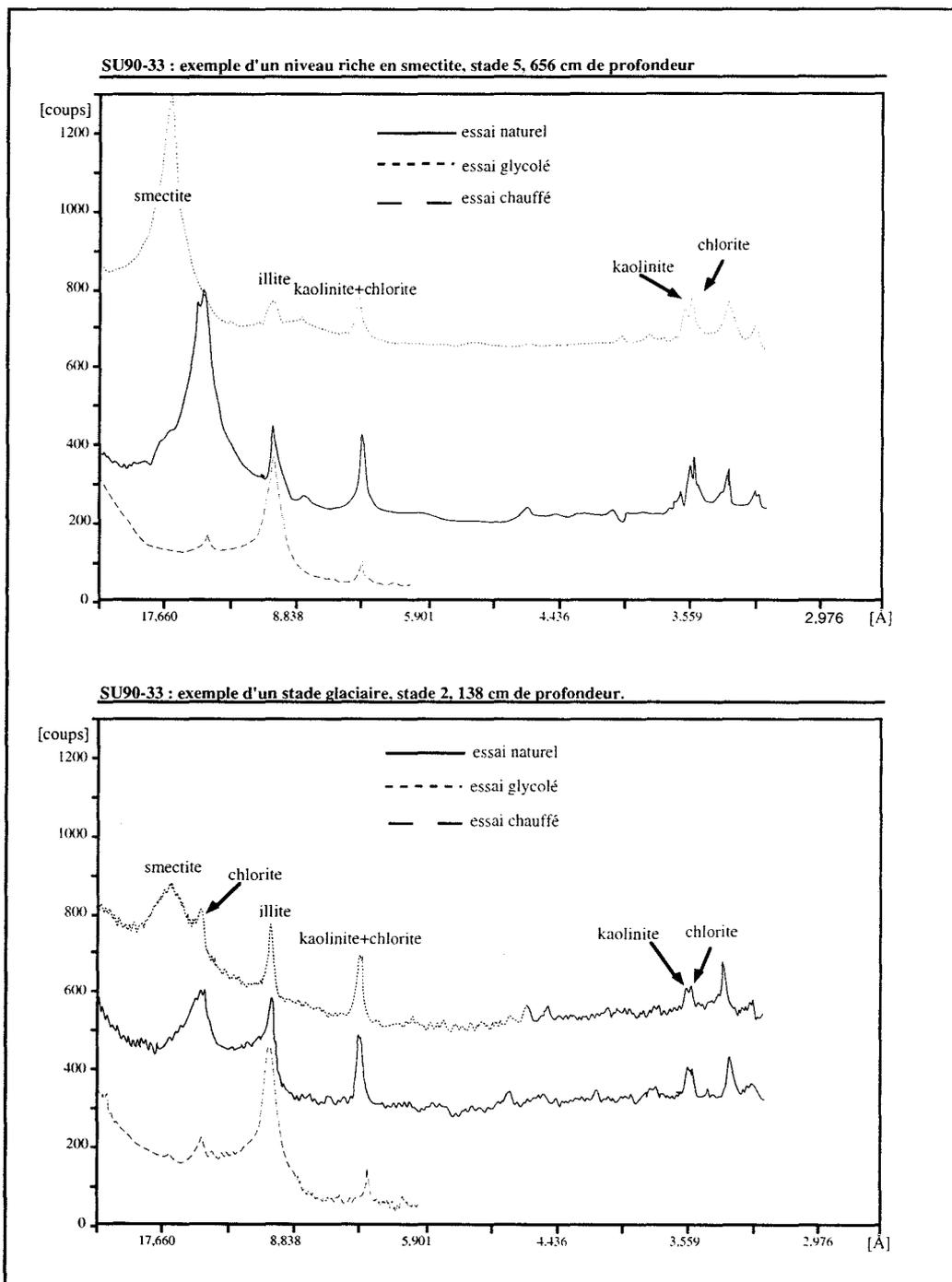


Figure IV.15 : Exemples de diffractogrammes de la fraction argileuse de la carotte SU 90-33.

IV.6. : Minéralogie des argiles de la carotte SU90-38

a) Analyse semi-quantitative (figure IV.16)

carotte SU 90-38	Chlorite	Illite	Interstratifiés illite-vermiculite	Interstratifiés illite-smectite	smectite	kaolinite
moyenne	14%	39%	0%	0%	35%	11%
écart-type	3	7			11	2

carotte SU 90-33	10%	20%	0%	4%	59%	7%
carotte SU 90-16	11%	21%	11%	0%	43%	13%
carotte SU 90-12	21%	34%	18%	0%	15%	12%
carotte SU 90-11	20%	34%	17%	0%	16%	12%
carotte SU 90-08	14%	37%	0%	6%	33%	11%

Tableau IV.5 : Compositions minéralogiques moyennes des carottes carotte SU 90-38 (calculée sur la base de 147 échantillons), SU 90-33, SU 90-16, SU 90-12, SU 90-11 et SU 90-08.

Les assemblages argileux alternent entre des compositions à smectite ou à illite dominante. La chlorite et la kaolinite représentent respectivement 14 et 11% de l'inférieur à 2 μ m, tandis que les minéraux interstratifiés (10-14s) n'y apparaissent qu'en traces (tableau IV.6).

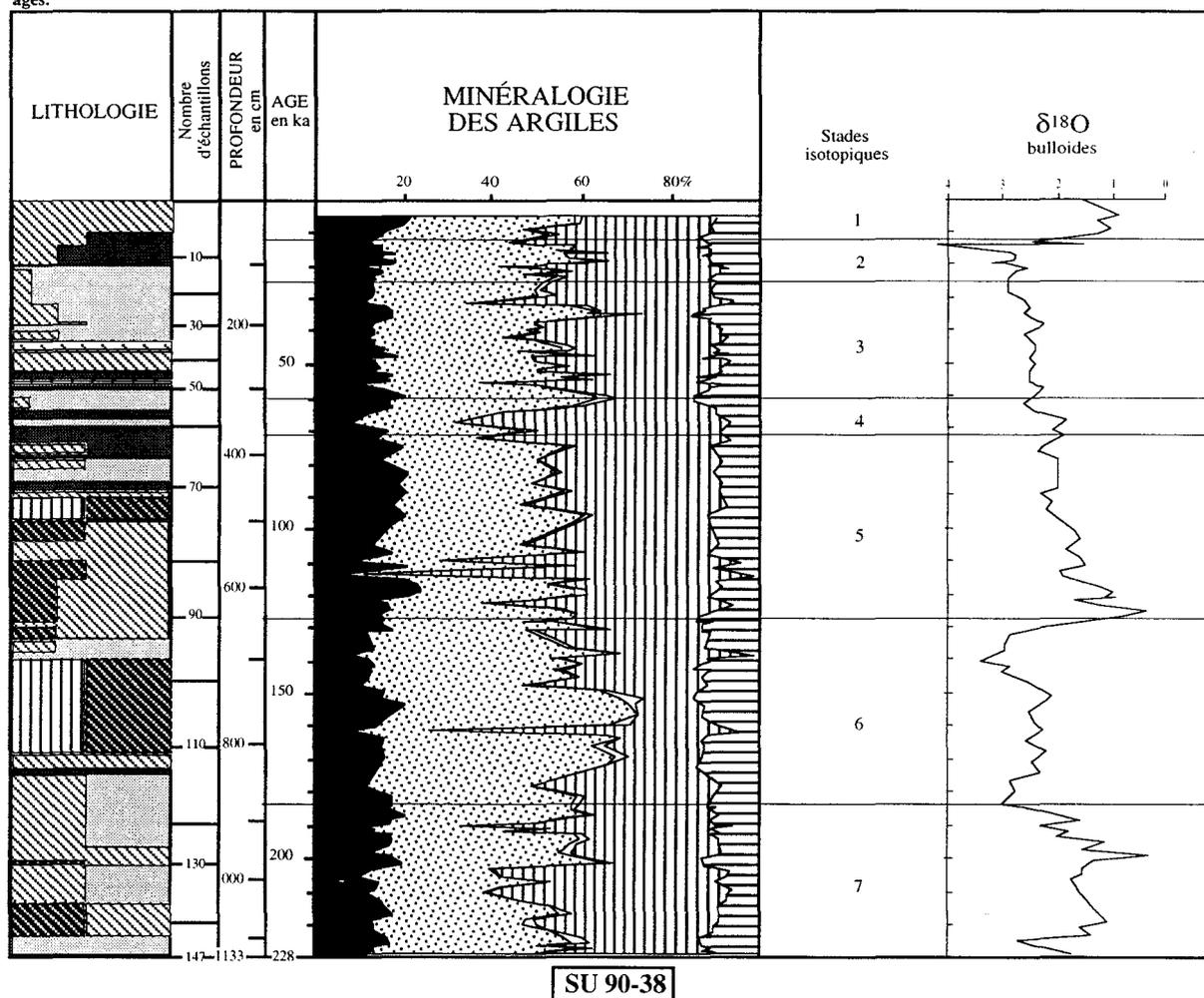
- L'enrichissement en illite (jusqu'à 60% du cortège argileux) est remarquable à certains niveaux. La smectite n'y dépasse pas 20% : entre 175 et 150 ka, à 60 ka, 35 ka et 15 ka). Ailleurs, l'illite diminue fortement au profit de la smectite qui peut alors composer jusqu'à 85% du cortège argileux : à 160 ka, 110 ka, 70 ka et 30 ka (figure IV.16) ;

- la proportion de kaolinite varie de 2% à 17%. En général, elle diminue dans les niveaux enrichis en smectite (à 160 ka et 110 ka surtout), mais diminue également dans quelques niveaux particulièrement riches en illite (135 ka) ;

- la chlorite représente de 3% à 23% de l'assemblage argileux selon les niveaux et varie globalement comme l'illite, en présentant quelques différences de même ordre que celles de la kaolinite (figure IV.16).

Les variations des proportions relatives des différents minéraux composant le cortège argileux ne présentent pas d'évolution globale marquée.

Figure IV.16 : Minéralogie de la fraction argileuse décarbonatée en %, carotte SU 90-38. Les stades isotopiques classiques sont indiqués dans la colonne des ages.



b) Intensités relatives de diffraction des composants minéralogiques de la fraction argileuse de la carotte SU 90-38 (figures IV.17.a et b)

La quantité de smectite oscille avec une fréquence et une amplitude élevées autour d'une moyenne (50 mm de hauteur de pic) (figure IV.17.a). Elle présente une dizaine de pics de forte amplitude, généralement à un unique niveau, où sa cristallinité est très bonne.

L'illite, la chlorite et la kaolinite ont des comportements semblables. Leurs variations d'abondance présentent des fréquences plus basses que celles de la smectite. Des zones minéralogiques à illite, chlorite et kaolinite dominantes s'individualisent (figure IV.20.a):

- entre la base de la carotte datée à 235 ka et 190 ka environ (stade 7), l'ensemble illite, chlorite et kaolinite présente des teneurs faibles, en dessous de la moyenne, avec un niveau remarquablement déficitaire situé vers 215 ka (sous-stade 7.3?) ;

Figure IV. 17.a : Minéralogie de la fraction argileuse décarbonatée, en hauteurs de pic (en mm) lues sur l'essai glycolé, carotte SU 90-38. Les stades isotopiques classiques sont indiqués en bas de la figure. H1 à H6 correspondent aux niveaux de Heinrich.

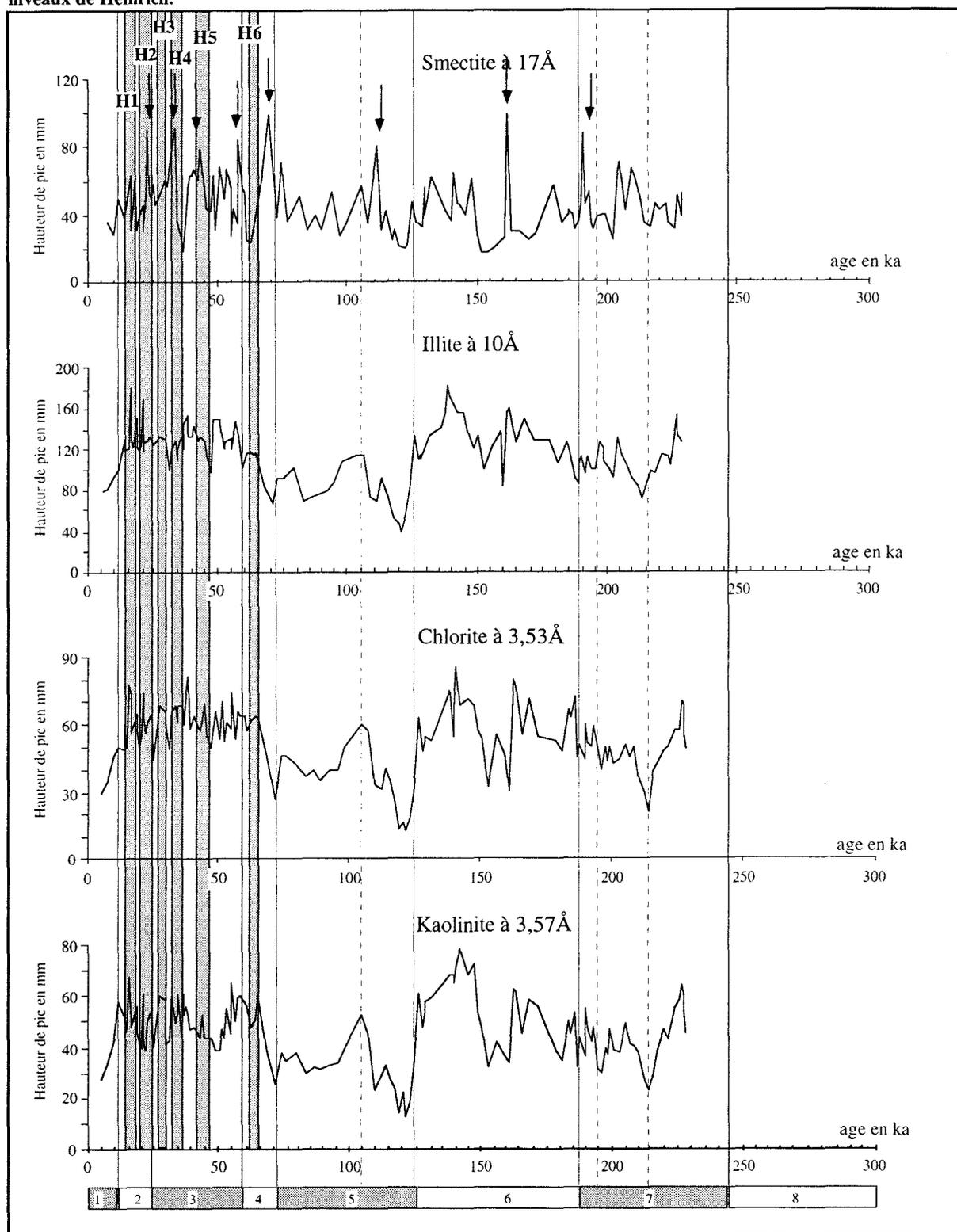
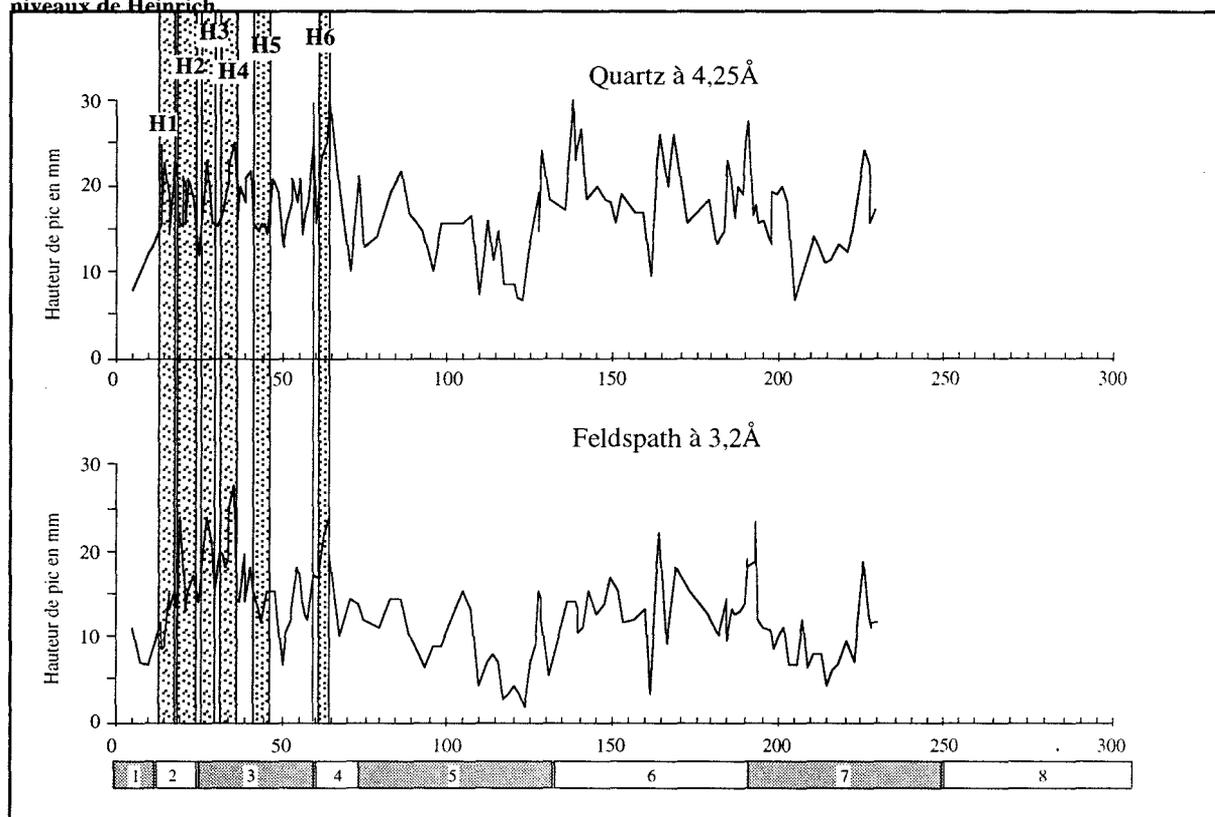


Figure IV.17.b : Minéralogie de la fraction argileuse décarbonatée, en hauteurs de pic (en mm) lues sur l'essai glycolé, carotte SU 90-38. Les stades isotopiques classiques sont indiqués en bas de la figure. H1 à H6 correspondent aux niveaux de Heinrich



- puis, entre 190 ka et 125 ka (stade 6), l'ensemble illite, chlorite et kaolinite devient dominant, malgré quelques accidents négatifs situés entre 160 et 150 ka ;

- la transition stade 6-stade 5 (vers 125-130 ka) s'accompagne d'une brusque diminution de l'ensemble illite, chlorite et kaolinite. La teneur en minéraux primaires augmente faiblement dès 120 ka, mais reste cependant faible jusqu'à 70 ka, sur l'ensemble du stade 5, si l'on excepte un accident positif à 105 ka environ, pouvant correspondre au stade 5.4

- à 70 ka, une nouvelle transition s'opère : l'ensemble illite, chlorite et kaolinite augmente rapidement et domine à nouveau le cortège argileux, et ceci jusqu'à 10 ka (stades 4, 3 et 2) ;

- à 10 ka (transition stade 2-stade 1), une modification minéralogique rapide marque l'entrée dans l'interglaciaire actuel, caractérisé par une diminution de l'ensemble illite, chlorite et kaolinite (figure IV.20.a).

c) Conclusions (carotte SU 90-38)

Les variations glaciaires-interglaciaires sont le siège de modifications minéralogiques majeures, comme c'était le cas pour la carotte SU 90-33. Les stades glaciaires sont caractérisés

par l'importance des apports de minéraux primaires, aussi bien illite, chlorite et kaolinite. Inversement, les stades interglaciaires s'accompagnent d'une concentration réduite en minéraux primaires et détritiques. La concentration en smectite, contrairement à la situation observée au site SU90-33 ne présentent pas de variations globale, mais se caractérise par des variations à hautes fréquences, autour d'une moyenne stable, équivalente dans les stades glaciaires et interglaciaires.

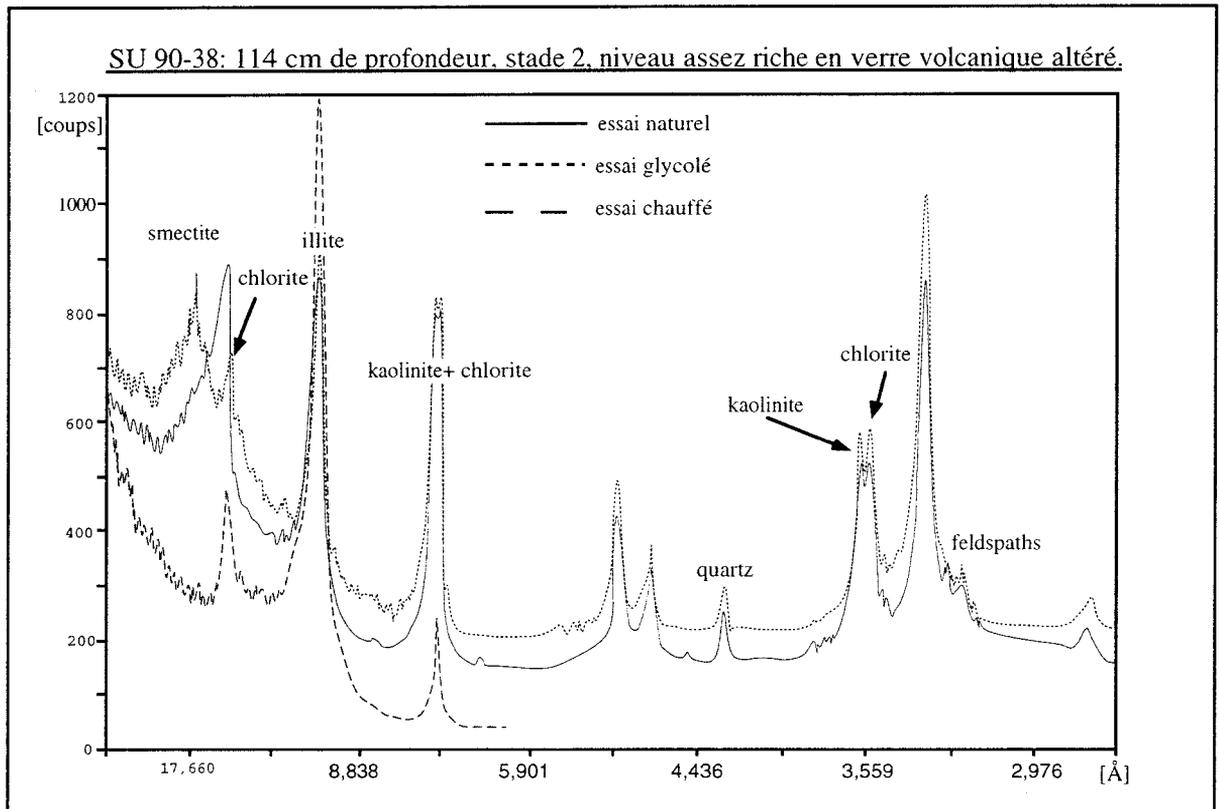


Figure IV.18 : Exemple de diffractogramme de la fraction argileuse de la carotte SU 90-38.

IV.7.: Résultats minéralogiques de l'analyse de sédiments récents des différentes carottes de la mission Paleocinat I (Figure IV.19)

a) Répartition des minéraux argileux

Les interstratifiés vermiculitiques ne sont détectés que dans quelques carottes (tableau IV.7). il s'agit des carottes SU 90-11, SU 90-12 et SU 90-16, détaillées précédemment et des carottes SU 90-13 et SU 90-14, qui en contiennent des proportions plus faibles (5% de l'assemblage argileux). Ces interstratifiés semblent confinés au bassin Ouest Atlantique. On rapporte leur existence en proportion non négligeable (jusqu'à 30% du cortège argileux) en Mer

du Labrador (Fagel, 1995) et au large du New Jersey (Vanderaveroot, comm. pers.) dans des sédiments d'âge pléistocène. Il semble que ce minéral soit distribué en Mer du Labrador, puis en bordure de la plate-forme Est-américaine, selon la trajectoire des courants intermédiaires qui sortent de la Mer du Labrador et se dirigent vers le Sud (figure IV.19).

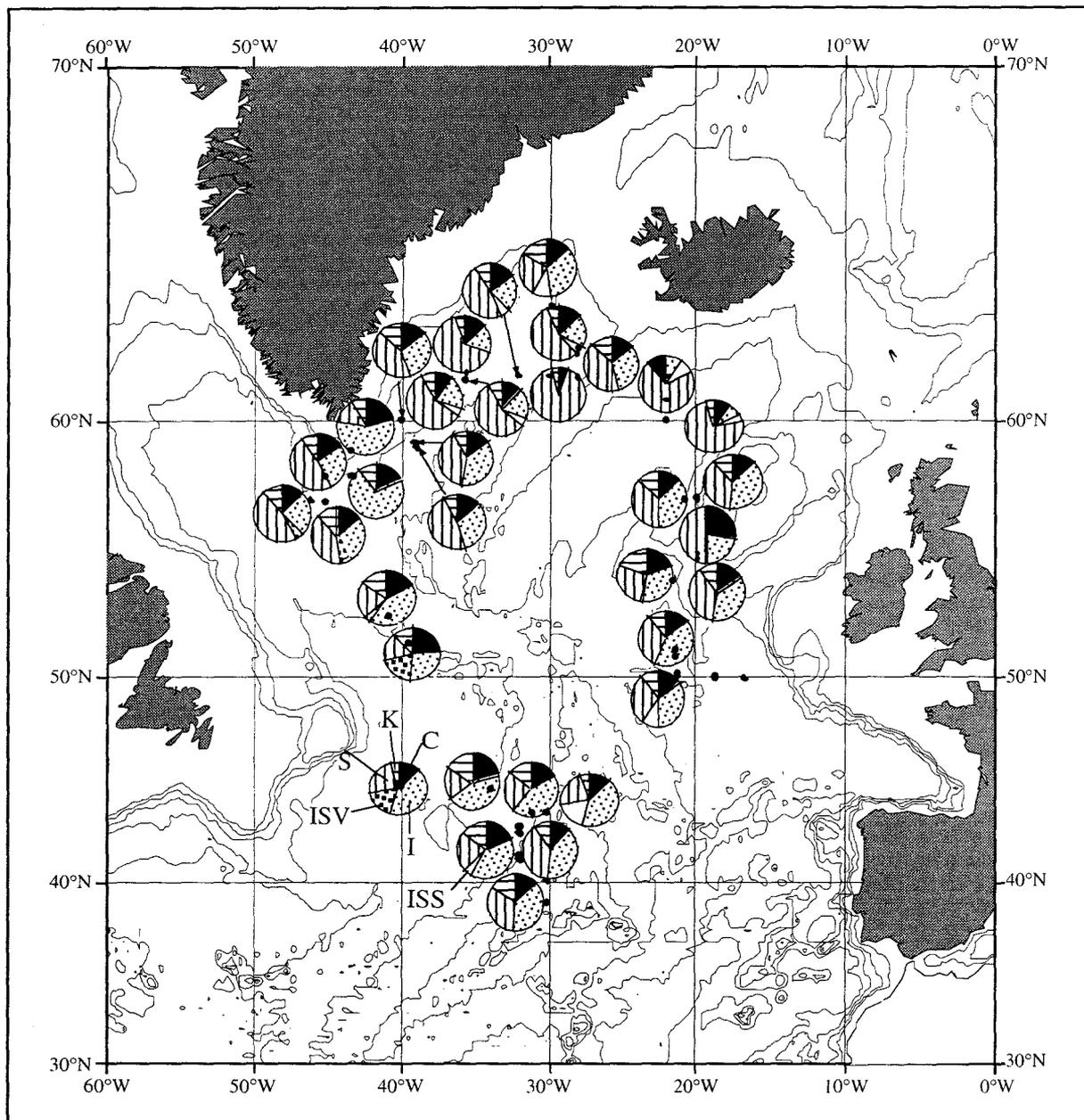


Figure IV.19 : Composition minéralogique de la fraction argileuse des sédiments récents des carottes de la Mission Paleocinat I

du Labrador (Fagel, 1995) et au large du New Jersey (Vanderaveroet, comm. pers.) dans des sédiments d'âge pléistocène. Il semble que ce minéral soit distribué en Mer du Labrador, puis en bordure de la plate-forme Est-américaine, selon la trajectoire des courants intermédiaires qui sortent de la Mer du Labrador et se dirigent vers le Sud (figure IV.19).

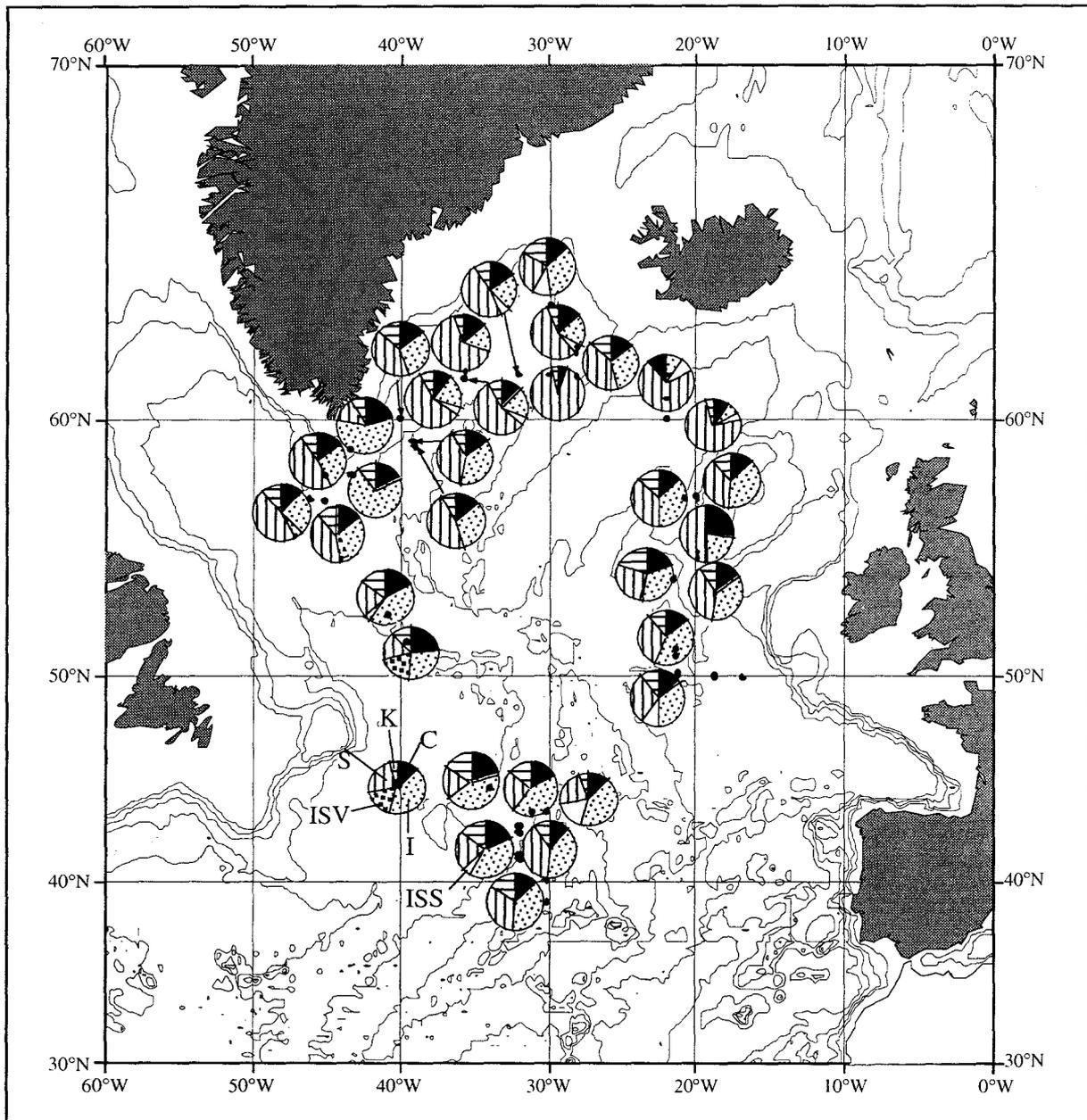


Figure IV.19 : Composition minéralogique de la fraction argileuse des sédiments récents des carottes de la Mission Paleocinat I

La smectite est surtout abondante à proximité de l'Islande (tableau IV.7). Elle compose 90% du cortège argileux de la carotte SU 90-27, située à proximité de la ride médio-océanique. Sa proportion est encore élevée au sein du cortège argileux des carottes SU 90-32 et SU 90-33 (respectivement 70% et 74% de la fraction argileuse). Dès que l'on s'éloigne de l'Islande, les proportions de smectite diminuent rapidement. Vers le Sud, la fraction argileuse des sédiments des carottes SU 90-34 et SU 90-35 ne comporte plus que 36 % et 37% de smectite. De même, vers l'Ouest, la proportion de smectite diminue assez progressivement et représente 64% du cortège argileux pour la carotte SU 90-24, 58% pour la carotte SU 90-22 puis 37% au site SU 90-21.

L'Islande apparaît comme la source majeure de smectite en Atlantique Nord. Il faut néanmoins tenir compte des sources d'influence secondaire, et notamment la province Est du Groenland, dite de Thulée. La fraction argileuse des sédiments des carottes qui se situent près de cette zone contiennent des proportions de smectite assez fortes entre 39% pour le site SU 90-20 et 47% pour le site SU 90-19. Cette seconde source de smectite est donc loin d'être négligeable (figure IV.22).

L'illite et la chlorite sont surtout abondantes dans les carottes SU 90-18 et SU 90-17 où elles composent respectivement 71 et 57% du cortège argileux (tableau IV.7). Ces deux carottes ont été prélevées face à la pointe Sud du Groenland qui subit des apports continentaux depuis les roches anciennes du soubassement de la province Sud-groenlandaise. Inversement, certaines carottes sont très appauvries en illite au profit de la smectite : SU 90-27 (0%), SU 90-32 (8%), SU 90-33 (8%), SU 90-22, SU 90-23 et SU 90-24 (17 à 20%). Ces carottes sont caractérisées par la présence d'une abondante smectite au sein du cortège argileux, ce qui explique leur pauvreté en minéraux primaires (figure IV.22).

La proportion de kaolinite varie depuis 5% pour les carottes SU 90-24, SU 90-27 et SU 90-33 à 15-20% pour les carottes SU 90-10, SU 90-30 et SU 90-38 (tableau IV.7 et figure IV.19).

b) Zonation minéralogique des carottes

carotte	chlorite en %	illite en %	interstratifiés 10-14S	smectite en %	kaolinite en %
SU 90-03	13	38		33	15
SU 90-05	19	40	5s	22	14
SU 90-06	12	39		39	10
SU 90-08	12	42	17s	23	5
SU 90-09	17	45		25	13
SU 90-10	21	43		20	16
SU 90-11	21	34	26v	5	13
SU 90-12	23	28	20v	16	12
SU 90-13	17	42	5v	20	16
SU 90-14	12	25	5v	46	12
SU 90-15	15	33		39	13
SU 90-16	14	26	35v	7	16
SU 90-17	18	71		0	11
SU 90-18	21	57		13	9
SU 90-19	13	32		47	8
SU 90-20	15	37		39	8
SU 90-21	15	30	5s	37	13
SU 90-22	10	20	5s	58	7
SU 90-23	12	19	5s	56	8
SU 90-24	14	17		64	5
SU 90-25	16	22	5s	48	9
SU 90-27	5	0		90	5
SU 90-28	13	32	5s	38	12
SU 90-29	14	19	5s	55	7
SU 90-30	14	35	10s	26	16
SU 90-32	0	8	10s	70	12
SU 90-33	9	8	4s	74	5
SU 90-34	13	39		36	11
SU 90-35	13	37		37	12
SU 90-36	27	22		41	10
SU 90-37	16	37		37	10
SU 90-38	21	37	2s	30	21
SU 90-40	15	43		32	10
SU 90-42	15	35	10s	30	10

Tableau IV.7 : Composition minéralogique en % des sédiments récents des carottes de la Mission Paleocinat I. S : interstratifiés illite-smectite (10-14s) ; V : interstratifiés illite-vermiculite (10-14v).

Seuls les sédiments des carottes SU90-11, SU90-12, SU90-13, SU90-14 et SU90-16 comportent, au moins dans leurs échantillons de surface, des interstratifiés illite-vermiculite.

L'existence restreinte du minéral permet de délimiter précisément sa zone de distribution, s'étendant depuis la Mer du Labrador vers la pointe Sud du Groenland, qui constitue sa limite orientale d'apparition, et se répartissant vers le Sud, en longeant le plateau continental Nord-américain. La carotte SU 90-14 se singularise par la présence de smectite au sein de son cortège argileux en quantité élevée (46%) tandis que les autres carottes en contiennent peu (<20%) (figure IV.19).

Les carottes SU90-17 et SU90-18, situées face à la pointe Sud du Groenland, sont pauvres en smectite, tandis que les minéraux primaires, notamment l'illite, y sont dominants. Les apports principaux sont de type terrigènes depuis les provinces acides Sud-groenlandaises (figure IV.19).

Les carottes SU90-19 à SU90-29, SU90-32 et SU90-33 ont des cortège argileux dominés par une concentration élevée en smectite, issue, selon la proximité géographique, soit des matériaux basaltiques islandais soit des roches basiques est-groenlandaises (figure IV.19).

Les carottes SU90-34 à SU90-42 se caractérisent par une fraction fine soumise à des apports mixtes, à la fois basiques depuis l'Islande et acides depuis le continent européen (figure IV.19).

Les carottes SU90-03 à SU90-10 sont plutôt soumises à des apports détritiques primaires. L'illite est toujours très abondante, tandis que la smectite ne constitue pas plus de 30% du cortège argileux. Ces carottes bénéficient d'apports terrigènes majeurs depuis le bouclier canadien, non dilués par les apports vermiculitiques qui restent cantonnés plus à l'Ouest, ni par les apports smectitiques dont les sources sont lointaines (figure IV.19).

IV.8. : Résultats minéralogiques de l'analyse de la fraction argileuse de sédiments récents du site ODP 644, Mer de Norvège (Figure IV.20)

Les sédiments du site ODP 644 ont été étudiés afin de connaître la composition minéralogique moyenne des sédiments déposés en Mer de Norvège depuis 100 ka. Ces analyses ont été réalisées dans le but de caractériser minéralogiquement les sédiments des niveaux de Heinrich, dont l'existence a été rapportée en Mer de Norvège (Fronval *et al.*, 1995). Ils résultent de la débâcle de la calotte fénno-scandinave.

échantillons	profondeur	événements climatiques	chlorite	illite	interstratifiés illite - smectite	smectite	kaolinite
	en mètres						
644A 1H-1. 24-25	0,24	Bolling					
644A 1H-1. 30-31	0,3	(H1)	12	39	5	32	13
644A 1H-1. 39-40	0,39	(H1)	13	41	0	33	13
644A 1H-1. 78-79	0,78	(H1)	11	38	15	21	15
644A 1H-1. 87-88	0,87	(H1)	13	46	0	23	19
644A 1H-1. 96-97	0,96	(H1)	11	40	5	27	16
644A 1H-1. 123-124	1,23	(H1)	13	42	10	19	16
644A 1H-1. 135-135	1,35	(H1)	11	37	20	17	14
644A 1H-1. 141-142	1,41	(H1)	11	39	10	26	14
644A 1H-2. 87-88	2,37		14	47	5	16	18
644A 1H-2. 93-94	2,43		13	46	10	14	17
644A 1H-2. 99-100	2,49		12	43	15	14	15
644A 1H-3. 99-100	3,99	H2	15	50	5	11	19
644A 1H-3. 108-109	4,08	H2	14	54	5	9	18
644A 1H-3. 117-118	4,17	H2	13	45	10	17	15
644A 1H-3. 126-127	4,26	H2	13	46	10	13	17
644A 1H-4. 48-49	4,98	H3	14	46	15	10	15
644A 1H-4. 54-55	5,04	H3	14	52	5	12	18
644A 1H-4. 66-67	5,16	H3	16	51	5	11	17
644A 1H-5. 24-25	6,24		15	48	5	18	14
644A 1H-5. 30-31	6,3		16	46	5	21	13
644A 1H-5. 39-40	6,39		16	42	10	19	13
644A 1H-5. 96-97	6,96	H4	13	51	5	14	16
644A 1H-5. 102-103	7,02	H4	14	47	10	15	14
644A 1H-5. 108-109	7,08	H4	15	48	7	14	17
644A 1H-5. 117-118	7,17	H4	16	49	5	18	13
644A 1H-6. 39-40	7,89		15	46	10	17	12
644A 1H-6. 45-46	7,95		15	46	5	20	14
644A 1H-6. 51-52	8,01		13	43	10	22	12
644B 2H-3. 40-41	8,64	H5	10	38	5	37	9
644B 2H-3. 44-45	8,68	H5	12	39	0	39	10
644B 2H-3. 48-49	8,72	H5	15	39	0	34	12
644A 2H-1. 57-58	10,02	(H6)	13	25	10	30	22
644A 2H-1. 63-64	10,08	(H6)	16	29	5	21	29
644A 2H-1. 75-76	10,2	(H6)	16	37	5	24	19

Tableau IV.8 : Composition minéralogique en pourcentage de la fraction argileuse de quelques échantillons des sites ODP 644A et 644B.

Ces analyses doivent cependant être considérées uniquement comme des tests complémentaires sur les niveaux de Heinrich, permettant la comparaison de la composition minéralogique des niveaux de Heinrich avec quelques échantillons intermédiaires, par rapport à la composition moyenne des sédiments pléistocènes du site.

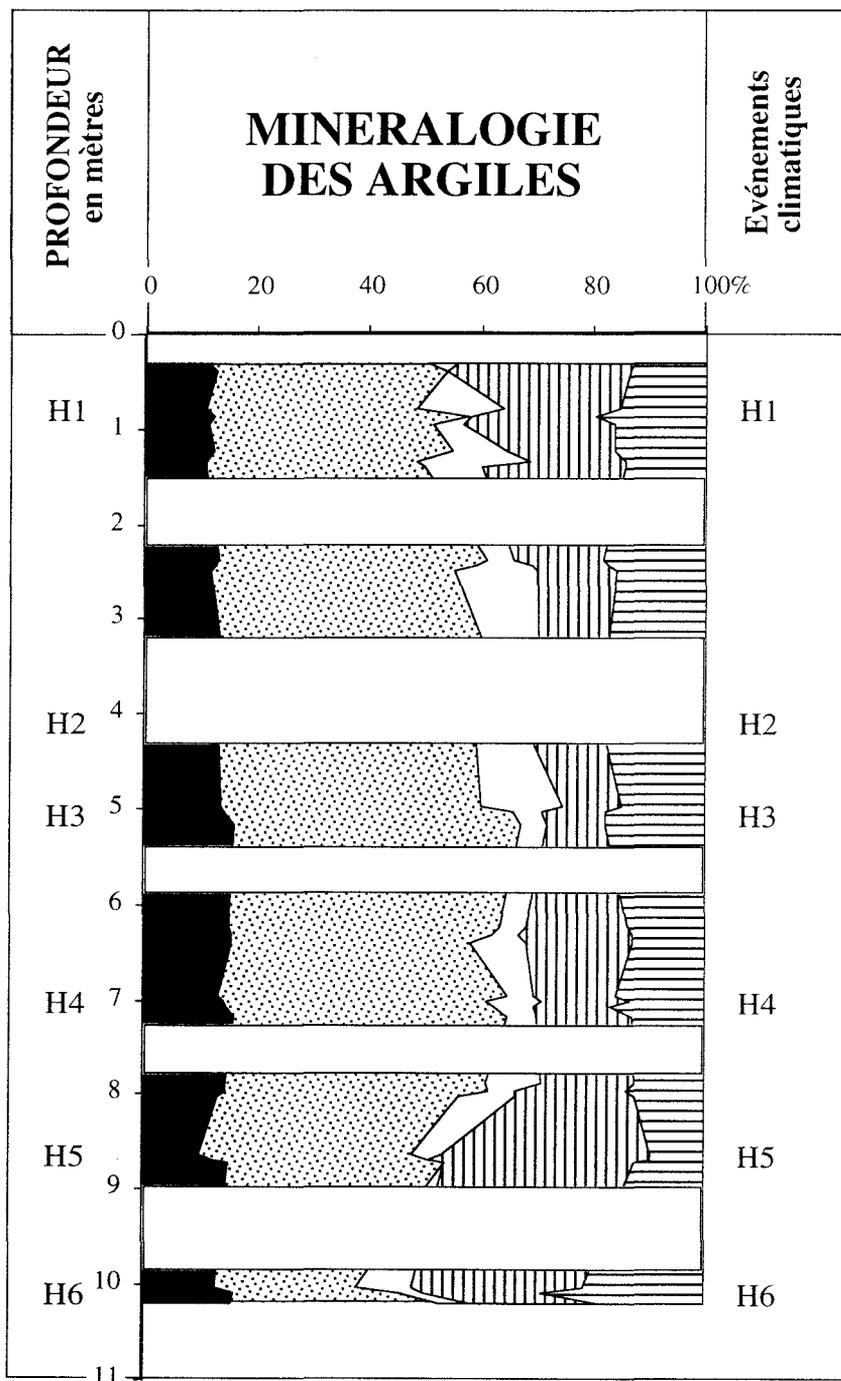


Figure IV.20 : Minéralogie de la fraction argileuse décarbonatée en %, Leg ODP, sites 644A et 644B, Mer de Norvège. H1, H2, H3, H4, H5 et H6 correspondent aux niveaux de Heinrich.

Les résultats des analyses minéralogiques effectuées sur le site 644 A indiquent que la fraction argileuse du sédiment se compose en moyenne de 10 à 20% de chlorite, de 30 à 50 % d'illite, de 5 à 35% de smectite, de 15 à 30% de kaolinite et de 5 à 10% d'interstratifiés illite-smectite (Froget *et al.*, 1989).

Le cortège argileux des niveaux autres que les Heinrich est homogène et proche de la composition minéralogique des sédiments pléistocènes obtenue par Froget *et al.* (Froget *et al.*, 1989), se composant en moyenne de 47 % d'illite, de 14% de chlorite, de 20% de smectite bien cristallisée et de 16% de kaolinite (tableau IV.8). Les interstratifiés sont quelquefois abondants (jusqu'à 20%) mais ne représentent en moyenne que 7% du cortège argileux. Ils sont toujours de type illite - smectite (10-14s). Illite et chlorite constituent toujours plus de 50% de la fraction argileuse, très riche en minéraux primaires. La concentration en smectite est moins élevée. Ces résultats rendent compte de l'éloignement depuis les sources principales de smectite.

La proportion de smectite dans les niveaux de Heinrich 1 et 5 (40%) est supérieure à celle des autres niveaux et, est comparable, sinon supérieure à celle des quelques niveaux intermédiaires et des sédiments moyens d'âge pléistocène du site 644. Les niveaux de Heinrich H2, H3 et H4 sont inversement caractérisés par une diminution de la concentration en smectite, inférieure à 15% du cortège argileux, au profit des minéraux primaires. Le niveau de Heinrich H6 est remarquable par sa concentration en kaolinite, qui se développe aux dépens de la smectite et de l'illite.

Les niveaux de Heinrich H2, H3 et H4 présentent les mêmes caractéristiques que leurs homologues (H2 et H4 seulement) de la carotte SU90-08. Au contraire les niveaux H1 et H5 présentent un développement inhabituel de la teneur en smectite, tandis que H6 présente un enrichissement en kaolinite, comme pour la carotte SU 90-33. Ces observations confirment que les niveaux de Heinrich présentent des différences minéralogiques entre les bassins Ouest/est Atlantique et la Mer de Norvège.

CHAPITRE V : TRAITEMENTS MATHÉMATIQUES

CHAPITRE V : TRAITEMENTS MATHÉMATIQUES

V.1 : Corrélation entre les paramètres argileux

Une étude statistique simple a été réalisée sur l'ensemble des données brutes de l'analyse par diffractométrie des rayons X (hauteurs de pics lus sur l'essai glycolé). Une telle étude a pour but de déterminer les relations entre les variations des différents composants argileux de la fraction inférieure à 2 micromètres, pour chacune des carottes étudiées. Le logiciel utilisé calcul les coefficients de corrélation entre les variables, donne le seuil de confiance pour lequel le coefficient de corrélation est interprétable, et trace la droite de régression correspondante.

V.1.1 : données analytiques

a) Carotte SU 90-08 (figure V.1)

SU 90-08	chlorite	illite	smectite	kaolinite
chlorite	1	0,69	0	0,72
illite		1	0	0,55
smectite			1	0
kaolinite				1

Tableau V.1 : Coefficient de corrélation (r) entre les différents minéraux argileux de la carotte SU 90-08.

Les variations de la chlorite sont fortement liées à celles de l'illite -avec un coefficient de corrélation de 0,69 - et à celles de la kaolinite -avec un coefficient atteignant 0,72-. Les variations de la kaolinite et de la chlorite présentent un coefficient de corrélation assez faible ($r=0,55$) mais cependant supérieur au seuil de confiance (seuil de confiance = 0.52) (Tableau V.1, figure V.1).

Par contre, l'évolution de la smectite paraît indépendante de celles des autres minéraux argileux avec un coefficient de corrélation systématiquement nul.

Les relations entre illite, chlorite et kaolinite indiquent que ces minéraux pourraient avoir des vecteurs ou des sources communs. Illite, chlorite et kaolinite seraient issues de l'érosion et du drainage des reliefs anciens; la kaolinite résultant en particulier d'une altération chimique forte avant érosion ou de l'érosion de roches sédimentaires préexistantes. La smectite n'a vraisemblablement ni la même source, ni le même vecteur et paraît être une variable indépendante.

b) Carotte SU 90-11 (figure V.2)

SU 90-11	chlorite	illite	is 10-14v	smectite	kaolinite
chlorite	1	0,70	0	0	0,60
illite		1	0	0	0,68
interstratifiés			1	-0,28	0
smectite				1	0,18
kaolinite					1

Tableau V.2 : Coefficient de corrélation (r) entre les différents minéraux argileux de la carotte SU 90-11.

Les variations de concentration des éléments du groupe illite-chlorite-kaolinite sont encore liées entre elles avec des coefficients de corrélation compris entre 0,60 et 0,70. Les variations de l'illite et de la chlorite indépendantes de celles de la smectite ($r=0$) (tableau V.2, figure V.2). La smectite présente un coefficient de corrélation négatif avec les interstratifiés vermiculitiques ($r=-0,28$) mais en dessous du seuil de confiance. Plus en détail, le coefficient de corrélation entre smectite et interstratifiés augmente pendant les stades isotopiques 2-4 ($r=-0,6$). Ceci indiquerait que la smectite serait, pour partie, antagoniste des interstratifiés vermiculitiques. On retiendra les très faibles coefficients de corrélation entre la smectite et la kaolinite.

Les corrélations entre les variations de l'illite, de la chlorite et de la kaolinite indiqueraient que ces minéraux aient à la fois une source et un vecteurs communs. Le schéma imposé par le comportement de la smectite est plus complexe : on proposera une origine ubiquiste pour la smectite dont une fraction pourrait résulter d'une altération plus poussées des interstratifiés vermiculitiques.

c) Carotte SU 90-12 (figure V.3)

SU 90-12	chlorite	illite	is 10-14v	smectite	kaolinite
chlorite	1	0,54	0	0,21	0,53
illite		1	0	0,31	0,52
interstratifiés			1	-0,24	0
smectite				1	0,23
kaolinite					1

Tableau V.3 : Coefficient de corrélation (r) entre les différents minéraux argileux de la carotte SU 90-12.

Les variations de concentration de l'illite, de la chlorite et de la kaolinite sont ici également liées entre elles, mais de façon moins nette que pour les carottes précédentes (SU90-08 et SU90-11). En effet, les coefficients de corrélation entre les variations de concentration de

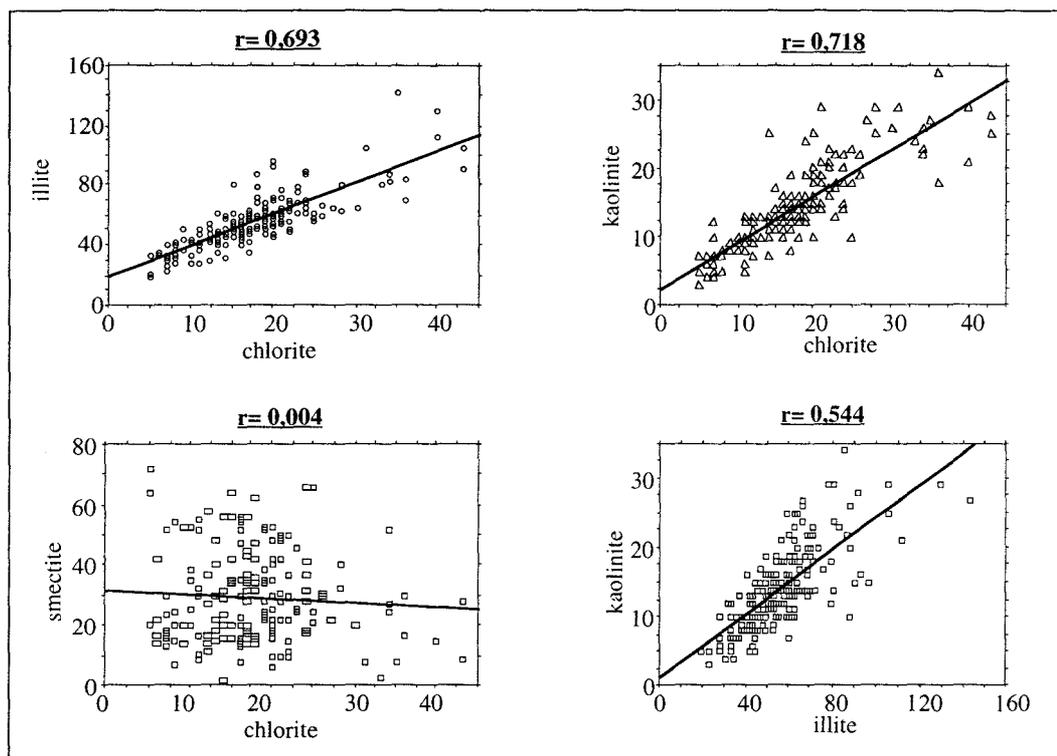


Figure V.1 : Coefficients de corrélation et droites de régression entre les différents minéraux argileux (en intensité de diffraction), carotte SU90-08.

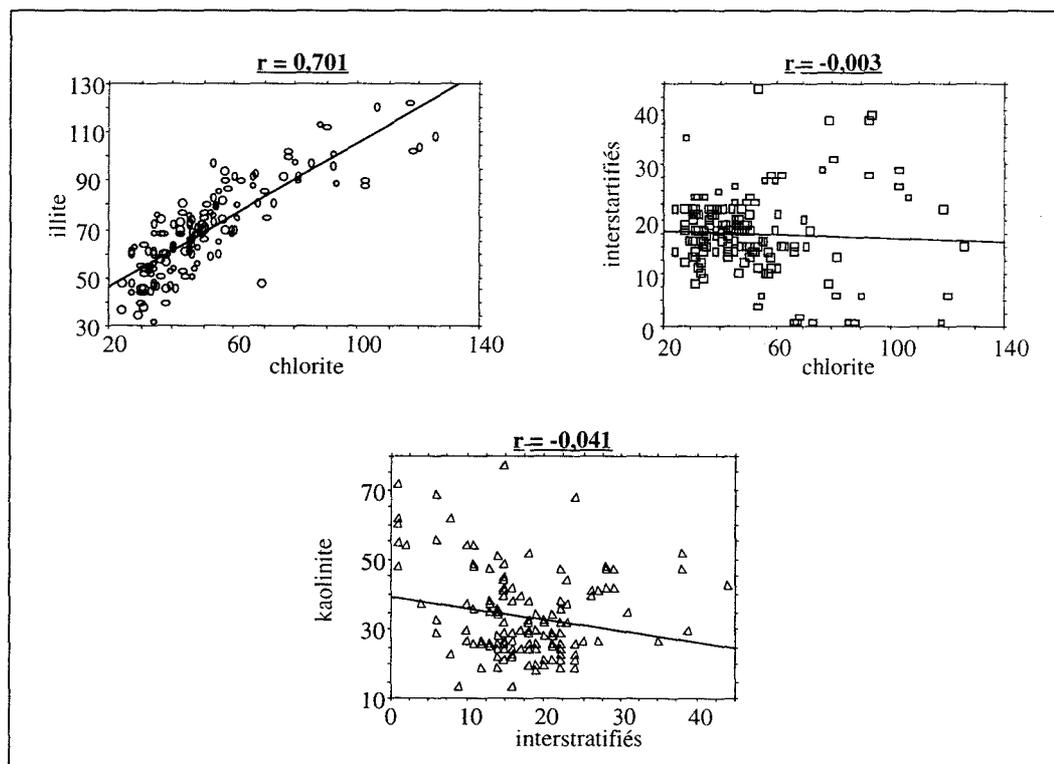


Figure V.2 : Coefficients de corrélation et droites de régression entre les différents minéraux argileux (en intensité de diffraction), carotte SU 90-11

ces minéraux, compris entre 0,52 et 0,54, sont de l'ordre du seuil de confiance (0,52),. On remarque, comme pour la carotte SU90-11, que le coefficient de corrélation entre la smectite et la kaolinite n'est pas quelconque même s'il se situe en deçà du seuil de confiance. De même, la smectite présente des coefficients de corrélation faibles avec la chlorite (0,21), l'illite (0,31) et les interstratifiés (-0,24).

d) Carotte SU 90-33 (figure V.4)

SU 90-33	chlorite	illite	smectite	kaolinite
chlorite	1	0,69	-0,16	0,72
illite		1	-0,40	0,53
smectite			1	-0,16
kaolinite				1

Tableau V.4 : Coefficient de corrélation (r) entre les différents minéraux argileux de la carotte SU 90-33.

A la covariance du groupement illite, chlorite, kaolinite ($0,53 < r < 0,72$) s'opposent plus précisément les variations de la smectite par l'anticorrélation du couple illite- smectite, qui reste malgré tout en dessous du seuil de confiance ($r = -0,4$) (Tableau V.4 et figure V.4). L'apparition d'une anticorrélation, même faible, entre la smectite et l'illite, indique que les relations entre les différents composants argileux sont différentes de celles observées pour les autres carottes.

e) Carotte SU 90-38 (figure V.5)

SU 90-38	chlorite	illite	smectite	kaolinite
chlorite	1	0,75	0	0,71
illite		1	0	0,62
smectite			1	0
kaolinite				1

Tableau V.5 : Coefficient de corrélation (r) entre les différents minéraux argileux de la carotte SU 90-38.

Cette fois encore, illite, chlorite et kaolinite sont fortement liées avec des coefficients de corrélation compris entre 0,62 et 0,75. Leurs vecteurs et sources semblent les mêmes, tandis que la smectite, dont les coefficients de corrélation avec les autres minéraux argileux sont très faibles, semble bénéficier d'une source et d'un vecteur propres (Tableau V.5 et figure V.5).

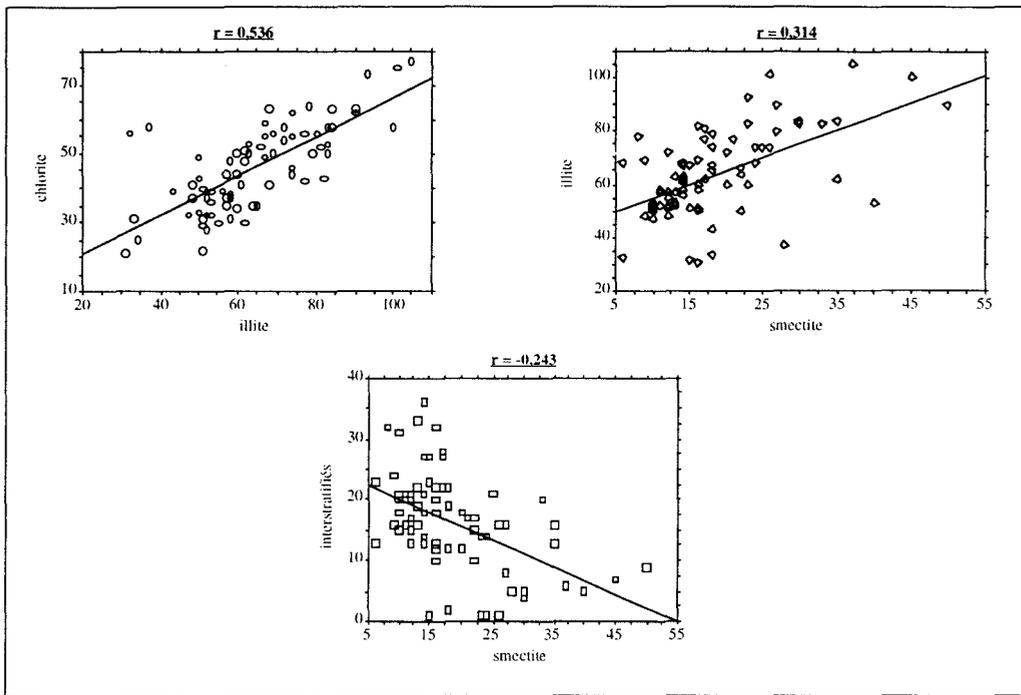


Figure V.3 : Coefficients de corrélation et droites de régression entre les différents minéraux argileux (en intensité de diffraction), carotte SU 90-12.

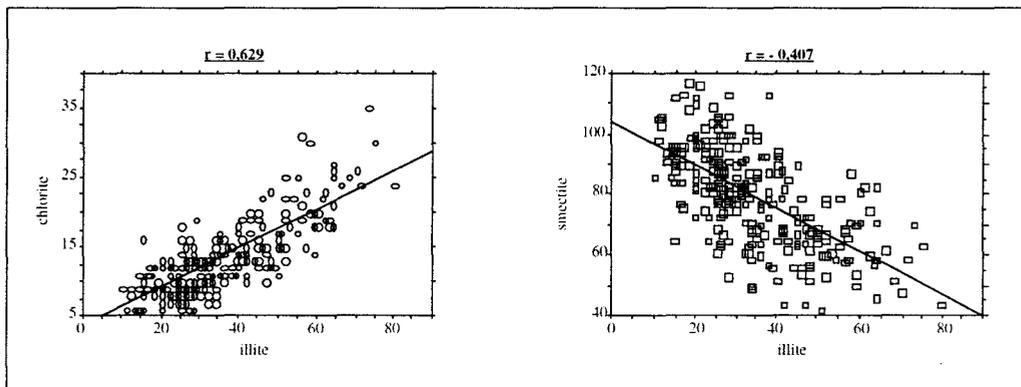


Figure V.4 : Coefficients de corrélation et droites de régression entre les différents minéraux argileux (en intensité de diffraction), carotte SU 90-33.

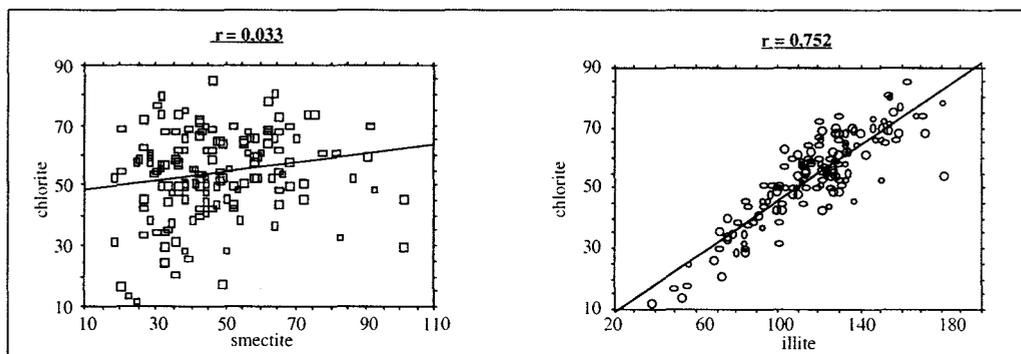


Figure V.5 : Coefficients de corrélation et droites de régression entre les différents minéraux argileux (en intensité de diffraction), carotte SU 90-38.

On remarque que les valeurs des coefficients de corrélation entre les différents minéraux sont identiques à celles obtenues à l'issue de l'analyse mathématique de la carotte SU 90-08 (cf. Tableau V.1).

V.1.2 : interprétations

a) Illite, chlorite, kaolinite

Les variations de l'illite, de la chlorite et de la kaolinite sont clairement liées entre elles sur l'ensemble des carottes étudiées ($0,52 < r < 0,75$). L'homogénéité de comportement du groupe I-C-K révélée par l'analyse minéralogique, indiquant que illite, chlorite et kaolinite ont des sources communes, est confirmée.

b) Interstratifiés illite-vermiculite

Les variations des interstratifiés vermiculitiques, qui n'apparaissent au sein de la fraction argileuse qu'aux sites SU 90-11 et SU 90-12, sont liées, pour partie, à celles de la smectite de manière antagoniste ($-0,21 < r < -0,28$). Cette relation antagoniste se renforce pendant les stades isotopiques 2-4 ($-0,4 < r < -0,6$), et entre 120 et 140 ka (passage stade 6-stade5) au site SU 90-12. Un tel comportement peut s'expliquer :

- par le fonctionnement antagoniste des vecteurs de ces deux minéraux ;
- par la transformation, sous des conditions hydrolysantes favorables, des interstratifiés illite-vermiculite en smectite :

interstratifiés 10-14v -----> vermiculite -----> interstratifiés 14v-14s -----> smectite

ou

interstratifiés 10-14v -----> interstratifiés 10-14s -----> smectite

Cette seconde hypothèse est étayée par l'observation de l'ensemble interstratifiés 10-14v - smectite dont la somme des proportions aux sites SU 90-11 et SU 90-12 est équivalente à la proportion de smectite seule au site SU 90-08.

Néanmoins, l'absence, dans les carottes SU 90-11 et SU 90-12, d'interstratifiés 14v-14s, minéral intermédiaire de la transformation de l'interstratifiés 10-14v en smectite, ainsi que l'identité de composition minéralogique des carottes SU 90-08 et SU 90-38, infirmeraient plutôt cette hypothèse.

De plus, la relation antagoniste entre les deux minéraux se renforce pendant les stades 2-3-4, sans que l'on observe toutefois, en moyenne, un développement préférentiel de l'un des

minéraux par rapport à l'autre sur l'ensemble de cette période. Ceci étayerait la première hypothèse selon laquelle ce sont les vecteurs des deux minéraux qui fonctionnent de manière antagoniste.

L'existence d'une source d'interstratifiés vermiculitiques, où interstratifiés et smectite ne sont pas associés, confirmerait également la première hypothèse.

c) Smectite

Les variations de la smectite sont faiblement liées, de manière antagoniste, à celles du groupe I-C-K au site SU 90-33. Cependant, les valeurs des coefficients de corrélation sont trop faibles pour impliquer une relation simple entre la smectite et le groupe I-C-K. La relation antagoniste de la smectite et de l'illite se renforce au site SU 90-33. Ce comportement peut s'expliquer :

- par un développement chimique de la smectite aux dépens de l'illite, et inversement ;

- par le fonctionnement antagoniste des vecteurs respectifs des deux minéraux.

Les variations de smectite sont faiblement liées, de manière positive, à celles du groupe I-C-K au site SU 90-11 et à celles de la kaolinite au site SU 90-12. Cela implique qu'une partie de la smectite et le groupe I-C-K ait un vecteur fonctionnant de la même manière, ou encore même vecteur.

La première de ces hypothèses implique que l'illite ait subi une transformation dégradante de type :

illite -----> interstratifiés 10-14v -----> interstratifiés 14v-14s-----> smectite.

Mais les termes intermédiaires de cette transformation n'existent jamais au sein du cortège argileux, si ce n'est à l'état de traces. D'autres part, une telle réaction implique des conditions d'hydrolyse peu compatibles avec les conditions climatiques passées de la zone d'étude, située au delà de 60° de latitude Nord.

La deuxième hypothèse concerne les vecteurs respectifs des ensembles minéralogiques I-C-K et smectite (car chlorite et kaolinite présentent une légère corrélation négative avec la smectite, tableau V.4). Les deux vecteurs s'intensifieraient aux dépens l'un de l'autre. Le problème est alors de justifier et de démontrer une telle combinaison entre les vecteurs océaniques, en les replaçant dans le contexte climatique et courantologique de l'Atlantique Nord au cours des différentes périodes concernées.

L'ensemble de ces remarques permet d'envisager plusieurs sources et vecteurs de smectites en Atlantique Nord :

1) une smectite qui se développerait de manière indépendante vis à vis des autres minéraux argileux, aux sites SU 90-08 et SU 90-38. Elle est alors considérée comme le bruit de fond de la sédimentation océanique, de sources et vecteurs multiples;

2) une smectite dont le vecteur se développerait de même façon que celui du groupe I-C-K, dans le bassin Ouest-Atlantique, à proximité de la Mer du Labrador, aux sites SU 90-11 et SU 90-12 ;

3) une smectite dont le vecteur se développerait aux dépens de celui de l'illite dans le bassin d'Islande (site SU 90-33) ;

4) une smectite qui se développerait aux dépens des interstratifiés vermiculitiques, par antagonisme des vecteurs respectifs ou par transformation chimique, dans le bassin Ouest-Atlantique, à proximité de la Mer du Labrador, aux sites SU 90-11 et SU 90-12.

V.2 : Analyses spectrales

Les alternances de composition des assemblages argileux des différentes carottes paraissant plus ou moins périodiques, un traitement mathématique a été utilisé dans le but de caractériser un tel comportement.

La variabilité des paramètres climatiques est considérée comme le résultat des réponses à la précession ($\approx 1/23\text{ka}$), à l'obliquité ($\approx 1/41\text{ka}$) et au volume des glaces ($\approx 1/100\text{ka}$) (Imbrie *et al.*, 1992 ; Imbrie *et al.*, 1993). Les paramètres climatiques répondent linéairement à l'insolation dans les domaines de fréquences associées à la précession et à l'obliquité, tandis que la fréquence de $1/100\text{ka}$ semble être une réponse non linéaire à la fois à la précession et à l'obliquité ainsi qu'à leurs harmoniques.

La variabilité des paramètres sédimentaires ou physico-chimiques caractéristiques des conditions climatiques de basses latitudes est principalement exprimée par la fréquence associée à la précession, pour laquelle l'insolation est modulée par les positions respectives du périhélie et du solstice d'été.

Par contre, les phénomènes climatiques de hautes latitudes sont préférentiellement exprimés dans les domaines de fréquences de $1/100\text{ka}$ - caractérisant le volume des glaces continentales- et $1/41\text{ka}$ -correspondant à la distribution d'énergie solaire entre les hautes et les basses latitudes (Ruddiman et McIntyre, 1986b ; Imbrie *et al.*, 1992 ; Imbrie *et al.*, 1993, Labeyrie *et al.*, 1995a).

La mise en évidence, par les paramètres argileux, de l'enregistrement sédimentaire des variations climatiques, à long et moyen terme, n'est plus à démontrer (Fagel, 1994).

Les variations climatiques influencent la sédimentation océanique argileuse, en modifiant l'intensité de la pédogenèse d'une part, et les vecteurs hydrodynamiques et aérodynamiques d'autre part. L'enregistrement sédimentaire recèle donc des signaux périodiques argileux, liés, pour partie, aux fluctuations des paramètres orbitaux.

On cherchera à mettre en évidence les fréquences contrôlant principalement les variations des différents minéraux argileux sur l'ensemble des carottes examinées.

De plus, on cherchera à savoir si la sédimentation argileuse est susceptible d'avoir enregistré, dans des aires géographiques différentes, des périodicités secondaires, liées à des événements climatiques de courte durée de type événements de Heinrich.

V.2.1 : Méthodes d'étude

Le traitement mathématique du signal minéralogique consiste en une analyse spectrale réalisée avec le logiciel "AnalySeries¹". Les analyses spectrales utilisent la méthode de Blackman-Tuckey (transformée de Fourier de l'autocorrélation, Jenkins et Watts, 1968). L'utilisation d'analyses spectrales croisées entre le $\delta^{18}\text{O}$ planctonique et les différents minéraux argileux permet le calcul de la cohérence des signaux. La fenêtre utilisée est de type Bartlett, avec un intervalle de confiance de 80%.

$$\text{Cohérence} = \frac{\text{puissance}^2 \text{ de l' Interspectre AB et à la fréquence choisie}}{\text{puissance de l' Autospectre de A} \times \text{puissance de l' Autospectre de B}}$$

avec A : $\delta^{18}\text{O}$ planctonique et B : minéral argileux choisi

Le calcul de la cohérence n'a de signification mathématique que lorsque les deux spectres présentent un signal non négligeable, largement supérieur au bruit de fond, à la fréquence choisie.

Avant de procéder à l'analyse spectrale, et afin d'optimiser l'utilité du traitement mathématique du signal, les données isotopiques ($\delta^{18}\text{O}$) et minéralogiques (hauteurs de pics) sont interpolées linéairement entre les bornes de la fenêtre de travail² avec un pas de temps régulier de 0,5 ka.

A l'issue de l'analyse spectrale, la puissance du signal est exprimée en pourcentage relatif de la puissance totale, après intégration du signal sur la largeur de bande donnée par

¹ Ce logiciel a été conçu par D. Paillard (CFR/LMCE) avec la participation de F.Lecoat, E. Chol et de L.Jodet. Le projet a été coordonné par L. Labeyrie dans le cadre du programme PNEDC : évolution du climat (CNRS/INSU). Ce programmes utilises des méthodes mises au point par P. Yiou, A. Berger, D. Martinson, P.J. Howell et le groupe de J. Imbrie.

² l'échelle de temps utilisée est basée sur quelques datations carbone 14 et par comparaison des courbes isotopiques de l'oxygène avec la courbe de référence SPECMAP (Martinson et al., 1987).

l'analyse spectrale. Ceci permet de comparer le représentativité des signaux correspondant à la même fréquence entre les données isotopiques et les données minéralogiques. La cohérence est moyennée sur la largeur de bande pour chacune des trois fréquences principales rencontrées ($\approx 1/100$ ka, $\approx 1/41$ ka et $\approx 1/23$ ka). Jenkins et Watts ont montré, en 1968, que le seuil de confiance de la cohérence se situe à 0,52 lorsque la fenêtre utilisée pour les besoins de l'analyse spectrale est de type Bartlett.

V.2.2 : Conditions d'utilisations et limites de la méthode

Afin de s'assurer de la fiabilité des résultats de l'analyse spectrale, il est nécessaire que quelques conditions préalables soient respectées :

- bénéficier d'un bon cadre chronostratigraphique, impliquant une échelle d'âge précise ;
- ne pas travailler dans des sédiments à forte bioturbation ou présentant des phénomènes post-dépôts majeurs;
- éviter de travailler sur des carottes où des passées turbiditiques ou resédimentées ont pu modifier sensiblement le taux de sédimentation ;
- utiliser un paramètre dont les variations remplissent les conditions dites de stationnarité (Davis, 1988). Ceci implique que le signal oscille autour de sa moyenne dans les limites de son écart-type.

Pour l'ensemble des carottes étudiées, le cadre chronostratigraphique est suffisamment précis pour assurer une bonne fiabilité aux résultats de l'analyse spectrale. Les analyses spectrales portent sur les intensités de diffraction de l'échantillon glycolé, données par les diffractogrammes. Les différents composants argileux seront successivement étudiés au sein de la fraction inférieure à 2 micromètres des différentes carottes afin de comparer et de distinguer le comportement du signal spectral suivant les bassins océaniques (bassins Est et -Ouest Atlantique) et les latitudes (hautes et moyennes latitudes en Atlantique Nord).

Les sédiments des séries étudiées sont généralement faiblement bioturbés et ne semblent pas affecter par des phénomènes de diagenèse, notamment en raison de la faible profondeur d'enfouissement (carottes de 15 mètres de longueur maximale).

Par contre, la présence d'une séquence resédimentée, au sein de la carotte SU 90-11, entre 172,5 à 192 mètres de profondeur, exclut l'utilisation des données minéralogiques de cette carotte à des fins d'analyse spectrale.

Enfin, les conditions de stationnarité des différents signaux sont généralement suffisantes mais quelquefois médiocres (cf. Chapitre IV)

L'interprétation des analyses spectrales sera réalisée dans les limites précises de la méthode. En effet, les périodicités les plus courtes et les plus longues, pouvant être mise en

évidence de façon fiable, répondent à des critères mathématiques précis:

- la périodicité la plus courte pouvant être mise en évidence répond à la condition de Shannon. Cette périodicité est au moins égale à deux fois le pas d'échantillonnage (ou encore pas de temps) de la série (Bringham, 1974). Dans le cas présent, le pas de temps des séries et le même pour l'ensemble des carottes (0,5 ka). La périodicité la plus courte pouvant être significativement mise en évidence est de 1 ka. Mais, l'utilisation de l'échelle SPECMAP (Martinson, 1987), à des fins de datations, implique une incertitude de $\pm 5\ 000$ ans. Les périodicités les plus courtes interprétables seront supérieures à 10 ka (deux fois la précision de l'échelle);

- la périodicité la plus longue à laquelle on peut accorder valablement confiance est au maximum quatre fois plus courte que la fenêtre de travail. Sur l'ensemble des carottes étudiées, la périodicité la plus grande observée, correspondant à la fréquence la plus basse (fréquence = $1 / \text{périodicité}$), se situe en deçà des limites de la méthode. Les résultats associés à ces périodes ou fréquences seront à interpréter avec un maximum de précaution.

V.2.3 : Résultats

a) Carotte SU 90-08

Les données ont été interpolées linéairement entre 4,5 et 285,5 ka avec un pas de temps de 0,5 ka, la fenêtre de travail est de 281 ka.. A l'issue de l'analyse spectrale, la largeur de bande est de l'ordre de 0,01 ka.

$$\approx 1/100 \text{ ka}^{-1}$$

L'étroitesse de la fenêtre de travail incite à la plus grande prudence dans l'interprétation des signaux associés aux plus basses fréquences. On remarque cependant que l'analyse spectrale des variations de la chlorite indique un signal de forte puissance aux environs de la fréquence $1/115 \text{ ka}^{-1}$ (figure V.6 et tableau V.6). A $1/115 \text{ ka}^{-1}$, le signal constitue 36% de la puissance totale de la chlorite, contre 32% de la puissance du signal total pour le $\delta^{18}\text{O}$ planctonique. La cohérence entre les deux signaux est faible (0,56) mais néanmoins supérieur au seuil de confiance (0,53).

Illite et kaolinite présentent également des signaux associés à cette même fréquence, représentant 25% de la puissance totale du signal (figure V.6 et tableau V.6).

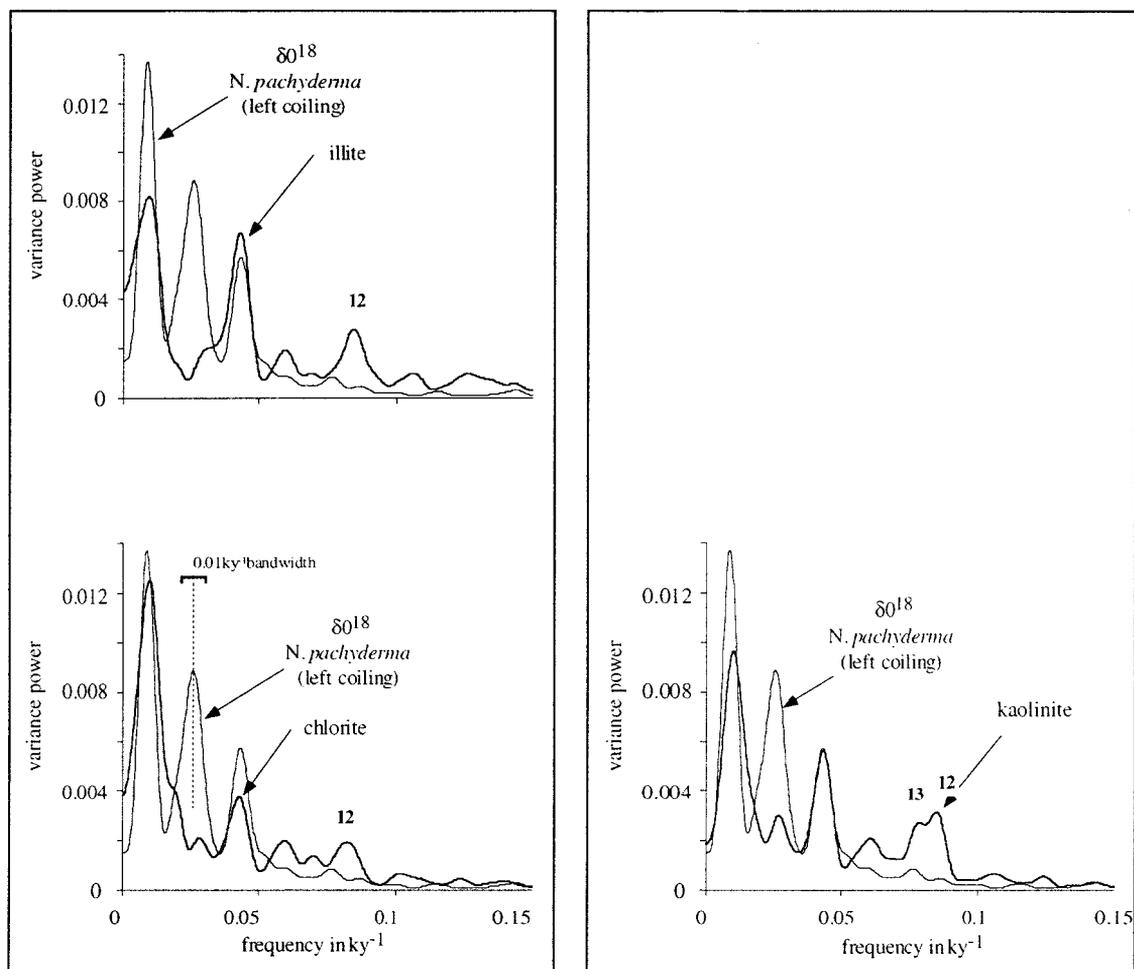


Figure 6: Blackman-Tukey cross-correlation spectral analysis results between $\delta^{18}\text{O}$ *N. pachyderma* (left coiling) and clay mineral peak height (interpolated datas) for core SU 90-08, with a 0.01 ky^{-1} bandwidth.

La cohérence des spectres de l'illite et de la kaolinite avec celui du $\delta^{18}\text{O}$ planctonique est assez bonne avec des valeurs respectives de 0,57 et 0,65.

Le signal de la smectite dans cette même bande de fréquence est très faible. Il ne représente pas plus de 15% du signal total et sa cohérence (0,53) avec le signal du $\delta^{18}\text{O}$ planctonique est médiocre, de l'ordre du seuil de confiance (seuil de confiance = 0,52) (tableau V.6).

$$\approx 1/41 \text{ ka}^{-1}$$

Au contraire du signal du $\delta^{18}\text{O}$ planctonique, aucun des composants argileux ne présentent de pics significatifs dans la bande de fréquence $1/38 \text{ ka}^{-1}$, associée à l'obliquité. Les

spectres de la chlorite, de la kaolinite et de la smectite associés à cette fréquence représente moins de 10% de la puissance totale des signaux, tandis que le $\delta^{18}\text{O}$ planctonique comporte un signal dont la puissance représente 27% de la puissance totale. La cohérence du spectre de la chlorite (0,4) avec celui du $\delta^{18}\text{O}$ planctonique dans la bande de fréquence centrée à 1/38 ka est inférieure au seuil de confiance, tandis que les spectres de la kaolinite et de la smectite présentent respectivement des cohérences de 0,61 et 0,79 avec le spectre du $\delta^{18}\text{O}$ planctonique.

L'illite ne présente pas de signal associé à la fréquence 1/38 ka (figure V.6, tableau V.6)

SU 90-08	fréquence en ka-1	périodicité en ka	puissance du signal		cohérence seuil = 0,52
			$\delta^{18}\text{O}$ pachy. %	minéral argileux %	
illite versus $\delta^{18}\text{O}$ bull.	0,0087	115	32	25	0,57
	0,0261	38	27		
	0,0432	23	15	18	0,62
chlorite versus $\delta^{18}\text{O}$ bull.	0,0087	115	32	36	0,56
	0,0261	38	27	9	
	0,0432	23	15	10	0,65
smectite versus $\delta^{18}\text{O}$ bull.	0,0087	115	32	15	0,53
	0,0261	38	27	10	0,79
	0,0432	23	15	7	0,58
kaolinite versus $\delta^{18}\text{O}$ bull.	0,0087	115	32	26	0,65
	0,0261	38	27	10	0,61
	0,0432	23	15	15	0,65

interpolation linéaire entre 4,5 et 285,5 ka avec un pas de temps de 0,5 ka
fenêtre de type Bartlett, intervalle de confiance de 80%
nombre de lags : 50% de la série (282)
fréquence : de 0 à 0,2 avec un pas de $0,3 \cdot 10^{-3}$ ka
largeur de bande : $0,010 \text{ ka}^{-1}$

Tableau V.6 : Résultats de l'analyse spectrale (Blackman-Tuckey) et corrélation croisée entre le $\delta^{18}\text{O}$ planctonique (pachyderma senestre) et les composants argileux (illite, chlorite, smectite et kaolinite) de la carotte SU 90-08. La puissance du signal est exprimée en % relatif de la puissance totale du signal après intégration sur la largeur de bande du signal. La cohérence est calculée après la procédure du groupe SPECMAP (Imbrie et al. 1989) et correspond à la valeur moyenne de la cohérence sur la largeur de bande.

≈1/23 ka

Les spectres de l'illite, de la chlorite et de la kaolinite présentent des signaux remarquables associés à la fréquence $1/23 \text{ ka}^{-1}$. La puissance du signal constitue 18% du signal total pour l'illite, 15% pour la kaolinite, 10% pour la chlorite et 15% pour le $\delta^{18}\text{O}$ planctonique (figure V.6, tableau V.6). La cohérence est forte entre les signaux des composants argileux et du $\delta^{18}\text{O}$ planctonique, comprise entre 0,62 et 0,65.

Remarques :

- On remarque que le spectre de la smectite présente un pic caractéristique associé à la fréquence $1/19 \text{ ka}^{-1}$, que l'on ne détecte ni parmi les autres composants argileux ni pour le $\delta^{18}\text{O}$ planctonique.

- On note également un signal, caractéristique de l'ensemble des minéraux argileux, excepté la smectite, associé à une bande de fréquence centrée sur $1/12,5 \text{ ka}^{-1}$.

Conclusions

Les spectres de l'illite et de la kaolinite de la carotte SU90-08 (et de la chlorite dans une moindre proportion) expriment des signaux associés à la fréquence $1/23 \text{ ka}^{-1}$. Les variations de ces minéraux sont alors liées à la précession des équinoxes, et dépendent alors, pour partie, de l'insolation aux basses latitudes. On remarque également le contrôle de l'évolution de ces minéraux par l'excentricité ($1/100 \text{ ka}^{-1}$). Par contre, les variations des minéraux primaires (illite, chlorite et kaolinite) ne semblent pas être influencées, de manière sensible, par la fréquence de $1/41 \text{ ka}^{-1}$ associée à l'obliquité. Les variations de ces minéraux ne sont alors pas contrôlées par les phénomènes de hautes latitudes.

La smectite se distingue par un comportement singulier. Seule les fréquences associées à l'obliquité ($1/38 \text{ ka}^{-1}$) et à $1/19 \text{ ka}^{-1}$ se manifestent faiblement, impliquant un contrôle modéré des hautes latitudes sur la variabilité des apports en smectite.

En outre, une fréquence de l'ordre de $1/12,5 \text{ ka}^{-1}$ apparaît nettement dans l'ensemble des spectres des minéraux argileux.

b) Carotte SU 90-12

Les composants argileux et les valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ planctonique ont été interpolés entre 11,5 et 188 ka avec un pas de temps de 0,5 ka. La fenêtre de travail est de 176.5 ka. La largeur de bande définie par l'analyse spectrale est de l'ordre de 0,0015 .

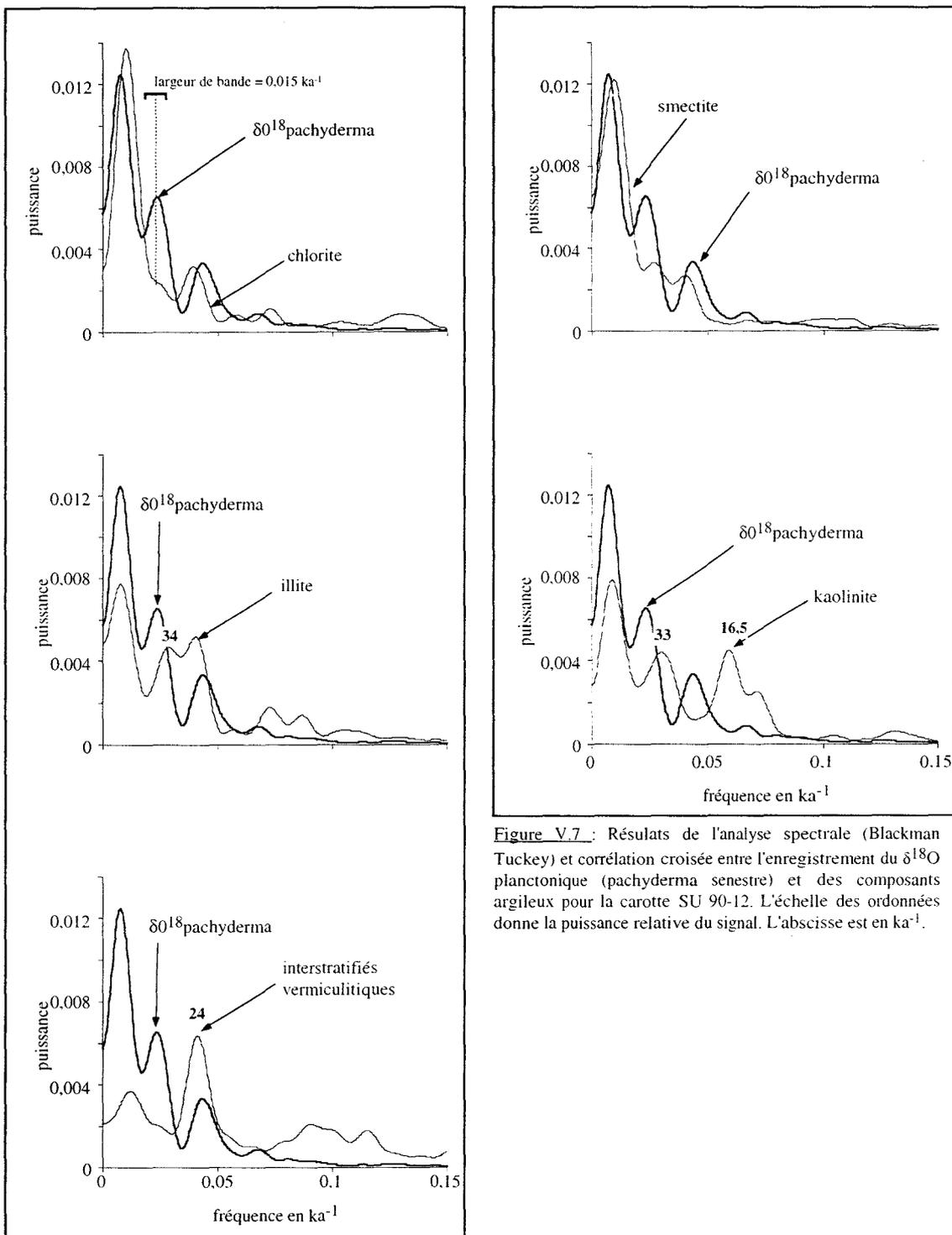


Figure V.7 : Résultats de l'analyse spectrale (Blackman Tuckey) et corrélation croisée entre l'enregistrement du $\delta^{18}\text{O}$ planctonique (pachyderma senestre) et des composants argileux pour la carotte SU 90-12. L'échelle des ordonnées donne la puissance relative du signal. L'abscisse est en ka^{-1} .

SU 90-12	fréquence en ka-1	périodicité en ka	puissance du signal		cohérence seuil = 0,52
			$\delta^{18}\text{O}$ pachy. %	minéral argileux %	
illite versus $\delta^{18}\text{O}$ pachy.	0,0078	128	46	31	0,84
	0,0237	42	26	17	
	0,0435	23	12	18	
chlorite versus $\delta^{18}\text{O}$ pachy.	0,0078	128	46	48	0,88
	0,0237	42	26	14	
	0,0435	23	12	10	
interstratifiés vermiculitique versus $\delta^{18}\text{O}$ pachy.	0,0078	128	46	15	0,63
	0,0237	42	26	10	
	0,0435	23	12	24	
smectite versus $\delta^{18}\text{O}$ pachy.	0,0078	128	46	49	0,78
	0,0237	42	26	12	
	0,0435	23	12	9	
kaolinite versus $\delta^{18}\text{O}$ pachy.	0,0078	128	46	30	0,84
	0,0237	42	26	17	
	0,052	23	12	16	

interpolation linéaire entre 11,5 et 188 ka avec un pas de temps de 0,5 ka
fenêtre de type Bartlett, intervalle de confiance de 80%
nombre de lags : 50% de la série (177)
fréquence : de 0 à 0,2 avec un pas de $0,3 \cdot 10^{-3}$ ka
largeur de bande : $0,015 \text{ ka}^{-1}$

Tableau V.7 : Résultats de l'analyse spectrale (Blackman-Tuckey) et corrélation croisée entre le $\delta^{18}\text{O}$ planctonique (pachyderma senestre) et les composants argileux (illite, chlorite, interstratifiés illite-vermiculite, smectite et kaolinite) de la carotte SU 90-12. La puissance du signal est exprimée en % relatif de la puissance totale du signal après intégration sur la largeur de bande du signal. La cohérence est calculée après la procédure du groupe SPECMAP (Imbrie et al. 1989) et correspond à la valeur moyenne de la cohérence sur la largeur de bande.

$$\approx 1/100 \text{ ka}^{-1}$$

Les spectres présentent des pics à $1/128 \text{ ka}^{-1}$ mais ceux ci ne seront pas discutés en raison de l'étroitesse de la fenêtre de travail, inférieure à 200 ka.

$$\approx 1/41 \text{ ka}^{-1}$$

Les spectres de l'illite et de la kaolinite présentent des pics associés à la fréquence $1/33 - 1/35 \text{ ka}^{-1}$. La puissance de ces pics représentent 17% de la puissance du signal total pour illite et kaolinite contre 26% pour le $\delta^{18}\text{O}$ planctonique (figure V.7, tableau V.7). La cohérence entre les spectres de l'illite, de la kaolinite avec le spectre du $\delta^{18}\text{O}$ planctonique est très bonne, comprise entre 0,73 (illite- $\delta^{18}\text{O}$ planctonique) et 0,74 (kaolinite- $\delta^{18}\text{O}$ planctonique).

$$\approx 1/23 \text{ ka}^{-1}$$

Le spectre des interstratifiés présente un unique pic caractéristique associée à la fréquence $1/23 \text{ ka}^{-1}$ dont la puissance représente 24% du signal total contre seulement 12% pour le spectre du $\delta^{18}\text{O}$ planctonique. La cohérence entre les deux spectres est faible mais toutefois supérieure au seuil de confiance (0,54).

La puissance du pic de l'illite, centré sur la fréquence à $1/23 \text{ ka}^{-1}$ du spectre, représente 18% de la puissance totale du signal contre seulement 12% pour le $\delta^{18}\text{O}$ planctonique. La cohérence des deux spectres est médiocre quoique supérieure au seuil de confiance (0,55) sur la largeur de bande de la fréquence considérée. Ces résultats incitent à la prudence quand à l'interprétation de ces résultats (figure V.7, tableau V.7).

Les spectres de la chlorite et de la smectite présentent des signaux aux environs de la fréquence $1/23 \text{ ka}^{-1}$, dont la puissance par rapport au signal total est inférieure à 15% et dont la cohérence avec le spectre du $\delta^{18}\text{O}$ planctonique ($0,55 < \text{cohérence} < 0,58$) est faible mais néanmoins supérieure au seuil de confiance.

On remarque que le spectre de la kaolinite présente un pic caractéristique, de forte puissance (16%) par rapport au signal total, centré sur la fréquence $1/16 \text{ ka}^{-1}$, correspondant à un harmonique de la fréquence $1/33 \text{ ka}^{-1}$. (figure V.7, tableau V.7).

Conclusions

Les spectres de l'illite et des interstratifiés présentent un pic majeur à $1/23 \text{ ka}^{-1}$, indiquant que les variations de ces deux minéraux sont principalement contrôlés par les phénomènes liés à l'insolation de basses latitudes.

c) Carotte SU 90-33

Les séries ont été interpolées entre 14,5 et 272 ka. La fenêtre de travail est de 248 ka. La largeur de bande issue de l'analyse spectrale est de 0,011 ka.

$$\approx 1/100 \text{ ka}^{-1}$$

On remarque le signal fort que présente le spectre de la smectite aux environs de $1/105 \text{ ka}^{-1}$. Sa puissance est de 42% par rapport au signal total contre seulement 40% pour le $\delta^{18}\text{O}$ planctonique et la cohérence entre les deux spectres est très bonne, de l'ordre de 0,76 (figure V.8, tableau V.8).

Les spectres des autres composants argileux (illite, chlorite et kaolinite) montrent des pics dont la puissance représente de 29% à 33% du signal total mais dont la cohérence avec les spectre du $\delta^{18}\text{O}$ planctonique est inférieure au seuil de confiance (exception faite de l'illite dont la cohérence avec le $\delta^{18}\text{O}$ est de 0,64) (figure V.8, tableau V.8).

$$\approx 1/41 \text{ ka}^{-1}$$

Les spectres des minéraux primaires présentent des pics majeurs associés à la fréquence de $1/39 \text{ ka}^{-1}$, notamment la kaolinite dont la puissance à cette fréquence participe à hauteur de 26% au signal total, contre 20% pour le $\delta^{18}\text{O}$ avec une cohérence de 0,7. Les puissances de l'illite et de la chlorite représentent 20% et 18% de leur signaux totaux respectifs avec des cohérences supérieures à 0,6 (figure V.8, tableau V.8).

$$\approx 1/23 \text{ ka}^{-1}$$

Les spectres des composants argileux ne présentent pas de pics représentatifs à cette fréquence (figure V.8, tableau V.8).

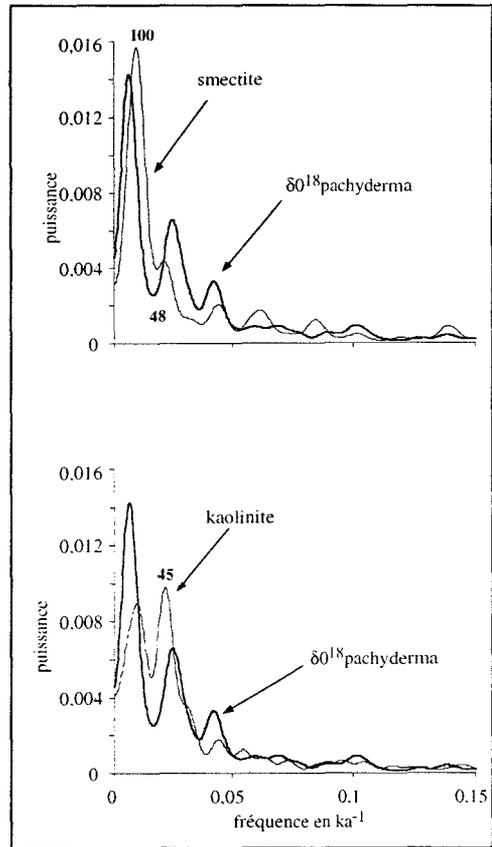
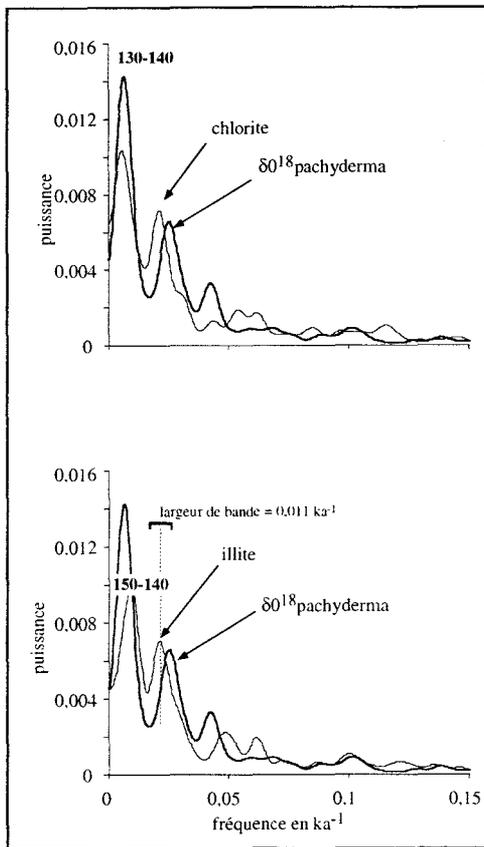


Figure V.8 : Résultats de l'analyse spectrale (Blackman Tuckey) et corrélation croisée entre l'enregistrement du $\delta^{18}\text{O}$ planctonique (pachyderma senestre) et des composants argileux pour la carotte SU 90-33. L'échelle des ordonnées donne la puissance relative du signal. L'abscisse est en ka^{-1} .

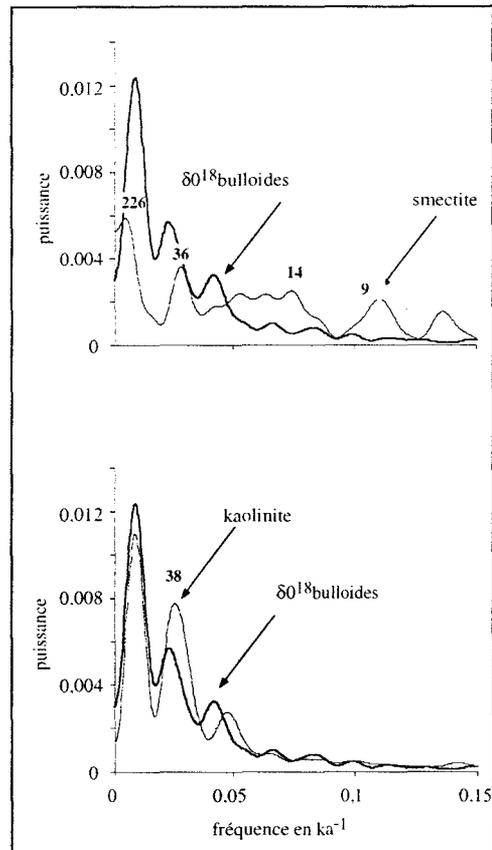
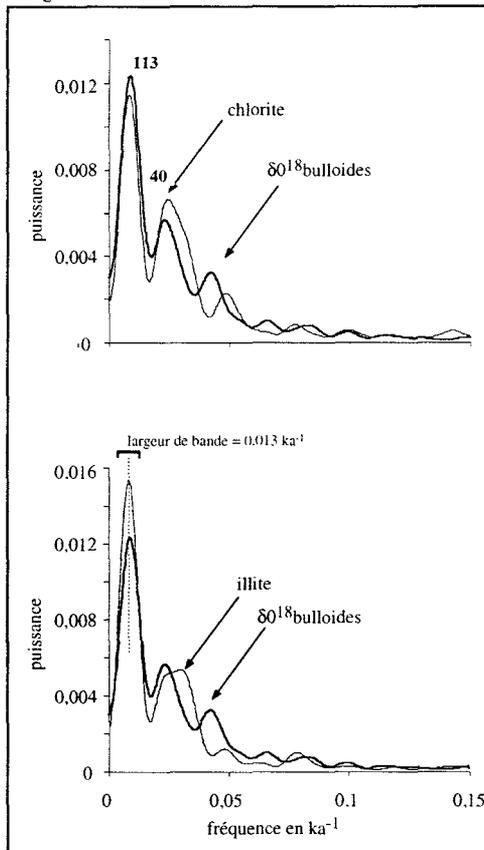


Figure V.9 : Résultats de l'analyse spectrale (Blackman Tuckey) et corrélation croisée entre l'enregistrement du $\delta^{18}\text{O}$ planctonique (bulloides) et des composants argileux pour la carotte SU 90-38. L'échelle des ordonnées donne la puissance relative du signal. L'abscisse est en ka^{-1} .

SU 90-33	fréquence en ka-1	périodicité en ka	puissance du signal		cohérence seuil = 0,52
			$\delta^{18}\text{O}$ pachy. %	minéral argileux %	
illite versus $\delta^{18}\text{O}$ pachy.	0,00735	135	40	30	0,64
	0,0255	39	20	20	0,62
	0,0426	23	10	5	
chlorite versus $\delta^{18}\text{O}$ pachy.	0,00735	135	40	33	0,48
	0,0255	39	20	18	0,61
	0,0426	23	10	4	
smectite versus $\delta^{18}\text{O}$ pachy.	0,00735	135	40	42	0,76
	0,0255	39	20	11	0,68
	0,0426	23	10	4	
kaolinite versus $\delta^{18}\text{O}$ pachy.	0,00735	135	40	29	0,36
	0,0255	39	20	26	0,7
	0,0426	23	10	5	

interpolation linéaire entre 14,5 et 272 ka avec un pas de temps de 0,5 ka
fenêtre de type Bartlett, intervalle de confiance de 80%
nombre de lags : 50% de la série (259)
fréquence : de 0 à 0,2 avec un pas de $0,3 \cdot 10^{-3}$ ka
largeur de bande : $0,011 \text{ ka}^{-1}$

Tableau V.6 : Résultats de l'analyse spectrale (Blackman-Tuckey) et corrélation croisée entre le $\delta^{18}\text{O}$ planctonique (pachyderma senestre) et les composants argileux (illite, chlorite, smectite et kaolinite) de la carotte SU 90-33. La puissance du signal est exprimée en % relatif de la puissance totale du signal après intégration sur la largeur de bande du signal. La cohérence est calculée après la procédure du groupe SPECMAP (Imbrie et al. 1989) et correspond à la valeur moyenne de la cohérence sur la largeur de bande.

Conclusions

Les minéraux argileux et surtout la smectite, sont sensibles à la fréquence $1/105 \text{ ka}^{-1}$. Leurs variations sont, pour partie, contrôlées par le volume des glaces, conséquences directe de la position latitudinale de la carotte, à 62°N , à proximité des zones de développement des calottes glaciaires continentales en période glaciaire.

Les variations de l'illite, de la chlorite et de la kaolinite sont contrôlées à la fois par la fréquence $1/105 \text{ ka}^{-1}$ et $1/39 \text{ ka}^{-1}$. La fréquence à $1/23 \text{ ka}^{-1}$ n'est jamais exprimée significativement, indiquant que l'insolation aux basses latitudes n'a pas d'effets sur les composants argileux. Par contre le volume des glaces continentales et les phénomènes climatiques de hautes latitudes contrôlent les variations minéralogiques majeures apparaissant au site SU 90-33.

d) Carotte SU 90-38

Les données ont été interpolées linéairement entre 5 et 228 ka. La fenêtre de travail est de 223 ka. La largeur de bande définie par l'analyse spectrale est de 0,013 ka.

SU 90-38	fréquence en ka-1	périodicité en ka	puissance du signal		cohérence seuil = 0,52
			$\delta^{18}\text{O}$ bull. %	minéral argileux %	
illite versus $\delta^{18}\text{O}$ bull.	0,009	111	40	46	0,83
	0,0234	43	21	20	0,8
	0,0423	24	12		
chlorite versus $\delta^{18}\text{O}$ bull.	0,009	111	40	35	0,88
	0,0234	43	21	25	0,85
	0,0423	24	12	8	
smectite versus $\delta^{18}\text{O}$ bull.	0,009	111	40	17	0,53
	0,0234	43	21	11	
	0,0423	24	12		
kaolinite versus $\delta^{18}\text{O}$ bull.	0,009	111	40	33	0,86
	0,0234	43	21	26	0,81
	0,0423	24	12	10	

interpolation linéaire entre 5 et 228 ka avec un pas de temps de 0,5 ka
 fenêtre de type Bartlett, intervalle de confiance de 80%
 nombre de lags : 50% de la série (224)
 fréquence : de 0 à 0,2 avec un pas de $0,3 \cdot 10^{-3}$ ka
 largeur de bande : $0,013 \text{ ka}^{-1}$

Tableau V.6 : Résultats de l'analyse spectrale (Blackman-Tuckey) et corrélation croisée entre le $\delta^{18}\text{O}$ planctonique (bulloïdes) et les composants argileux (illite, chlorite, smectite et kaolinite) de la carotte SU 90-38. La puissance du signal est exprimée en % relatif de la puissance totale du signal après intégration sur la largeur de bande du signal. La cohérence est calculée après la procédure du groupe SPECMAP (Imbrie et al. 1989) et correspond à la valeur moyenne de la cohérence sur la largeur de bande.

$$\approx 1/100 \text{ ka}^{-1}$$

L'importance des pics des spectres de la chlorite, de l'illite et de la kaolinite associés à cette fréquence varie entre 46% du signal total pour l'illite, 35% pour la chlorite et 33% pour la kaolinite contre 40% pour le $\delta^{18}\text{O}$. La cohérence des spectres des composants argileux et du

$\delta^{18}\text{O}$ est très forte supérieure à 0,83. Le spectre de la smectite présente un signal faible à $1/111 \text{ ka}^{-1}$ correspondant à un harmonique de la largeur de la fenêtre de travail (223 ka) (figure V.9, tableau V.9).

$$\approx 1/41 \text{ ka}^{-1}$$

Les minéraux primaires, notamment la kaolinite, sont caractérisés par la présence d'un pic associé à la fréquence $1/43 \text{ ka}^{-1}$ au sein de leur spectre. La puissance de ces pics représentent 20% du signal total pour l'illite, 26% pour la kaolinite, 25% pour la chlorite contre 21% pour le $\delta^{18}\text{O}$. La cohérence des spectres des composants argileux et du $\delta^{18}\text{O}$ est excellente, comprise entre 0,8 et 0,85 (figure V.9, tableau V.9).

$$\approx 1/23 \text{ ka}^{-1}$$

Les spectres de la kaolinite et de la chlorite présentent des pics mineurs vers $1/24 \text{ ka}^{-1}$ mais leur cohérence est inférieure au seuil de confiance (0,29 et 0,36) (figure V.9, tableau V.9).

On remarque que le spectre de la smectite présente de nombreux pics vers les hautes fréquences, correspondant à des harmoniques du pic à $1/36 \text{ ka}^{-1}$. (figure V.9).

Conclusions

Les variations des minéraux primaires sont liées aux fréquences $1/111 \text{ ka}^{-1}$ et $1/43 \text{ ka}^{-1}$, indiquant que ces variations sont contrôlées à la fois par le volume des glaces continentales et par les phénomènes climatiques de hautes latitudes.

Par contre, l'insolation aux basses latitudes, exprimée par la fréquence $1/24 \text{ ka}^{-1}$ n'a qu'une influence très minime sur les variations minéralogiques. C'est la conséquence directe de la situation latitudinale de la carotte SU 90-38, à la fois à proximité des zones de développement des calottes glaciaires continentales en période glaciaire, et à proximité des masses continentales.

V.2.4 : Interprétations

L'examen des résultats des analyses spectrales conduit à regrouper les carottes suivant les comportements de leurs composants minéralogiques par rapport aux trois principales bandes

de fréquences $\approx 1/100 \text{ ka}^{-1}$, $\approx 1/41 \text{ ka}^{-1}$ et $\approx 1/23 \text{ ka}^{-1}$.

a) Carottes SU 90-33 et SU 90-38

Les variations des minéraux primaires, au dessus de 50°N de latitude, au sein des carottes SU 90-33 et SU 90-38, sont caractérisées à la fois par une forte expression de la fréquence à $\approx 1/41 \text{ ka}^{-1}$ (obliquité) et par l'absence de réponse à la fréquence à $\approx 1/23 \text{ ka}^{-1}$. Malgré les limites de l'analyse spectrale aux basses fréquences, la fréquence à $\approx 1/100 \text{ ka}^{-1}$ semble contrôler fortement les variations de la smectite au site SU 90-33 ainsi que, dans une moindre mesure, celles des minéraux primaires au site SU 90-38 et au site SU 90-33. Les variations des minéraux primaires contenus dans ces deux carottes sont contrôlées à la fois par les phénomènes climatiques de haute latitude ($1/41 \text{ ka}^{-1}$) et par les variations du volume des glaces continentales ($1/100 \text{ ka}^{-1}$). Cela est le résultat direct de la position latitudinale de ces deux carottes (62°N et 54°N respectivement) et de la proximité des sources susceptibles d'être affectées par l'érosion glaciaire, comme le bouclier feno-scandinave, le plateau de Rockall, etc..

Les variations de la smectite au sein du cortège argileux de la carotte SU 90-33 semblent principalement contrôlées par les variations du volume des glaces continentales ($1/100 \text{ ka}^{-1}$). Deux hypothèses sont susceptibles d'expliquer un tel comportement :

- Les variations du volume de glaces continentales sont accompagnées de variations du niveau marin. L'accroissement du volume de glace continentale occasionne une baisse du niveau de la mer conduisant à faire émerger une partie des plateaux continentaux. Autour de l'Islande, cette baisse du niveau marin libérerait la smectite contenu dans les sédiments du plateau continental et enrichirait les sédiments en smectite en période glaciaire. Or tel n'est pas le cas au site SU 90-33 où la smectite est prépondérante pendant les stades interglaciaires 1, 5 et 7 ;

- La diminution des apports en smectite en période glaciaire (stades 2, 4, 6 et 8) peut résulter de l'intensification des courants marins (ablation de la smectite par vannage), de leur atténuation ou de la déviation de leur trajectoire. Ceci est argumenté par le fait que les variations du volume des glaces continentales s'accompagnent de modifications des modèles de circulations.

b) Carottes SU 90-08 et SU 90-11

Les variations de la smectite aux sites SU 90-08 et SU 90-12 sont très complexes et répondent à des combinaisons de multiples paramètres de hautes fréquences. Elles ne répondent ni à l'insolation de basses latitudes ($1/23 \text{ ka}^{-1}$), ni aux phénomènes climatologiques de hautes

latitudes ($1/41 \text{ ka}^{-1}$), mais semblent plutôt répondre aux variations du volume des glaces continentales ($1/100 \text{ ka}^{-1}$).

Les variations des minéraux primaires sont contrôlées principalement par l'insolation aux basses latitudes ($1/23 \text{ ka}^{-1}$), mais également par le volume de glace continentale ($1/100 \text{ ka}^{-1}$). Ceci indique que les apports de minéraux primaires au site SU 90-08 (45°N) sont liées à l'érosion glaciaire (volume des glaces continentales) et à l'intensification des mécanismes de transport de ces minéraux, mais aussi à l'intensité de l'altération chimique

Les variations des interstratifiés illite-vermiculite sont fortement contrôlées par l'insolation aux basses latitudes ($1/23 \text{ ka}^{-1}$). Or on sait que la formation d'interstratifiés illite-vermiculite à partir d'illite est subordonnée aux conditions hydrolysantes du milieu. La variation des interstratifiés serait alors proportionnelle à l'intensité de la dégradation de l'illite.

latitude	43°N			50°N			54°N			60°N		
carotte	SU 90-08			SU 90-12			SU 90-38			SU 90-33		
fréquence	E	O	P	E	O	P	E	O	P	E	O	P
illite	m		l	m		l	l	l		m	l	
chlorite	l		m	l		m	l	l		m	l	
kaolinite	l		l	m			l	l		m	l	
is 10-14v						l						
smectite	m			l				m		l	m	

Tableau V.10 : Récapitulatif des fréquences majeures identifiées au sein des variations des différents minéraux argileux. E : excentricité ($1/100 \text{ ka}^{-1}$), O : obliquité ($1/41 \text{ ka}^{-1}$) et P : précession des équinoxes ($1/23 \text{ ka}^{-1}$); l : signal majeur m : signal secondaire

Le tableau V.10 permet de récapituler les différentes fréquences majeures affectant les variations des minéraux argileux. L'ensemble de ces variations est contrôlée, aussi bien aux hautes latitudes (SU 90-33 et SU 90-38) qu'aux latitudes plus basses (SU 90-08 et SU 90-12), par le volume des glaces continentales ($1/100 \text{ ka}^{-1}$).

Les analyses spectrales révèlent que le contrôle climatique qui s'exerce sur les variations des minéraux argileux, et notamment des minéraux primaires et les interstratifiés illite-vermiculite varie suivant la latitude à laquelle se situe les carottes. Au dessus de 52°N , les variations des minéraux argileux détritiques sont principalement contrôlés par les phénomènes climatiques de hautes latitudes (obliquité à $1/41 \text{ ka}^{-1}$) (tableau V.10). Au Sud de 52°N , c'est l'insolation de basse latitude (précession des équinoxes à $1/23 \text{ ka}^{-1}$) qui prédomine (tableau V.10). Le volume des glaces continentales (excentricité à $1/100 \text{ ka}^{-1}$) exerce un contrôle global

indépendant de la latitude.

L'ensemble de ces résultats s'accordent avec ceux de Ruddiman et McIntyre (1984) les variations des températures de surface de l'eau de mer. En effet, ces auteurs ont mis en évidence le passage d'une zone de moyenne latitude où le flux de chaleur est transporté par l'océan et où domine la fréquence à $1/23 \text{ ka}^{-1}$, à une zone de haute latitude où le flux de chaleur est transporté par l'atmosphère et où domine la fréquence à $1/41 \text{ ka}^{-1}$, de part et d'autre de 45° de latitude Nord. De plus, la fréquence à $1/100 \text{ ka}^{-1}$ contrôle les variations de la température de surface de l'eau de mer (Sea Surface Temperatures) dans les deux zones.

CHAPITRE VI : ANALYSES GÉOCHIMIQUES

CHAPITRE VI : ANALYSES GÉOCHIMIQUES

VI.1 : Analyses des terres rares

VI.1.1 : Introduction

Les terres rares (REE: rare earth element) forment un groupe cohérent de l'élément 57 (La) au 71 (Lu). Elles sont utilisées comme marqueurs des sources du matériel sédimentaire (Roaldset, 1973 ; McLennan *et al.*, 1983 ; McLennan, 1989; Cullers, 1995).

Pour caractériser les sources des minéraux argileux, on utilise la répartition des lanthanides et de certains éléments traces. En effet, ces différents éléments chimiques ont la propriété d'offrir habituellement des intervalles variés de concentration selon le type de roches qui les contiennent. Les terres rares et éléments traces ont un caractère hygromagmaphile prononcé. Cela est à l'origine de leur concentration particulière dans les produits de fin de différenciation magmatique. Les concentrations sont différentes dans les roches acides et dans les roches basiques (Roaldset, 1973 ; McLennan *et al.*, 1983 ; McLennan, 1989).

En général, lors de l'altération des roches silicatées (Bonnot-Courtois, 1981), les terres rares sont considérées comme peu mobiles, sauf rares exceptions (Fortin, 1989). Ainsi lors de l'altération des roches, les terres rares tendent à se concentrer dans la fraction résultante inférieure à 2 micromètres. Globalement, la répartition des terres rares dans les minéraux argileux est par conséquent directement héritée de celle des roches-mères des argiles.

Toutefois, des modifications peuvent se produire pendant le transport ou le dépôt. Ainsi, la présence de matière organique dans les sédiments pélagiques ou la circulation de fluides acides peuvent favoriser la remobilisation des terres rares depuis le sédiment, notamment lorsque le taux d'accumulation est faible (Roaldset, 1973). Au contraire, la circulation au sein du sédiment de fluides de pH basique favorise l'adsorption des terres rares échangeables par les particules argileuses.

VI.1.2 : Choix des échantillons

Le but de l'analyse géochimique de la fraction inférieure à 2 micromètres est de caractériser les sources des différents composants de cette fraction. Pour ce faire, des échantillons représentatifs des différents minéraux argileux ont été sélectionnés parmi les divers échantillons disponibles. Le choix a été fait sur la base de critères minéralogiques précis. Des échantillons présentant une forte concentration en smectite (80%), en I-C-K (86%) ou en interstratifiés vermiculitiques (28%) ont été choisis (tableaux VI.1, VI.2, VI.3, VI.4 et VI.5). Des échantillons dépourvus de smectite ou d'interstratifiés, ou pauvres en I-C-K (17%) ont

également été sélectionnés, ainsi que des échantillons présentant des concentrations intermédiaires entre ces deux extrêmes.

Par ailleurs, l'intérêt de connaître les caractéristiques minéralogiques liées aux événements de Heinrich m'a amené à choisir d'analyser des niveaux situés avant, pendant et après les événements de Heinrich 1, 2 et 4 (tableau VI.1).

Profondeur en cm	chlorite	illite	interstratifiés illite-smectite	smectite	kaolinite	notes	stades isotopiques
60	16	40	5	27	12	post H1	2
65	16	44	11	15	14	H1	2
82	11	29	8	41	11	ante H1	2
118	17	43	5	24	11	post H2	2
124	20	53	5	9	13	H2	2
152	13	34	5	40	8	ante H2	2
176	10	28	6	50	6	post H4	3
204	20	44	5	16	14	H4	3
210	12	29	6	47	7	ante H4	3
379	11	27	3	51	7		5

Tableau VI.1 : Composition en % du cortège argileux des échantillons de la carotte SU 90-08 utilisés lors du dosage des terres rares et des éléments traces (H1, H2 et H4 : événements de Heinrich).

Profondeur en cm	chlorite	illite	interstratifiés 10-14v	smectite	kaolinite	notes
27	19	39	1	23	18	stade 1
66.5	14	37	15	21	13	stade 2
85	23	38	5	16	17	stade 2
91	19	37	28	1	14	stade 2
111.5	16	38	13	21	13	stade 3
155	22	42	22	2	12	stade 3
176.5	17	36	14	21	11	stade 3
291	15	32	25	13	10	stade 4
424.5	14	31	17	26	12	stade 5
525	19	43	10	15	13	stade 6
603.5	15	32	22	15	10	stade 6
663	27	38	0	13	21	stade 7

Tableau VI.2 : Composition en % du cortège argileux des échantillons de la carotte SU 90-11 utilisés lors du dosage des terres rares et des éléments traces.

Profondeur en cm	chlorite	illite	interstratifiés 10-14v	smectite	kaolinite	notes
70	15	36	17	13	17	stade 3
130	17	41	0	30	12	stade 3
209	17	34	26	14	9	stade 4
270	14	38	12	25	11	stade 5
369	16	26	5	43	9	stade 5
538.5	18	32	28	13	9	stade 6

Tableau VI.3 : Composition en % du cortège argileux des échantillons de la carotte SU 90-12 utilisés lors du dosage des terres rares et des éléments traces.

Profondeur en cm	chlorite	illite	interstratifiés	smectite	kaolinite	notes
109	13	34	4	38	11	stade 2
463.5	8	12	5	72	3	stade 4
600	8	15	4	70	4	stade 5
754.5	10	23	8	57	7	stade 5
871.5	6	8	3	80	3	stade 5
1026	10	39	5	36	10	stade 6
1200	9	16	5	65	5	stade 7

Tableau VI.4 : Composition en % du cortège argileux des échantillons de la carotte SU 90-33 utilisés lors du dosage des terres rares et des éléments traces.

Profondeur en cm	chlorite	illite	interstratifiés	smectite	kaolinite	notes
70	12	49	0	23	16	stade 2
130	16	40	2	32	11	stade 3
145	11	37	0	43	9	stade 3
209	17	50	0	17	16	stade 3

Tableau VI.5 : Composition en % du cortège argileux des échantillons de la carotte SU 90-38 utilisés lors du dosage des terres rares et des éléments traces.

On essaiera également de caractériser l'impact des variations glaciaires/interglaciaires, généralement associées à des différences minéralogiques, essentiellement en terme de modifications des sources (tableaux VI.2 à 5).

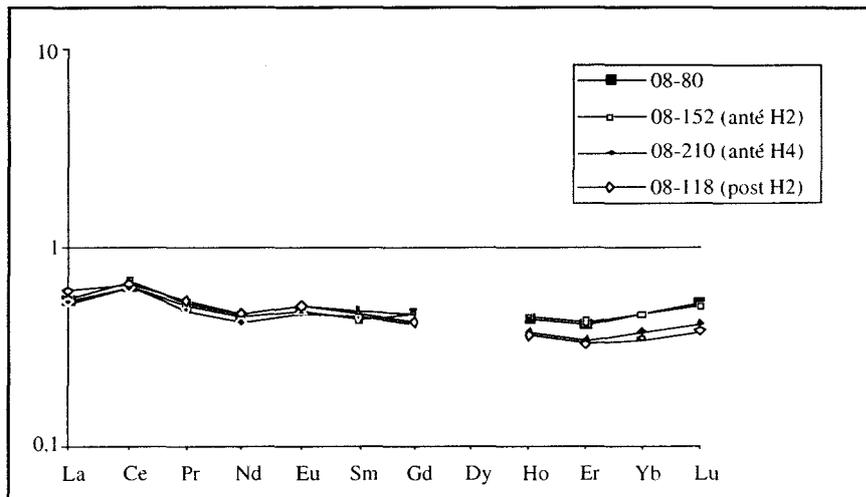


Figure VI.1 : Spectres des terres rares normalisées par rapport aux shales (Haskins et al., 1968) pour les échantillons de la carotte SU 90-08.

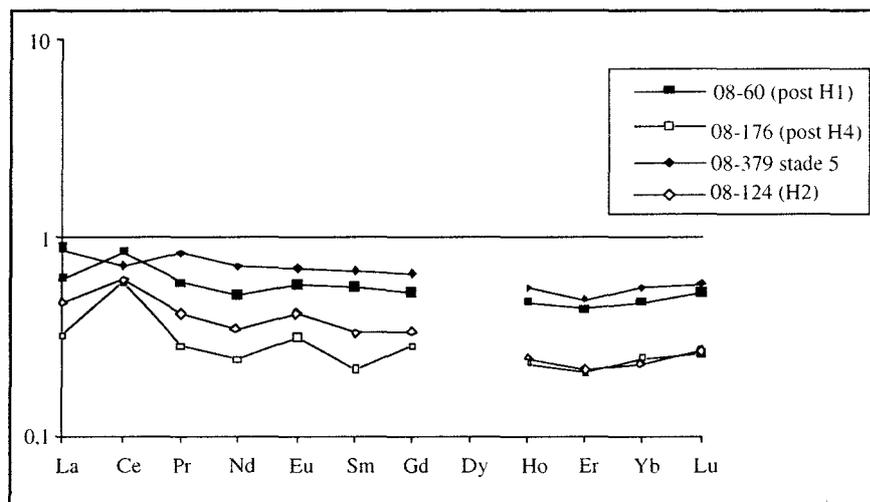


Figure VI.2 : Spectres des terres rares normalisées par rapport aux shales (Haskins et al., 1968) pour les échantillons de la carotte SU 90-08, échantillons présentant des anomalies en Ce ou Eu.

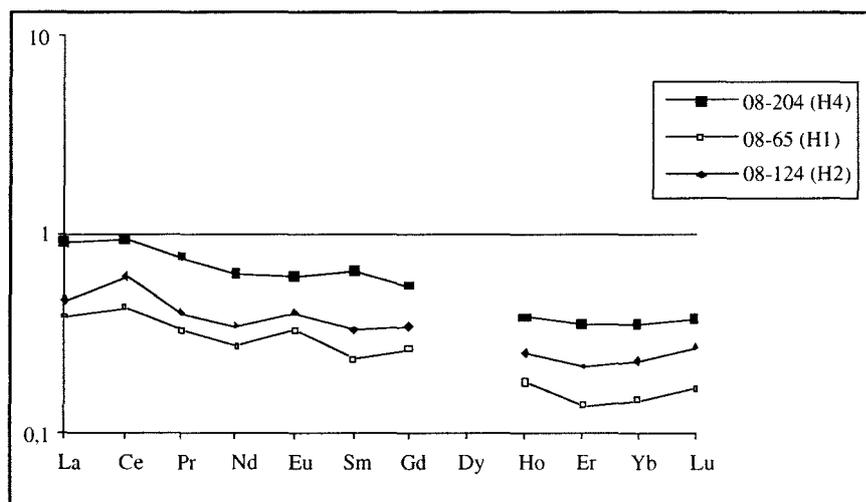


Figure VI.3 : Spectres des terres rares normalisées par rapport aux shales (Haskins et al., 1968) pour les niveaux de Heinrich de la carotte SU 90-08.

VI.1.3 : Spectres des terres rares normalisées par rapport aux shales (NASC : North American Shale Composite)

La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Ho	Er	Yb	Lu
32	73	7.9	33	5.7	1.24	5.2	1.04	3.4	3.1	0.48

Tableau VI.6 : Concentrations moyennes en terres rares (en ppm) des Shales (North American Shale Composite), Haskins *et al.*, 1968.

Les valeurs des terres rares sont normalisées par rapport au standard NASC (tableau VI.6), établi sur la moyenne des teneurs en terres rares de 40 shales Nord-américain (cf. Chapitre III).

On remarque tout d'abord que l'ensemble des spectres des terres rares de la fraction argileuse des échantillons de la carotte SU90-08 présente un appauvrissement par rapport aux shales, avec des valeurs systématiquement inférieures à 1 (figures VI.1, VI.2, VI.3). La seconde constatation est le fractionnement systématique observé entre les terres rares lourdes (Ho à Lu) et les terres rares légères (La à Gd). L'appauvrissement en terres rares lourdes est significatif pour les échantillons SU90-08-204, SU90-08-65 et SU90-08-124 (figure VI.3). Certains échantillons (SU90-60, SU90-08-174, SU90-08-65 et SU90-08-124) présentent, en outre, une anomalie positive en Ce par rapport aux terres rares voisines, La et Pr, tandis que l'échantillon SU 90-08-379 se caractérise, au contraire, par l'apparition d'une légère anomalie négative en Ce (figures VI.1, VI.2 et VI.3). Une légère anomalie positive en Eu, par rapport aux terres rares voisines (Sm et Nd), caractérise les échantillons SU90-08-174, SU90-08-65 et SU90-08-124 (figures VI.1, VI.2 et VI.3).

La teneur globale en terres rares des échantillons de la carotte SU90-11 est plus proche des celles des shales que celle de la carotte SU90-08. Les spectres des différents échantillons forment un ensemble homogène, caractérisé par une légère anomalie négative en Ce par rapport au La et au Pr (figure VI.4). On observe également un fractionnement entre terres rares légères et lourdes, sous forme d'un léger enrichissement en terres rares légères (figure VI.4).

Un fractionnement entre terres rares lourdes et légères caractérise également les échantillons de la carotte SU90-12. Les échantillons SU90-12-109 et 12-369 présentent une très légère anomalie positive en Ce (figure VI.5).

Le spectre des terres rares de la fraction argileuse de la carotte SU90-33 est caractérisé par l'absence relative de fractionnement entre terres rares légères et lourdes. Les valeurs normalisées des différentes terres rares sont proches de celles des shales. On remarque une faible anomalie négative en Ce ainsi qu'une anomalie positive très sensible en Eu sur l'ensemble des spectres (figure VI.6).

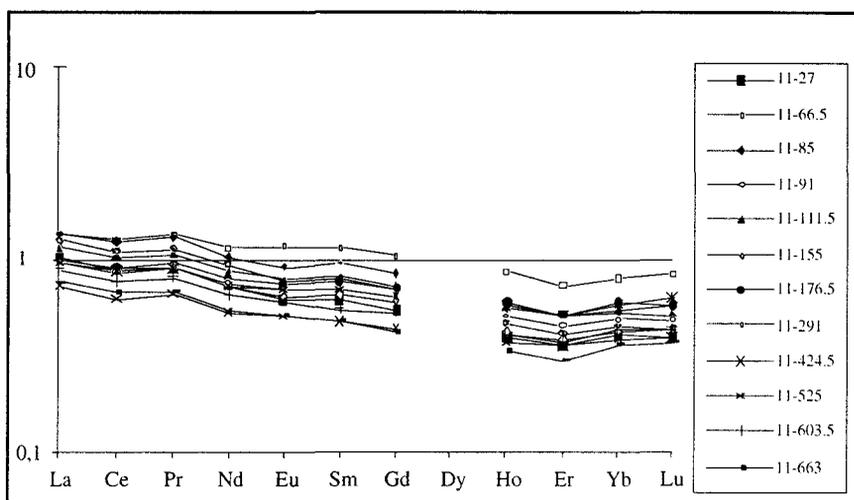


Figure VI.4 : Spectres des terres rares normalisées par rapport aux shales (Haskins et al., 1968) pour les échantillons de la carotte SU 90-11.

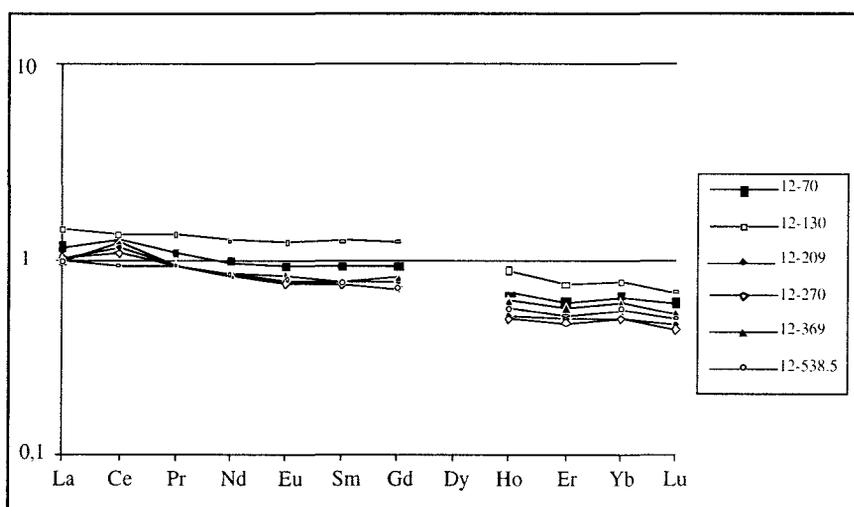


Figure VI.5 : Spectres des terres rares normalisées par rapport aux shales (Haskins et al., 1968) pour les échantillons de la carotte SU 90-12.

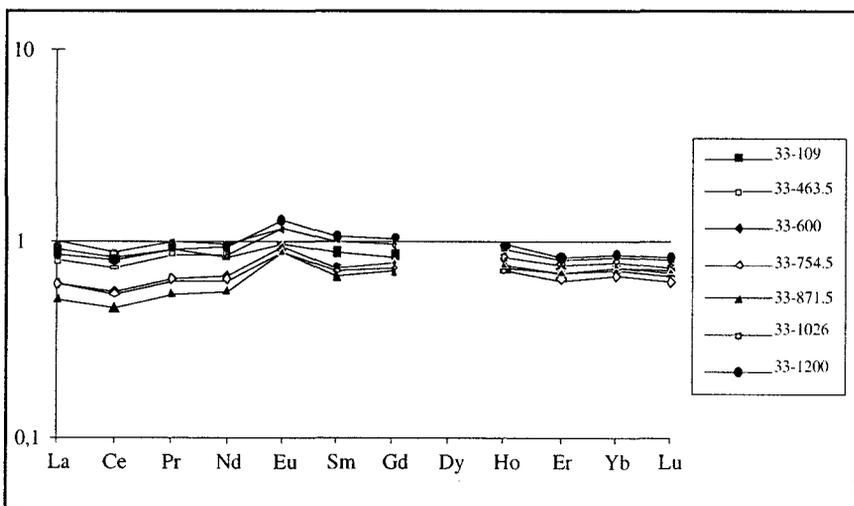


Figure VI.6 : Spectres des terres rares normalisées par rapport aux shales (Haskins et al., 1968) pour les échantillons de la carotte SU 90-33.

Les échantillons de la carotte SU90-38 présentent des spectres des terres rares normalisés quasiment plats, ne présentant qu'un fractionnement faible entre terres rares lourdes et légères, et une légère anomalie négative en Ce (figure VI.7).

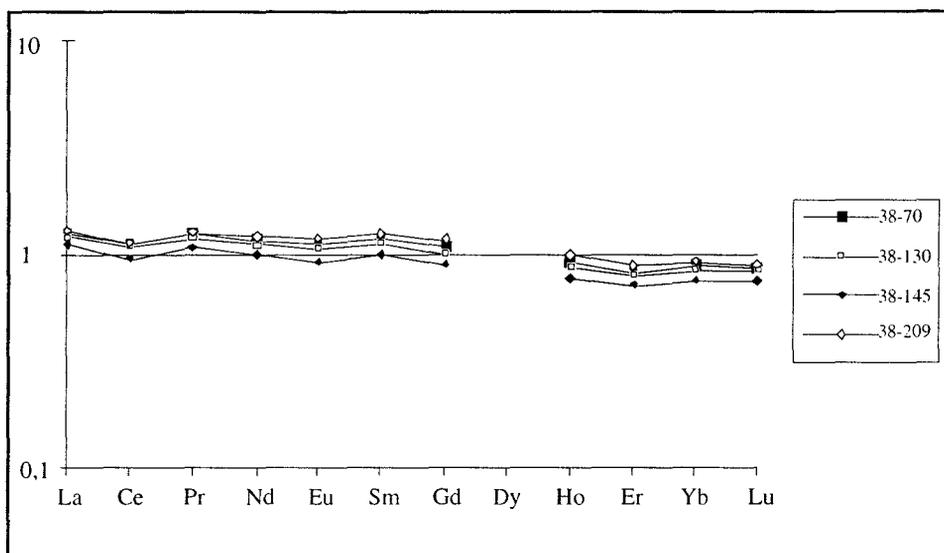


Figure VI.7: Spectres des terres rares normalisés par rapport aux shales (Haskins et al., 1968) pour les échantillons de la carotte SU 90-38.

La première approche des résultats géochimiques consiste à observer le comportement global des terres rares sur les spectres normalisés. On remarque que certains comportements sont caractéristiques de l'ensemble des spectres des différentes carottes. D'autres, au contraire, ne se manifestent que sur quelques échantillons ou caractérisent un site précis. Ce sont ces différents comportements que l'on examine en détail. Il s'agit notamment du fractionnement entre les terres rares légères et lourdes, de l'anomalie en Ce et de l'anomalie en Eu.

La variation de ces comportements est comparée avec celle de la composition de la fraction argileuse des différents échantillons, afin de caractériser les différentes sources minéralogiques. Une attention particulière est portée aux variations des caractéristiques géochimiques entre les échantillons caractérisant les périodes glaciaires et ceux caractérisant les périodes interglaciaires. L'évolution des différents paramètres géochimiques avec la profondeur croissante des échantillons sera également examinée, afin de savoir si des mécanismes de diagenèse précoce se sont produits. On étudiera également comment les caractéristiques géochimiques varient entre les échantillons caractérisant les dépôts antérieurs, postérieurs et contemporains des événements de Heinrich.

VI.1.4 : Fractionnement entre terres rares lourdes et légères :

* Descriptions

échantillons	profondeur en cm	smectite en %	LuN/LaN	Ce/Ce*	Eu/Eu*	La/Ta	Th/Ta
Carotte SU90-08							
.08-60	60	29	0,86	1,40	1,09	22,6	10,6
.08-65	65	15	0,43	1,19	1,29	35,9	15,9
.08-82	82	41	0,97	1,17	1,10	20,2	8,8
08-118	118	25	0,64	1,15	1,08	17,4	6,9
08-124	124	9	0,58	1,41	1,20	18,4	8,8
08-152	152	40	0,92	1,28	1,07	27,6	11,4
08-174	174	48	0,83	1,99	1,36	16,8	9,8
08-204	204	20	0,42	1,12	0,95	10,2	5,0
08-210	210	46	0,78	1,22	1,10	17,5	8,4
08-379	379	51	0,67	0,85	1,01	30,1	20,7
Carotte SU90-11							
11-27	27	23	0,39	0,91	0,92	34,0	16,6
11-66.5	66,5	21	0,62	0,93	1,01	42,6	18,7
11-85	85	16	0,39	0,94	0,92	45,9	27,2
11-91	91	1	0,44	0,94	0,93	36,1	22,6
11-111.5	111,5	21	0,51	0,93	0,93	36,1	19,7
11-155	155	2	0,35	0,94	0,90	45,7	28,0
11-176.5	176,5	21	0,59	0,91	0,96	34,2	18,7
11-291	291	13	0,50	0,92	0,96	33,3	21,2
11-424.5	424,5	26	0,55	0,90	1,00	23,0	19,1
11-525	525	15	0,66	0,93	0,97	28,8	15,1
11-603.5	603,5	15	0,51	0,92	1,01	32,7	17,7
11-663	663	13	0,49	0,92	1,01	28,3	19,2
Carotte SU90-12							
12-70	70	13	0,52	1,13	0,97	35,0	15,8
12-130	130	30	0,48	0,98	0,96	50,9	20,3
12-209	209	14	0,44	1,17	0,96	38,3	22,9
12-270	270	25	0,42	1,11	0,94	34,6	23,4
12-369	369	43	0,54	1,28	1,02	30,0	20,1
12-538.5	538,5	13	0,50	0,96	1,00	29,3	17,6

Carotte SU90-33							
33-109	109	38	0,75	0,92	1,09	20,5	10,8
33-463.5	463,5	72	1,01	0,88	1,25	17,1	8,5
33-600	600	70	1,11	0,88	1,33	13,8	7,6
33-754.5	754,5	57	1,05	0,87	1,33	13,8	8,4
33-871.5	871,5	80	1,42	0,89	1,49	9,7	6,1
33-1026	1026	36	0,77	0,89	1,16	19,2	8,1
33-1200	1200	65	0,97	0,90	1,27	16,5	8,3
Carotte SU90-38							
38-70	70	23	0,68	0,90	0,94	29,7	15,9
38-130	130	28	0,70	0,90	0,94	28,4	16,7
38-145	145	43		0,87	0,94	30,1	19,7
38-209	209	17	0,69	0,89	0,97	34,1	19,0

Tableau VI.7 : Profondeur (en cm), smectite (en %) et rapports Lu_N/La_N, Ce/Ce*, Eu/Eu*, La/Ta, Th/Ta des différents échantillons analysés.

Ce/Ce* = Ce_N/(La_N*Pr_N)0,5 et Eu/Eu* = Eu_N/(Nd_N*Sm_N)0,5

Lu_N/La_N = (Lu échantillon/Lu Shale)/(La échantillon/ La Shale).

L'ampleur du fractionnement entre terres rares lourdes et légères est donnée par le rapport Lu_N/La_N¹ (Murray *et al.*, 1991). On parle d'un enrichissement en terres rares légères (ou d'un appauvrissement en terres rares lourdes) lorsque ce rapport est <1, et d'un enrichissement en terres rares lourdes dans le cas contraire.

Le rapport Lu_N/La_N de la fraction argileuse des sédiments des carottes étudiées varie entre 0.35 et 1.42 (tableau VI.7). Les niveaux les plus appauvris en terres rares lourdes, présentant les valeurs de Lu_N/La_N les plus faibles (Lu_N/La_N <0.4), correspondent aux échantillons 27, 85 et 155 de la carotte SU90-11. Les échantillons SU90-08-204 et SU90-08-65 de la carotte SU90-08, 91 et 663 de la carotte SU90-11 et 130, 209 et 270 de la carotte SU90-12 présentent également un appauvrissement significatif en terres rares lourdes (0.4 < Lu_N/La_N <0.5). Au contraire, on remarque un léger enrichissement en terres rares lourdes pour les échantillons 33-463.5, 33-600, 33-754.5 et surtout 33-871.5 (1.42) de la carotte SU90-33, à la fois la plus septentrionale et la plus riche en smectite.

L'évolution du rapport Lu_N/La_N semble être liée à la composition minéralogique des échantillons. En effet, les niveaux les plus appauvris en terres rares lourdes sont également ceux qui présentent la plus faible concentration en smectite. Ils correspondent aux niveaux de

¹ Lu_N/La_N = (Lu_{échantillon} / Lu_{shale}) / (La_{échantillon} / La_{shale}).

Heinrich, au sein de la carotte SU90-08, et à l'ensemble des échantillons des carottes SU90-11 et SU90-12 en général. Au contraire, les niveaux enrichis en terres rares lourdes sont ceux qui présentent les plus fortes concentrations en smectite, notamment ceux de la carotte SU90-33, la plus proche de l'Islande (tableau VI.7). Ce sont les échantillons du stade isotopique 5 (interglaciaire). La relation entre l'évolution du rapport Lu_N/La_N et la teneur en smectite est illustrée (figure VI.8) par un coefficient de corrélation de 0.85 entre les deux paramètres. Cependant, on sait que l'eau de Mer présente un enrichissement caractéristique préférentiel en terres rares lourdes (Goldberg *et al.*, 1963). Cet enrichissement résulte des propriétés chimiques des terres rares lourdes, qui ont tendance à rester en solution (Sholkovitz, 1992 ; Goldberg *et al.*, 1963 ; Turner *et al.*, 1981). Par ailleurs, les terres rares légères sont relativement plus abondantes dans les sédiments dérivés de la croûte continentale (Othman *et al.*, 1989). L'observation d'un enrichissement de ces éléments légers dans un sédiment témoigne de l'origine crustale de celui-ci. Mais un tel enrichissement a été également rapporté dans les basaltes tertiaires islandais (Grousset *et al.*, 1983) alors que les tholéites des plaines abyssales sont généralement enrichies en terres rares lourdes (Fleet *et al.*, 1976 ; Despraires et Bonnot-Courtois, 1980). Il en résulte qu'un enrichissement en terres rares lourdes témoignerait plutôt d'une origine tholéitique des sédiments.

**Interprétations*

Les carottes SU90-08, -11, -12 présentent un enrichissement presque systématique en terres rares légères. Or la plupart des échantillons de ces carottes sont caractérisés par l'abondance relative des minéraux primaires (illite-chlorite et kaolinite) et une concentration moindre en smectite. L'enrichissement en terres rares légères, inversement proportionnel à la concentration en smectite, traduit alors l'importance dans la fraction argileuse des composants terrigènes d'origine crustale (Othman *et al.*, 1989).

En revanche, l'enrichissement en terres rares lourdes observées dans les échantillons les plus smectitiques de la carotte SU90-33 traduirait plutôt une origine basique à composante tholéitique de ces smectites. On remarque également que le rapport Lu_N/La_N de certains échantillons de la carotte SU90-08 tend vers 1 lorsque la concentration en smectite augmente. Ce qui traduit une éventuelle origine tholéitique des smectites composant le cortège argileux de cette carotte, prélevée à proximité de la ride médio-Atlantique.

Les smectites que l'on identifie à proximité de l'Islande sont généralement considérées comme des produits de l'altération des basaltes islandais. Or ces basaltes présentent plutôt un léger enrichissement en terres rares légères (Grousset *et al.*, 1983), ne permettant pas d'expliquer pourquoi les sédiments issus de tels basaltes, sont au contraire légèrement enrichis en terres rares lourdes. Une grande partie des smectites rencontrées dans les sédiments de la carotte SU90-33 et dans certains niveaux de la carotte SU90-08 dérivent donc d'un matériel basaltique. Il est néanmoins difficile d'affirmer définitivement que si ce matériel basaltique est

de type islandais ou tholéitique.

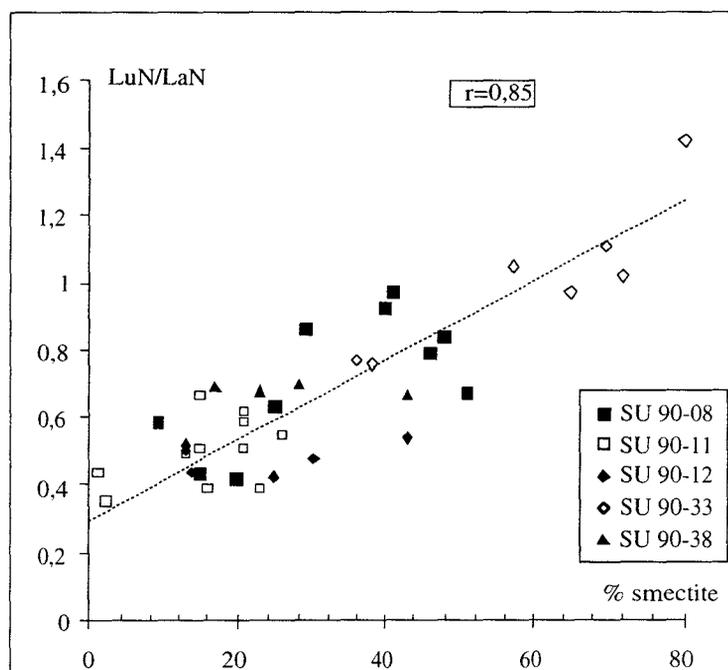


Figure VI.8 : Evolution du rapport Lu_N/La_N en fonction de la concentration en smectite (en %). $Lu_N/La_N = (Lu_{éch.}/Lu_{sh}) / (La_{éch.}/La_{sh})$. Le coefficient de corrélation entre les deux variables, défini pour un intervalle de confiance de 80 %, est de 0,85.

VI.1.5 : Anomalie en Ce

L'anomalie en Ce reflète l'existence de deux états d'oxydation du Ce, Ce^{3+} et Ce^{4+} (cf. chapitre III). Cette anomalie, notée Ce/Ce^{*2} , se calcule par rapport aux deux terres rares voisines normalisées La et Pr (De Baar *et al.*, 1983 ; Murray *et al.*, 1991).

* Description

La quasi totalité des échantillons de la carotte SU90-08 et 12 présente une anomalie positive en Ce, exceptés les échantillons SU90-08-379 et 12-130 (tableau VI.7). L'anomalie positive en Ce est maximale ($Ce/Ce^{*}=1.99$) pour l'échantillon 08-174 et forte pour les échantillons 08-152 et 08-124 (H2) ($Ce/Ce^{*}>1.4$). L'ensemble des échantillons des autres carottes est au contraire caractérisé par une anomalie en Ce négative très faible, voire absente (tableau VI.7). Les anomalies en Ce disparaissent au delà de 4 mètres de profondeur (figure VI.9) et caractérisent essentiellement les échantillons de la carotte SU90-08. Il pourrait s'agir

² $Ce/Ce^{*} = Ce_N / (La_N/Pr_N)^{0.5}$ où N : normalisé.

d'un phénomène de réduction du Ce^{4+} et Ce^{3+} , qui redevient soluble et se diffuse vers le sommet de la carotte et enrichit les échantillons de surface (Fagel, 1994).

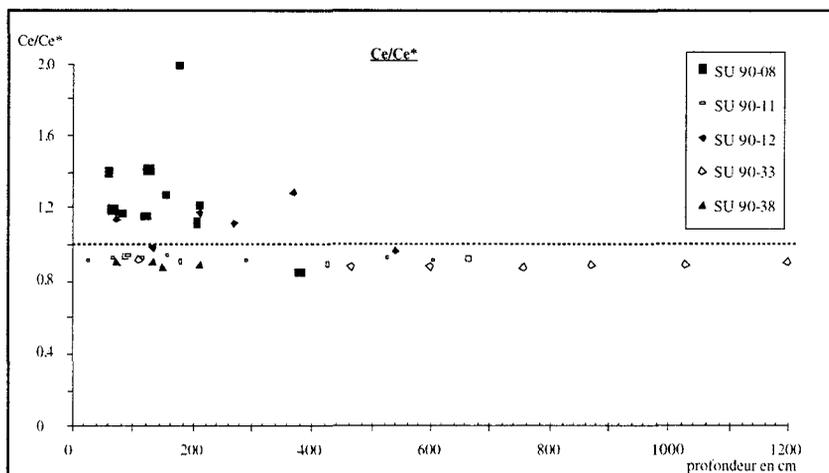


Figure VI.9 : Evolution du rapport Ce/Ce* en fonction de la profondeur (en cm).
 $Ce/Ce^* = Ce_N / (La_N / Pr_N)^{0.5}$

On sait que l'eau de mer présente typiquement une anomalie négative forte en Ce, l'océan ayant pour l'essentiel un caractère oxydant et Ce^{4+} étant insoluble. Le rapport Ce/Ce* est en moyenne de 0.25 dans l'Océan Atlantique central (Hogdahl *et al.*, 1968), compris entre 0.22 et 0.51 dans l'océan Atlantique Nord (Elderfield et Greaves, 1982) et voisin de 0.15 à proximité de la ride médio-Atlantique (German *et al.*, 1995). Ces valeurs extrêmement basses résultent de l'incorporation préférentielle du Ce^{4+} insoluble, depuis la colonne d'eau, vers le sédiment (Thomson *et al.*, 1984) ou vers les nodules (Elderfield, 1988), lors de phénomènes d'authigenèse. Quelques valeurs positives exceptionnelles de l'anomalie en Ce, de l'ordre de 1.47 ont cependant été signalées dans les eaux de la baie de Buzzards, USA, mais restent un phénomène d'ordre local (Martin *et al.*, 1976). Le rapport Ce/Ce* est de l'ordre de 1 dans les rivières et dans les estuaires (Elderfield *et al.*, 1990). Les sédiments terrigènes, quand à eux, ne présentent jamais d'anomalie significative en Ce (Haskins *et al.*, 1968 ; Sholkovitz, 1990). Ce/Ce* est compris entre 0.8 et 1.2 dans les sédiments de la plate-forme russe (Ronov *et al.*, 1967) et entre 0.8 et 1.0 pour les sédiments des marges. Les anomalies fortement positives en Ce sont caractéristiques des boues rouges pélagiques, formées par authigenèse oxydante, avec incorporation préférentielle du Ce^{4+} extrait de l'eau de Mer (Thomson *et al.*, 1984). La présence d'une anomalie positive en Ce dans les sédiments indiquent qu'une partie du matériel s'est formée par authigenèse (Desprairies et Bonnot-Courtois, 1980 ; Tlig et Steinberg, 1982 ; Sholkovitz et Schneider, 1991) ou qu'il y a eu adsorption préférentielle du Ce en surface des argiles (Addy, 1979) pendant la diagenèse.

* Interprétations

Les résultats précédents impliquent qu'une partie de la fraction fine inférieure à 2 µm du sédiment des sites SU90-08 et 90-12 est constituée de particules authigènes ou que des transferts diagénétiques se sont développés dans les 4 premiers mètres des carottes. Ces particules authigènes ne sont pas nécessairement des minéraux argileux mais pourraient se composer d'oxydes métalliques ou encore de très fins débris organiques.

De la même façon, l'absence d'anomalie positive en Ce dans les échantillons de la carotte SU 90-33 indique que la smectite, qui domine le cortège argileux, ne s'est pas formée par authigénèse. Elle est bien d'origine détritique mais il est difficile d'envisager que cette smectite résulte de l'altération de tholéites abyssales en milieu marin, ce qui impliquerait une incorporation préférentielle du Ce ou simplement une adsorption de Ce en surface des particules smectitiques.

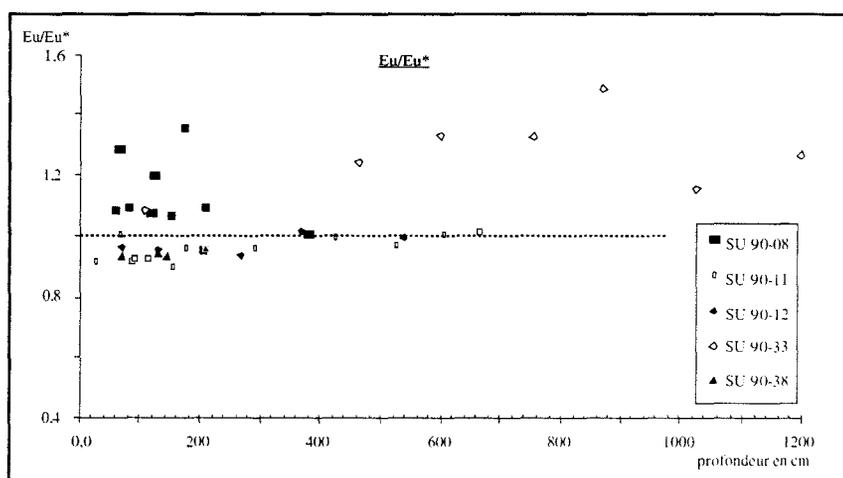


Figure VI. 10 : Evolution du rapport Eu/Eu^* en fonction de la profondeur (en cm).
 $Eu/Eu^* = Eu_N / (Nd_N / Sm_N)^{0.5}$

VI.1.6 : Anomalie en Eu

Comme pour le Ce, l'anomalie en Eu, notée Eu/Eu^* ³ se calcule par rapport aux valeurs normalisées des deux terres rares voisines, Nd et Sm.

* Description

Aucun des échantillons examinés ne présente d'anomalie négative en Eu (figure VI.10 et tableau VI.7) Par contre, quelques échantillons des carottes SU90-08 (08-174, 08-65 et 08-124)

³ $Eu/Eu^* = Eu_N / (Sm_N / Nd_N)^{0.5}$ où N : normalisé.

(présentant en outre une anomalie positive en Ce) et l'ensemble des échantillons SU90-33 sont caractérisés une anomalie positive en Eu. Au sein de la carotte SU90-33, on remarque que l'anomalie est d'autant plus développée que l'on se situe dans les niveaux les plus riches en smectites du stade isotopique 5 (33-600, 33-754.5 et 33-871.5). Mais il est difficile de proposer une relation entre l'anomalie en Eu et la concentration en smectite dans la fraction inférieure à 2 microns. En effet, l'échantillon SU90-08-124, contenant 9% de smectite présente une anomalie positive en Eu de même ordre que l'échantillon 33-1200 qui en contient 65%. A priori, il semble que le développement d'une anomalie positive en Eu n'est pas directement liée à la composition minéralogique de l'échantillon.

Les roches crustales, ignées ou sédimentaires sont caractérisées par une légère anomalie positive en Eu (Taylor et McLennan, 1985). De même, les feldspaths et surtout les plagioclases (Schnetzler et Philpotts, 1967) présentent une anomalie positive significative en Eu (figure VI.11) tandis que les minéraux ferromagnésiens sont au contraire plutôt appauvris en Eu (McLennan, 1989 ; Cullers, 1995). Les basaltes tertiaires islandais se caractérisent par une telle anomalie en Eu. Les sédiments dérivant de ces basaltes présentent le même type d'anomalie (figure VI.11). L'anomalie positive en Eu est maximale près des côtes d'Islande, puis diminue vers le Sud, du fait de la dilution due à l'arrivée de matériel acide (dont le rapport Eu/Eu^* est négatif) issu du bouclier scandinave (Haskins et Haskins, 1966). L'anomalie positive en Eu n'est pas caractéristique de la néoformation en milieu océanique, sauf lorsque l'on se situe dans un contexte hydrothermal (figure VI.11) (Michard *et al.*, 1983 ; McLennan, 1989 ; Mitra *et al.*, 1994 ; Sholkovitz, 1990).

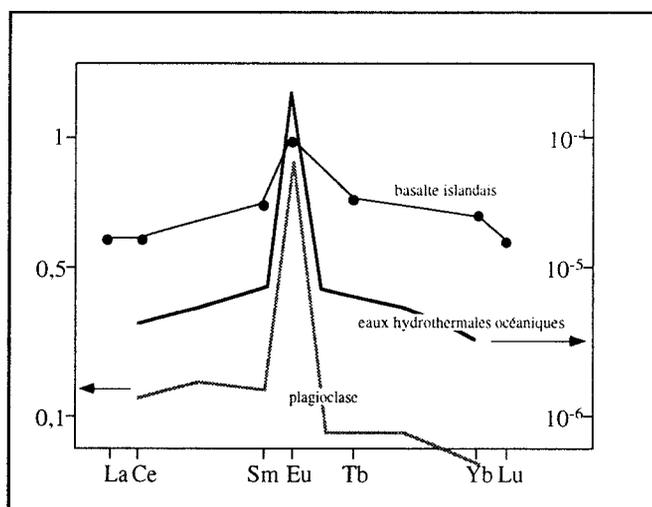


Figure VI.11 : Distribution des terres rares pour un matériel d'origine islandaise, pour un plagioclase (dans une andésite, Schnetzler et Philpotts, 1967) et pour des eaux hydrothermales océaniques (McLennan, 1989).

* *Interprétations*

La présence systématique d'une anomalie positive en Eu au sein des échantillons de la carotte SU90-33, tant en période glaciaire qu'en période interglaciaire, peut s'expliquer :

- par une origine crustale des sédiments ;
- par apports de particules dérivées des basaltes islandais ;
- par une forte concentration en plagioclase ;
- par l'intervention de fluides hydrothermaux.

Dans l'environnement de la carotte SU90-33 il n'y a pas d'indice d'hydrothermalisme. De plus, les analyses minéralogiques de la fraction argileuse de la carotte SU90-33 montrent que les plagioclases n'y sont pas plus abondants que dans les autres sites (chapitre IV) et l'origine crustale des sédiments est mise en doute par l'importance de la smectite au sein de la fraction argileuse de la carotte. Seul un apport de smectite résultant de l'altération de basalte islandais est alors en mesure d'expliquer l'anomalie en Eu observée au site SU90-33, ce qui infirme pour partie les observations faites à propos du Cerium.

Par contre, au site SU90-08, la proportion de smectite dans le cortège argileux semble trop faible pour expliquer, par sa seule présence, l'anomalie en Eu observée. L'enrichissement en Eu, dans les échantillons SU90-08-65 et SU90-08-124, est associé à la présence des niveaux de Heinrich. Ces échantillons sont caractérisés par leur concentration en illite, chlorite, quartz et feldspaths, issus du bouclier canadien. La présence de feldspaths en quantité non négligeable peut alors expliquer l'anomalie en Eu dans les niveaux de Heinrich 1 et 2. Il subsiste une interrogation en ce qui concerne l'anomalie en Eu de l'échantillon SU90-08-174, qui n'est ni particulièrement riche en smectite, ni en feldspaths. Cet échantillon présente également une forte anomalie positive en Ce. La présence de ces deux anomalies peut alors être l'indice d'une influence de phénomènes hydrothermaux. Cette hypothèse est confortée par la proximité de la ride médio-Atlantique et des Açores.

VI.2 : Spectres des terres rares étendus aux éléments traces, normalisés par rapport au manteau primitif

Certains éléments traces, Rb, V, Zr, Nb, Hf, Th, présentent une accumulation préférentielle dans la fraction argileuse des sédiments (Paterson *et al.*, 1986). On normalise les teneurs des éléments traces de la fraction argileuse par rapport à leurs concentrations dans le manteau primitif (tableau VI.8) (Sun, 1982 ; Sun et McDonough, 1989).

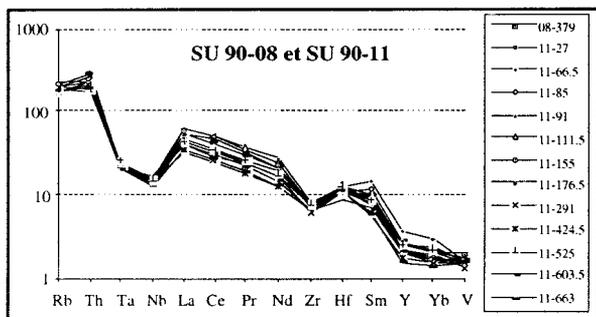


Figure VI.12 : Spectres des terres rares étendus aux éléments traces, normalisés par rapport au manteau primitif, carotte SU90-11 et 08-379 (Sun, 1982 ; Sun et McDonough, 1989).

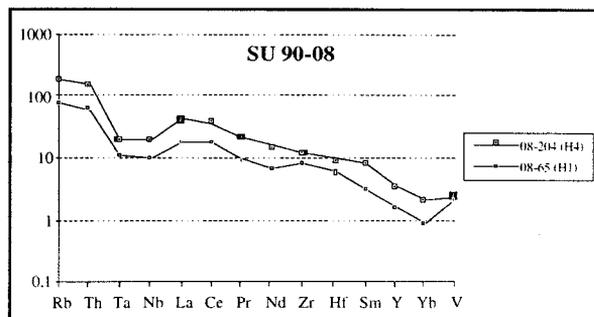


Figure VI.16 : Spectres des terres rares étendus aux éléments traces, normalisés par rapport au manteau primitif, niveaux de Heinrich 1 et 4, carotte SU90-08 (Sun, 1982 ; Sun et McDonough, 1989).

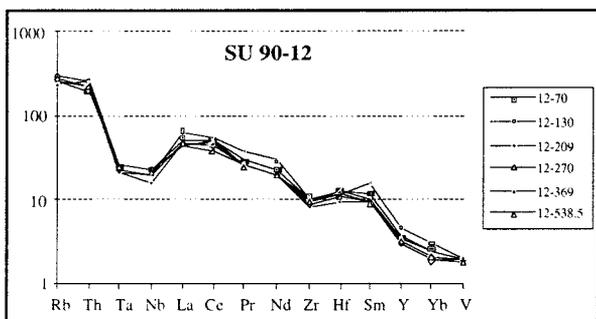


Figure VI.13 : Spectres des terres rares étendus aux éléments traces, normalisés par rapport au manteau primitif, carotte SU90-12 (Sun, 1982 ; Sun et McDonough, 1989).

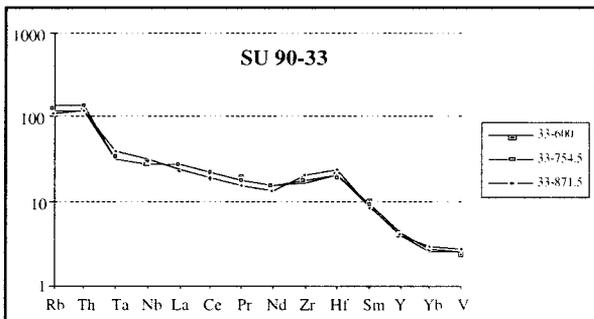


Figure VI.17 : Spectres des terres rares étendus aux éléments traces, normalisés par rapport au manteau primitif, échantillons du stade isotopique 5, carotte SU 90-33.

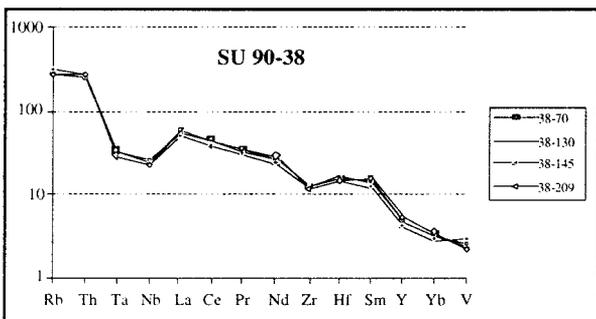


Figure VI.14 : Spectres des terres rares étendus aux éléments traces, normalisés par rapport au manteau primitif, carotte SU 90-38 (Sun, 1982 ; Sun et McDonough, 1989).

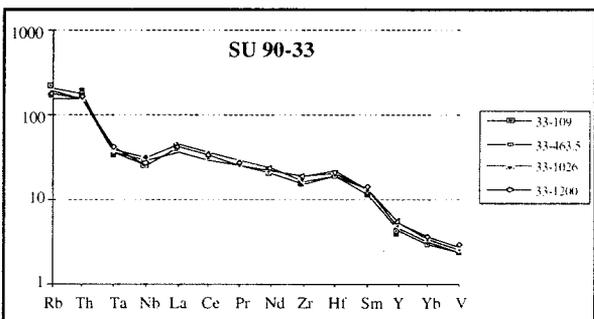


Figure VI.18 : Spectres des terres rares étendus aux éléments traces, normalisés par rapport au manteau primitif, carotte SU90-33 (Sun, 1982 ; Sun et McDonough, 1989).

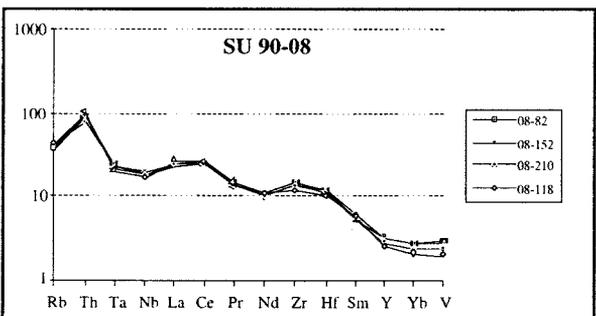


Figure VI.15 : Spectres des terres rares étendus aux éléments traces, normalisés par rapport au manteau primitif, carotte SU90-08 (Sun, 1982 ; Sun et McDonough, 1989).

Rb	Th	Nb	Ta	La	Ce	Pr	Nd	Zr	Hf	Sm	Y	Yb	V
0.64	0.09	0.71	0.04	0.69	1.78	0.28	1.35	11.2	0.31	0.44	4.55	0.49	87

Tableau VI.8 : Concentrations moyennes en terres rares (en ppm) et éléments traces de la fraction argileuse décarbonatée par rapport au manteau primitif (Sun, 1982 ; Sun et McDonough, 1989).

On remarque que les échantillons des carottes SU90-11, 90-12 et 90-38, ainsi que l'échantillon SU90-08-379, présentent des spectres similaires, caractérisés par une anomalie négative en Nb-Ta par rapport au Th et au La, et une anomalie négative en Zr par rapport Nd et Sm (figures VI.12, VI.13 et VI.14).

D'autre part, les spectres des carottes SU90-08 et 90-33 présentent un certains nombre de caractéristiques communes. Ils sont caractérisés par une anomalie négative en Nb-Ta moins prononcée que celle observée pour les sites 11, 12 et 38, ainsi que par la disparition de l'anomalie négative en Zr-Hf (figures VI.15 et VI.16), voire par l'apparition d'une anomalie positive en Zr (figures VI.17 et VI.18). Néanmoins, des différences sensibles apparaissent au sein même des deux sites. En effet, les échantillons SU90-08-204 et SU90-08-65 de la carotte SU90-08 (respectivement H4 et H1) sont caractérisés par un enrichissement en Rb et par le renforcement de l'anomalie négative en Nb-Ta (figure VI.16) par rapport aux autres échantillons de la même carotte (figure VI.15). De même, un lissage de l'anomalie en Nb-Ta et le développement de l'anomalie positive en Zr différencient les échantillons SU90-33-600, 33-754.5 et 33-871.5 (stade isotopique 5) (figure VI.17) des autres échantillons de la carotte SU90-33 (figure VI.18).

VI.2.1 : Anomalie en Nb-Ta et comportement de l'ensemble La-Ta-Th :

** Description*

L'anomalie négative en Nb-Ta caractérise la présence de matériel calco-alcalin, et constitue un marqueur des roches des boucliers canadiens et scandinaves (Wright, 1991 ; Shaw *et al.*, 1976). Cette anomalie est présente au sein de la majorité des spectres des terres rares étendus aux éléments traces. Elle est moins prononcée pour les échantillons de la carotte SU90-33, notamment en période interglaciaire (stade isotopique 5), indiquant une moindre importance des apports depuis les boucliers au profit des seuls apports islandais pendant les périodes les plus chaudes.

Ta et Th ont des propriétés chimiques constantes. Le Ta est principalement associé aux roches ignées basiques (concentré dans les pyroxènes) et représentatives des basaltes de type islandais (Grousset *et al.*, 1983). Il est au contraire très peu abondant dans les roches acide des boucliers continentaux. Le Th se caractérise par son accumulation préférentielle dans la fraction

argileuse (Adams, 1969 ; Grousset *et al.*, 1983). De plus, Th et La ne présentent pas d'affinité particulière pour les magmas basiques. Un rapport Th/Ta <1 indique un magma basique (Islande) tandis qu'un rapport Th/Ta >1 caractérise plutôt un magma acide (bouclier). De même, l'augmentation du rapport La/Ta indique une contribution accrue des apports de matériel acide. On compare alors l'évolution des rapports Th/Ta et La/Ta pour l'ensemble des échantillons.

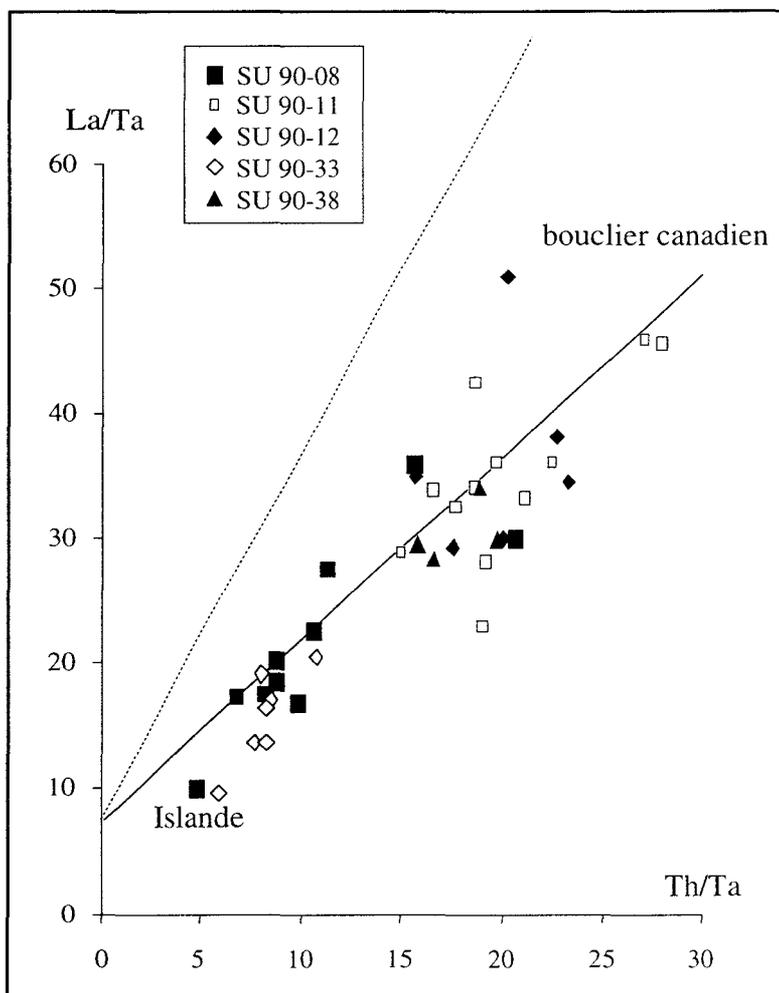


Figure VI.19 : Evolution du rapport La/Ta en fonction du rapport Ta/Th pour les carottes SU 90-08, SU 90-11, SU 90-12, SU 90-33 et SU 90-38. La droite de mélange en pointillés entre les matériaux islandais et les matériaux du bouclier canadien a été établit par Grousset *et al.* (1983).

* Interprétations

L'ensemble des échantillons se placent le long de la droite de mélange entre les pôles islandais et canadiens (Grousset *et al.*, 1980) (figure VI.19). Les carottes SU90-33 et SU90-08 présentent des valeurs faibles des rapports Th/Ta et La/Ta (tableau VI.7), indiquant clairement que les minéraux argileux proviennent de l'altération de roches basaltiques islandaises. Ce résultat confirme les interprétations de la minéralogie de la fraction argileuse de la carotte SU90-

33 (forte concentration en smectite) mais révèle également que la carotte SU90-08 bénéficie d'apports de type basique plus importants que ne le laisse présumer la seule minéralogie (concentration moyenne en smectite). Les carottes SU90-11 et SU90-12 présentent le plus d'affinités avec les roches du bouclier canadien. Ceci rend compte de la position proximale de ces deux carottes par rapport au bouclier canadien, au débouché de la Mer du Labrador. La carotte SU90-38 occupe une position intermédiaire entre le pôle basique (islandais) et le pôle acide, de type bouclier, témoignant de la mixité des apports terrigènes auxquels elle est soumise.

VI.2.2 : Anomalie en Zr-Hf

* Description

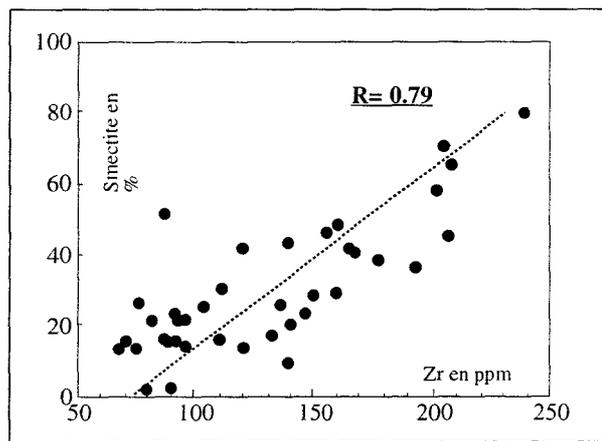


Figure VI.20 : Evolution de la teneur en Zr (ppm) et variation de la concentration en smectite (%). Le coefficient de corrélation $R=0,79$ a été établi pour un intervalle de confiance de 80%.

Les échantillons des carottes SU90-11, 12 et 38 sont caractérisés par une anomalie négative en Zr-Hf par rapport aux terres rares voisines (Nd et Sm), tandis qu'une anomalie positive est associée à certains échantillons de la carotte SU 90-33.

Zr et Hf sont des éléments chimiques voisins, dont le comportement et les propriétés chimiques sont très proches. De ce fait, il y a peu de fractionnement entre ces deux éléments. Zr et Hf sont présents en concentrations élevées dans le zircon. Ce minéral est peu altérable et se rencontre surtout dans la fraction silteuse des sédiments (Patchett *et al.*, 1984). La présence d'une anomalie positive en Zr-Hf indiquerait alors plutôt de forts apports détritiques, d'autant plus que les argiles pélagiques sont généralement appauvries en Zr et Hf (Bienvenu, 1989). Mais, Zr et Hf sont également abondants dans les basaltes, notamment dans les basaltes alcalins des Açores (Bougault, 1980). Or, les échantillons qui présentent une anomalie positive en Zr-Hf sont également ceux dont la concentration en smectite est la plus élevée. Si on compare les teneurs respectives en smectite et en Zr-Hf de l'ensemble des échantillons analysés, on remarque la bonne corrélation (0.73 à 0.79) qui s'établit entre les deux variables (figure VI.20).

* *Interprétations*

L'évolution des concentrations en smectite et des teneurs en Zr et Hf sont liées. Or, l'adsorption de Zr en surface des montmorillonite a été observée sur des smectites formées à partir de matériel basaltique (Patchett *et al.*, 1984). Les résultats obtenus pour les échantillons de la carotte SU90-33 sont cohérents avec cette observation et confirme que les smectites caractérisant la fraction argileuse de la carotte SU90-33 sont principalement dérivées d'un matériel basaltique.

VI.2.3 : Comportement du Rb

On constate que les échantillons correspondant aux niveaux de Heinrich présentent un enrichissement en Rb, au sein de la carotte SU90-08 (figure VI.13.b). Or, le Rb est associé aux feldspaths et aux illites, lorsqu'elles se forment à partir de micas ou de feldspaths potassiques (séricite). L'enrichissement en Rb observé dans les niveaux de Heinrich résulte de l'intensification des apports continentaux avec leur cortège de minéraux primaires terrigènes, et avec notamment la présence d'une abondante illite issue de l'érosion de roches acides.

VI.3 : Conclusions : Apports de la géochimie à la caractérisation de la fraction argileuse

VI.3.1 : Sources des argiles

Les profils géochimiques des fractions argileuses des carottes SU90-11 et SU90-12 sont très semblables. Les apports continentaux, à caractère acide, issus du bouclier canadien, y dominant la sédimentation : enrichissement en terres rares légères, anomalie négative en Zr-Hf, rapport Th/Ta élevé.

La fraction argileuse de la carotte SU90-08 présente des caractéristiques géochimiques moins tranchées que celle des carottes SU90-11 et SU90-12. Les apports continentaux à caractère acide (bouclier canadien ou scandinave) y sont dilués par des apports à caractère plus basique de type islandais (anomalie positive en Zr-Hf, enrichissement en terres rares légères peu à très peu marqué). Une anomalie positive en Ce, présente pour la majorité des échantillons, indiquerait qu'une diagenèse précoce de faible intensité affectent le sédiment au site SU90-08.

La répartition des terres rares et des éléments traces au sein de la fraction argileuse de la carotte SU90-33 est inféodée à la concentration en smectite (Lu_N/La_N , figure VI.6 ; teneur en Zr, figure VI.16). Les caractéristiques géochimiques de ce minéral argileux (teneur élevée en Zr, enrichissement en terres rares lourdes, faible rapport Th/Ta) indiquent qu'il dérive d'un matériel

basaltique. La présence d'une anomalie positive en Eu semble indiquer que ce matériel est de type islandais, tandis que l'enrichissement en terres rares lourdes semble plutôt évoquer une affinité avec les tholéites océaniques. Néanmoins, l'absence d'anomalie positive en Ce implique que cette smectite n'est pas un produit de l'authigenèse. Globalement les résultats géochimiques favorisent l'hypothèse d'une smectite qui dériverait de l'altération de basalte islandais.

La carotte SU90-38 présente des caractères géochimiques hétérogènes, impliquant l'influence de plusieurs sources de type chimique différents, à la fois basique (Islande, plateau de Rockall,...) et acide (bouclier scandinave).

VI.3.2 : Caractères particuliers aux événements de Heinrich - transition Glaciaire-Interglaciaire

Les analyses géochimiques de la fraction argileuse ont permis de confirmer l'intensification des apports continentaux pendant les événements de Heinrich au site SU90-08 (anomalie Nb-Ta, enrichissement en Rb, rapport Th/Ta). Elles indiquent que les apports continentaux (riches en illite et feldspaths apportant du Rb, et riches en plagioclases présentant une anomalie positive en Eu) qui dérivent du bouclier canadien, deviennent dominants par rapport aux apports mixtes acide/basique qui régissent la sédimentation en période "normale".

Les niveaux de Heinrich ne sont pas différents des autres échantillons au sein des carottes SU90-11 et SU90-12, bien qu'ils soient caractérisés par des modifications minéralogiques majeures. Les niveaux les plus enrichis en interstratifiés vermiculitiques (28%) présentent des spectres de terres rares et des éléments traces similaires à ceux qui correspondent aux niveaux les plus riches en smectites (46%) ou en I-C-K (86%). Il convient donc de considérer que les apports continentaux, depuis le bouclier canadien, dominant la sédimentation argileuse, tant en période normale qu'au cours des événements de Heinrich.

Enfin, les variations glaciaires/interglaciaires ne sont caractérisées par des différences géochimiques de la fraction argileuse que lorsqu'elles sont associées à des modifications minéralogiques majeures, comme c'est le cas pour la carotte SU90-33. En effet, les sédiments des stades glaciaires sont appauvris en smectite tandis que ceux des stades interglaciaires sont enrichis en ce minéral. L'augmentation de la concentration en smectite provoque des modifications des teneurs en terres rares et en éléments traces.

CHAPITRE VII : INTERPRÉTATION DES ASSEMBLAGES ARGILEUX, CONTRÔLE CLIMATIQUE ET PALÉOCIRCULATIONS

CHAPITRE VII : INTERPRETATION DES ASSEMBLAGES ARGILEUX, CONTROLE CLIMATIQUE ET PALEOCIRCULATIONS

VII.1 : Sources et vecteurs des principaux minéraux argileux en Atlantique Nord

Une carte synthétique subactuelle des sources et vecteurs des minéraux argileux a été établie à partir :

- des analyses minéralogiques de la fraction argileuse des échantillons de subsurface des carottes Paleocinat I (SU90-03 à SU90-42) (cf. Chapitre IV) ;
- des analyses minéralogiques de la fraction argileuse des échantillons récents de Mer de Norvège (site ODP 644) (cf. Chapitre IV) ;
- des analyses géochimiques des carottes SU90-08, SU90-11, SU90-12, SU90-33 et SU90-38 (cf. Chapitre VI) ;

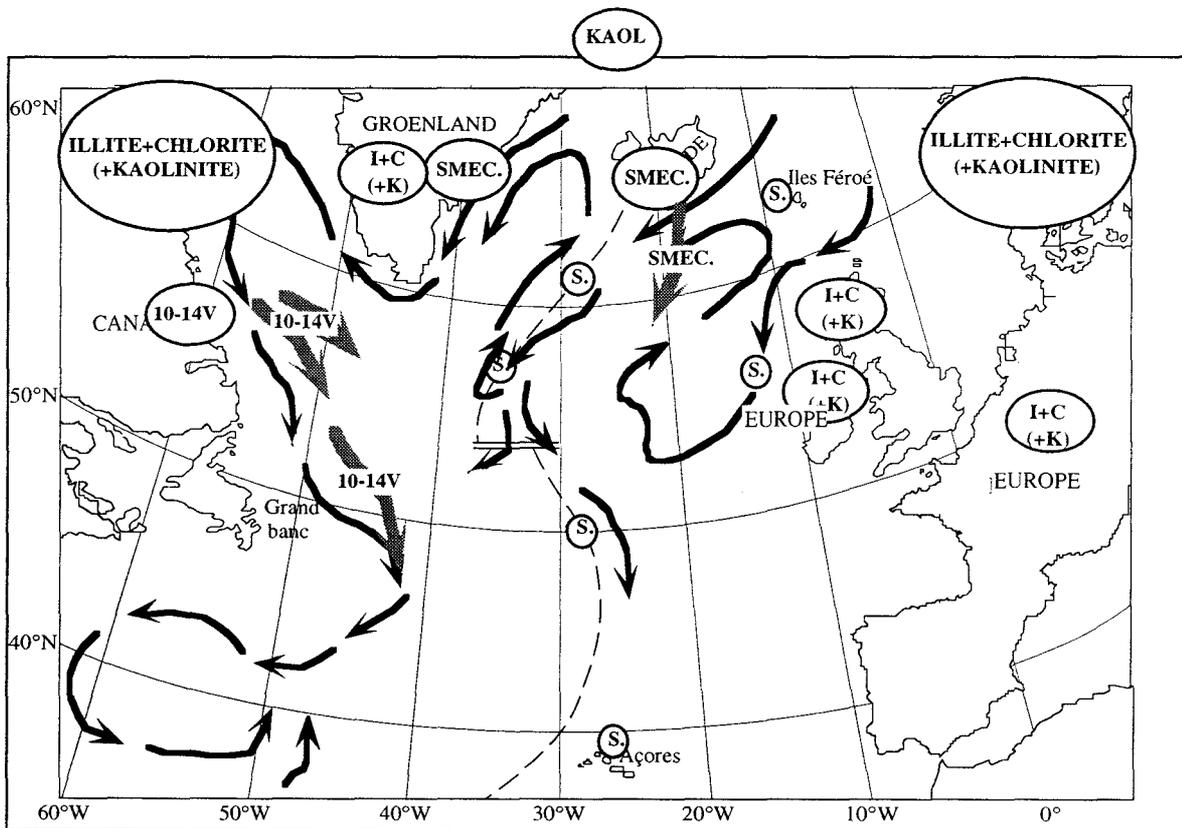


Figure VII.1 : Sources et vecteurs des principaux minéraux argileux dans les sédiments subactuels de l'Atlantique Nord.

10-14V = interstratifiés illite-vermiculite

- Circulations profondes
- Circulations intermédiaires : système néphéloïde du Labrador, système turbiditique du Maury Channel.

- des modèles actuels de circulations profondes, intermédiaires et de surface (cf. Chapitre I) ;
- des travaux antérieurs réalisés aux échelles locales et/ou générales (cf. Chapitre I).

VII.1.1 : Sources et vecteurs de la smectite

a) Sources

La smectite est présente dans la majorité des échantillons de subsurface (cf. Chapitre IV), en proportions très variables (entre 0 et 80%) selon la position des sondages par rapport à ses sources principales (Islande et Groenland). Les analyses géochimiques révèlent que cette smectite n'est jamais authigène ($Ce/Ce^*= 1$), mais plutôt détritique (cf. Chapitre VI). Elle présente, en outre, des affinités géochimiques (anomalie positive en Eu, anomalie positive en Zr, pas d'anomalie en Nb-Ta, rapport Th/Ta faible) avec les roches basiques volcaniques dont elle dériverait par altération météoritique (cf. Chapitre VI).

Ces résultats confirment que le matériel basaltique tertiaire islandais constitue la source principale de smectite en Atlantique Nord. Néanmoins, les roches basiques de la province de Thulée, au Groenland, constituent une source secondaire significative de smectite dans le bassin Atlantique Nord-Ouest. Le plateau basaltique de Rockall, les îles Féroées, les Açores, ainsi que la ride médio-Atlantique sont des sources mineures de smectite et leur influence est essentiellement locale.

b) Vecteurs

La smectite, développée par altération de basaltes islandais, se concentre sur le plateau continental, principalement au Sud-Est de l'Islande. Sa répartition dans les sédiments de subsurface répond aux modèles actuels de circulation océanique. Le système turbiditique puissant du Maury Channel se développe en direction du plateau de Rockall (carotte SU90-38). Une partie des sédiments du Maury Channel sont repris par la NADW et distribués vers l'Ouest (SU90-33). La distribution de la smectite suit ensuite le cheminement de la NADW, vers l'Ouest et le Sud, le long de la ride médio-Atlantique ainsi que dans le bassin d'Irminger (figure VII.1). Dans ce bassin, la NADW rejoint le courant de contour Est-Groenlandais, lui-même chargé en smectites issues de la reprise d'érosion des sédiments du plateau continental groenlandais, au large de la province de Thulée. La smectite est ensuite distribuée depuis la pointe Sud du Groenland (SU90-16) vers la Mer du Labrador, et enfin dans le bassin Atlantique Nord-Ouest à la faveur des courants profonds et intermédiaires qui sortent de la Mer du Labrador et se

répandent dans le bassin Nord-américain (figure VII.1).

VII.1.2 : Sources de l'ensemble illite-chlorite-kaolinite

a) Sources

Illite, chlorite et kaolinite sont des minéraux détritiques d'origine continentale dont les sources majeures, en Atlantique Nord, sont les roches acides des boucliers canadiens et scandinaves (cf. Chapitre I). Les îles britanniques (Ecosse et Irlande) et une partie du continent européen constituent des sources secondaires de l'ensemble illite-chlorite-kaolinite dans le bassin Atlantique est, auxquelles s'ajoutent une source spécifique de kaolinite, depuis le Spitzberg et la plate-forme de la Mer de Barents (cf. Chapitre I). Les roches acides Sud- et Ouest-Groenlandaises constituent des sources supplémentaires de minéraux primaires dans le bassin Atlantique Ouest (cf. Chapitre I).

b) Vecteurs

Le transport de l'ensemble illite-chlorite-kaolinite s'effectue principalement par l'intermédiaire des courants profonds. La NADW disperse dans le bassin Atlantique Nord-Est (figure VII.1) les produits primaires issus de l'érosion du bouclier scandinave et du continent européen. Les courants profonds et intermédiaires du Labrador (figure VII.1) permettent la distribution des minéraux primaires, issus des boucliers canadien et groenlandais, dans le bassin Atlantique Nord-Ouest (circulations profondes) et en bordure du plateau continental Nord-américain (circulations intermédiaires) (cf. Chapitre I).

VII.1.3 : les interstratifiés illite-vermiculite

a) Source

La présence des interstratifiés illite-vermiculite caractérise le bassin Ouest-Atlantique (cf. Chapitre IV). Interstratifiés vermiculitiques et minéraux primaires présentent des caractères géochimiques proches, indiquant une origine détritique continentale commune (cf. Chapitre VI). Néanmoins, dans le bassin Ouest-Atlantique illite et chlorite sont des produits directs de l'érosion des roches acides du bouclier canadien, tandis que les interstratifiés illite-vermiculite sont issus de la transformation des minéraux primaires dans les sols développés (cf. Chapitre I) sur les roches du bouclier. En effet, les interstratifiés illite-vermiculite peuvent résulter d'une altération faible de l'illite ou d'un autre phyllosilicate à 10 Å, ou par altération des biotites, dans des sédiments ou dans des roches, sous l'effet d'une dégradation en milieu alcalin (Millot, 1967

; Pederstad et Jørgensen, 1985 ; April *et al.*, 1986 ; Aargast, 1991 ; Harris *et al.*, 1992). Les sols développés sur les roches acides du bouclier Sud-Est canadien bénéficient d'apports particuliers en Mg^{2+} due à une couverture sédimentaire riche en dolomite. La concentration en interstratifiés vermiculitiques est particulièrement élevée dans les plaines du Sud-Est canadien où les conditions physico-chimiques propices à la transformation de l'illite en vermiculite sont réunies.

b) Vecteurs

Les interstratifiés vermiculitiques sont principalement dispersés en Mer du Labrador et le long du plateau continental Nord-américain (cf. chapitre IV) par les masses d'eaux intermédiaires du Labrador (figure VII.1).

VII.2 : Evolution de la composition minéralogique de la fraction argileuse à l'échelle des alternances glaciaire-interglaciaire

Les sources et vecteurs des minéraux argileux dans les sédiments subactuels (stade isotopique 1) sont pris comme référence pour les stades interglaciaires antérieurs.

L'évolution de la composition du cortège argileux est contrôlée par les alternances glaciaire-interglaciaire. Les modifications minéralogiques majeures sont en phase avec les différents stades isotopiques. De plus, dans un même bassin, les stades glaciaires sont tous témoins des mêmes modifications minéralogiques. Il en est de même pour les stades interglaciaires. Les modifications minéralogiques qui affectent le cortège argileux entre les stades isotopiques peuvent s'interpréter :

- en terme de modifications des sources des minéraux argileux ;
- en terme de modifications hydrodynamiques ou géographiques des vecteurs des particules argileuses.

VII.2.1 : Bassin Ouest-Atlantique

a) Evolution du cortège argileux

Dans le bassin Ouest (figure VII.2), les stades glaciaires, et notamment le stade 6, sont, d'une manière générale, associés à une augmentation de la proportion de smectite au sein du cortège argileux, aux dépens des minéraux primaires (SU90-08) et des interstratifiés vermiculitiques (SU90-11 et SU90-12) (cf. Chapitre IV).

Carotte SU90-08 : les proportions relatives d'illite et de smectite varient entre les stades interglaciaires et les stades glaciaires au sein de la fraction argileuse des sédiments de la carotte SU90-08. La proportion de smectite augmente aux dépens de celle de l'illite pendant les stades glaciaires (stades 4 et 8) et inversement, décroît dans les stades interglaciaires (stades 1, 5 et 7) (figure VII.2).

Carotte SU90-11 : au sein de la fraction argileuse des sédiments de la carotte SU90-11, les périodes glaciaires et interglaciaires se différencient par une modification des proportions relatives d'illite, d'interstratifiés vermiculitiques et de smectite :

- la proportion de smectite augmente pendant les stades glaciaires tandis que les proportions d'illite et interstratifiés vermiculitiques diminuent ;

- inversement, en période glaciaire, la proportion de smectite régresse au profit de l'illite et surtout des interstratifiés vermiculitiques (stades 5.5, 5.3 et 7.5, figure VII.2).

Carotte SU90-12 : Les variations des minéraux argileux au sein du cortège argileux de la carotte SU90-12 sont semblables à celles observées pour la carotte SU90-11. Ces variations consistent en une augmentation des proportions d'illite et d'interstratifiés illite-vermiculite pendant les stades interglaciaires aux dépens de la smectite. Le schéma est inverse en période glaciaire où le développement de la smectite se réalise aux dépens des interstratifiés illite-vermiculite et de l'illite (figure VII.2).

b) Interprétation

Ces observations ne concordent pas avec le schéma traditionnel des variations des apports en minéraux primaires en période glaciaire. En effet, illite, chlorite (et kaolinite) sont des minéraux primaires, issus de l'érosion (et de l'altération) des roches acides cristallines. En période glaciaire, les apports en minéraux primaires sont généralement renforcés, en raison :

- de l'intensification de l'érosion physique ;

- de l'intensification des apports en minéraux primaires, remobilisés depuis les plateaux continentaux des boucliers. En effet, les plateaux continentaux sont mis à découvert, et soumis à une reprise d'érosion, en raison de la baisse du niveau marin résultant du piégeage des eaux dans les calottes de glaces continentales ;

- de l'érosion des roches continentales par le déplacement des glaciers.

Il apparaît que les sédiments glaciaires des carottes du bassin Ouest Atlantique sont caractérisés par le schéma inverse, avec une intensification des apports en smectite et une réduction des apports en minéraux primaires et en interstratifiés vermiculitiques. On a vu que les

minéraux primaires et les interstratifiés vermiculitiques ont une origine commune, issues respectivement des roches du bouclier du Nord-Est canadien et des plaines du Sud-Est canadien (cf. § VII.1, ce chapitre). Leurs modes de formation différents peuvent toutefois expliquer leurs comportements différents face aux variations des conditions climatiques. En effet, l'évolution des teneurs en interstratifiés vermiculitiques est fortement liée à l'insolation, tandis que celle des minéraux primaires est plutôt liée au développement des calottes glaciaires aux hautes latitudes (cf. Chapitre VI).

La diminution des interstratifiés pendant les périodes glaciaires pourrait refléter la disparition des conditions physico-chimiques (hydrolyse essentiellement) favorables à la transformation de l'illite en vermiculite ;

La diminution des apports en minéraux primaires est plus complexe à expliquer car plusieurs hypothèses peuvent être invoquées. :

1) l'installation de la calotte de glace Laurentide sur le bouclier canadien soustrait les roches de ce bouclier de l'érosion physique ;

2) la présence de glace de mer et de la calotte continentale Laurentide modifie la dynamique des courants, privilégie la formation d'eaux intermédiaires en Mer du Labrador et repousse les circulations profondes vers une position plus méridionale, à l'extérieur de la Mer du Labrador, privant le bassin Ouest-Atlantique des apports primaires ;

3) la formation d'eau profonde en Mer du Labrador s'interrompt momentanément. L'augmentation relative des proportions en smectite pendant les stades glaciaires implique que les circulations profondes, moteurs de la dispersion de ce minéral dans le bassin Ouest, ne s'interrompent pas. La diminution des apports en illite-chlorite-kaolinite pourrait donc résulter d'une position plus méridionale du système de circulations profondes de la Mer du Labrador, due à l'installation de la calotte glaciaire Laurentide.

VII.2.2 : Bassin Est-Atlantique

a) Variations du cortège argileux

Dans le bassin est Atlantique (figure VII.2), les stades glaciaires sont caractérisés par une augmentation significative des apports en minéraux primaires, illite, chlorite et kaolinite (cf. Chapitre IV).

La fraction argileuse des sédiments glaciaires de la carotte SU90-33 est en outre appauvrie en smectite, comme l'indiquent les valeurs des intensités de diffraction (cf. Chapitre IV). Au contraire, la teneur en smectite, au sein de la fraction argileuse de la carotte SU90-38 est stable au travers des périodes glaciaires-interglaciaires.

b) Interprétation

L'intensification des apports en minéraux primaires argileux en période glaciaire est un phénomène commun. En effet, illite, chlorite (et kaolinite) sont des minéraux primaires, issus de l'érosion (et de l'altération) des roches acides cristallines.

Par contre la diminution de la teneur en smectite dans les sédiments glaciaires de la carotte SU90-33, au large de l'Islande est assez inattendue. Elle peut s'expliquer :

- 1) par une diminution des apports smectitiques depuis l'Islande sur laquelle se développe une calotte glaciaire ;
- 2) par une accélération faible des courants, provoquant l'ablation par vannage de la fraction la plus fine du sédiment (<1 microns) dans laquelle les smectites sont plus abondantes;
- 3) par une position plus méridionale de la NADW en période glaciaire.

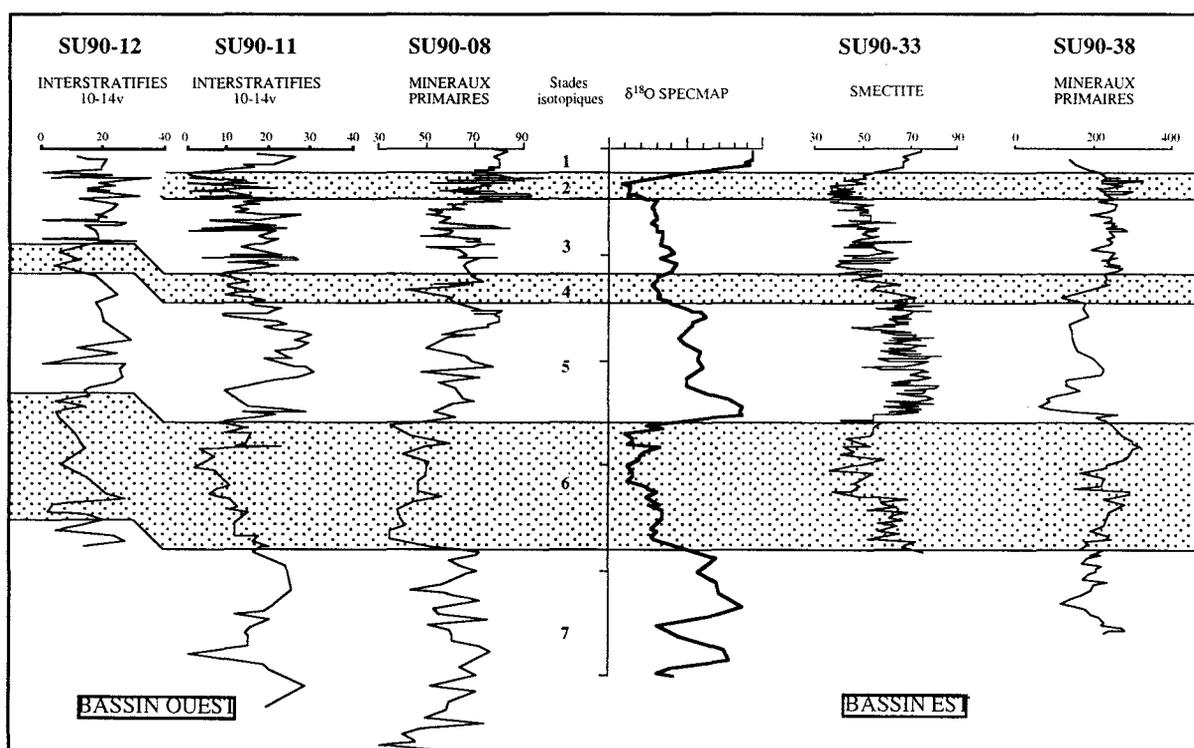


Figure VII.2 : Synthèse de l'évolution des minéraux caractéristiques des différentes carottes en liaison avec les alternances glaciaires - interglaciaire, dans les bassins est (SU90-33 et SU 90-38) et ouest (SU 90-08, SU 90-11 et SU 90-12).

- 1) La première de ces hypothèses se heurte à l'absence d'appauvrissement en smectite dans les sédiments glaciaires de la carotte SU90-38. Or, les caractères géochimiques des smectites des carottes SU90-33 et SU90-38 sont proches, impliquant une source commune. Un ralentissement de la production de smectite depuis cette source induirait des modifications de

même ordre des teneurs en smectite dans les sédiments des deux carottes, même si leurs vecteurs sont différents.

2) La seconde hypothèse concernant accélération modérée de la NADW, se heurte aux résultats des études de susceptibilité magnétique. La susceptibilité magnétique corrigée des sédiments de la carotte SU90-33 augmente pendant les périodes interglaciaires (figure VII.3), parallèlement à l'augmentation de la teneur en carbonates (productivité primaire forte) et à la diminution relative des apports détritiques terrigènes. La susceptibilité suit les fluctuations des teneurs en smectite, car elle est concentrée dans la fraction fine du sédiment, sous forme de magnétite d'origine "islandaise" (Lehman, comm. pers.).

Une accélération modérée de la vitesse des courants provoquerait l'ablation de la fraction fine du sédiment et favoriserait l'apport d'une fraction détritique plus grossière. Dans ce cas, l'intensification des apports détritiques "européens", de type illitique, aux dépens de la smectite, s'accompagnerait de l'augmentation de la proportion en magnétite d'origine "européenne" au sein du sédiment. Or une intensification des apports européens devrait s'accompagner d'une augmentation de la susceptibilité magnétique liée au flux de particules détritiques. Néanmoins, on constate une diminution très forte de la susceptibilité en période glaciaire dans les sédiments de la carotte SU90-33, qui indique que le flux de particules détritiques grossières est demeuré insuffisant pour compenser la diminution du flux smectitique islandais.

3) Il paraît dès lors vraisemblable que la diminution des apports en smectite dans les sédiments glaciaires de la carotte SU90-33 soit le reflet d'une position plus méridionale de la NADW, qui ne permet plus la dispersion de la smectite depuis le Maury Channel vers l'est (SU90-33). La dispersion de la smectite se ferait par des apports turbiditiques depuis le Maury Channel vers le Sud (SU90-38), mais également par des apports depuis la plate-forme des îles Féroés, mise à découvert par la diminution du niveau de la mer, dont le transport est assuré par une dérive de la NADW qui contourne le Plateau de Rockall (Latouche et Maillet, 1976 ; Grousset et Chesselet, 1986 ; Parra et al., 1987).

VII.2.3 : Conclusions

Dans le bassin Ouest, les stades glaciaires sont caractérisés par une réduction des apports en minéraux primaires depuis la Mer du Labrador, résultant d'une position plus méridionale du courant profond du Labrador. **La réduction des apports vermiculitiques en période glaciaire traduit directement un changement des conditions climatiques** qui affectent le mode de formation de ce minéral.

Dans le bassin Est, les stades glaciaires se caractérisent par l'intensification des apports en minéraux primaires résultant d'une intensification de l'érosion continentale. **La**

réduction des apports en smectite dans les sédiments glaciaires de la carotte SU90-33 indiquerait une position plus méridionale de la NADW.

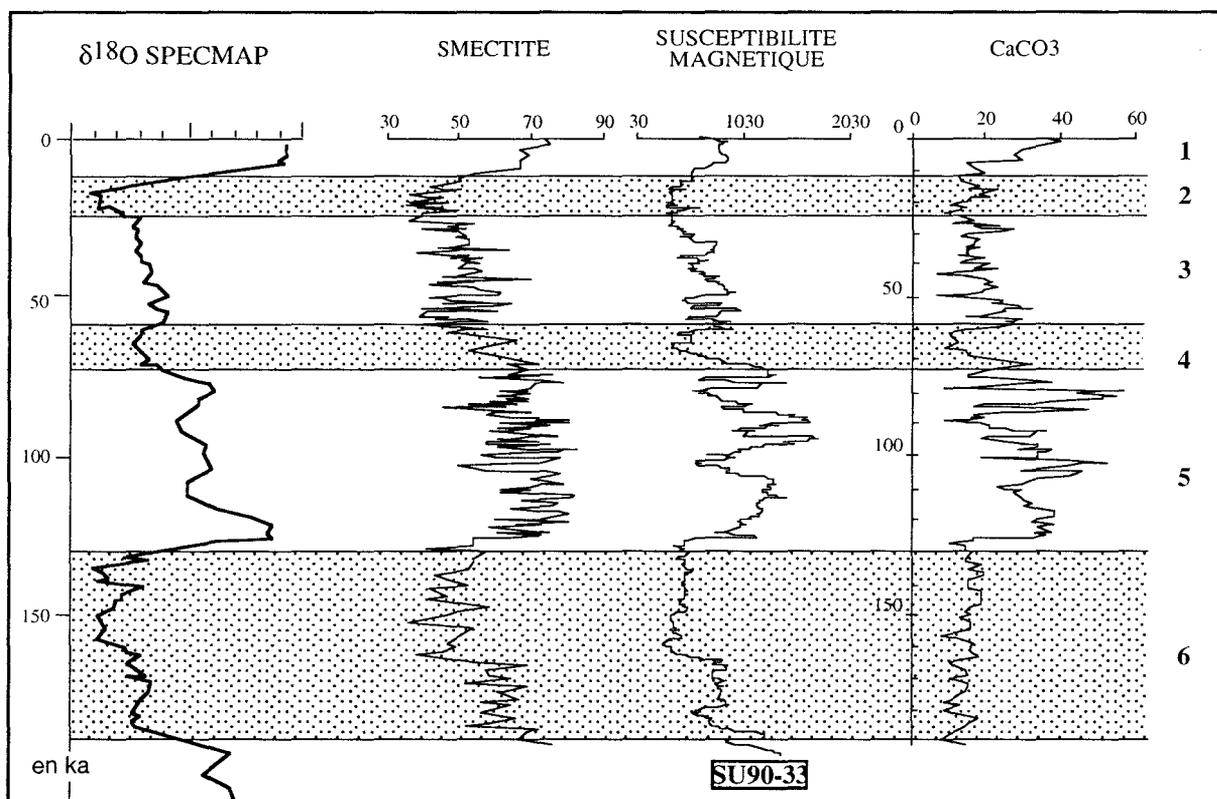


Figure VII.3 : Comparaison de l'évolution des teneurs en smectite, en carbonates et de la susceptibilité magnétique entre périodes glaciaires et interglaciaires.

VII.3 : Evolution de la composition minéralogique de la fraction argileuse des niveaux de Heinrich, événements climatiques de courte durée

VII.3.1 : caractérisation minéralogique des dépôts de Heinrich

L'étude minéralogique de la fraction argileuse des sédiments pendant les événements de Heinrich, a permis de caractériser les mécanismes sédimentaires particuliers liés à leurs dépôt. Les niveaux de Heinrich présentent des compositions minéralogiques différentes de celle du sédiment encaissant, surtout au sein du stade 3.

De plus, ces différences minéralogiques ne sont pas de même type dans les carotte SU90-11 et SU90-12 (augmentation des interstratifiés illite-vermiculite) et dans la carotte SU90-08 (augmentation de l'ensemble illite-chlorite-kaolinite). Ces différences sont spécifiques de la

situation géographique des carottes, reflétant la complexité de la dynamique de mise en place des sédiments des niveaux de Heinrich.

L'identification des niveaux de Heinrich dans les différentes carottes résulte de la lecture des courbes de teneur en eau ¹ et de susceptibilité magnétique ².

a) *Composition minéralogique des sédiments encaissants*

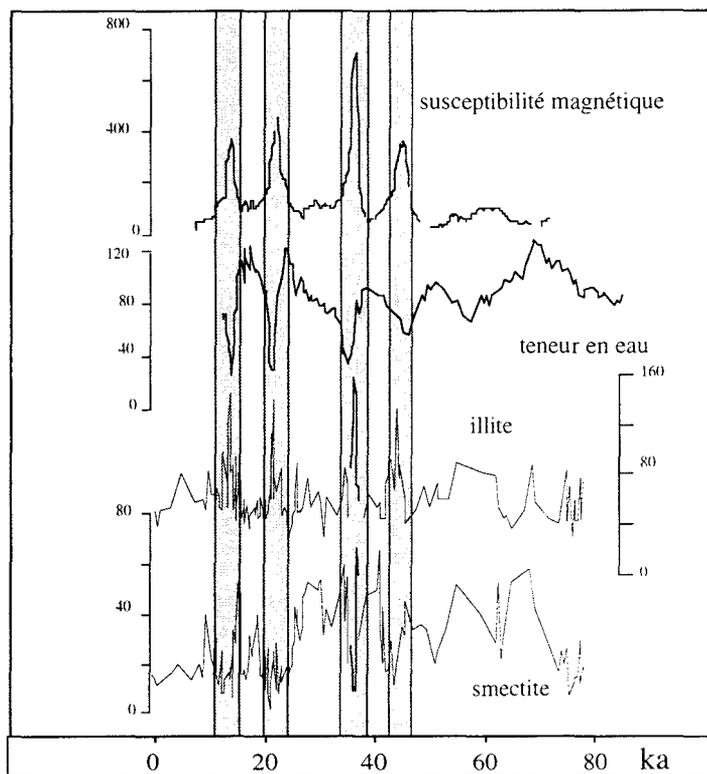


Figure VII.4 : Caractérisation minéralogique (illite et smectite en intensité de diffraction) des niveaux de Heinrich, teneur en eau (en %) et susceptibilité magnétique (uem), carotte SU90-08.

La composition moyenne des sédiments de chacune des carottes, excluant les niveaux de Heinrich, est donnée dans le tableau VII.1.

¹ La teneur en eau des sédiments déposés pendant les événements de Heinrich est généralement faible. L'augmentation de la proportion de particules détritiques grossières associée à la réduction concomitante du nombre de foraminifères, dont les loges forment l'essentiel de la porosité du sédiment, provoque une diminution significative de la teneur en eau.

² Grousset et al. (1993) ont montré que des pics de susceptibilité magnétique caractérisent les niveaux de Heinrich dans les sédiments de l'Atlantique nord. Ces fortes valeurs résultent de la concentration en grains magnétiques grossiers associés à ces niveaux.

Carottes	chlorite	illite	interstratifiés 10-14V	smectite	kaolinite	minéraux primaires
SU 90-08	14%	36%	0%	35%	15%	65%
SU 90-11	17%	36%	16%	18%	13%	66%
SU 90-12	17%	35%	18%	19%	11%	63%

Tableau VII.1 : Composition minéralogique moyenne (en pourcentage) de la fraction argileuse des carottes, hors niveaux de Heinrich. Les minéraux primaires correspondent à la somme des pourcentages illite+chlorite+kaolinite.

Les pourcentages moyens de l'ensemble illite-chlorite-kaolinite sont constants dans les carottes étudiées, formant entre 63% (carotte SU90-11) et 66% du cortège argileux (carotte SU90-12). Les interstratifiés vermiculitiques, qui se développent aux dépens de la smectite, caractérisent les carottes SU90-11 et SU90-12.

b) Composition minéralogique des sédiments des niveaux de Heinrich

Les niveaux de Heinrich sont le siège de modifications minéralogiques majeures (tableau VII.2).

Carottes	chlorite	illite	interstratifiés 10-14V	smectite	kaolinite	minéraux primaires
SU 90-08	20%	55%	0%	10%	15%	90%
SU 90-11	19%	40%	25%	5%	11%	70%
SU 90-12	19%	33%	32%	5%	11%	63%

Tableau VII.2 : Composition minéralogique moyenne (en pourcentage) des sédiments de la fraction argileuse des niveaux de Heinrich des carottes. Les minéraux détritiques correspondent à la somme des pourcentages illite+chlorite+kaolinite.

Au sein de la carotte SU90-08, les niveaux de Heinrich se caractérisent par l'augmentation de la teneur en minéraux primaires (illite+chlorite+kaolinite) (figure VII.4) dont le total représente 90% de la fraction argileuse (tableau VII.2). Cet enrichissement en minéraux primaires est peu marqué dans les sédiments de la carotte SU90-11 (70%) et absent pour la carotte SU90-12 (tableau VII.2 et figures VII.5 et VII.6). La réduction de la proportion de smectite (5%) s'effectue, pour les deux carottes, au profit des interstratifiés illite-vermiculite, qui représentent jusqu'à 32% du cortège argileux (tableau VII.2). Les variations des

interstratifiés illite-vermiculite au sein des niveaux de Heinrich sont caractéristiques (figures VII.5 et VII.6) : leur concentration augmente en effet fortement à la base des niveaux, atteint un maximum, puis diminue et redescend vers des valeurs exceptionnellement basses (0-5%), inférieures aux valeurs moyennes du sédiment glaciaire, au sommet des niveaux.

VII.3.2 : Interprétation

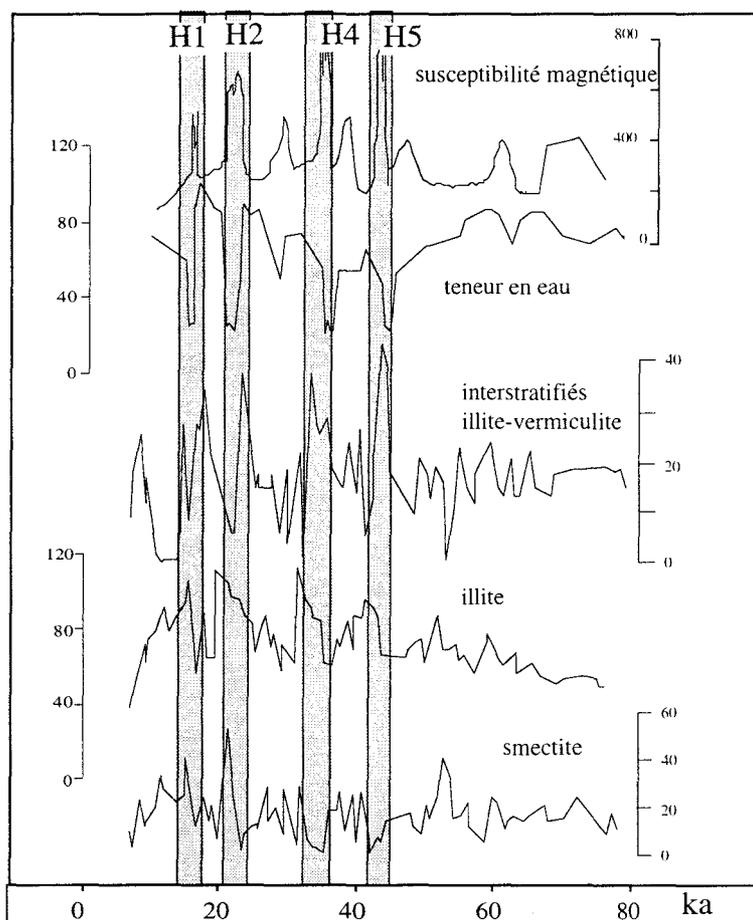


Figure VII.5 : Caractérisation minéralogique (illite, interstratifiés illite-vermiculite et smectite en intensité de diffraction) des niveaux de Heinrich, teneur en eau (en %) et susceptibilité magnétique (uem), carotte SU90-11.

L'apport supplémentaire en minéraux primaires, associé aux événements de Heinrich, est maximal pour la carotte SU90-08, faible pour la carotte SU90-11 et absent pour la carotte SU90-12. Un tel gradient indique que cet apport est associé au mécanisme de transport par les icebergs du matériel détritique grossier, enrichi en dolomite, quartz, feldspath, plagioclase et amphibole (cf. Chapitre IV) caractéristiques des niveaux de Heinrich. Lors de leur déplacement vers le Sud, les icebergs rencontrent des eaux plus chaudes, fondent et libèrent les particules détritiques qu'ils contiennent (Ruddiman et McIntyre, 1977 ; Bond *et al.*, 1992 ; Broecker *et al.*

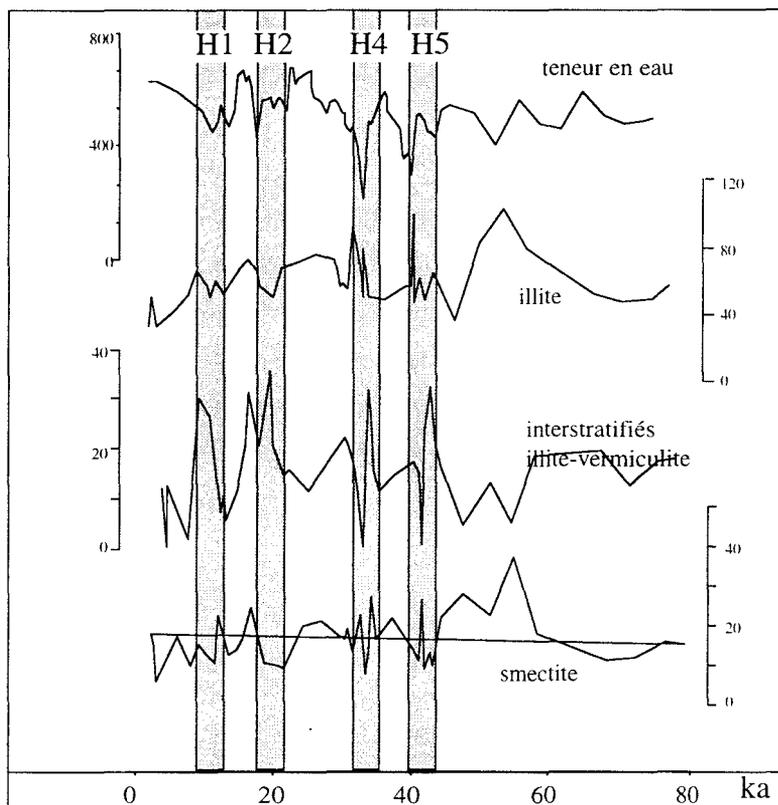


Figure VII.6 : Caractérisation minéralogique (illite, interstratifiés illite-vermiculite et smectite en intensité de diffraction) des niveaux de Heinrich et teneur en eau (en %), carotte SU90-12.

L'enrichissement maximal en interstratifiés illite-vermiculite des sédiments des niveaux de Heinrich de la carotte SU90-12 et leur absence dans la carotte SU90-08 impliquent que l'intensification des apports vermiculitiques n'est pas lié, comme c'est le cas pour les minéraux primaires, à un mécanisme de transport par les icebergs.

La source des interstratifiés illite-vermiculite, plus méridionale que celle des minéraux primaires³, semble échapper à l'érosion provoquée par le déplacement de la calotte glaciaire sur le soubassement rocheux. Lors de son déplacement, la calotte glaciaire atteint le plateau continental au niveau de Baie d'Hudson. Elle détermine l'érosion des sédiments enrichis en interstratifiés illite-vermiculite déposés en bordure du plateau (Andrews et Tedesco, 1992 ; MacAyeal, 1993a ; Andrews et al., 1994). Les sédiments sont remis en mouvement, créant une

³ La source des interstratifiés illite-vermiculite se situent principalement dans les sols des plaines développées sur les roches acides au Sud-Est du bouclier canadien.

nappe turbide de type "néphéloïde" qui est connue en Mer du Labrador (Biscaye et Eittrheim, 1974 ; Eittrheim *et al.*, 1969 ; Eittrheim et Ewing, 1974). En raison de la densité des sédiments gorgés d'eau et de la configuration des circulations en période glaciaire (cf. § VII.2, ce chapitre), cette nappe se déplacerait à des profondeurs intermédiaires, le long de la bordure orientale de la plate-forme Nord-américaine et vers les zones occidentales du bassin Ouest. Le plateau continental serait alors momentanément appauvri en sédiments vermiculitiques, ce qui expliquerait la forte réduction de la concentration en interstratifiés illite-vermiculite à la fin des événements de Heinrich (figure VII.7).

Dans le bassin Est, les niveaux de Heinrich H1, H2, H4 et H5 sont difficiles à observer car les modifications minéralogiques qui les accompagnent sont de faible ampleur. Par contre, les niveaux de Heinrich H3 et H6, non différenciables minéralogiquement des sédiments encaissants dans le bassin Ouest, sont caractérisés par une augmentation de la teneur en kaolinite dans les sédiments de la carotte SU90-33 et du site ODP 644 (cf. Chapitre IV). Cet apport spécifique en kaolinite confirme que les événements de Heinrich 3 et 6 ont une source différente des autres niveaux de Heinrich. Cette source pourrait être le Spitzberg (cf. Chapitre I) (Elverhøi, 1979 ; Kuhlemann *et al.*, 1993).

VII.3.4 : Conclusions

La dynamique de mise en place des sédiments caractéristiques des niveaux de Heinrich est complexe :

- **dans le bassin Ouest**, les apports de **minéraux primaires argileux** sont associés **aux IRD**⁴ tandis que les apports en **interstratifiés illite-vermiculite** se feraient par l'intermédiaire d'une nappe **néphéloïde**, **s'écoulant à profondeur intermédiaire**. Les interstratifiés illite-vermiculite permettent de mettre en évidence le dépôt de niveaux de Heinrich, même dans les zones où le signal détritique (illite et chlorite) est occulté par le taux d'accumulation et/ou par la présence des calottes glaciaires. Une nappe néphéloïde, s'intensifiant pendant les événements de Heinrich, comme l'avaient supposé Andrews et Tedesco (1992), semble être le moteur du transport des ces interstratifiés illite-vermiculite. Ce mécanisme semble être majeur, comparable à la décharge détritique par ice-rafting, en raison de la quantité énorme de sédiments qui peuvent ainsi être transportés en un laps de temps réduit.

- **dans le bassin Est**, des **apports détritiques riche en kaolinite** se développeraient depuis le Spitzberg, principalement pendant les événements de Heinrich 3 et 6, dont l'extension est plutôt restreinte à ce bassin.

⁴ IRD : Ice-Rafted Detritus.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

CONCLUSIONS GENERALES

Une étude minéralogique et géochimique a été entreprise sur la fraction argileuse des sédiments de 6 carottes, SU 90-08, SU 90-11, SU 90-12, SU 90-16, SU 90-33 et SU 90-38, prélevées dans l'Océan Atlantique Nord, entre 35 et 65° N, au cours de la Mission Paleocinat I qui s'est déroulée en 1990 à bord du N.O. "Le Suroît". Ces carottes mesurent entre 6 et 14 mètres et sont datées au maximum de 300 000 ans (stade isotopique 8).

Les carottes SU 90-08, SU 90-11, SU 90-12 et SU 90-16 se situent dans le bassin Ouest-Atlantique : la carotte SU 90-08 est localisée sur le flanc Ouest de la ride médio-Atlantique, au large des Açores, la carotte SU 90-16 se situe face à la pointe Sud du Groenland, tandis que les carottes SU 90-11 et SU 90-12 se trouvent au débouché de la Mer du Labrador, sur des monts sous-marin, surplombant de plus de 1000 mètres la plaine abyssale.

Les carottes SU 90-33 et SU 90-38 sont localisées dans le bassin Est-Atlantique : la carotte SU 90-33 se situe à proximité de l'Islande tandis que la carotte SU 90-38 se trouve au Sud du Plateau de Rockall.

Plus de 1000 échantillons ont été analysés par diffraction des rayons X au laboratoire de Sédimentologie et Géodynamique de l'Université de Lille I. Les terres rares et éléments traces ont été dosés par ICP-MS au Muséum Royal d'Afrique Centrale de Tervueren (Belgique), sur une cinquantaine d'échantillons représentatifs des assemblages argileux dominants déterminés préalablement par diffraction X.

Les objectifs de cette étude étaient :

1. de caractériser les sources minéralogiques majeures pendant les 300 000 dernières années, dans un domaine océanique ayant fait l'objet d'études approfondies, aussi bien en océanographie physique (Tchernia, 1980) qu'en géologie marine (Kennett, 1982) ;

2. d'interpréter les variations des assemblages argileux à l'échelle des alternances glaciaires-interglaciaires, entre les deux bassins océaniques, en terme de paléocirculations et paléoclimats ;

3. de caractériser la fraction argileuse des sédiments déposés pendant des événements climatiques de courte durée. Ces dépôts dits de "Heinrich", riches en matériel détritique grossier, correspondent à des débâcles massives d'icebergs issus du démantèlement brutal des calottes glaciaires Laurentide, Groenlandaise et Scandinave.

Cette étude minéralogique a été réalisée à une très haute résolution avec un maillage de 2 à 15 cm correspond à une intervalle d'échantillonnage de 200 à 2000 ans suivant les taux de sédimentation des différentes carottes. Cette résolution permet de comparer les résultats des études minéralogiques avec ceux des études isotopiques ($\delta^{18}\text{O}$), physiques (susceptibilité magnétique) ainsi qu'avec les données de calcimétrie, de réflectance et de grain moyen issues des collaborations avec l'Université de Bordeaux I et avec le Centre des Faibles Radioactivités de Gif-sur-Yvette. Les données isotopiques, quelques datations ^{14}C et deux niveaux de cendres connus permettent un calage chronostratigraphique précis.

Les principaux résultats sont les suivants :

1. La caractérisation des sources minéralogiques majeures en Atlantique Nord, bien que compliquée par la difficulté de différencier minéralogiquement de grandes unités continentales dont la nature pétrographique est voisine, conduit à mettre en relief la multiplicité des sources de minéraux argileux dits primaires : illite et chlorite.

Illite, chlorite et kaolinites sont principalement produites par l'érosion physique des roches acides des boucliers canadien, scandinave et groenlandais, ainsi que par leurs couvertures sédimentaires et pédogénétiques anciennes. Leur transport est fait principalement par les circulations profondes : eau profonde Nord-Atlantique (NADW) depuis le bouclier scandinave, courant Ouest -Groenlandais depuis le Groenland et courant du Labrador depuis le bouclier canadien. Leur transport se fait également par les courants de surface qui entraînent les icebergs, issus des calottes continentales de l'hémisphère Nord et qui sont riches en débris et particules arrachés au socle rocheux. Une partie des minéraux argileux primaires pourraient être transportée par les vents Nord-américains.

L'Islande et la province de Thulée au Groenland sont les principales sources de smectite dans la partie considérée de l'Atlantique Nord. Les îles Féroé et les Açores sont des sources secondaires d'influence essentiellement locale actuellement. La smectite est dispersée dans les deux bassins océaniques à la faveur des circulations profondes : eau profonde Nord-Atlantique depuis l'Islande et courant Ouest-groenlandais depuis la province de Thulée. Les circulations intermédiaires comme le système turbiditique du Maury Channel semblent également permettre le transport des particules argileuses sur de faibles distances.

Les interstratifiés irréguliers illite-vermiculite sont présents uniquement dans la partie la plus occidentale du bassin Ouest-Atlantique. Ils se forment principalement dans les sols développés sur les roches acides du bouclier canadien, à la faveur d'un milieu alcalin favorisé par la proximité de grands ensembles dolomitiques. Leur répartition dans le bassin Ouest, restreinte aux abords de la plate-forme continentale et aux monts sous-marins, indiquerait que ces minéraux sont transportés par des turbidites de profondeur intermédiaires de type néphéloïde depuis la Mer du Labrador.

2. Les fluctuations minéralogiques de la composition du cortège argileux sont contrôlées à moyen terme par les alternances glaciaires-interglaciaires. Les variations minéralogiques majeures résultent de la modification des conditions climatiques continentales et/ou de modifications hydrodynamiques. Les premières influencent directement la production et l'érosion des minéraux argileux primaires tandis que les secondes affectent le transport des particules argileuses. Les tendances minéralogiques varient en sens opposé dans les bassins Est et Ouest-Atlantiques :

- Dans le bassin Ouest :

* En période interglaciaire, le courant profond du Labrador pénètre en Mer du Labrador, libre de glace, jusqu'à la Baie de Baffin, et assure le transport vers le Sud des particules terrigènes issues de l'érosion du bouclier canadien et de la remise en suspension des sédiments déposés sur la plate-forme continentale. La sédimentation au large de la Mer du Labrador est ainsi riche en minéraux argileux primaires ;

* Les stades glaciaires s'accompagnent d'une augmentation de la concentration en smectite au dépens des minéraux argileux primaires (illite et chlorite) dans la carotte SU 90-08, de la kaolinite et/ou des interstratifiés illite-vermiculite dans les carottes SU 90-11 et SU 90-12. La diminution des interstratifiés reflètent alors directement la décroissance de l'intensité de l'altération à terre car l'hydrolyse est défavorisée par les températures plus basses. La diminution des minéraux primaires paraît contredire cette décroissance. En effet, on observe habituellement une augmentation des apports en minéraux argileux primaires dans les sédiments lors des périodes glaciaires, en raison de l'intensification de l'érosion physique et de la mise à nu des plateaux continentaux. Cette variation particulière des minéraux argileux primaires est attribuée à une modification non plus des sources, mais des vecteurs des particules argileuses terrigènes dans le bassin Ouest-Atlantique. En période glaciaire, la présence de la banquise en Mer du Labrador repousserait vers le Sud le courant profond du Labrador. La sédimentation argileuse du bassin Ouest-Atlantique, privée d'une partie des apports terrigènes septentrionaux, serait alors moins riche en minéraux argileux primaires.

- Dans le bassin Est :

* Les sédiments déposés en périodes interglaciaires sont particulièrement riches en smectite, notamment au Sud de l'Islande (carotte SU 90-33). L'eau profonde Nord-Atlantique (NADW) assure la dispersion des particules smectitiques islandaises dans le bassin Est-Atlantique.

* Les stades glaciaires sont caractérisés par une augmentation des apports en minéraux argileux primaires, répondant au schéma habituel de l'intensification de l'altération physique et de l'érosion continentale. La diminution de la smectite au Sud de l'Islande serait, quand à elle, le reflet d'une position plus méridionale de l'eau profonde Nord-Atlantique (NADW), en période glaciaire, qui ne permettrait plus sa dispersion optimale. Cette translation vers le Sud ou le Sud-Ouest de la circulation de la NADW résulterait de l'abaissement du niveau de la mer (émersion des seuils de Wyville-Thomson et d'Islande-Féroé, cf. fig. I.1) et de la présence de glace de mer en Mer de Norvège.

3 La nature minéralogique et la dynamique de mise en place des sédiments caractéristiques des niveaux de Heinrich sont complexes. Les niveaux de Heinrich sont caractérisés par un enrichissement du sédiment en particules détritiques grossières et par un appauvrissement en tests de foraminifères. Six de ces niveaux ont été identifiés dans les sédiments de la dernière période glaciaire : H1 à 15 ka , H2 à 22 ka, H3 à 27 ka, H4 à 35 ka, H5 à 45 ka et H6 à 60 ka. Les niveaux de Heinrich H3 et H6 se rencontrent uniquement dans le bassin Est-Atlantique et résulteraient du démantèlement des calottes Groenlandaise et Scandinave. Ces apports détritiques brutaux ou IRD (Ice-Rafted Detritus) que l'on observe dans les sédiments glaciaires des carottes situées entre 40° et 55° N dans l'Océan Atlantique Nord, résultent de la fonte massive d'icebergs issus du démantèlement des calottes Laurentide, Groenlandaise et Scandinave. Les mécanismes qui provoquent le démantèlement de ces calottes continentales en période glaciaire sont encore mal connus. Deux hypothèses s'affrontent : un développement horizontal de la calotte jusqu'à son point de rupture provoquerait sa fragmentation en bordure ou bien un développement vertical de la calotte provoquerait la fusion de sa base sous l'effet de la forte pression exercée.

- Dans le bassin Est :

Des apports détritiques argileux riches en kaolinite caractérisent les niveaux de Heinrich H3 et surtout H6. Ces apports semblent liés à des apports détritiques par les icebergs depuis le Spitzberg.

- Dans le bassin Ouest :

Les niveaux de Heinrich H1, H2, H4 et H5 s'accompagnent d'apports massifs de minéraux argileux primaires (illite et chlorite) arrachés au bouclier canadien lors du déplacement de la calotte glaciaire Laurentide, et d'apports en interstratifiés irréguliers illite-vermiculite, issus de la remise en suspension des sédiments du plateau continental, liée au démantèlement de la calotte glaciaire Laurentide. Les apports de minéraux primaires argileux sont associés aux IRD tandis qu'une nappe néphéloïde, dont l'écoulement s'intensifierait pendant les événements de Heinrich, semble responsable du transport des interstratifiés illite-vermiculite. Ce mécanisme serait au moins important aussi que la décharge détritique par les icebergs, en raison de la quantité énorme de sédiments qui peut ainsi être transportée en moins de 500 ans.

4. Le contrôle climatique à moyen terme de la sédimentation argileuse a pu être mis en évidence par des analyses spectrales réalisées sur les données minéralogiques à haute résolution, dans un cadre chronostratigraphique précis. Ces analyses spectrales montrent une variation du contrôle climatique des variations des minéraux argileux primaires en fonction de la latitude. En dessous de 52°N, la précession des équinoxes (23 ka) et l'excentricité (100 ka) sont les fonctions forçantes dominantes, tandis qu'au delà de 52°N, l'obliquité (41 ka) et l'excentricité (100 ka) dominent. Par analogie avec des travaux antérieurs réalisés sur les températures de surface de l'eau de mer et interprétés en termes de transfert d'énergie (Ruddiman et McIntyre, 1984), de tels résultats indiqueraient que le mode de transport des minéraux argileux primaires (illite et chlorite) varie suivant la latitude : en dessous de 52°N, ce transport serait assuré par les circulations océaniques tandis qu'au dessus de 52°N, il serait assuré par les circulations atmosphériques.

BIBLIOGRAPHIE

BIBLIOGRAPHIE

- Aargast, S.**, 1991.- Chlorite vermiculitization and pyroxene etching in an aeolian periglacial sand dune, Allen County, Indiana. *Clays and Cl. Min.*, **39** (6) : 622-633.
- Adams, J. W.**, 1969.- Distribution of the lanthanides in minerals. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, **650-C**, C38-C44.
- Addy, S.K.**, 1979.- Rare earth element patterns in manganese nodules and micronodules from northwest Atlantic. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **43** : 1105-1115.
- Aldahan, A.A., Possnert, G. & Olausson, E.**, 1991.- ^{10}Be distribution in sediments of two cores from the North Atlantic: An approach for evaluating environmental change. *Bulletin of the Geological Institutions of the University of Uppsala*, **16** : 69-80.
- Alderton, D.H.M., Pearce, J.A. & Potts, P.J.**, 1980.- REE mobility during granite alteration: evidence from southwest England. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, **49** : 149-165.
- Algan, O., Clayton, T., Tranter, M. & Collins, M.B.**, 1994.- Estuarine mixing of Clay Min. in the Solent region, southern England. *Sediment. Geol.*, **92** : 214-255.
- Allen, B.D. & Anderson, R.Y.**, 1993.- Evidence from Western north america for Rapid Shifts in Climate During the Last Glacial Maximum. *Science*, **260** : 1920-1923.
- Anderson, R.Y.**, 1992.- Possible connection between surface winds, solar activity and the Earth's magnetic field. *Nature*, **358** : 51-53.
- Andrews, J.T., Erlenkeuser, H., Evans, L.W., Briggs, W.M. & Jull, A.J.T.**, 1991.- Meltwater and deglaciation, SE Baffin Shelf (NE Margin Laurentide ice sheet) between 13.5 and 7 Ky:from O and C stable isotopic data. *Paleoceanogr.*, **6** (5) : 621-637.
- Andrews, J.T., Erlenkeuser, H., Tedesco, K., Aksu, A.E. & Jull, A.J.T.**, 1994.- Late Quaternary (stage 2 and 3) Meltwater and Heinrich Events, Northwest Labrador sea. *Quaternary Research*, **41** : 26-34.
- Andrews, J.T., Evans, L.W., Williams, K.M., Briggs, W.M., Jull, A.J.T., Erlenkeuser, H. & Hardys, I.**, 1990.- Cryosphere/Ocean interactions at the margin of the Laurentide ice sheet during the Younger Dryas Chron : SE Baffin Shelf, Northwest territories. *Paleoceanogr.*, **5** (6) : 921-935.

- Andrews, J.T. & Tedesco, K.**, 1992.- Detrital carbonate-rich sediments, northwestern Labrador Sea : Implications for ice-sheet dynamics and iceberg rafting (Heinrich) events in the North Atlantic. *Geology*, **20** : 1087-1090.
- April, R.H., Hluchy, M.M. & Newton, R.M.**, 1986.- The nature of vermiculite in Adirondack silts and till. *Clays and Clay Min.*, **34** (5) : 549-556.
- Armi, L. & D'Asaro, E.**, 1980.- Flow structures of the benthic ocean. *J. Geophys. Res.*, **85** : 469.
- Bailey, J.C.**, 1993.- Geochemical history of sediments in the northwestern Pacific Ocean. *Geochem. J.*, **27** : 71-90.
- Bain, D.C., Mellor, A. & Wilson, M.J.**, 1990.- Nature and origin of an aluminous vermiculitic weathering product in acid soils from upland catchments in Scotland. *Clay Min.*, **25** : 467-475.
- Balashov, Y.A., Ronov, A.B., Migdisov, A.A. & Turanskaya, N.V.**, 1964.- The effect of climate and facies environment on the fractionation of the rare earths during sedimentation. *Geokhimiya*, **10** : 995-1014.
- Banfield, J.F. & Eggleton, R.A.**, 1989.- Apatite replacement and rare earth mobilization, fractionation, and fixation during weathering. *Clays and Cl. Min.*, **37** : 239-253.
- Bard, E.**, 1987.- Retreat velocity of the North Atlantic polar front during the last deglaciation determined by ¹⁴C accelerator mass-spectrometry. *Nature*, **328** : 791-794.
- Bard, E., Arnold, M., Duprat, J., Moyes, J. & Duplessy, J.-C.**, 1987.- Reconstructions of the last deglaciation: deconvolved records of $\delta^{18}\text{O}$ profiles, micropaleontological variations and accelerator mass spectrometry ¹⁴C dating. *Climate dynamics*, **1** : 101-112.
- Bard, E., Hamelin, B., Fairbanks, R.G. & Zindler, A.**, 1990.- Calibration of the ¹⁴C timescale over the past 30,000 years using mass spectrometry U-Th ages from Barbados corals. *Nature*, **345** : 405-410.
- Barnola, J.M., Raynaud, D., Korotkevich, Y.S. & Lorius, C.**, 1987.- Vostok ice core provides 160,000-year record of atmospheric CO₂. *Nature*, **329** : 409-414.
- Baumann, K.-H., Lackschewitz, K.S., Erlenkeuser, H., Henrich, R. & Jünger, B.**, 1993.- Late Quaternary calcium carbonate sedimentation and terrigenous input along the east Greenland continental margin. *Mar. Geol.*, **114** : 13-36.
- Berger, A., Gallée, H. & Tricot, C.**, 1993.- Glaciation and deglaciation mechanisms in a coupled two-

dimensional climate-ice-sheet model. *Journal of glaciology*, **39** (131) : 45-49.

Berger, A., Imbrie, J., Hays, J., Kukla, G. & Saltzman, B., 1982.- *Milankovitch and Climate*, Riedel, D, Dordrecht , 385 p.

Berger, A. & Pestiaux, P., 1982.- Accuracy and stability of the Quaternary terrestrial insolation. In A. Berger, J. Imbrie, J. Hays, G. Kukla & B. Saltzman (Eds), *Milankovitch and Climate*, Riedel, D, Dordrecht, 83-111.

Bernat, M., 1975.- Les isotopes de l'uranium et du thorium et les terres rares dans l'environnement marin. *Cahier ORSTOM, série Géologie, IV* (1) : 65-83.

Berner, H. & Wefer, G., 1994.- Clay-mineral flux in the Fram Strait and Norwegian Sea. *Mar. Geol.*, **116** : 327-345.

Berry, J.N. & Wilkinson, B.H., 1994.- Paleoclimatic and tectonic control on the accumulation of North American cratonic sediment. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **106** : 855-865.

Berry, R.W. & Johns, W., 1966.- Mineralogy of the clay-size fractions of some North-Atlantic Arctic ocean bottom current. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **77** : 183-196.

Berthois, L., Latouche, C., & Parra, M., 1973.- Etude minéralogiques et géochimiques de quelques sédiments de la zone comprise entre les archipels Faeroe, Shetland, Orcades et Hébrides- Contribution à la connaissance de l'origine des sédiments dans le domaine profond de l'Atlantique Nord oriental. *Bulletin de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine*, **14** : 3-17.

Bienvenu, P., 1989.- Géochimie comparée des éléments hygromagmaphiles dans le système exogène océanique. Thèse de doctorat, Université de Bretagne Occidentale, 290 p.

Birkelund, T., 1974.- An outline of the geology of the Atlantic coast of Greenland. In A.E.M. Nairn & F.G. Stehli (Eds), *The Ocean basins and margins*, : 125-129.

Biscaye, P., 1965.- Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **76** : 803-832.

Biscaye, P.E. & Dasch, E.J., 1971.- The Rubidium Strontium isotope system in deep-sea sediments : Argentine Basin. *J. Geophys. Res.*, **76** : 5087-5096.

Biscaye, P. E., & Eittrheim, S. L., 1974. Variations in benthic boundary layer phenomenon : Nepheloid layer in the North American Basin. In R. J. Gibbs (Eds.), *Suspended solids in water*, New York : Plenum Press, 227-260.

Biscaye, P. E., & Eitrem, S. L., 1977.- Suspended particulate loads and transports in the nepheloid layer of the abyssal Atlantic Ocean. *Mar. Geol.*, **23** : 155-172.

Blanc, P.L., 1980.- North Atlantic deep-water formed by the later middle Miocene. *Nature*, **283** : 553-555.

Blanc, P.L. & Duplessy, J.-C., 1982.- The deep-water circulation during the Neogene and the impact of the Messinian salinity crisis. *Deep-Sea Res.*, **29** : 1391-1414.

Blanc, P.L., Fontugne, M.R. & Duplessy, J.-C., 1989.- The time-transgressive initiation of boreal ice-caps: continental and oceanic evidence reconciled. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **42** : 211-224.

Bloemendal, J., & DeMenocal, P., 1989.- Evidence for a shift in the climatic variability of the African and Asian monsoons at 2.5Ma : an application of whole-core magnetic susceptibility measurements to paleoclimatology. *Nature*, **342** : 897-899.

Bond, G., Broecker, W., Johnsen, S., McManus, J., Labeyrie, L., Jouzel, J. & Bonami, G., 1993.- Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. *Nature*, **365** : 143-147.

Bond, G., Heinrich, H., Broecker, W., Labeyrie, L., McManus, J., Andrews, J., Huon, S., Jantschick, R., Clasen, S., Simet, C., Tedesco, K., Klas, M., Bonami, G. & Ivy, S., 1992.- Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period. *Nature*, **360** : 245-249.

Bonhomme, M.G., Baubron, J.C. & Jebrak, M., 1987.- Minéralogie, géologie, terres rares et âges K-Ar des argiles associées aux minéralisations filoniennes. *Chemical geology*, **65** : 321-340.

Bonnot-Courtois, C., 1981.- Géochimie des terres rares dans les principaux milieux de formation et de sédimentation des argiles. Thèse de Doctorat en Sciences Naturelles de l'Université de Paris-Sud, 217 p.

Bonnot-Courtois, C., & Jaffrezic-Renault, N., 1982.- Etude des échanges entre terres rares et cations interfoliaires de deux argiles. *Clay Min.*, **17** : 409-420.

Bougault, H., 1980.- Contribution des éléments de transition à la compréhension de la genèse des basaltes océaniques- Analyse des éléments traces dans les roches par spectrométrie de fluorescence X.. Thèse de Doctorat de l'Université de Paris VII, 235p.

Boyd, R.W. & Piper, D.J.W., 1976.- Baffin Bay continental shelf clay mineralogy. *Maritime sediments*, **12** (1) : 17-18.

- Boyle, E.A. & Keigwin, L.D.**, 1987.- North Atlantic thermohaline circulation during the past 20 000 years linked to high latitude surface temperature. *Nature*, **330** : 35-40.
- Boyle, E.A. & Keigwin, L.D.**, 1985.- Comparaison of Atlantic and Pacific paleochemical records for the last 250.000 years: changes in deep ocean circulation and chemical inventories. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, **76** : 135-150.
- Bringham, O.**, 1974.- *The Fast Fourier Transform.*, Oran : Prentice Hall : 252 p.
- Broecker, W.S., Bond, G., Klas, M., Clark, E. & McManus, J.**, 1992.- Origin of the northern Atlantic's Heinrich events. *Climate Dynamics*, **6** : 265-279.
- Broecker, W.S.**, 1982.- Terminations. In A. Berger, J. Imbrie, J. Hays, G. Kukla & B. Saltzman (Eds), *Milankovitch and Climate*, Riedel, D, Dordrecht , 687-698.
- Broecker, W.S.**, 1988.- Can the Greenland climatic jump be identified in record from ocean and land?. *Quaternary Research*, **30** : 1-6.
- Broecker, W.S.**, 1990a.- The magnitude of global fresh-water transports of importance to ocean circulation. *Climate dynamics*, **6** : 265-273.
- Broecker, W.S.**, 1990b.- Salinity history of the Northern Atlantic during the last deglaciation. *Paleoceanogr.*, **5** : 459-467.
- Broecker, W.S., Andree, M., Wolfli, W., Oeschger, H., Bonami, G., Kennett, J. & Peteet, D.**, 1988.- The chronology of the last deglaciation: implications to the cause of the Younger Dryas event. *Paleoceanogr.*, **3** (1) : 1-19.
- Broecker, W.S. & Birchfield, G.E.**, 1990a.- A salt oscillator in the glacial Atlantic? 2. a "scale analysis" model. *Paleoceanogr.*, **5** : 835-863.
- Broecker, W.S., Bond, G., Klas, M., Bonami, G. & Wölfli, W.**, 1990b.- A salt oscillator in the glacial Atlantic? 1. The concept. *Paleoceanogr.*, **5** : 469-477.
- Broecker, W.S. & Denton, G.H.**, 1989.- The role of ocean-atmosphere reorganizations in glacial cycles. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **53** : 2465-2501.
- Brookins, D.G.**, 1989.- Aqueous geochemistry of rare earth elements. In B.R. Lipin & G.A. McKay (Eds), *Geochemistry and Mineralogy of rare earth elements.*, 201-226.

- Bros, R., Stille, P., Gautier-Lafaye, F., Weber, F. & Clauer, N.**, 1992.- Sm-Nd isotopic dating of Proterozoic clay material : An example from the Francevillian sedimentary series, Gabon. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, **113** : 207-218.
- Brown, J.**, 1989.- Ocean circulation. *Pergamon Press*, Oxford , 238 p.
- Bryan, F.**, 1986.- high-latitude salinity effects and interhemispheric thermohaline circulations. *Nature*, **323** : 301-304.
- Brydon, J.E.**, 1958.- Mineralogical analysis of the Soils of the Maritima Provinces. *Canadian Journal of Soil Science*, **38** : 155-160.
- Byrne, R.H. & Kim, K.-H.**, 1990.- Rare earth element scavenging in seawater. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **54** : 2645-2656.
- Cesbron, F.P.**, 1986.- Mineralogy of the rare earth elements. In P. Möller, P. Cerny & F. Saupé (Eds), *Lanthanides, Tantalum and Niobium.*, *Springler-Verlag*, Berlin , 3-26.
- Cessi, P.**, 1994.- A Simple Box Model of Stochastically Forced Thermohaline Flow. *Journal of Physical Oceanography*, **24** (8) : 1911-1920.
- Chamley, H.**, 1975.- Remarque sur la sédimentation argileuse quaternaire en Mer de Norvège. *Union des Océanographes de France*, **7** : 15-20.
- Chamley, H.**, 1979.- North Atlantic clay sedimentation and paleoenvironment since the last jurassic. In M. Talwani, W. Hay & B.F. Ryan (Eds), *Deep Drilling results in the Atlantic Ocean: continental margins and paleoenvironment*, *Ewing, M.*, , 342-361.
- Chamley, H.**, 1989.- Clay sedimentology, *Springler-Verlag*, Berlin , 623p.
- Chamley, H. & Debrabant, P.**, 1989.- Diagenèse d'enfouissement et diagenèse thermique. Effets sur les silicates argileux. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris.*, **308** (série II) : 389-394.
- Chamley, H. & Diester-Haass, L.**, 1976.- Argiles marines détritiques et climats quaternaires au large de l'Afrique Nord-occidentale. In *4^{ième} Réunion des Sciencés de la Terre*, Paris, 104.
- Chamley, H., Diester-Haass, L. & Lange, H.**, 1977.- Terrigenous material in East Atlantic sediment cores as an indicator of NW African climates. "*Meteor*" *Forsch-Ergebnisse*, **26** : 44-59.
- Charbonneau, R. & David, P.P.**, 1993.- Global dispersal of rock debris in Central Gaspésie, Québec, Canada. *Canadian Journal of Earth Science*, **30** : 1697-1707.

Charles, C.D. & Fairbanks, R.G., 1992.- Evidence from Southern Ocean sediments for the effect of North Atlantic deep-water flux on climate. *Nature*, **355** : 417-419.

Chennaux, G., Jourdan, A., Latouche, C. & Maillet, N., 1988.- X-Ray mineralogy and mineral geochemistry of cenozoic strata (Leg 80) and petrographic study of associated pebbles. In M.G. Bailey (Eds), Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Program, **80** : 1019-1046.

Clark, D.L., Chern, L.A., Mogler, J.A., Mennicke, L.M. & Athins, E.D., 1990.- Late Neogene climate evolution of the central Arctic Ocean. *Mar. Geol.*, **93** : 69-94.

Clark, P.C. & Bartlein, P.J., 1995.- Correlation of late Pleistocene glaciation in the western United States with North Atlantic Heinrich events. *Geology*, **23** (6) : 483-486.

Clauer, N. & Chaudhuri, S. (Ed.), 1992.- Isotopic Signatures and Sedimentary Records. Lectures Notes in Earth sciences n°43, *Springer-Verlag*, Berlin , 529 p.

CLIMAP, 1976.- The surface of the ice-age earth. *Science*, 191 : 1131-1137.

&

CLIMAP, 1981.- Seasonal reconstructions of the earth's surface at the last glacial maximum *Geol. Soc. Am. Map and Chart Series MC36*.

CLIMAP, 1984.- The last interglacial ocean. *Quaternary research*, 21 : 123-224.

Cortijo, E. & Reynaud, J.-Y., 1992.- Analyse de la réflectance et de la susceptibilité magnétique des sédiments océaniques. Nouvelle approche de la stratigraphie d'épisodes climatiques brefs. *Mémoire de DEA de l'Université de Paris Sud*.

Cortijo, E., Reynaud, J.-Y., Labeyrie, L., Paillard, D., Cremer, M. & Grousset, F., 1995a.- Etude de la variabilité climatique à haute résolution dans des sédiments de l'Atlantique Nord. *Comptes Rendus à l'Académie des Sciences de Paris*, **321** (série IIa) : 231-238.

Cortijo, E., Yiou, P., Labeyrie, L. & Cremer, M., 1995b.- Sedimentary record of rapid climatic variability in the North Atlantic Ocean during the last glacial cycle. *Paleoceanogr.*, **10** (5) : 901-926.

Coryell, C.G., Chase, J.W. & Winchester, J.W., 1963.- A procedure for geochemical interpretation of terrestrial rare earth abundance patterns. *J. Geophys. Res.*, **68** : 559-566.

Courtois, C. & Chamley, H., 1978.- Terres rares et minéraux argileux dans le Crétacé et le Cénozoïque de la marge Atlantique orientale. *Compte Rendus à l'Académie des Sciences de Paris*, **286** (Série D-671) : 54-59.

Cremer, M., 1989.- Texture and microstructure of neogene-quaternary sediments, ODP sites 645 and 646, Baffin bay and Labrador Sea. *In* S.P. Srivastava, M. Arthur, B. Clement & e. Al. (Eds), Proc. ODP, Sci. Results., **105**, College Station, TX. : 7-20.

Cremer, M., Grousset, F., J.C., F., Duprat, J. & Gonthier, E., 1992.- Sediment flux patterns in the northeastern Atlantic: variability since the Last Interglacial. *Mar. Geol.*, **104** : 31-53.

Cremer, M., Maillet, N. & Latouche, C., 1989.- Analysis of sedimentary facies and clay mineralogy of the neogene-quaternary sediments in ODP site 646, Labrador Sea. *In* S.P. Srivastava, M. Arthur, B. Clement & e. Al. (Eds), Proc. ODP, Sci. Results., 105, College Station, TX.: 71-81.

Crowley, T. J., 1983.- Calcium-carbonate preservation patterns in the Central North Atlantic during the last 150,000 years. *Mar. Geol.*, **51** : 1-14.

Cullers, R., Chaudhuri, S., Kilbane, N. & Koch, R., 1979 - Rare-earths in size fractions and sedimentary rocks of Pennsylvanian-Permian age from the mid-continent of the U.S.A.. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **43** : 1285-1301.

Cullers, R.L., 1995.- The controls on the major- and trace-element evolution of shales, siltstones and sandstones of Ordovician to Tertiary age in the Wet Mountains region, Colorado, U.S.A. *Chemical Geology*, **123** : 107-131.

Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U., Hvidberg, C.S., Steffensen, J.P., Sveinbjörnsdottir, A.E., Jouzel, J. & Bond, G., 1993.- Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, **364** : 218-220.

Darby, S.A., 1975.- Kaolinite and other Clay Min. in Arctic Ocean sediments. *J. Sediment. Petrol.*, **45** : 272-279.

Dasch, E.J., 1969.- Strontium isotopes in weathering profiles, deep-sea sediments, and sedimentary rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **33** : 1521-1552.

Davis, J.C., 1988.- Statistics and data analysis in geology. Numerical geology, *Springer-Verlag*, Berlin , 427p.

De Baar, H.J.W., Bacon, M., Brewer, M.P. & Bruland, K.W., 1985.- Rare earth elements in the Pacific and Atlantic oceans. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **49** (9) : 1943-1959.

De Baar, H.J.W., Bacon, M.P. & Brewer, P.G., 1983.- Rare-earth distributions with a positive Ce

anomaly in the Western north Atlantic Ocean. *Nature*, **301** : 750-752.

Debrabant, P., Delbart, S. & Lemaguer, D., 1985.- Microanalyses géochimiques de minéraux argileux de sédiments prélevés en Atlantique Nord (Forages du DSDP). *Clay Min.*, **20** : 125-145.

Debrabant, P., Fagel, N., Chamley, H., Bout, V. & Caulet, J.-P., 1993.- Neogene to Quaternary clay mineral fluxes in the Central Indian basin. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **103** : 117-131.

Decarreau, A., Courtois, C. & Steinberg, M., 1979.- Comportement des éléments de la première série de transition et des lanthanides dans les altérations naturelles et expérimentales. *Science Géologique*, **53** : 29-34.

Demchuk, T.D. & Nelson-Glatiotis, D.A., 1993.- The identification and significance of kaolinite-rich, volcanic ash horizons (tonsteins) in the Ardley coal zone, Wabamun, Alberta, Canada. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, **41** (4) : 464-469.

Denton, G. & Hughes, T., 1983.- Milankovitch theory of Ice Ages: hypothesis of ice-sheet linkage between regional insolation and global climate. *Quaternary Research*, **20** : 125-144.

DePaolo, D.J. & Wasserburg, G.J., 1979.- Petrogenetic mixing models and Nd/Sr isotopic patterns. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **43** : 615-627.

Desprairies, A. & Bonnot-Courtois, C., 1980.- Relation entre la composition des smectites d'altération sous-marine et leur cortège de terres rares. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, **48** : 124-130.

Dickson, R.R., Gmitrowicz, E.M. & Watson, A.J., 1990.- Deep-water renewal in the northern North Atlantic. *Nature*, **344** : 848-850.

Diester-Haass, L., Robert, C. & Chamley, H., 1993.- Paleooceanographic and paleoclimatic evolution in the Weddell Sea (Antarctica) during the middle Eocene-late Oligocene, from a coarse sediment fraction and clay mineral data (ODP Site 689). *Mar. Geol.*, **114** : 233-250.

Dionne, J.-C., 1991.- Nature lithologique et origine des cailloux de l'Anse Hamilton, Saint-Romuald, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, **45** (2) : 229-240.

Dionne, J.-C., 1993a.- Données quantitatives sur les cailloux à la surface du couvert glaciaire, estuaire du Saint-Laurent. *Géographie physique et Quaternaire*, **47** (2) : 181-192.

Dionne, J.C., 1993b.- Sediment load of Shore ice and ice rafting potential, Upper St. Lawrence estuary, Québec, Canada. *Journal of coastal research*, **9** (3) : 628-646.

- Doe, B.R.**, 1994.- Zinc, copper, and lead in mid-ocean ridge basalts and the source rock control on Zn/Pb in ocean-ridge hydrothermal deposits. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **58** (10) : 2215-2223.
- Dowling, L.M. & McCave, I.N.**, 1993.- Sedimentation on the Feni Drift and late Glacial bottom water production in the northern Rockall Trough. *Sediment. Geol.*, **82** : 79-87.
- Drake, M.J. & Weill, D.F.**, 1975.- Partition of Sr, Ba, Ca, Y, Eu²⁺, Eu³⁺, and other REE between plagioclase feldspar and magmatic liquid: an experimental study. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **39** : 689-712.
- Duddy, I.R.**, 1980.- Redistribution and fractionation of rare earth element and in a weathering profile. *Chemical geology*, **30** : 363-381.
- Dunn, C.E.**, 1974.- Identification of sedimentary cycles through Fourier analysis of geochemical data. *Chemical geology*, **13** : 217-232.
- Duplessy, J.-C.**, 1981.- Deglacial warming of the northeastern Atlantic ocean: correlation with the paleoclimatic evolution of the European continent. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **35** : 121-144.
- Duplessy, J.-C.**, 1984.- 13-C record of benthic foraminifera in the last interglacial ocean: implication for the global deepwater circulation. *Quaternary Research*, **21** : 225-243.
- Duplessy, J.-C.**, 1988.- Deepwater source variations during the last climatic cycle and their impact on the global deepwater circulation. *Paleoceanogr.*, **3** : 343-360.
- Duplessy, J.-C., Bard, E., Arnold, M., Shackleton, N.J., Duprat, J. & Labeyrie, L.**, 1991.- How fast did the ocean-atmosphere system run during the last deglaciation. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, **103** : 27-40.
- Duplessy, J.-C., Moyes, J. & Pujol, C.**, 1990.- Deep-water formation in the North Atlantic Ocean during the last ice age. *Nature*, **286** : 474-482.
- Duplessy, J.-C. & Shackleton, N.J.**, 1984.- Carbon -13 in the World ocean during the last interglaciation and the penultimate glacial maximum. Reevaluation of the possible biosphere response to the earth's climatic changes. *Progress in biometeorology*, **3** : 48-54.
- Duplessy, J.C.**, 1989.- La variabilité de la circulation océanographique globale au cours du dernier cycle climatique. In M.M. Denis (Eds), *Océanologie, Actualité et Perspectives*, 101-116.
- Eitrem, S., Ewing, H., & Thorndike, E. M.**, 1969.- Suspended matter along the continental

margin of the North American basin. *Deep-Sea Res.*, **16** : 613-624.

Eittrheim, S. L., & Ewing, M., 1974. Turbidity distribution in the deep waters of the Western Atlantic trough. In R. Gibbs (Eds.), *Suspended solids in water*, New York : Plenum Press , 213-225

Elderfield, H., 1988.- The oceanic chemistry of the rare-earth elements. *Phil. Trans. Roy. Soc. London A.*, **325** : 105-106.

Elderfield, H., & Gieskes, J. M., 1982.- Sr isotopes in interstitial waters of marine sediments from Deep Sea Drilling Project cores. *Nature*, **300** : 493-497.

Elderfield, H., & Greaves, M. J., 1982.- The rare earth elements in seawater. *Nature*, **296** : 214-219.

Elderfield, H.R., Hawkesworth, C.J., Greaves, M.J. & Calvert, S.E., 1981.- Rare earth element geochemistry of oceanic ferromanganese nodules and associated sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **54** : 971-991.

Elderfield, H.R., Upstill-Goddard, R. & Sholkovitz, E.R., 1990.- The rare earth elements in rivers, estuaries and coastal seas and their significance to the composition of ocean waters. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **54** : 971-991.

Elverhøi, A., 1979.- Sedimentological and mineralogical investigations of quaternary bottom currents off the Norwegian West coast. *Nor. Geol. Tidsskr.*, **59** : 273-284.

Emery, K.O. & Uchupi, E., 1984.- The geology of the Atlantic ocean. *Springer-Verlag*, Berlin , 1050 p.

Emiliani, C., 1955.- Pleistocene temperatures. *Journal of Geology*, **63** : 538-578.

Fagel, N., 1994.- Flux argileux du Néogène au Quaternaire dans l'Océan Indien Nord- Mise en évidence et interprétation. *Société Géologique du Nord*, **22** : 265.

Fagel, N., André, L., Chamley, H., Debrabant, P. & Jolivet, L., 1992.- Clay sedimentation in the Japan Sea since the Early Miocene: influence of source-rock and hydrothermal activity. *Sediment. Geol.*, **80** : 27-40.

Fagel, N., Robert, C. & Hillaire-Marcel, C., 1995.- Clay mineral signature of the NW Atlantic Boundary undercurrent. *Mar. Geol.*, sous presse.

Faibanks, R.G., 1989.- A 17000 years glacio-eustatic sea level records: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature*, **342** : 637-642.

- Fairbanks, R.G.**, 1990.- The age and origin of the "Younger Dryas climatic event" in Greenland ice-cores. *Paleoceanogr.*, **5** : 937-948.
- Fisher, R. & Stueber, A.M.**, 1976.- Strontium isotopes in selected streams within the Susquehanna River basin. *Water Resources Research*, **12** : 1061-1068.
- Fleet, A.J.**, 1984.- Aqueous and sedimentary geochemistry of the REE. In P. Henderson (Eds), *Rare Earth Elements Geochemistry.*, Elsevier Science Publications, Amsterdam , 343-373.
- Fleet, A. J., Henderson, P., & Kempe, D. R. C.**, 1976.- Rare earth element and related chemistry of some drilled southern Indian ocean basalts and volcanogenic sediments. *Journal of Geophys. Res.*, **81** : 4257-4263.
- Folger, D.W.**, 1970.- Wind transport of land derived mineral, biogenic and industrial matter in the Atlantic. *Deep-Sea Res.*, **17** : 433-459.
- Forbes, D.L., Shaw, J. & Eddy, B.G.**, 1993.- Late Quaternary sedimentation and the postglacial sea-level minimum in Port au port Bay and vicinity, west Newfoundland. *Atlantic Geology*, **29** : 1-26.
- Fortin, P.**, 1986.- Mobilisation, fractionnement et accumulation des terres rares lors de l'altération latéritique des sédiments argilo-sableux du Bassin de Curitiba (Brésil). *Mém. Sci. Terre de l'Ecole des Mines de Paris*, **10** :186.
- François, R. & Bacon, M.P.**, 1994.- Heinrich events in the North Atlantic : radiochemical evidence. *Deep-Sea Res.*, **41** (2) : 315-334.
- Froget, C., Despraires, A., Latouche, C., & Maillet, N.**, 1989. Paleoenvironmental significance of Cenozoic clay deposits from the Norwegian sea. In O. Eldholm, J. Thiede, & E. Taylor (Eds.), Proc. ODP, Sci. Results., **105**, College Station, TX. : 41-60.
- Geirsdóttir, A. & Eiríksson, J.**, 1994.- Growth of an intermittent ice sheet in Iceland during the Late Pliocene and Early Pleistocene. *Quaternary Research*, **42** : 115-130.
- German, C.R., Masuzawa, T., Greaves, M.J., Elderfield, H. & Edmond, J.M.**, 1995.- Dissolved rare earth elements in the Southern Ocean : Cerium oxidation and the influence of hydrography. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **59** : 1551-1558.
- Ghil, M.A., Mullraupt, A. & Pestiaux, P.**, 1987.- Deep water formation and Quaternary glaciations. *Climate dynamics*, **2** : 1-10.
- Gibbs, R.J.**, 1977.- Clay mineral segregation in the marine environment. *J. Sediment. Petrol.*, **47** : 237-

Goldberg, E.D., Koide, M., Schmitt, R.A. & Smith, R.H., 1963.- Rare-earth distribution in the marine environment. *J. Geophys. Res.*, **68** : 4209-4217.

Goldstein, S.J. & Jacobsen, S.B., 1987.- The Nd and Sr isotopic systematics of river-water dissolved material: implications for the sources of Nd and Sr in seawater. *Chemical geology*, **66** : 245-272.

Goldstein, S.J. & Jacobsen, S.B., 1988.- Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material : implications for crustal evolution. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, **87** : 249-265.

Goldstein, S.L., O'Nions, R.K. & Hamilton, P.J., 1984.- A Sm-Nd isotopic study of atmospheric dusts and particulates from major systems. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, **70** : 221-236.

Gradusov, B.P., 1974.- A tentative study of clay mineral distribution in soils of the world. *Geoderma*, **12** : 49-55.

Greaves, M.P., Statham, P.J. & Elderfield, H., 1994.- Rare earth element mobilization from marine atmospheric dust into seawater. *Mar. Chem.*, **46** : 255-260.

Griffin, J.J., Windom, H. & Goldberg, E.D., 1968.- The distribution of Clay Min. in the world ocean. *Deep-Sea Res.*, **15** : 433-459.

GRIP Members 1993.- Climate instability during the last interglacial period recorded in the GRIP ice core. *Nature*, **364** : 203-207.

Gromet, L.P., Dymek, R.F., Haskin, L.A. & Korotev, R.L., 1984.- The "North American shale composite": its compilation, major and trace element characteristics. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **48** : 2469-2482.

Grootes, P.M., Stuiver, M., White, J.W.C., Johnsen, S. & Jouzel, J., 1993.- Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and the GRIP Greenland ice cores. *Nature*, **365** : 552-554.

Grousset, F., 1983.- Thèse de doctorat d'état ès sciences de l'Université ed Bordeaux I , 233 p.

Grousset, F., Biscaye, P.E., Zindler, A., Prospero, J. & Chester, R., 1988.- Neodymium isotopes as tracers in marine sediments and aerosols: North Atlantic. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, **87** : 367-378.

Grousset, F. & Chesselet, R., 1986.- The Holocene sedimentary regime in the Northern Mid-Atlantic ridge region. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, **78** : 271-287.

Grousset, F. & Duplessy, J.-C., 1983.- Early deglaciation of the Greenland Sea during the last glacial to interglacial transition. *Mar. Geol.*, **52** : 11-17.

Grousset, F., Duprat, J., J.-C., F., Gonthier, E., Maillet, N., Poutiers, J. & Pujos Lamy, A., 1978.- Etude préliminaire du matériel planctonique et sédimentaire recueilli lors de la mission FAEGAS II (1er au 22 Juillet 1977), fracture de Gibbs-Islande (Atlantique Nord-Est). *Bulletin de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine.*, **3** : 198-213.

Grousset, F., Duprat, J., J.-C., F., Gonthier, E., Maillet, N., Poutiers, J. & Pujos Lamy, A., 1981.- Un domaine sédimentaire de dorsale océanique, la ride médio-Atlantique entre 43°N et 56°N ; premiers résultats de la mission Faegas III : données sédimentologiques et essais d'interprétation. *Bulletin de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine.*, **8** : 43-83.

Grousset, F. & Latouche, C., 1983.- Rôles respectifs de l'advection et de la décantation sur la ride médio-Atlantique (40° à 50°N). *Chemical Geology*, **40** : 225-249.

Grousset, F., Latouche, C. & Maillet, N., 1983.- Clay Min. as indicators of wind and current contribution to post-glacial sedimentation on the Azores-Iceland ridge. *Clay Min.*, **18** (1) : 65-75.

Grousset, F., Latouche, C. & Parra, M., 1982.- Late Quaternary sedimentation between the Gibbs Fracture Zone and the Greenland Basin ; Mineralogical and geochemical data. *Mar. Geol.*, **47** : 303-330.

Grousset, F. & Parra, M., 1982.- Contribution of mineralogical and geochemical data to the study of deep sedimentation in the North Atlantic : Trace elements as bottom current indicators. *Sediment. Geol.*, **31** : 49-61.

Grousset, F., Rognon, P., Coudé-Gaussen, G. & Pédemay, P., 1992.- Origins of peri-Saharan dust deposits traced by their Nd and Sr isotopic composition. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **93** : 203-212.

Grousset, F.E. & Biscaye, P.E., 1989.- Nd and Sr isotopes as tracers of wind transport : atlantic aerosols and surface sediments. In M. Leinen & M. Sarnthein (Eds), *Paleoclimatology and Paleometeorology : Modern and Past Patterns of Global Atmospheric Transport.*, Kluwer Academic Publishers, 385-400.

Grousset, F.E., Labeyrie, L., Sinko, J.A., Cremer, M., Bond, G., Duprat, J., Cortijo, E. & Huon, S., 1993.- Patterns of ice-rafted detritus in the Glacial North Atlantic (40°-55°N). *Paleoceanogr.*, **8** (2) : 175-192.

Guinasso, N.L.J. & Schink, D.R., 1975.- Quantitative Estimates of Biological Mixing Rates in Abyssal Sediments. *J. Geophys. Res.*, **80** (21) : 3032-3043.

- Guiot, J., Pons, A., de Beaulieu, J.I. & Reille, M., 1989.-** A 140,000-year continental climate reconstruction from two European pollen records. *Nature*, **338** : 309-313.
- Harris, W.G., Morrone, A.A. & Coleman, S.E., 1992.-** Occluded mica in hydroxy-interlayered vermiculite grains from a highly-weathered soil. *Clays and Cl. Min.*, **40** (1) : 32-39.
- Haskell, B.J., Jonhson, T.C. & Showers, W.J., 1991.-** Fluctuations in deep western north Atlantic circulation on the Blake outer ridge during the last deglaciation. *Paleoceanogr.*, **6** : 21-31.
- Haskin, L. A., Haskin, M. A., Frey, F. A., & Wildeman, T. R., 1968.** Relative and absolute terrestrial abundance of rare earths. In L. H. Arhens (Eds.), *Origin and distribution of the elements* , Intern. Ser. Monograph Earth Sci. , 889-912.
- Haskin, M.A. & Haskin, L.A., 1966.-** The rare earth distribution in sediments. *J. Geophys. Res.*, **67** : 2537-2541.
- Haupt, B.J., Schäfer-Neth, C. & Statterger, K., 1994.-** Modeling sediments drifts : A coupled oceanic circulation-sedimentation model of the northern North Atlantic. *Paleoceanogr.*, **9** (6) : 897-916.
- Hays, J. D., Imbrie, J., & Shackleton, N. J., 1976.-** Variations in the Earth's orbit : Pacemaker of the ice ages. *Science*, **194** : 1121-1132.
- Hebbein, D. & Wefer, G., 1991.-** Effects of ice coverage and ice-rafted material on sedimentation in the Fram Strait. *Nature*, **350** : 409-411.
- Heerman, A.G., 1978.-** Yttrium and lanthanides. In K.W. Wedepohl (Eds), *Handbook of Geochemistry*, Springer-Verlag, Berlin , 57-71A-57-71O.
- Heinrich, H., 1988.-** Origin and consequences of Cyclic Ice-Rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130.000 years. *Quaternary Research*, **2**: 142-152.
- Heir, K.S. & Compston, W., 1969.-** Rb-Sr isotopic studies of the planctonic rocks of the Oslo region. *Lithos*, **2** : 133-146.
- Henrich, R. & Baumann, K.-H., 1993.-** Evolution of the Norwegian Current and the Scandinavian ice Sheets during the past 2.6 m.y. : evidence from ODP Leg 104 biogenic carbonate and terrigenous records. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **108** : 75-94.
- Hodder, A.P.W., Naish, T.R. & Nelson, S.N., 1993.-** A two-stage model for the formation of smectite from detrital volcanic glass under shallow-marine conditions. *Mar. Geol.*, **109** : 279-285.

Hoffert, M.I. & Covey, C., 1992.- Deriving global climate sensitivity from palaeoclimate reconstructions. *Nature*, **360** : 573-576.

Hogdahl, O. T., Melson, S., & Bowen, Y., 1968.- Neutron activation analysis of lanthanide elements in seawater. *Advanced Chemistry*, **73** : 308-315.

Holtzapffel, T., 1985.- Les minéraux argileux: Préparation-Analyse diffractométrique et détermination. *Soc. Géol. Nord*, **12** : 136 p.

Horstman, E.L., 1957.- The distribution of Li, Rb and Cs in igneous and sedimentary rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **12** : 1-28.

Hoyle, J., Elderfield, H., Gledhill, A. & Greaves, M., 1984.- The behaviour of the rare earth elements during mixing of river and sea waters. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **48** : 143-149.

Huggett, J.M., 1992.- Petrography, mineralogy and diagenesis of overpressured tertiary and late cretaceous mudrocks from the East Shetland basin. *Clay Min.*, **27** : 487-506.

Huon, S., Jantschik, R., Kübler, B. & Fontignie, D., 1991.- Analyses K-Ar, Rb-Sr et minéralogiques des fractions argileuses de sédiments quaternaires, Atlantique N-E: Résultats préliminaires. *Schweiz. Mineral. petrogr. Mitt.*, **71** : 275-280.

Huon, S. & Ruch, P., 1992.- Mineralogical K-Ar and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotopes study of Holocene and late glacial sediment in a deep-sea core from the northeast Atlantic ocean. *Mar. Geol.*, **107** (4) : 275-282.

Imbrie, J., Berger, A., Boyle, E.A., Clemens, S.C., Duffy, A., Howard, W.R., Kukla, G., Kutzbach, J., Martinson, D.G., McIntyre, A., Mix, A.C., Molfino, B., Morley, J.J., Peterson, L.C., Pisias, N.G., Prell, W.L., Raymo, M.E., Shackleton, N.J. & Toggweiler, J.R., 1993.- On the structure and origin of major glaciation cycles 2. The 100.00-Year cycle. *Paleoceanogr.*, **8** (6) : 699-735.

Imbrie, J., Berger, A., Boyle, E.A., Clemens, S.C., Duffy, A., Howard, W.R., Kukla, G., Kutzbach, J., Martinson, D.G., McIntyre, A., Mix, A.C., Molfino, B., Morley, J.J., Peterson, L.C., Pisias, N.G., Prell, W.L., Raymo, M.E., Shackleton, N.J. & Toggweiler, J.R., 1992.- On the structure and origin of major glaciation cycles 1. Linear responses to Milankovitch forcing. *Nature*, **7** : 701-738.

Imbrie, J., Hays, J.D., Martinson, D.G., McIntyre, A., Mix, A.C., Morley, J.J., Pisias, N.G., Prell, W.L. & Shackleton, N.J., 1982.- The orbital theory of a Pleistocene climate:

support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record. In A. Berger, J. Imbrie, J. Hays, G. Kukla & B. Saltzman (Eds), *Milankovitch and Climate*, Riedel, D, Dordrecht , 269-305.

Imbrie, J. & Imbrie, J.Z., 1980.- Modelling the climatic response to orbital variations. *Science*, **207** : 943-953.

Imbrie, J., & Kipp, N. G., 1971. A new micropaleontological method for quantitative micropaleontology : Application to a late Pleistocene Caribbean Core. In K. Turckian (Eds.), *Late Cenozoic Glacial Ages* . New Haven, Connecticut : Yale University Press , 71-181.

Imbrie, J., McIntyre, A., & Mix, A., 1989. Oceanic response to orbital forcing in the late Quaternary : Observational and experimental strategies. In A. e. a. Berger (Eds.), *Climate and Geo-sciences*, Masson , 121-164.

Jansen, E., 1988.- Paleoenvironmental changes in the Norwegian sea and the northeastern Atlantic during the last 2,8 my: Deep-Sea Drilling Project / Ocean Drilling Program Sites 320, 642, 643 and 644. *Paleoceanogr.*, **3** : 563-589.

Jansen, E. & Erlenkenser, H., 1985.- Ocean circulation in the Norwegian Sea during last deglaciation: isotopic evidence. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **49** : 189-206.

Jansen, E. & Veum, T., 1990.- Evidence for two-step deglaciation and its impact on North Atlantic deep-water circulation. *Nature*, **343** : 613-616.

Jantschik, R. & Huon, S., 1992.- Detrital silicates in Northeast Atlantic deep-sea sediments during the Late Quaternary: Mineralogical and K-Ar isotopic data. *Eclogae Geol. Helv.*, **85** (1) : 195-212.

Jantschik, R. & Lohoff, R., 1987.- Thèse de Doctorat de l'Université de Gottingen , 289 p.

Jenkins, G. M., & Watts, D. G., 1968.- Spectral Analysis and its applications. Oakland, Calif., Holden-Day , 525 p.

Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dansgaard, W., Fuhrer, K., Gundestrup, N., Hammer, C.U., Lersen, P., Jouzel, J., Stauffer, B. & Steffensen, J.P., 1992.- Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core. *Nature*, **359** : 311-313.

Johnson, R.G. & McClure, B.T., 1976.- A model for northerh hemisphere continental ice sheet variation. *Quaternary Research*, : 325-352.

Jones, E.J.W., 1970.- Influence of norwegian sea overflow water on sediementation in the north Atlantic and Labrador sea. *J. Geophys. Res.*, **79** 1655-1680.

Jouzel, J., Barkov, N. I., Barnola, J. M., Bender, M., Chappellaz, J., Genthon, C., Kotlyakov, V. M., Lipenkov, V., Lorius, C., Petit, J. R., Raynaud, D., Raisbeck, G., Ritz, C., Sowers, T., Stievenard, M., Yiou, F., & Yiou, P., 1993.- Extending the Vostok ice-core record of paleoclimate to the penultimate glacial period. *Nature*, **364** : 407-412.

Jouzel, J., Lorius, C., Johnsen, S., & Grootes, P., 1994.- Climate instabilities : Greenland and Antarctic records. *Comptes Rendus à l'Académie des Sciences de Paris*, **319** (série II) : 65-77.

Jouzel, J., Lorius, C., Petit, J.R., Genthon, C., Barkov, N.I., Kotlyakov, V.M. & Petrov, V.M., 1987.- Vostok ice core: a continuous isotope temperature record over the last climatic cycle (160,000 years). *Nature*, **329** : 403-407.

Karpuz, N., & Jansen, E., 1992.- A high resolution diatom record of the last deglaciation from the SE Norwegian Sea : Documentatin of rapid climatic changes. *Paleoceanography*, **7** (4) : 499-520.

Kastner, M., Elderfield, H., Jenkins, W.J., Gieskes, J.M. & Gamo, T., 1993.- Geochemical and isotopic evidence for fluid flow in the western nankai subduction zone, Japan. *In* Hill, I.A., Taira, A., Firth, J.V., *et al.*, *Proc. ODP, Sci. Result.* ,**131**, College station, TX: 397-413.

Kaufman, D.S., Miller, G.H., Stravers, J.A. & Andrews, J.T., 1993.- Abrupt early Holocene (9.9-9.6 Ka) ice-stream advance at the mouth of Hudson Strait, Arctic Canada. *Geology*, **21** : 1063-1066.

Keffer, T., Martinson, D.G. & Corliss, B.H., 1988.- The position of the Gulf Stream during Quaternary Glaciations. *Science*, **24**: 440-442.

Keigwin, L.D., Curry, W.B., Lehman, S.J. & Johnsen, S., 1994.- The role of the deep ocean in North Atlantic climate change between 70 and 130 Kyr ago. *Nature*, **371** : 323-326.

Keigwin, L.D., Jones, G.A., Lehman, S.J. & Boyle, E.A., 1991.- Deglacial meltwater discharge, North Atlantic deep circulation, and abrupt climate change. *J. Geophys. Res.*, **96** : 16,811-16,828.

Keigwin, L.D. & Lehman, S.J., 1994.- Deep circulation change linked to HEINRICH event 1 and Younger Dryas in a middepth North Atlantic core. *Paleoceanogr.*, **9** (2) : 185-194.

Keller, G.H., Anderson, S.H. & Lavelle, J.W., 1975.- Near-bottom currents in the mid-atlantic ridge rift valley. *Canad. J. Earth Sci.*, **12** : 703-710.

Kellogg, Y.B., 1985.- Early deglaciation of the Greenland sea during the last glacial to interglacial transition - Comment. *Mar. Geol.*, **62** : 167-173.

- Kennett, J.P.**, 1982.- Mar. Geol., Englewood Cliffs , 813 p.
- Kennett, J.P.**, 1990.- The Younger Dryas cooling events: an introduction. *Paleoceanogr.*, **5** : 891-895.
- Kennett, J.P. & Shackleton, N.J.**, 1975.- Laurentide ice sheet meltwater recorded in the Gulf of Mexico deep-sea cores. *Science*, **188** : 147-150.
- Koç Karpuz, N. K., & Schrader, H.**, 1990.- Surface sediment diatom distribution and Holocene paleotemperature variations in the Greenland, Iceland and Norwegian seas. *Paleoceanography*, **5** (4) : 557-580.
- Koç, N., Jansen, E. & Haflidason, H.**, 1993.- Paleoceanographic reconstructions of surface ocean conditions in the Greenland, Iceland and Norwegian seas through the last 14 Ka based on diatoms. *Quaternary Science Reviews*, **12** : 115-140.
- Konta, V.**, 1985.- Crystalline minerals and chemical maturity of suspended solids of some major world rivers. *Mineralogy Petrography Acta*, **29A** : 121-133.
- Kontoyiannis, H. & Watts, D.R.**, 1994.- Observations on the Variability of the Gulf Stream Path between 74°W and 70°W. *Journal of Physical Oceanography*, **24** (9) : 1999-2013.
- Kronberg, B.I., Tazaki, K. & Melfi, A.J.**, 1987.- Detailed geochemical studies of the initial stages of weathering of alkaline rocks: Ilha de Sao Sebastiao, Brazil. *Chemical geology*, **60** : 79-88.
- Kuhlemann, J., Lange, H. & Paetsch, H.**, 1993.- Implications of a connection between clay mineral variations and coarse grained debris and lithology in the central Norwegian-Greenland Sea. *Mar. Geol.*, **114** : 1-11.
- Labeyrie, L.**, 1990.- Rapport préliminaire de la mission Paleocinat I à bord du N.O. Le Suroît. *Rapport Ifremer-Insu*.
- Labeyrie, L., Duplessy, J.-C. & Blanc, P.L.**, 1987.- Variations in mode of formation and temperature of oceanic deep water over the past 125 000 years. *Nature*, **417** : 477-478.
- Labeyrie, L., Duplessy, J.C., Duprat, J., Juillet-Leclerc, A., J., M., Michel, E., Kallel, N. & Shackleton, N.J.**, 1992.- Changes in the vertical structures of the north atlantic ocean between glacial and modern times. *Quaternary Science Review*, **11** : 401-413.
- Labeyrie, L., Labracherie, M., Gorfti, N., Pichon, J.J., Vautavers, M., Arnold, M., Duplessy, J.C., Paterne, M., Michel, E., Duprat, J., Caralp, M. & Turon, J.L.**, 1995a.- Hydrographic changes of the Southern Ocean (southeast Indian sector) over the last 230 kyr. *Paleoceanogr.*,



sous presse.

Labeyrie, L., Vidal, L., Cortijo, E., Paterne, M., Arnold, M., Duplessy, J.C., Vautravers, M., Labracherie, M., Duprat, J., Turon, J.L., Grousset, F. & Van Weering, T., 1995b.- Surface and deep hydrology of the Northern Atlantic Ocean during the past 150 000 years. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, **348** : 255-264.

Labeyrie, L.D., Juillet, A. & Duplessy, J.-C., 1982.- Oxygen isotopic-stratigraphy: fossils diatoms vs foraminifera. In *7th Diatom Symposium*, : 477-491.

Lamb, H.H., 1971.- Climatic and circulation regimes developed on the northern hemisphere during and since the last ice age. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **9** : 125-162.

Lambeck, K. & Nakada, M., 1992.- Constraints on the age and duration of the last interglacial period and sea-level variations. *Nature*, **357** : 125-128.

Larsen, H.C., Saunders, A.D., Clift, P.D., Beget, J., Wei, W., Spezzaferri, S. & Party, a.O.L.I.S., 1994.- Seven million years of glaciation in Greenland. *Science*, **264** : 952-955.

Latouche, C. & Maillet, N., 1976.- X-Ray mineralogy studies, Leg 48-Rockall region (sites 403, 404, 405 and 406). In J.L. Usher (Eds), Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Program, **48** : 649-658.

Latouche, C. & Maillet, N., 1981a.- X-Ray mineralogy of sites 558 and 563. In E. Whalen (Eds), Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Program, **48** : 531-537.

Latouche, C. & Maillet, N., 1981b.- X-Ray mineralogy study of tertiary deposits, Leg 81, sites 552-555. In J. Backman (Eds), Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Program, **81** : 669-682.

Latouche, C., Maillet, N. & Phillips, I., 1983.- X-Ray mineralogy of the clay fraction from cenozoic strata, Leg 94: Comparison with previous North Atlantic data. In S. Orlofsky (Eds), Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Program, **94** : 1089-1102.

Latouche, C. & Parra, M., 1979.- La sédimentation au Quaternaire récent dans le "Northwest Atlantic Mid-Ocean Canyon". Apport des données minéralogiques et géochimiques. *Mar. Geol.*, **29** : 137-164.

Lehman, S.J., Jones, G.A., Keigwin, L.D., Andersen, M.S., Butenko, G. & Østmo, S.-R., 1991.- Initiation of Fennoscandian ice-sheet retreat during the last deglaciation. *Nature*, **349** : 513-516.

Lehman, S.J. & Keigwin, L.D., 1992a.- Deep circulation revisited. *Nature*, **358** : 197-198.

Lehman, S.J. & Keigwin, L.D., 1992b.- Sudden changes in north Atlantic circulation during the last

deglaciation. *Nature*, **356** : 757-762.

Leroy, J.L. & Turpin, L., 1988.- Th and U behaviour during hydrothermal and supergene processes in a granitic environment. *Chemical geology*, **68** : 239-251.

Leventer, A., Williams, D.F. & Kennett, J.P., 1982.- Dynamics of the Laurentide ice sheet during the last deglaciation: evidence from the Gulf of Mexico. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, **59** : 11-17.

Levesque, A.L., Mayle, F.E., Walker, I.A. & Cwynar, L.C., 1993.- A previously unrecognized late-glacial cold event in eastern North America. *Nature*, **361** : 623-626.

Lisitzin, A.P., 1972.- Sedimentation in the world ocean, with emphasis on the nature, distribution and behavior of marine suspension, *Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ.* Tulsa , 219 p.

Lonsdale, P., Hollister, C.D. & Mayer, R.L., 1981.- Erosion and deposition in interplain channels of the Maury Channel system, Northeast Atlantic. *Oceanol. Acta*, **4** : 185-201.

Lorius, C., Jouzel, J., Ritz, C., Merlivat, L., Barkov, N. I., Korotkevitch, Y. S., & Kotlyakov, V. M., 1985.- A 150,000-year climatic record from Antarctic ice. *Nature*, **316** : 591-596.

MacAyeal, D.R., 1993a.- Binge/purge oscillations of the Laurentide ice sheet as a cause of the North Atlantic's Heinrich events. *Paleoceanogr.*, **8** (6) : 775-784.

Malmberg Persson, K. & Lagerlund, E., 1994.- Glacial dynamics and transport of debris during the final phases of the Weichselian Glaciation, southwest Skåne, Sweden. *Journal of Quaternary Science*, **9** (3) : 245-256.

Manabe, S. & Broccoli, A.J., 1985.- The influence of continental ice sheets on the climate of an ice age. *J. Geophys. Res.*, **90** : 2167-2190.

Mangerud, J., Lie, S.E., Furnes, H., Kristiansen, J.L. & Lomo, L., 1984.- A Younger Dryas ash bed in western Norway and its possible correlations with tephra in cores from the Norwegian Sea and the North Atlantic. *Quaternary Research*, **21** : 85-104.

Marsiat, I.M. & Berger, A., 1990.- On the relationship between ice volume and sea level over the last glacial cycle. *Climate Dynamics*, **4** : 81-84.

Martin, J.M., Hogdahl, O. & Philippot, J.C., 1976.- Rare earth element supply to the ocean. *J. Geophys. Res.*, **81** : 3119-3124.

Martinson, D.G., 1987.- Age dating and the orbital theories of ice-age: development of high resolution 0-

300 000 years chronostratigraphy. *Quaternary Research*, **27** : 1-29.

McCartan, L., 1988.- Mineralogy of the Haynesville, Virginia, cores. U.S. Geological Survey Professional Paper 1489: *Geology and paleontology of the Haynesville Cores- Northeastern Virginia coastal plain* , B1-B9.

McCave, I.N., 1983.- Particulate size spectra, behavior and origin of nepheloid layers over the Nova - Scotia continental rise. *J. Geophys. Res.*, **88** : 7647-7666.

McCave, I.N., Lonsdale, P.F., Hollister, C.D. & Gardner, W.D., 1980.- Sediment transport over the Hatton and Gardar contourites drift. *J. Sediment. Petrol.*, **5** : 1049-1062.

McCave, I.N. & Tucholke, B.E., 1986.- Deep current-controlled sedimentation in the western North Atlantic. In P.R. Vogt & B.E. Tucholke (Eds), *The Geology of North America* (Vol.M): The Western North Atlantic Region , 451-468

McCulloch, M.T. & Wasserburg, G.J., 1978.- Sm-Nd and Rb-Sr chronology of continental crust formation. *Science*, **200** : 2721-2735.

McIntyre, A., Ruddiman, W.F. & Jantzen, R., 1972 - Southward penetrations of the North Atlantic Polar Front: faunal and floral evidence of large-scale surface water mass movements over the last 225,000 years. *Deep-Sea Res.*, **19** : 61-77.

McLean, B. & Williams, G.L., 1983.- Geological investigations of Baffin Island shelf in 1982. *Geological Survey of Canada*, **83** (1B) : 309-315.

McLennan, S., 1994.- Rare earth element geochemistry and the "tetrad" effect. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **58** (9) : 2025-2033.

McLennan, S.M., 1989.- Rare Earth Elements in Sedimentary Rocks : Influence of Provenance and Sedimentary Processes. In G.A. McKay (Eds), *Reviews in Mineralogy, Geochemistry and Mineralogy of rare Earth Elements*, *The Mineralogy Society of America*, Washington , 169-200.

McLennan, S. M., Fryer, B. J., & Young, G. M., 1979.- Rare earth elements in Huronian (Lower Proterozoic) sedimentary rocks : composition and evolution of the post-keronan upper crust. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **43** : 375-388.

McLennan, S. M., Nance, W. B., & Taylor, S. R., 1980.- Rare earth element-thorium correlations in sedimentary rocks and the composition of continental crust. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **44** : 1833-1839.

- McLennan, S. M., & Taylor, S. R.,** 1982.- Geochemical constraints on the growth of the continental crust. *J. Geol.*, **90** : 347-361.
- McLennan, S. M., & Taylor, S. R.,** 1983.- Continental freeboard sedimentation rates and growth of continental crust. *Nature*, **306** : 169-172.
- McManus, J.F., Bond, G.C., Broecker, W.S., Johnsen, S., Labeyrie, L. & Higgins, S.,** 1994.- High-resolution climate records from the North Atlantic during the last interglacial. *Nature*, **371** : 326-329.
- Melfi, A.J., Figueiredo, A.M., Dohert, W.D. & Marques, L.S.,** 1990.- REE mobilities during incipient weathering of volcanic rocks of the Parana Basin, Brazil. *Chemical geology*, **84** : 375-376.
- Michard, A., Albarede, F., Michard, G., Minster, J. F., & Charlou, J. L.,** 1983.- Rare-earth elements and uranium in high-temperature solutions from the East Pacific Rise hydrothermal vent field (13°N). *Nature*, **303** : 795-797.
- Michel, E., Labeyrie, L. D., Duplessy, J.-C., Gorfti, N., Labracherie, M., & Turon, J.-L.,** 1995.- Could deep Subantarctic convection feed the world deep basins during the last glacial maximum? *Paleoceanography*, **10** (5) : 927-942.
- Milankovitch, M.,** 1930.- Mathematische Klimalehre und Astronomische Theorie der Klimaschwankungen. Berlin , 176 p.
- Millot, G.,** 1967.- Géologie des argiles, *Masson*, Paris , 499 p.
- Mirota, M.D. & Veizer, J.,** 1994.- Geochemistry of the precambrian carbonates. 6. Aphebian Albnal formations, Québec, Canada. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **58** (7) : 1735-1745.
- Mitra, A., Elderfield, H. & Greaves, M.J.,** 1994.- Rare earth elements in submarine hydrothermal fluids and plumes from the Mid Atlantic Ridge. *Mar. Chem.*, **46** : 217-235.
- Mix, A.C. & Fairbanks, R.G.,** 1985.- North Atlantic surface-ocean control of Pleistocene deep-ocean circulation. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, **73** : 231-243.
- Morris, R.V. & Haskin, L.A.,** 1974.- EPR measurement of the effect of glass composition on the oxidation states of europium. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **38** : 1435-1446.
- Morris, R.V., Haskin, L.A., Biggar, G.M. & O'Hara, M.J.,** 1974.- Measurements of the effects of temperature and partial pressure of oxygen on the oxidation states of europium in silicate glasses. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **38**: 1447-1459.

Moyes, J., Duplessy, J.C., Gonthier, E., Latouche, C., Maillet, N., Parra, M. & Pujol, C., 1964.- Les sédiments profonds actuels et pléistocène récent de l'Atlantique Nord-oriental et du Sud de la Mer de Norvège. *In II ième Colloque international sur l'exploitation des océans*, Bordeaux, **4** : 201.

Murray, J.W., 1970.- The clay mineralogy of marine sediments in the North Atlantic at 20°N latitude. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, **10** : 31-43.

Murray, R.W., Buchholtz Ten Brink, M.R., Gerlach, D., Russ III, P.G. & Jones, D., 1991.- Rare earth, major, and trace elements in chert from the Franciscan Complex and Monterey Group, California : Assessing REE sources to fine-grained marine sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **55** : 1875-1895.

Nesbitt, H.W., 1979.- Mobility and fractionation of rare earth elements during weathering of a granodiorite. *Nature*, **279** : 206-210.

Nielsen, O.B., Cremer, M., Stein, R., Thiébault, F. & Zimmerman, H., 1989.- Analysis of sedimentary facies, clay mineralogy, and geochemistry of the paleogene sediments of site 647, Labrador Sea. *In* S.P. Srivastava, M. Arthur, B. Clement *et al.* (Eds), Proc. ODP, Sci Results. **105**, College Station, TX : 101-110.

Nyffeler, U.P., Li, Y.H. & Snatschi, P.H., 1984.- A kinetic approach to describe trace-element distribution between particles and solution in natural aquatic systems. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **48** : 1513-1522.

O'Nions, R.K., Hamilton, P.J. & Hooker, P.J., 1983.- A Nd isotope investigation of sediments related to crustal development in the British Isles. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, **63** : 229-240.

Oerlemans, J., 1982.- On the origin of the ice-ages. *In* A. Berger, J. Imbrie, J. Hays, G. Kukla & B. Saltzman (Eds), *Milankovitch and Climate*, Riedel, D, Dordrecht : 607-611.

Oerlemans, J., 1993.- Evaluating the role of climate cooling in iceberg production and the Heinrich events. *Nature*, **364** : 783-785.

Oppo, W. & Fairbanks, R.G., 1990.- Atlantic ocean thermohaline circulation over the last 150 000 years: relationship to climatic and atmospheric CO₂. *Paleoceanogr.*, **5** : 277-288.

Othman, D.B., White, W.M. & Patchett, J., 1989.- The geochemistry of marine sediments, island arc magma genesis, and crust-mantle recycling. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, **94** : 1-21.

- Palmer, M.R. & Edmond, J.M.**, 1989.- The strontium isotope budget of the modern ocean. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, **92** : 11-26.
- Parra, M., Delmont, P., Dumon, J.C., Ferragne, A. & Pons, J.C.**, 1987.- Mineralogy and origin of tertiary interbasaltic clays from the Faeroe Islands, Northeastern Atlantic. *Clay Min.*, **22** : 63-82.
- Parra, M., Delmont, P., Ferragne, A., Latouche, C. & Puechmaille, C.**, 1985.- Origin and evolution of smectites in recent marine sediments of the NE Atlantic. *Clay Min.*, **20** : 335-345.
- Pastouret, L., Auffret, G., Hoffert, M., Melguen, M., Noadham, H.D. & Latouche, C.**, 1975.- Sédimentation sur la ride de Terre-Neuve. *Can. J. Earth Scie*, **12** : 1019-1035.
- Pastouret, L., Chamley, H., Delibrias, G., Duplessy, J.-C. & Thiede, J.**, 1978.- Late Quaternary climatic changes in Western Tropical Africa deduced from deep-sea sedimentation off the Niger delta. *Oceanol. Acta*, **1** (2) : 217-232.
- Patchett, P.J., White, W.M., Feldmann, H., Kiehneuk, S. & Hofmann, A.W.**, 1984.- Hafnium/rare earth element fractionation in the sedimentary system and crustal recycling into the Earth's mantle. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, **69** : 365-378.
- Paterson, J. H., Ramsden, A. R., Dale, L. S., & Fardy, J. J.**, 1986.- Geochemistry and mineralogical residences of trace elements in oil shales from Julia Creek, Australia. *Chemical Geology*, **55** : 1-16.
- Pederstad, K. & Jørgensen, P.**, 1985.- Weathering in a marine clay during postglacial time. *Clay Min.*, **20** : 477-491.
- Peltier, W.R. & Hyde, W.**, 1982.- A model of the ice-age cycle. In A. Berger, J. Imbrie, J. Hays, G. Kukla & B. Saltzman (Eds), *Milankovitch and Climate*, Riedel, D, Dordrecht , 565-580.
- Pestiaux, P.**, 1988.- Paleoclimatic variability at frequencies ranging from 1 cycle per 10 000 years to 1 per 1000 years: evidence for nonlinear behaviour of the climate system. *Climate Change*, **12** : 9-37.
- Pestiaux, P. & Berger, A.**, 1982a.- Impacts of deep-sea processes on paleoclimatic spectra. In A. Berger, J. Imbrie, J. Hays, G. Kukla & B. Saltzman (Eds), *Milankovitch and Climate*, Riedel, D, Dordrecht , 493-510.
- Pestiaux, P. & Berger, A.**, 1982b.- An optimal approach of the spectral characteristics of deep-sea climate records. In A. Berger, J. Imbrie, J. Hays, G. Kukla & B. Saltzman (Eds), *Milankovitch and Climate*, Riedel, D, Dordrecht : 417-445.

- Petersen, L. & Rasmussen, K.**, 1980.- Mineralogical composition of the clay fraction of two fluvio-glacial sediments from East Greenland. *Clay Min.*, **15** : 135-145.
- Philpotts, J. A.**, 1970.- Redox estimation from a calculation of Eu^{2+} and Eu^{3+} concentrations in natural phases. *Earth Planet. Sci. Letters*, **9** : 257-268.
- Pierpgras, D.J. & Wasserburg, G.J.**, 1980.- Neodymium isotopic variations in seawater. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, **50** : 128-138.
- Pierpgras, D.J., Wasserburg, G.J. & Dasch, E.J.**, 1979.- The isotopic composition of the Nd in different ocean masses. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, **45** : 223-236.
- Piper, D.J.W. & Slatt, R.M.**, 1977.- Late Quaternary clay mineral distribution along the eastern margin of Canada. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **86** : 267-272.
- Piper, D.Z.**, 1974.- Rare earth elements in the sedimentary cycle: a summary. *Chemical geology*, **14** : 285-304.
- Pisias, N. G., & Leinen, M.**, 1984. Milankovitch forcing of the oceanic system : Evidence from the northwest Pacific. In A. Berger, J. Imbrie, J. Hays, G. Kukla & B. Saltzman (Eds), *Milankovitch and Climate*, Riedel, D.: 307-330.
- Pisias, N.G., Mix, A.C. & Zahn, R.**, 1990.- Nonlinear response in the global climate system: evidence from benthic oxygen isotopic records in core RC13-110. *Paleogeogr.*, **5** (2) : 147-160.
- Pisias, N.G. & Moore, T.C.**, 1981.- The evolution of pleistocene climate: a time series approach. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, **52** : 450-458.
- Pollard, D.**, 1983.- A coupled climate-ice sheet model applied to the quaternary ice ages. *J. Clim.*, **1** : 965-997.
- Pollard, W.R.**, 1982.- Some ice-age aspects of a calving ice-sheet model. In A. Berger, J. Imbrie, J. Hays, G. Kukla & B. Saltzman (Eds), *Milankovitch and Climate*, Riedel, D, Dordrecht , 541-564.
- Poppe, L.J. & Commeau, J.A.**, 1992.- Mineralogy of the silt fraction in surficial sediments from the United States mid-Atlantic shelf, slope and rise. *Mar. Geol.*, **103** : 185-197.
- Poutiers, J.**, 1975.- Sur les propriétés magnétiques de certains sédiments continentaux et marins : applications. Thèse de Doctorat de l'Université de Bordeaux I.
- Poutiers, J. & Gonthier, E.**, 1978.- Sur la susceptibilité magnétique des sédiments, indicateur de la

dispersion du matériel volcanoclastique à partir de l'Islande et des Faeroe. *Bull. Inst. Géol. Bassin Aquitaine*, **23** : 214-226.

Qing, H. & Veizer, J., 1994.- Oxygen and carbon isotopic composition of Ordovician brachiopods : Implications for coeval seawater. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **58** (20) : 4429-4442.

Rahman, A., 1995.- Reworked nannofossils in the North Atlantic Ocean and subpolar basins: Implications from Heinrich events and ocean circulation. *Geology*, **23** (6) : 487-490.

Rahmstorf, S., 1994.- Rapid climate transitions in a coupled ocean-atmosphere model. *Nature*, **372** : 82-85.

Rateev, M.A., Gorbunova, Z.N., Lisitzin, A.P. & Nasov, G.L., 1969.- The distribution of Clay Min. in the oceans. *Sedimentology*, **13** : 21-43.

Reeh, N., 1985.- Was the greeland ice-sheet thinner in the late Wisconsin than now?. *Nature*, **317** : 797-799.

Revel, M., Cremer, M., Grousset, F.E. & Labeyrie, L., 1995.- Grain-size and Sr-Nd isotopes as tracer of paleo-bottom current strength, NE Atlantic, soumis.

Rind, D., Peteet, D., Broecker, W., McIntyre, A. & Ruddiman, W., 1986.- the impact of cold North Atlantic sea surface temperatures on climate: implications for the Younger Dryas cooling (11-10k). *Climate dynamics*, **1** : 3-33.

Roldset, E., 1973.- REE in quaternary clays of the Numedal area, southern Norway. *Lithos*, **6** : 349-372.

Robert, C. & Chamley, H., 1991.- Development of early Eocene warm climates, as inferred from clay mineral variations in oceanic sediments. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **89** : 315-331.

Robert, C. & Chamley, H., 1992.- Late Eocene-early Oligocene evolution of climate and marine circulation: deep-sea clay mineral evidence. *The Antarctic paleoenvironment: a perspective on global change Antarctic research series*, **56** : 97-117.

Robinson, S. G., 1986.- The late Pleistocene paleoclimatic record of north Atlantic deep-sea sediments revealed by mineral, magnetic measurements. *Physical Earth Planet Interior*, **42** : 22-47.

Ronov, A. B., Balashov, Y. A., & Migdisov, V. I., 1967.- Geochemistry of the rare earths in the sedimentary cycle. *Geokhimiya*, **1** : 3-19.

Rotschy, F. & Chamley, H., 1971.- Comparaison des données des foraminifères planctoniques et des

minéraux argileux dans 4 carottes Nord-Atlantique. *Eclogae Geol. Helv.*, **64** : 279-289.

Ruddiman, W.E. & Bowles, F.A., 1976.- Early interglacial bottom current sedimentation on the eastern Reykjanes ridge. *Mar. Geol.*, **21** : 191-210.

Ruddiman, W.F., 1977.- Late Quaternary Deposition of ice-rafted sand in the sub-polar North Atlantic (lat.40° to 65°N). *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **88** : 1813-1827.

Ruddiman, W.F., 1981.- The North Atlantic ocean during the last deglaciation. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **33** : 145-214.

Ruddiman, W.F. & Glover, L.K., 1972.- Vertical mixing of ice-rafted volcanic ash in North Atlantic sediments. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **83** : 2817-2836.

Ruddiman, W.F. & Glover, L.K., 1975.- Subpolar north Atlantic circulation at 9300 yr BP: faunal evidence. *Quaternary Research*, **5** : 361-389.

Ruddiman, W.F. & McIntyre, A., 1976.- Northeast Atlantic paleoclimatic changes over the past 600 000 years. In: Investigation of Late Quaternary Paleoceanography and Paleoclimatology. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, **145** : 111-146.

Ruddiman, W.F. & McIntyre, A., 1977.- Late quaternary surface ocean kinematics and climate change in the high-latitude North Atlantic. *J. Geophys. Res.*, **82** (27) : 3877-3887.

Ruddiman, W.F. & McIntyre, A., 1981a.- The North Atlantic ocean during the last deglaciation. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **35**: 145-214.

Ruddiman, W.F. & McIntyre, A., 1981b.- Oceanic Mechanisms for Amplification of the 23,000-Year Ice-Volume. *Science*, **212** (4495) : 617-627.

Ruddiman, W.F. & McIntyre, A., 1984a.- An evaluation of ocean-climate theories in the north Atlantic. In A. Berger, J. Imbrie, J. Hays, G. Kukla & B. Salzman (Eds), *Milankovitch and Climate*, Riedel, D., Dordrecht , 671-686.

Ruddiman, W.F. & McIntyre, A., 1984b.- Ice-age thermal response and climatic role of the surface Atlantic Ocean, 40°N to 63°N. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **95** : 381-396.

Ruddiman, W.F., McIntyre, A. & Raymo, M., 1986a.- Paleoenvironmental results from the north atlantic sites 607 and 609. In W.F. Ruddiman, R.B. Kidd & E. Thomas (Eds), Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Washington, **94** : 855-878.

- Ruddiman, W.F., Raymo, M. & McIntyre, A.**, 1986b.- Matuyama 41.000-year cycles: North Atlantic Ocean and Northern Hemisphere ice sheets. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, **80** : 117-129.
- Ruddiman, W.F., Raymo, M.E., Martinson, D.G., Clement, B. & Blackman, J.**, 1989a.- Pleistocene evolution: Northern ice sheets and the North Atlantic Ocean. *Paleoceanogr.*, **4** : 353-412.
- Rutherford, G.K. & Debenham, P.L.**, 1981.- The mineralogy of some silt and clay fraction soils on the Faeroe island. *Soil Science*, **132** : 288-299.
- Saint-Marc, P.**, 1991.- Données stratigraphiques et paléocéanographiques sur les dépôts du Paléocène supérieur de la partie occidentale de l'Atlantique Nord (Fosse de Baltimore, Site DSDP 605). *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **85** : 335-350.
- Saltzman, B., Sutera, A. & Hansen, A.R.**, 1982.- A possible marine mechanism for internally generated long-period climate cycles. *Journal of atmospheric sciences*, **39** : 2634-2637.
- Sancetta, C., Imbrie, J. & Kipp, N.G.**, 1973.- Climatic record of the past 130 000 years in North Atlantic deep-sea core V23-82: correlation with terrestrial record. *Quaternary Research*, **3** : 110-116.
- Sarnthein, M.**, 1988.- Global variations of surface productivity in low and mid-latitudes: influence of deep ocean atmosphere during the last 21 000 years. *Paleoceanogr.*, **3** : 361-399.
- Sarnthein, M. & Tiedemann, R.**, 1990.- Younger Dryas-style cooling events at glacial termination I/II at ODP site 658: associated benthic $\delta^{13}\text{C}$ anomalies constrain meltwater hypothesis. *Paleoceanogr.*, **5** : 1041-1055.
- Sarnthein, M., Winn, K., Jung, S.J.A., Duplessy, J.-C., Labeyrie, L., Erlenkeuser, H. & Ganssen, G.**, 1994.- Changes in east Atlantic deepwater circulation over the last 30,000 years : Eight time slice reconstructions. *Paleoceanogr.*, **9** (2) : 209-267.
- Saunders, P.M.**, 1982.- Circulation in the eastern North Atlantic. *J. Marine Res.*, **40** : 641-657.
- Schaffer, G. & Bendtsen, J.**, 1994.- Role of the Bering Strait in controlling North Atlantic ocean circulation and climate. *Nature*, **367** : 354-357.
- Schieber, J.**, 1988.- Redistribution of rare-earth elements during diagenesis of carbonate rocks from the mid-Proterozoic Newland Formation. *Chemical geology*, **69** : 121-126.
- Schnetzler, C. C., & Philpotts, J. A.**, 1967.- Has the Earth's crust changed with time? Rare-earth abundances in ancient sediments. *Goddard Space Flight Center Rep.*, X-641-67-237

- Schofield, A. & Haskin, L.A.**, 1964.- Rare earth distribution patterns in eight terrestrial materials. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **28** : 437-446.
- Shackleton, N.J.**, 1987.- Oxygen isotopes, ice volume and sea level. *Quaternary Science Review*, **6** : 183-190.
- Shackleton, N.J., Backman, J., Zimmerman, H., Kent, D.V., Hall, M.A., Roberts, D.G., Schnitker, D., Baldauf, J.G., Desprairies, A., Homrighausen, R., Huddelstun, P., Keene, J.B., Kaltenback, A.J., Krumsieck, K.A.O., Morton, A.C., Murray, J.W. & Westberg-Smith, J.**, 1984.- Oxygen isotope calibration of the onset of ice-rafting and history of glaciation in the North Atlantic region. *Nature*, **307** : 620-623.
- Shackleton, N.J. & Imbrie, J.**, 1990.- The $\delta^{18}\text{O}$ spectrum of oceanic deep water over a five-decade band. *Climate dynamics*, **16** : 217-230.
- Shaw, D. M., Dostal, J., & Keays, R. R.**, 1976.- Additional estimates of continental surface precambrian shield. *Canadian Journal of Earth Science*, **40** (1) : 73-83.
- Shaw, J., Taylor, R.B. & Forbes, D.L.**, 1993.- Impact of the Holocene transgression on the atlantic coastline of Nova Scotia. *Géographie physique et Quaternaire*, **47** (2) : 221-238.
- Shennan, I., Innes, J.B., Long, A.J. & Zong, Y.**, 1994.- Late Devensian and Holocene relative sea-level changes at Loch nan Eala, near Arisaig, northwest Scotland. *Journal of Quaternary Science*, **9** (3) : 261-283.
- Sholkovitz, E. R.**, 1988.- Rare earth elements in sediments of the North Atlantic Ocean, Amazon delta, and East China Sea : Reinterpretation of terrigenous patterns to the oceans. *Amer. J. Sci.*, **288** : 236-281.
- Sholkovitz, E. R.**, 1990.- Rare-earth elements in marine sediments and geochemical standards. *Chem. Geol.*, **88** : 333-347.
- Sholkovitz, E. R.**, 1992.- Chemical evolution of rare earth elements : fractionation between colloidal and solution phases of filtered river water. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **114** : 77-84.
- Sholkovitz, E. R., Church, T. M., & Arimoto, R.**, 1993.- Rare earth element composition of, precipitation particules and aerosols. *J. Geophys. Res.*, **98** : 20 587-20 599.
- Sholkovitch, E.R., Landing, W.M. & Lewis, B.L.**, 1994.- Ocean particule chemistry- The fractionation of the rare earth elements between suspended particles and seawater. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **58** (6) : 1567-1579.

Sholkovitz, E.R. & Shneider, D.L., 1991.- Cerium redox and rare earth elements in the Sargasso Sea. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **55** : 2737-2743.

Silver, R. & Kastner, M., 1967.- Mineralogy and petrology of some Mid Atlantic Ridge sediments. *J. Marine Res.*, **25** : 263-278.

Singer, A., 1984.- The paleoclimatic interpretation of Clay Min. in sediments: a review. *Earth Science Reviews*, **21** : 251-293.

Sinko, J.-A., 1994.- Les flux de particules issues des eaux de surface de l'Atlantique Nord depuis 250.000 ans: Variabilité et implications paléo-climatiques, Thèse de Doctorat de l'Université de Bordeaux I, 270 p.

Smythe, F.W., Ruddiman, W.F. & Lundsden, D.N., 1985.- Ice-rafted evidence of long-term North Atlantic circulation. *Mar. Geol.*, **64** : 131-141.

Sowers, T., Bender, M., Labeyrie, L., Martinson, D., Jouzel, J., Raynaud, D., Pichon, J.-J. & Korotkevich, Y.S., 1993.- A 135,000-year Vostok-SPECMAP common temporal framework. *Paleoceanogr.*, **8** (6) : 737-766.

Stein, S., Grobe, H., Hubberten, H., Marienfeld, P. & Nam, S., 1993.- Latest Pleisocene to Holocene changes in glaciomarine sedimentation in Scoresby und and along the adjacent East Greenland continental margin. *Geo-Mar. Lett.*, **13** : 9-16.

Steinberg, M. & Courtois, C., 1976.- Le comportement des terres rares au cours de l'altération et ses conséquences. *Bull. Soc. Géol. France*, **1** : 13-20.

Stoker, M.S., Leslie, A.B., Scott, W.D., Briden, J.C., Hine, N.M., Harland, R., Wilkinson, I.P., Evans, D. & Ardur, D.A., 1994.- A record of late Cenozoic stratigraphy, sedimentation and climate change from the Hebrides Slope, NE Atlantic Ocean. *Journal of the Geological Society*, **151** : 235-249.

Streeter, S.S., 1982.- Late pleistocene paleo-oceanography of the norwegian-greenland sea: benthic foraminiferal evidence. *Quaternary Research*, **18** : 72-90.

Sun, S. S., 1982.- Chemical composition and origin of the earth's primitive mantle. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **46** : 179-192.

Sun, S. S., & McDonough, W. F., 1989.- Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts : implications for mantle composition and processes. *Geol. Soc. London, Spec. Publication*, **42** : 313-345.

- Tanner, L.H.**, 1994.- Distribution and origin of Clay Min. in the Lower Jurassic McCoy Brook Formation, Minas Basin, Nova Scotia. *Sediment. Geol.*, **92** : 229-239.
- Taylor, S. R., & McLennan, S. M.**, 1985.- The continental crust : its composition and evolution. Oxford, *Blackwell*.
- Taylor, S. R., McLennan, S. M., & McCulloch, M. T.**, 1983.- geochemistry of loess, continental crustal composition and crustal model ages. *Geochimica Cosmochimica Acta*, **47** : 1897-1905.
- Tchernia, P.**, 1980.- Descriptive Regional Oceanography. *Pergamon Press*, Oxford , 253 p.
- Teller, J.**, 1990.- Meltwater and precipitation runoff to the north Atlantic, Arctic and the Gulf of Mexico from the Laurentide ice-sheet and adjacent regions during the Younger Dryas. *Paleoceanogr.*, **5** : 897-905.
- Terakado, Y. & Masuda, A.**, 1988.- The coprecipitation of rare-earth elements with calcite and aragonite. *Chemical geology*, **69** : 103-110.
- Teveldal, S., Jørgensen, P. & Stuanes, A.O.**, 1990.- Long-term weathering of silicates in a sandy soil at Nordmoen, southern Norway. *Clay Min.*, **25** : 447-465.
- Thiébault, F., Cremer, M., Debrabant, P., Foulon, J., Nielsen, O.B. & Zimmerman, H.**, 1989.- Analysis of sedimentary facies, clay mineralogy, and geochemistry of the Neogene-Quaternary sediments in site 645, Baffin Bay. In S.P. Srivastava, M. Arthur, B. Clement & e. Al. (Eds), Proc. ODP. Sci. Results., **105**, College Station, TX : 83-100.
- Thomson, J., Carpenter, N.S.N., Colley, S. & Wilson, T.R.S.**, 1984.- Metal accumulation rates in northwest Atlantic pelagic sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **48** : 1935-1948.
- Tlig, S., & Steinberg, M.**, 1982.- Distribution of rare earth elements (REE) in size fractions of recent sediments of the Indian Ocean. *Chemical Geology*, **37** : 317-333.
- Turner, D.R. & Withfield, M.**, 1979.- Control of seawater composition. *Nature*, **281** : 468-469.
- Turner, D. R., Whitfield, M., & Dickson, A. G.**, 1981.- The equilibrium speciation of dissolved components in freshwater and seawater at 25°C and 1 atm pressure. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **45** : 855-881.
- Vali, H. & Hesse, R.**, 1992.- Identification of vermiculite by transmission electron microscopy and X-ray diffraction. *Clay Min.*, **27** : 185-192.
- Veizer, J., Compston, W., Clauer, N. & Schidlowski, M.**, 1983.- $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in Late Proterozoic

carbonates : evidence for a "mantle" event at @ 900 Ma ago. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **47** : 295-302.

Veizer, J., Plumb, K.A., Clayton, R.N., Hinton, R.W. & Grotzinger, J.P., 1992.- Geochemistry of Precambrian carbonates : V. Late Paleoproterozoic seawater. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **56** : 2487-2501.

Vernal de, A. & Hillaire-Marcel, C., 1987.- Paleoenvironments along the eastern laurentide ice sheet margin and timing of the last ice maximum and retreat. *Géographie physique et Quaternaire*, **41** (2) : 265-277.

Veum, T., Jansen, E., Arnold, M., Beyer, I. & Duplessy, J.C., 1992.- Water mass exchange between the North Atlantic and the Norwegian Sea during the past 28000 years. *Nature*, **256** : .

Vicente, M.A., Razzaghe, M. & Robert, M., 1977.- Formation of aluminous hydroxy vermiculite (intergrade) and smectite from mica under acidic conditions. *Clay Min.*, **12** : 101-111.

Waelbraoek, C., Jouzel, J., Labeyrie, L., Lorius, C., Labracherie, M., Stiévenard, M. & Barkov, N.I., 1995.- Comparing the Vostok ice deuterium record and series from Southern Ocean core MD 88-770 over the last two glacial-interglacial cycles. *Climate Dynamics*, sous presse.

Wagner, T. & Henrich, R., 1994.- Organo-and lithofacies of glacial-interglacial deposits in the Norwegian-Greenland Sea : Responses to paleoceanographic and paleoclimatic changes. *Mar. Geol.*, **120** : 335-364.

Walter, A.-V., 1991.- Caractérisation géochimique et minéralogique de l'altération de la carbonatite du complexe alcalin de Juquia (Brésil) - Comportement des terres rares dans les minéraux phosphatés. Thèse de l'université d'Aix-Marseille III, 247 p.

Weaver, A. & Hughes, T.M.C., 1994.- Rapid interglacial climate fluctuations driven by North Atlantic ocean circulation. *Nature*, **367** : 447-450.

Weaver, A.J. & Hughes, T.M.C., 1992.- Stability and variability of the thermohaline circulation and its link to climate. *Trends in Physical Oceanography*, **1** : 15-70.

Wen, J., Bell, K. & Blenkinsop, J., 1987.- Nd and Sr isotope systematics of the Oka complex, Québec, and their bearing on the evolution of the sub-continental upper mantle. *Contr. Mineral. Petrol.*, **97** : 433-437.

Williams, D.F. & Fillon, R.H., 1986.- Meltwater influences and paleocirculation changes in the North Atlantic during the last glaciation terminaison. In: North Atlantic Paleoceanography. *Geological Society Special Publication*, **21** : 175-180.

- Wilson, M.J., Bain, D.C. & Duthie, M.L.**, 1984.- The soil clays of Great Britain: II. Scotland. *Clay Min.*, **19** : 709-735.
- Winograd, J., Coplen, T.B., Landwehr, J.M., Riggs, A.C., Ludwig, K.R., Szabo, B.J., Kolesar, P.T. & Revesz, K.M.**, 1992.- Continuous 500,000-years climate record from vein calcite in Devils Hole, Nevada. *Science*, **258** : 255-287.
- Windom, H. L.**, 1969.- Atmospheric dust records in permanent snowfiled : implications to marine sedimentation. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **80** : 761-782.
- Windom, H. L.**, 1976. Lithogenous material in marine sediments. In J. P. Riley & R. Chester (Eds.), *Chemical Oceanography* : 103-136.
- Windom, H. L., & Chamberlain, C. F.**, 1978.- Dust-storm transport of sediments to the North Atlantic ocean. *J. Sediment. Petrol.*, **18** (2) 385-388.
- Wood, A.M. & Whatley, R.C.**, 1994.- Northeastern Atlantic and Arctic faunal provinces based on the distribution of Recent ostracod genera. *The Holocene*, **4** (2) : 174-192.
- Wood, A.M., Whatley, R.C., Cronin, T.M. & Holtz, T.**, 1993.- Pliocene paleotemperature reconstruction for the southern North sea based on ostracoda. *Quaternary Science Reviews*, **12** : 747-767.
- Wood, D.A.**, 1978.- Major and trace element variations in the Tertiary lavas of Eastern Iceland and their significance with respect to the Iceland geochemical analyses. *J. Petrol.*, **19** : 393-436.
- Worthington, L.V.**, 1970.- The Norwegian Sea as a mediterranean basin. *Deep-Sea Res.*, **17** (1) : 77-85.
- Wright, D. G., & Stocker, T. F.**, 1991.- *Journal of Physical Oceanography*, **21** : 1713-1724.
- Yang, C. & Hesse, R.**, 1991.- Clay Min. as indicators of diagenetic and anchimetamorphic grade in an overthrust belt, external domain of southern canadian appalachians. *Clay Min.*, **26** : 211-231.
- Zöllmer, V. & Irion, G.**, 1993.- Clay mineral and heavy metal distributions in the northeastern North Sea. *Mar. Geol.*, **111** : 223-230.

LISTES DES FIGURES

LISTE DES FIGURES

Figure I.1 : Cadre géographique.

Figure I.2.a : Circulations éoliennes en Juillet en Atlantique Nord, d'après Brown (1989).

Figure I.2.b : Circulations éoliennes en Janvier en Atlantique Nord, d'après Brown (1989).

Figure I.3 : Circulations profondes en Atlantique Nord, d'après McCave et Tucholke (1986).

Figure I.4 : Circulations de surface en Atlantique Nord, d'après Tchernia (1980).

Figure I.5 : Répartition de la chlorite dans les sédiments superficiels subactuels en Atlantique Nord, modifiée d'après Lisitzin (1972).

Figure I.6 : Répartition de l'illite dans les sédiments superficiels subactuels en Atlantique Nord, modifiée d'après Lisitzin (1972).

Figure I.7 : Répartition de la kaolinite dans les sédiments superficiels subactuels en Atlantique Nord, modifiée d'après Lisitzin (1972).

Figure I.8 : Répartition de la smectite dans les sédiments superficiels subactuels en Atlantique Nord, modifiée d'après Lisitzin (1972).

Figure II.1 : Variations normalisées du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques en fonction du temps : échelle SPECMAP (Martinson, 1987).

Figure II.2 : $\delta^{18}\text{O}$ de la glace dans la carotte Summit GRIP en fonction de la profondeur. La section A s'étend depuis la surface jusqu'à 1500 mètres de profondeur et la section B de 1500 mètres à 3000 mètres de profondeur. Une échelle de temps a été ajoutée au graphique, en comptant les niveaux de neige annuels jusqu'à 14500 ans BP, puis par modélisation du flux de glace (Dansgaard *et al.*, 1993).

Figure II.3 : Puissance et périodicité des paramètres orbitaux.

Figure II.4 : Limite du front polaire entre 20 000 ans BP et l'actuel.

Figure II.5 : Circulations et températures de surface au dernier maximum glaciaire.

Figure II.6 a : Les masses d'eau actuelles en Atlantique Nord d'après leur rapport isotopique $\delta^{13}\text{C}$ (Laberyrie *et al.*, 1992).

Figure II.6 b : Les masses d'eau, au cours du dernier maximum glaciaire en Atlantique Nord d'après leur rapport isotopique $\delta^{13}\text{C}$ (Laberyrie *et al.*, 1992).

Figure III.1 : Cadre géographique du site d'étude et position des différentes carottes prélevées lors de la mission Paleocinat I (Atlantique Nord) à bord du navire océanographique Le Suroit, juin-juillet 1990. Les numéros encadrés (SU 90-08) sont ceux des carottes retenues pour cette étude.

Figure III.2 : Niveau de gris de quelques carottes de la Mission Paleocinat I. Les numéros encadrés correspondent aux carottes retenues pour cette étude.

Figure III.3 : Niveau de gris de quelques carottes de la Mission Paleocinat I. Les numéros encadrés correspondent aux carottes retenues pour cette étude.

Figure III.4 : Susceptibilité magnétique de quelques carottes de la Mission Paleocimat I. Remarquer l'intensité des pics correspondant aux niveaux de Heinrich sur les carottes SU 90-08, SU 90-11 et SU 90-12. Les numéros encadrés correspondent aux carottes retenues pour cette étude.

Figure III.5 : Susceptibilité magnétique de quelques carottes de la Mission Paleocimat I. Les numéros encadrés correspondent aux carottes retenues pour cette étude.

Figure III.6 : Rayon ionique des terres rares du La au Lu en fonction de leur numéro atomique croissant, et comparaison avec quelques ions majeurs (modifiée par Walter, 1991).

Figure III.7 : Abondance des terres rares dans les NASC (North American Shale Composite) (Haskins *et al.*, 1968).

Figure III.8 : Stratigraphie isotopique des carottes étudiées.

Figure III.9 : Relation âge/profondeur des différentes carottes étudiées.

Figure IV.1 : Légende des figurés lithologiques et minéralogiques utilisés.

Figure IV.2 : Minéralogie de la fraction argileuse décarbonatée en %, carotte SU 90-08.

Figure IV.3 : Minéralogie de la fraction argileuse décarbonatée, en hauteurs de pic (en mm) lues sur l'essai glycolé et variations du rapport des hauteurs de pic illite / smectite, carotte SU 90-08. Les stades isotopiques

sont indiqués en bas de la figure, H1, H2, H4 et H5 correspondent aux niveaux de Heinrich.

Figure IV.4 : Exemples de diffractogrammes de la fraction argileuse d'un niveau de Heinrich (H1), et d'un sédiment encaissant, carotte SU 90-08.

Figure IV.5 : Minéralogie de la fraction argileuse décarbonatée en %, carotte SU 90-11.

Figure IV.6.a : Minéralogie de la fraction argileuse décarbonatée, carotte SU 90-11, en hauteurs de pic (en mm). Les stades isotopiques classiques sont indiqués en bas de la figure, H1, H2, H4 et H5 correspondent aux niveaux de Heinrich.

Figure IV.6.b : Minéralogie de la fraction argileuse décarbonatée, carotte SU 90-11, en hauteur de pic (mm) lues sur l'essai glycolé et rapport de hauteur de pics entre l'illite (10\AA) et la smectite (17\AA) lues sur l'essai glycolé. Les stades isotopiques classiques sont indiqués en bas de la figure. H1, H2, H4 et H5 correspondent aux niveaux de Heinrich.

Figure IV.7 : Exemples de diffractogrammes de la fraction argileuse des niveaux de Heinrich H2 et H5 de la carotte SU 90-11. On remarque la présence d'un interstratifiés illite-vermiculite à 12\AA , abondant à la base du niveau de Heinrich H5 mais absent au sommet du niveau de Heinrich H2.

Figure IV.8 : Minéralogie de la fraction argileuse décarbonatée en %, carotte SU 90-12. Les stades isotopiques classiques sont indiqués dans la colonne des âges.

Figure IV.9.a : Minéralogie de la fraction argileuse décarbonatée, en hauteurs de pic (en mm) lues sur l'essai glycolé, carotte SU 90-12. Les stades isotopiques classiques sont indiqués en bas de la figure. H1, H2, H4 et H5 correspondent aux niveaux de Heinrich.

Figure IV.9.b : Minéralogie de la fraction argileuse décarbonatée, en hauteur de pic (en mm) lues sur l'essai glycolé et rapports de hauteurs des pics illite / smectite ($10\text{\AA}/17\text{\AA}$) et illite / interstratifiés illite-vermiculite ($10\text{\AA}/12\text{\AA}$), carotte SU 90-12. Les stades isotopiques classiques sont indiqués en bas de la figure. H1, H2, H4 et H5 correspondent aux niveaux de Heinrich.

Figure IV.10 : Exemples de diffractogrammes de la fraction argileuse du sommet et de la base du niveau de Heinrich H5, carotte SU 90-12.

Figure IV.11 : Minéralogie de la fraction argileuse décarbonatée, en %, carotte SU 90-16.

Figure IV.12 : Exemple de diffractogrammes, fraction argileuse, carotte SU 90-16.

Figure IV.13 : Minéralogie de la fraction argileuse décarbonatée, en %, carotte SU 90-33.

Figure IV.14 : Minéralogie de la fraction argileuse décarbonatée, en hauteurs de pic (en mm) lues sur l'essai glycolé, carotte SU 90-33. Les stades isotopiques classiques sont indiqués en bas de la figure.

Figure IV.15 : Exemples de diffractogrammes de la fraction argileuse de la carotte SU 90-33.

Figure IV.16 : Minéralogie de la fraction argileuse décarbonatée, en %, carotte SU 90-38. Les stades isotopiques classiques sont indiqués dans la colonne des âges.

Figure IV.17.a : Minéralogie de la fraction argileuse décarbonatée, en hauteurs de pic (en mm) lues sur l'essai glycolé, carotte SU 90-38. Les stades isotopiques classiques sont indiqués en bas de la figure.

Figure IV.17.b : Minéralogie de la fraction argileuse décarbonatée, en hauteurs de pic (en mm) lues sur l'essai glycolé, carotte SU 90-38. Les stades isotopiques classiques sont indiqués en bas de la figure.

Figure IV.18 : Exemple de diffractogramme de la fraction argileuse de la carotte SU 90-38.

Figure IV.19 : Composition minéralogique de la fraction argileuse des sédiments récents des carottes de la mission Paleocinat I.

Figure IV.20 : Minéralogie de la fraction argileuse décarbonatée en %, Leg ODP, sites 644A et 644B, Mer de Norvège. H1, H2, H3, H4, H5 et H6 correspondent aux niveaux de Heinrich.

Figure V.1 : Coefficients de corrélation et droites de régression entre les différents minéraux argileux (en intensité de diffraction), carotte SU 90-08.

Figure V.2 : Coefficients de corrélation et droites de régression entre les différents minéraux argileux (en intensité de diffraction), carotte SU 90-11.

Figure V.3 : Coefficients de corrélation et droites de régression entre les différents minéraux argileux (en intensité de diffraction), carotte SU 90-12.

Figure V.4 : Coefficients de corrélation et droites de régression entre les différents minéraux argileux (en intensité de diffraction), carotte SU 90-33.

Figure V.5 : Coefficients de corrélation et droites de régression entre les différents minéraux argileux (en

intensité de diffraction), carotte SU 90-38.

Figure V.6 : Résultats de l'analyse spectrale (Blackman Tuckey) et corrélation croisée entre l'enregistrement du $\delta^{18}\text{O}$ planctonique (packyderma senestre) et des composants argileux pour la carotte SU 90-08. L'échelle des ordonnées donne la puissance relative du signal. L'abscisse en ka^{-1} .

Figure V.7 : Résultats de l'analyse spectrale (Blackman Tuckey) et corrélation croisée entre l'enregistrement du $\delta^{18}\text{O}$ planctonique (packyderma senestre) et des composants argileux pour la carotte SU 90-12. L'échelle des ordonnées donne la puissance relative du signal. L'abscisse en ka^{-1} .

Figure V.8 : Résultats de l'analyse spectrale (Blackman Tuckey) et corrélation croisée entre l'enregistrement du $\delta^{18}\text{O}$ planctonique (packyderma senestre) et des composants argileux pour la carotte SU 90-33. L'échelle des ordonnées donne la puissance relative du signal. L'abscisse en ka^{-1} .

Figure V.9 : Résultats de l'analyse spectrale (Blackman Tuckey) et corrélation croisée entre l'enregistrement du $\delta^{18}\text{O}$ planctonique (bulloïdes) et des composants argileux pour la carotte SU 90-38. L'échelle des ordonnées donne la puissance relative du signal. L'abscisse en ka^{-1} .

Figure VI.1 : Spectres des terres rares normalisées par rapport aux shales (Haskins *et al.*, 1968) pour les échantillons de la carotte SU 90-08.

Figure VI.2 : Spectres des terres rares normalisées par rapport aux shales (Haskins *et al.*, 1968) pour les échantillons de la carotte SU 90-08, échantillons présentant des anomalies en Ce ou Eu.

Figure VI.3 : Spectres des terres rares normalisées par rapport aux shales Haskins *et al.*, 1968) pour les niveaux de Heinrich de la carotte SU 90-08. G4 = Heinrich 4, G9 = Heinrich 1, G13 = Heinrich 2.

Figure VI.4 : Spectres des terres rares normalisées par rapport aux shales (Haskins *et al.*, 1968) pour les échantillons de la carotte SU 90-11.

Figure VI.5 : Spectres des terres rares normalisées par rapport aux shales (Haskins *et al.*, 1968) pour les échantillons de la carotte SU 90-12.

Figure VI.6 : Spectres des terres rares normalisées par rapport aux shales (Haskins *et al.*, 1968) pour les échantillons de la carotte SU 90-33.

Figure VI.7 : Spectres des terres rares normalisées par rapport aux shales (Haskins *et al.*, 1968) pour les échantillons de la carotte SU 90-38.

Figure VI.8 : Evolution du rapport Lu_N/La_N en fonction de la concentration en smectite (en %). $\text{Lu}_N/\text{La}_{\text{éch sh.}}/(\text{La}_{\text{éch.}}/\text{La}_{\text{sh.}})$. Le coefficient de corrélation entre les deux variables, défini pour un intervalle de confiance de 80%, est de 0,85.

Figure VI.9 : Evolution du rapport Ce/Ce^* en fonction de la profondeur (en cm). $\text{Ce}/\text{Ce}^* = \text{Ce}_N/(\text{La}_N/\text{Pr}_N)^{0,5}$.

Figure VI.10 : Evolution du rapport Eu/Eu^* en fonction de la profondeur (en cm). $\text{Eu}/\text{Eu}^* = \text{Eu}_N/(\text{Nd}_N/\text{Sm}_N)^{0,5}$.

Figure VI.11 : Distribution des terres rares pour un matériel d'origine islandaise, pour un plagioclase (dans une andésite, Schnetzler et Philpotts, 1967) et pour des eaux hydrothermales océaniques (McLennan, 1989).

Figure VI.12 : Spectre des terres rares étendus aux éléments traces, normalisés par rapport au manteau primitif, carotte SU 90-11 et 08-379 (Sun, 1982; Sun et McDonough, 1989).

Figure VI.13 : Spectre des terres rares étendus aux éléments traces, normalisés par rapport au manteau primitif, carotte SU 90-12 (Sun, 1982; Sun et McDonough, 1989).

Figure VI.14 : Spectre des terres rares étendus aux éléments traces, normalisés par rapport au manteau primitif, carotte SU 90-38 (Sun, 1982; Sun et McDonough, 1989).

Figure VI.15 : Spectre des terres rares étendus aux éléments traces, normalisés par rapport au manteau primitif, carotte SU 90-08 (Sun, 1982; Sun et McDonough, 1989).

Figure VI.16 : Spectre des terres rares étendus aux éléments traces, normalisés par rapport au manteau primitif, niveaux de Henrich 1 et 4, carotte SU 90-08 (Sun, 1982; Sun et McDonough, 1989).

Figure VI.17 : Spectre des terres rares étendus aux éléments traces, normalisés par rapport au manteau primitif, échantillons du stade isotopique 5, carotte SU 90-33.

Figure VI.18 : Spectre des terres rares étendus aux éléments traces, normalisés par rapport au manteau primitif, carotte SU 90-33 (Sun, 1982; Sun et McDonough, 1989).

Figure VI.19 : Evolution du rapport La/Ta en fonction du rapport Ta/Th pour les carottes SU 90-08, SU 90-11, SU 90-12, SU 90-33 et SU 90-38. La droite de mélange en pointillés entre les matériaux islandais et les matériaux du bouclier candien a été établit par Grousset *et al.*, 1983.

Figure VI.20 : Evolution de la teneur en Zr (ppm) et variation de la concentration en smectite (%). Le coefficient de corrélation $R=0,79$ est défini pour un intervalle de confiance de 80%.

Figure VII.1 : Sources et vecteurs de principaux minéraux argileux dans les sédiments subactuels de l'Atlantique Nord.

Figure VII.2 : Synthèse de l'évolution des minéraux caractéristiques des différentes carottes en liaison avec les alternances glaciaires - interglaciaires, dans les bassins est (SU 90-33 et SU 90-38) et Ouest (SU 90-08, SU 90-11 et SU 90-12).

Figure VII.3 : Comparaison de l'évolution des teneurs en smectite, en carbonates et de la susceptibilité magnétique entre périodes glaciaires et interglaciaires.

Figure VII.4 : Caractérisation minéralogique (illite et smectite en intensité de diffraction) des niveaux de Heinrich, teneur en eau (en %) et susceptibilité magnétique (uem), carotte SU 90-08.

Figure VII.5 : Caractérisation minéralogique (illite, interstratifiés illite-vermiculite et smectite en intensité de diffraction) des niveaux de Heinrich, teneur en eau (en %) et susceptibilité magnétique (uem), carotte SU 90-11.

Figure VII.6 : Caractérisation minéralogique (illite, interstratifiés illite-vermiculite et smectite en intensité de diffraction) des niveaux de Heinrich et teneur en eau (en %), carotte SU 90-12.

LISTES DES TABLEAUX

LISTE DES TABLEAUX

Tableau I.1 : Superficie, volume et profondeur moyenne des principaux océans mondiaux d'après Menard et Smith, 1966.

Tableau III.1 : Situation géographique des carottes de la Mission Paleocinat I étudiées, sources des minéraux argileux, circulations océaniques et variations climatiques aux différents sites étudiés.

Tableau IV.1 : Composition minéralogique moyenne en % de la carotte SU 90-08, calculée sur la base de 246 échantillons.

Tableau IV.2 : Composition minéralogique moyenne de la carotte SU 90-11, calculée sur la base de 147 échantillons.

Tableau IV.3 : Composition minéralogique moyenne en % de la carotte SU 90-12, calculée sur la base de 76 échantillons.

Tableau IV.4 : Composition minéralogique moyenne de la carotte SU 90-16, calculée sur la base de 50 échantillons.

Tableau IV.5 : Composition minéralogique moyenne de la carotte SU 90-33, calculée sur la base de 268 échantillons.

Tableau IV.6 : Composition minéralogique moyenne en % de la carotte SU 90-38, calculée sur la base de 147 échantillons.

Tableau IV.7 : Composition minéralogique en pourcentage des sédiments récents des carottes de la Mission Paleocinat I. s : interstratifiés illite - smectite (10-14s), v : interstratifiés illite - vermiculite (10-14v).

Tableau IV.8 : Composition minéralogique en pourcentage de la fraction argileuse de quelques échantillons des sites ODP 644A et 644B.

Tableau V.1 : Coefficient de corrélation (r) entre les différents minéraux argileux de la carotte SU 90-08.

Tableau V.2 : Coefficient de corrélation (r) entre les différents minéraux argileux de la carotte SU 90-11.

Tableau V.3 : Coefficient de corrélation (r) entre les différents minéraux argileux de la carotte SU 90-12.

Tableau V.4 : Coefficient de corrélation (r) entre les différents minéraux argileux de la carotte SU 90-33.

Tableau V.5 : Coefficient de corrélation (r) entre les différents minéraux argileux de la carotte SU 90-38.

Tableau V.6 : Résultats de l'analyse spectrale (Blackman-Tukey) et corrélation croisée entre le $\delta^{18}\text{O}$ planctonique (pachyderma senestre) et les composants argileux (illite, chlorite, smectite et kaolinite) de la carotte SU 90-08. La puissance du signal est exprimée en % relatif de la puissance totale après intégration sur la largeur de bande du signal. La cohérence est calculée d'après la procédure du groupe SPECMAP (Imbrie *et al.* 1989) et correspond à la valeur moyenne de la cohérence sur la largeur de bande.

Tableau V.7 : Résultats de l'analyse spectrale (Blackman-Tukey) et corrélation croisée entre le $\delta^{18}\text{O}$ planctonique (pachyderma senestre) et les composants argileux (illite, chlorite, interstratifiés, smectite et kaolinite) de la carotte SU 90-12. La puissance du signal est exprimée en % relatif de la puissance totale après intégration sur la largeur de bande du signal. La cohérence est calculée d'après la procédure du groupe SPECMAP (Imbrie *et al.* 1989) et correspond à la valeur moyenne de la cohérence sur la largeur de bande.

Tableau V.8 : Résultats de l'analyse spectrale (Blackman-Tukey) et corrélation croisée entre le $\delta^{18}\text{O}$ planctonique (pachyderma senestre) et les composants argileux (illite, chlorite, smectite et kaolinite) de la carotte SU 90-33. La puissance du signal est exprimée en % relatif de la puissance totale après intégration sur la largeur de bande du signal. La cohérence est calculée d'après la procédure du groupe SPECMAP (Imbrie *et al.* 1989) et correspond à la valeur moyenne de la cohérence sur la largeur de bande.

Tableau V.9 : Résultats de l'analyse spectrale (Blackman-Tukey) et corrélation croisée entre le $\delta^{18}\text{O}$ planctonique (bulloïdes) et les composants argileux (illite, chlorite, smectite et kaolinite) de la carotte SU 90-38. La puissance du signal est exprimée en % relatif de la puissance totale après intégration sur la largeur de bande du signal. La cohérence est calculée d'après la procédure du groupe SPECMAP (Imbrie *et al.* 1989) et correspond à la valeur moyenne de la cohérence sur la largeur de bande.

Tableau V.10 : Récapitulatif des fréquences majeures identifiées au sein des variations des différents minéraux argileux. E : excentricité (1/100 ka), O : obliquité (1/41 ka) et P : précession des équinoxes (1/23 ka) ; ● : signal majeur ○ : signal secondaire

Tableau VI.1 : Composition en % du cortège argileux des échantillons de la carotte SU 90-08 utilisés lors du dosage des terres rares et éléments traces (H, événements de Heinrich).

Tableau VI.2 : Composition en % du cortège argileux des échantillons de la carotte SU 90-11 utilisés lors du dosage des terres rares et éléments traces.

Tableau VI.3 : Composition en % du cortège argileux des échantillons de la carotte SU 90-12 utilisés lors du dosage des terres rares et éléments traces.

Tableau VI.4 : Composition en % du cortège argileux des échantillons de la carotte SU 90-33 utilisés lors du dosage des terres rares et éléments traces.

Tableau VI.5 : Composition en % du cortège argileux des échantillons de la carotte SU 90-38 utilisés lors du dosage des terres rares et éléments traces.

Tableau VI.6 : Concentrations moyennes en terres rares (en ppm) des shales (North American Shale Composite), Haskins *et al.*, 1968.

Tableau VI.7 : Profondeur (en cm), smectite (en %) et rapports Valeurs du rapport Lu_N/La_N , Ce/Ce^* , Eu/Eu^* , La/Ta , Th/Ta des différents échantillons analysés. $Ce/Ce^* = Ce_N/(La_N/Pr_N)^{0,5}$, $Eu/Eu^* = Eu_N/(Nd_N/Sm_N)^{0,5}$ et $Lu_N/La_N = (Lu_{éch.}/Lu_{sh.})/(La_{éch.}/La_{sh.})$.

Tableau VI.8 : Concentrations moyennes en terres rares (en ppm) et éléments traces par rapport au manteau primitif (Sun, 1982; Sun et McDonough, 1989).

Tableau VII.1 : Composition minéralogique moyenne (en pourcentage) de la fraction argileuse des carottes, hors niveaux de Heinrich. Les minéraux primaires correspondent à la somme des pourcentages illite+chlorite+kaolinite.

Tableau VII.2 : Composition minéralogique moyenne (en pourcentage) des sédiments de la fraction argileuse des niveaux de Heinrich des carottes. Les minéraux détritiques correspondent à la somme des pourcentages illite+chlorite+kaolinite.

ANNEXE I

ANNEXE I

MINÉRALOGIE DES ARGILES -TECHNIQUES

La détermination, qualitative et semi-quantitative ($\pm 5\%$), repose principalement sur l'utilisation de la diffraction des rayons X.

1) Principe

Le principe est basé sur la diffraction d'un faisceau incident sur une structure cristalline selon la loi de Bragg : $\lambda = 2d \sin \theta$ où λ correspond à la longueur d'onde du faisceau incident, d représente la distance interréticulaire du réseau cristallin analysé et θ l'angle d'incidence du faisceau. En effectuant une rotation θ à l'échantillon autour d'un axe perpendiculaire au faisceau incident, les distances $d(00l)$ caractéristiques d'un minéral donné peuvent être déterminées.

2) Appareillage

L'appareil utilisé est un diffractomètre Philips de type PW 1710, muni d'une anticathode de cuivre et qui délivre une tension de 40 KV pour une intensité de 25 mA. Le champ angulaire s'étend de 2.49° à 32.5° 2θ pour une sensibilité réglée à 1000 cps/s.

3) Préparation des échantillons

La technique de préparation des échantillons est décrite en détail par Holtzappel (1985). Les échantillons bruts, réduits en poudre dans un mortier en agate, sont mis à déliter dans de l'eau distillée et sont décarbonatés par de l'acide chlorhydrique dilué à N/5. L'excès d'acide est éliminé par rinçages successifs jusqu'à défloculation du matériel. Les suspensions sont ensuite passées dans un micro-homogénéisateur puis remises en pilulier. Le prélèvement de la fraction inférieure à $2 \mu\text{m}$ s'effectue en prenant les deux premiers centimètres supérieurs de la solution après 1 h 40 selon la loi de Stokes: $t = 190 \times x / d^2$ où t représente le temps de sédimentation, d le diamètre des particules et x la profondeur de chute des particules de diamètre d . La fraction ainsi prélevée est centrifugée (3500 tours/minutes pendant 40 minutes), le culot obtenu est étalé sur une lame de verre rainurée afin d'orienter les minéraux argileux selon le plan (00l).

L'analyse diffractométrique est basée sur la comparaison de trois diffractogrammes sur les pâtes orientées:

- un essai à l'état naturel (N),
- un essai sur une pâte saturée à l'éthylène glycol pendant 12 heures sous vide afin de provoquer le gonflement de certains minéraux argileux (G),
- un essai sur une pâte chauffée à 490°C pendant 2h; ce traitement provoque la destruction de la kaolinite et la déshydratation des minéraux smectitiques (C).

ANNEXE II

ANNEXE II

GÉOCHIMIE DES ÉLÉMENTS TRACES TECHNIQUES

1) Préparation des échantillons

Les échantillons, 100 mg de la fraction argileuse < 2 μ m, sont séchés à 105°C pendant une nuit, puis fondus (1050°C pendant 1 heure) avec 300 mg de méta-borate de lithium dans un creuset en platine. Le verre ainsi obtenu est dissous dans 50 ml d'une solution à 10% d'acide nitrique pendant une nuit sous agitation. La solution diluée à 100 ml est ensuite analysée dans un spectromètre d'émission à plasma couplée à un spectromètre de masse (ICP-MS), au Laboratoire de Géochimie du Musée Royal de l'Afrique Centrale de Tervuren (Belgique).

2) Principe

La solution, aspirée automatiquement et nébulisée, est introduite dans une torche à plasma horizontale. Suite à une série de lentilles, un faisceau d'ions atteint le spectromètre de masse ou quadripôle. Les concentrations des ions ainsi séparés sont mesurées après amplification. Les éléments traces dosés ont été les suivants : V, Cr, Co, Ni, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Sm, Eu; Dy, Ho, Er, Yb, Lu, Hf, Ta, W, Pb, Th et U.

3) Appareillage

Le spectromètre utilisé est de marque Fisons Instruments, type VG Elemental PlasmaQuad PQ 2 Plus. Après le réglage des lentilles et la calibration de l'appareil par une solution à 10 ppb d'In puis à 50 ppb de Be, les échantillons sont introduits pour analyse.

4) Conditions expérimentales

Le passage d'un blanc (solution HNO₃ ultrapure à 5%), d'un blanc d'attaque ainsi que des 7 standards internationaux (ACE, AGV, BCR, MAG, RGM, SCO et SDC) précèdent le passage de l'échantillon à analyser, lui-même préalablement rincé avec un second blanc.

Le temps d'aspiration de la solution est choisi selon le nombre d'éléments à doser. Dans le cadre de cette étude, 40 s ont été fixées et 60 s l'acquisition des résultats. Entre chaque échantillon, les capillaires sont rincés avec une solution d'acide nitrique à 5% pendant 40 s.

Les concentrations calculées pour chaque éléments sont déduites des droites de calibration construites à partir des 7 standards internationaux, quelques corrections doivent être appliquées pour tenir compte des interférences potentielles.

ANNEXE III

ANNEXE III

**RESULTATS DE L'ANALYSE MINERALOGIQUE DE LA FRACTION
ARGILEUSE DECARBONATEE EN %**

Minéralogie de la fraction argileuse décarbonatée, en %, carotte SU 90-08.

profondeur en cm	age en ka	chlorite	smectite	illite	interstratifiés	kaolinite
2	0,3904	12	23	42	17	5
4	0,7808	14	23	35	16	13
8	1,5619	15	16	42	15	13
20	3,905	14	22	40	12	12
28	5,4672	16	20	39	10	15
32	7,81	16	20	46	5	13
40	8,961	15	24	40	6	15
45	9,6504	15	22	43	7	12
48	10,11	13	30	36	8	14
50	11,03	15	24	39	8	14
52	11,49	14	22	42	11	12
54	11,72	14	20	44	10	12
56	11,95	14	25	39	9	13
57	12,18	13	31	36	8	12
58	12,41	13	22	43	7	14
59	12,93	14	27	39	6	13
60	13,1	18	19	48		15
61,5	13,245	20	14	46		19
62	13,39	12	30	40	5	13
63	13,46	19	21	44		17
64	13,53	14	28	37	4	17
64,5	13,67	20	16	48		16
65	13,81667	20	5	57		21
66	13,96	13	21	42	10	14
67	14,1	18	20	47		15
68	14,24	14	20	41	10	15
69	14,385	17	20	48		15
70	14,53	15	18	43	12	12
71	14,675	16	24	44		16
72	14,82	13	29	45		13
73	14,89	12	35	34	9	11
74	14,96	15	34	39		13
74,5	15,1	12	41	30	8	9
75	15,245	20	10	53		17

profondeur en cm	age en ka	chlorite	smectite	illite	interstratifiés	kaolinite
76	15,39	13	32	36	8	11
77	15,67	14	34	34	7	11
78	15,96	11	37	33	7	12
80	16,28	11	48	26	8	8
82	16,52	13	41	34		13
84	16,6	14	28	39	11	9
85,5	16,76	20	17	45		19
86	16,92	12	27	40	10	12
87	17,3	14	23	42	9	12
88	17,67	13	27	40	8	12
90	18,04	13	32	36	8	11
92	18,31	12	36	34	7	10
94	18,57	12	31	37	6	13
96	18,84	13	29	39	7	12
98	19,24	12	43	30	7	9
100	19,475	12	44	30	5	8
103	19,59	15	24	45	6	11
105	19,83	13	28	42	6	11
106	20,06	14	26	41	6	13
108	20,3	18	22	41	6	13
110	20,53	12	39	33	6	10
112	20,77	13	26	41	6	13
114	20,885	20	17	47		16
116	21	14	31	37	6	11
117	21,2975	20	16	47		17
118	21,355	14	25	42	6	12
120,5	21,47	15	24	44	6	11
121	21,71	16	21	47		17
122	21,79	16	34	33	9	8
124	21,87	18	8	53	6	15
124,5	22,03	25	6	52		17
125	22,11	15	23	44	6	12
126	22,19	20	18	41	6	15
127	22,545	17	27	43		13
128	22,74	15	23	43	6	13
129	23,14	18	25	42		15
130	23,335	15	31	37	7	10

profondeur en cm	age en ka	chlorite	smectite	illite	interstratifiés	kaolinite
132	23,53	21	17	43	6	13
133	23,92	13	26	43	6	12
134	24,31	17	19	46	6	12
136	24,71	13	31	38	6	12
138	25,1	13	27	40	6	14
140	25,21	18	30	32	6	13
142	25,32	13	29	41	6	11
143	25,55	13	29	40	6	12
144	25,88	11	28	44	6	10
146	25,99	11	34	37	7	11
149	26,22	13	34	40	6	7
150	26,33	13	33	34	10	10
152	26,44	10	38	37	6	9
153	26,55	13	36	41		10
154	26,66	10	40	34	6	10
155	26,77	13	36	39		12
156	26,88	11	41	33	6	9
157	27,11	13	39	33	6	9
158	27,33	11	37	35	6	10
160	27,77	11	38	34	6	10
162	28,21	11	34	32	14	9
164	28,64	11	45	29	6	9
166	29,08	10	48	29	6	7
168	30,4	10	43	32	6	8
170	30,83	12	46	28	6	8
176	31,27	10	50	28	6	6
178	31,71	11	47	27	6	9
180	32,15	11	39	33	6	12
182	33,615	11	41	32	6	9
184	35,05	10	44	32	6	8
188,5	35,4	11	43	31	6	10
192	35,74	14	30	33	12	11
194	35,915	14	33	37	6	10
196	36,09	15	29	38	6	12
198	36,44	15	24	44	6	11
200	36,78	16	23	38	12	12

profondeur en cm	age en ka	chlorite	smectite	illite	interstratifiés	kaolinite
202	36,955	16	18	46	6	13
203	37,13	19	22	46		14
204	37,245	20	16	44	6	14
205	37,36	17	15	50	6	12
206	37,47	21	16	50		13
207	37,58	20	18	43	6	13
208	37,81	16	29	40	6	9
210	37,925	12	47	29	6	7
211	38,04	9	48	29	6	8
216	38,49	12	38	34	6	10
222	40	14	40	30	9	8
227	41,26	9	47	29	6	8
230	41,8	12	52	26	2	9
231	41,945	12	42	31	6	10
234	42,37	13	30	40	6	11
236	42,66	15	34	34	6	11
238	42,95	15	27	41	6	11
240	43,24	17	30	37	7	9
243	43,67	16	27	40	6	11
245	43,955	14	33	36	6	11
247		18	20	42	6	14
252	44,96	18	22	44	6	10
254	45,25	15	28	37	6	14
256	45,54	17	27	38	6	12
260	46,11	13	31	35	10	11
263	46,55308	12	49	26	6	7
270	48,1	14	37	32	9	8
277	49,46	14	33	36	6	11
282	50,54	13	36	32	8	10
288	51,70571	13	21	49	6	11
290	52,1	17	27	36	9	11
300	54,05	13	33	33	10	10
309	55,8	12	34	33	11	10
320	60,51	13	31	36	6	14
329	62,91	12	26	42	6	14
340	63,6	11	46	26	8	8
350	64,24	15	32	37	6	10
360	64,87	13	40	33	5	9

profondeur en cm	age en ka	chlorite	smectite	illite	interstratifiés	kaolinite
370	66,22	10	57	23	4	7
379	68,22	11	52	27	3	7
386	69,66	12	39	33	6	10
390	70,65556	11	41	31	8	9
399	72,65714	13	37	34	7	9
410	74,99	15	30	41	6	8
415	75,69	15	26	42	6	11
420	76,15077	17	31	37	8	8
426	76,71	14	29	40	6	11
430	77,075	14	18	48	8	12
437	77,678	18	21	43	6	11
438	77,81556	16	24	41	8	11
440	77,99778	16	27	44	4	9
447	78,6	13	30	39	6	12
449	78,82857	15	25	44	7	10
450	78,92	17	22	47	6	8
454	79,288	14	20	48	6	12
459	79,908	14	20	48	7	11
465	81,39778	17	20	45	6	13
470	82,64385	15	24	40	11	10
475	83,75846	15	24	38	6	16
480	85,38333	13	33	39	7	8
486	87,11333	11	43	32	6	8
489	88,21053	16	30	42	4	9
495	90,09263	13	41	32	6	7
509	94,48333	13	49	27	6	5
520	97,73778	12	33	39	8	8
530	100,49	15	30	38	6	10
539	103	16	22	41	10	12
550	106	10	52	28	4	6
559	108,2	14	27	40	8	11
570	111	12	44	29	7	7
579	113,3	14	37	34	8	7
600	119	12	34	34	5	14

profondeur en cm	age en ka	chlorite	smectite	illite	interstratifiés	kaolinite
602	119,6	12	30	40	4	14
609	121,7	13	39	35	4	9
620	125	11	46	29	5	9
624	126,85	11	37	36	5	11
630	129,3	10	37	37	5	11
634	131,4	9	49	30	4	8
640	135,4	13	40	32	4	11
645	138,7	15	23	40	6	16
649	141,18889	13	33	36	5	13
661	145,4	13	43	31	5	8
670	148,4	13	32	39	4	12
679	151,4	13	33	35	7	12
690	155,1	12	34	40	6	8
699	158,1	13	37	35	6	9
710	161,785	11	37	36	5	11
719	164,8	15	26	39	9	11
730	168,50244	13	38	36	4	9
739	171,53171	12	46	28	5	9
750	175,3	9	48	28	4	11
759	178,3	15	45	29	5	6
770	182,03043	11	52	25	5	6
779	185,03333	10	53	24	4	9
791	189	10	48	30	4	8
800	190,125	13	35	37	4	11
809	191,25	15	27	43	4	11
820	192,625	13	29	43	4	11
830	193,875	13	34	39	4	10
839	195	14	39	31	4	12
850	196,72857	8	60	21	4	7
859	198,14286	13	35	37	5	9
870	199,87143	14	28	40	4	13
880	201,44286	14	33	36	4	13
889	202,85714	14	35	37	4	10
900	204,58571	6	75	11	5	3
909	206	12	43	30	5	10
920	207,5493	9	61	21	4	6
930	208,95775	10	56	23	5	6

profondeur en cm	age en ka	chlorite	smectite	illite	interstratifiés	kaolinite
939	210,22535	11	42	32	6	8
950	211,77465	12	39	36	4	10
959	213,04225	14	31	38	5	11
969	214,4507	15	28	36	7	14
989	218,17582	10	46	30	5	9
1000	220,83516	12	44	30	5	9
1010	223,25275	15	24	37	14	10
1019	225,42857	11	48	29	4	9
1030	228,08791	14	39	34	4	9
1039	230,26374	14	38	35	4	9
1050	232,92308	15	38	35	4	9
1059	235,0989	16	27	39	4	14
1071	238	17	23	43	4	13
1089	245,29114	14	35	35	4	11
1100	249,74684	15	29	45	4	7
1110	253,79747	14	47	27	4	8
1119	257,44304	14	28	42	4	13
1130	261,89873	11	39	34	6	10
1139	265,5443	11	41	35	4	9
1150	270	10	50	28	5	7
1160	272,20588	14	25	44	7	10
1169	274,19118	10	52	28	3	7
1180	276,61765	9	59	21	6	5
1189	278,60294	10	56	24	4	7
1200	281,02941	11	54	24	4	6
1210	283,23529	8	70	14	5	3
1218	285	12	45	29	6	8

Minéralogie de la fraction argileuse décarbonatée, en %, carotte SU 90-11.

profondeur en cm	age en ka	smectite	illite	interstratifiés 10-14V	chlorite	kaolinite
5	7,02	19	31	17	22	10
7	7,54	5	34	26	21	13
13,5	9,21	18	30	22	18	12
14	9,34	14	37	15	21	13
15,5	9,72	12	37	17	17	17
21,5	11,27	17	38	2	25	18
25	12,17	23	37	0	21	17
27	12,68	23	37	1	23	17
33,5	14,35	18	42	1	23	16
37	15,25	18	36	6	23	17
39	15,77	26	38	1	22	13
42	16,54	15	34	15	21	15
45	17,31	16	37	11	22	14
50	18,60	17	36	14	18	14
51	18,85	14	33	17	21	14
55	19,88	24	39	1	21	15
57	20,40	18	36	12	20	13
63	21,94	9	35	22	20	13
66,5	22,66	21	36	15	17	12
72	23,79	31	37	1	19	13
75	24,41	27	32	10	17	14
81,5	25,75	4	41	16	23	15
83,5	26,16	29	33	3	22	13
85	26,47	16	35	4	28	16
91	27,71	1	35	26	23	13
93,5	28,23	6	37	15	28	14
97	28,95	10	40	14	23	13
103	30,18	13	36	18	21	12
105	30,60	11	41	16	20	12
111,5	31,94	21	36	12	19	12
114,7	32,60	15	37	16	21	11

profondeur en cm	age en ka	smectite	illite	interstratifiés 10-14V	chlorite	kaolinite
121	33,89	22	33	13	21	10
123,5	34,41	13	36	20	19	12
126	34,92	6	32	28	24	11
132,8	36,33	14	37	19	20	11
134,5	36,68	18	39	6	24	13
140,5	37,91	10	33	22	24	11
144,8	38,80	26	36	4	20	13
147	39,25	4	34	24	25	12
152	40,28	18	41	1	27	14
154,5	40,80	4	36	22	24	14
157,2	41,35	3	38	18	28	13
163	42,55	3	36	20	29	11
165,5	43,06	1	35	23	28	13
171	44,20	18	31	19	21	10
174	44,82	19	32	17	21	10
176,5	45,33	22	34	13	20	11
192,5	48,63	9	35	24	21	11
195	49,14	19	35	11	23	11
201	50,38	5	35	27	23	10
205	51,21	20	37	4	29	10
207	51,62	6	41	12	29	12
213	52,85	1	38	16	32	13
217	53,68	4	29	26	23	17
223	54,92	3	31	28	29	9
225,5	55,43	14	35	20	21	10
231	56,56	19	36	11	22	12
235	57,39	11	33	20	24	12
237	57,80	8	33	16	31	13
247	59,86	7	35	23	23	12
253	61,10	21	34	14	19	12
255	61,51	19	37	12	19	12
261	62,75	11	35	21	20	13
264,5	63,47	16	37	16	20	12
267	63,98	17	34	16	23	10
275	65,97	13	33	22	22	11
276	66,34	19	32	18	20	11

profondeur en cm	age en ka	smectite	illite	interstratifiés 10-14V	chlorite	kaolinite
282,5	68,77	21	34	15	20	10
285	69,71	16	32	21	19	12
291	71,95	18	30	24	17	10
295	73,45	26	28	21	18	7
304,5	76,32	15	31	22	20	12
313	78,22	10	33	23	24	10
315,5	78,78	19	26	21	24	10
322,5	80,34	12	35	21	20	13
324,5	80,79	29	30	9	21	11
327	81,35	15	40	10	20	14
331,5	82,35	16	30	23	20	12
334	82,91	14	31	25	19	11
336	83,36	10	39	20	19	13
340,5	84,36	8	39	22	19	13
342,5	84,81	7	36	29	17	11
345	85,37	10	32	31	17	10
352	86,93	13	33	27	21	6
354	87,38	13	29	30	17	10
361	88,94	13	29	27	19	12
363	89,39	22	28	22	16	11
374	92,90	15	28	26	22	9
374,5	93,15	15	35	19	18	13
383,5	97,54	10	34	27	17	11
386	98,76	13	29	29	19	10
395	103,16	12	31	31	17	9
402	106,57	16	30	28	16	10
404	107,55	19	32	22	16	11
413	110,70	31	31	10	16	11
424,5	115,52	26	30	16	16	12
426,5	116,44	19	25	24	20	11
430	118,06	15	26	29	20	10
433,5	119,68	21	33	14	19	12
435,5	120,61	19	29	22	18	11
440,5	122,92	16	33	22	16	13
445	125,00	18	37	18	16	11
454,5	127,74	22	36	12	17	13
463,5	130,34	29	34	8	16	13

profondeur en cm	age en ka	smectite	illite	interstratifiés 10-14V	chlorite	kaolinite
475	133,66	32	28	15	14	10
486	136,26	15	41	10	19	15
493	137,61	17	33	16	21	12
506,5	140,21	14	37	15	19	15
513,5	141,56	22	34	12	18	15
516	142,04	14	35	23	16	12
518	142,42	24	39	3	18	15
523	145,44	16	40	11	18	15
525	147,20	14	41	10	22	13
534	155,09	8	43	15	20	15
543	159,06	15	37	19	17	11
545,5	160,16	13	39	18	19	12
548	161,26	17	37	15	19	11
554,5	164,12	12	37	21	18	12
557	165,22	6	41	21	20	13
561,5	167,21	16	36	21	17	10
563,5	168,09	19	32	19	20	10
566	169,19	20	32	19	17	11
573	172,27	19	32	20	18	10
577,5	174,26	12	40	20	16	12
584	177,12	17	34	22	16	11
595,5	182,19	20	30	20	18	11
598	183,29	16	33	25	16	10
603,5	185,46	16	32	22	19	10
615	189,69	21	33	20	16	9
624,5	193,18	16	33	24	17	10
633,5	200,57	11	34	26	18	12
640	208,39	20	33	22	15	11
642,5	215,54	20	33	20	16	11
645	216,29	26	35	13	16	10
647	216,89	16	36	21	16	12
651,5	218,25	16	35	16	19	14
654	219,00	19	36	15	17	13
656	219,60	22	31	16	17	14
661	221,10	21	30	16	18	15
663	221,70	12	35	1	32	20

profondeur en cm	age en ka	smectite	illite	interstratifiés 10-14V	chlorite	kaolinite
670	223,80719	12	36	20	20	13
674,5	225,16	23	30	21	16	11
681,5	241,19	16	26	29	16	13
686,5	244,96059	25	30	21	15	9

Minéralogie de la fraction argileuse décarbonatée en %, carotte SU 90-12.

profondeur en cm	age en ka	chlorite	illite	interstratifiés	smectite	kaolinite
5	4,28	22	35	12	18	14
7	4,87	18	36	16	17	13
9	5,45	21	35	21	11	12
18,5	8,23	22	31	20	15	12
24,8	10,07	23	28	20	16	12
29,5	11,44	27	42	1	18	12
35	13,05	30	30	23	5	12
37	13,63	26	37	4	22	11
38,5	14,07	16	30	36	7	10
43	15,38	17	33	27	11	12
47	16,55	25	36	19	9	11
50	17,43	23	34	24	8	11
55	18,89	19	34	15	18	14
59	20,06	26	30	22	10	12
61	20,64	20	33	15	8	16
67	22,40	20	32	32	9	10
70	23,27	21	30	13	18	14
79,5	26,05	18	29	25	8	13
88,5	28,68	23	32	23	7	15
98	31,46	26	34	20	7	13
99	31,75	24	38	18	5	15
100	32,04	22	31	21	13	12
102	32,63	23	31	19	15	12
104	33,21	25	34	19	9	13
106	34,15	23	41	1	20	15
108	35,09	25	34	27	3	10
109	35,56	22	32	26	8	11
110	35,90	24	32	21	11	12
110	35,90	18	35	14	20	13
112	36,57	27	31	15	13	14

profondeur en cm	age en ka	chlorite	illite	interstratifiés	smectite	kaolinite
119	38,94	21	30	18	18	12
128	41,98	22	32	19	11	17
130	42,66	26	35	19	8	11
130	43,00	21	42	1	24	12
132	43,33	24	30	30	6	10
134	44,01	21	30	31	9	9
136	44,69	26	30	25	7	12
139	45,70	23	33	17	16	11
148,5	48,91	28	22	6	30	14
159,5	52,63	19	40	13	17	11
169	55,84	20	39	4	25	12
180	59,56	19	37	18	12	14
209,5	69,53	20	33	25	9	12
220,5	73,25	27	34	18	10	11
229,5	77,44	27	28	20	15	10
238,5	81,63	25	34	20	9	12
258,5	90,95	19	34	29	6	11
270	94,08	15	37	12	22	14
279	96,53	17	38	25	4	16
296	101,15	21	44	1	23	11
299	101,97	18	34	28	10	10
310,5	105,10	18	36	26	10	11
319,5	107,55	21	33	27	10	9
328,5	109,73	19	32	24	13	11
340	112,51	19	38	17	13	13
349	114,69	19	37	15	17	12
360	117,35	21	25	16	26	12
369	119,53	16	26	5	43	9
378,5	121,83	18	35	15	21	12
389,5	124,44	14	34	5	34	12
398,5	126,58	14	30	6	38	12
410	134,99	20	35	11	25	10
419	141,58	20	33	14	18	15
430	149,62	18	40	7	21	13
439	156,21	17	32	16	26	9
448	162,79	20	37	21	7	15

profondeur en cm	age en ka	chlorite	illite	interstratifiés	smectite	kaolinite
459,5	165,74	28	19	28	11	15
468,5	168,04	20	41	4	24	10
480	172,53	24	45	2	18	10
489	173,30	22	35	16	13	14
500	176,12	18	37	21	12	12
509	178,42	16	43	14	13	15
518,5	180,86	19	40	5	24	12
529,5	183,68	18	35	24	10	12
538,5	185,98	18	32	28	13	9
547,5	188,29	16	28	15	32	9

Minéralogie de la fraction argileuse décarbonatée, carotte SU 90-16, en %.

profondeur en cm	chlorite en %	smectite	illite	interstratifiés	kaolinite
2	14	6	27	37	16
4	15	24	17	30	14
6	16	9	24	35	16
8	12	44	18	14	12
10	10	55	13	14	9
12	12	55	16	8	10
14	16	38	16	15	15
16	11	58	21	0	9
18	12	54	13	11	10
20	12	53	16	9	10
22	11	47	17	14	11
24	12	52	14	11	11
26	12	48	16	12	12
28	14	40	19	14	13
30	13	48	18	13	9
32	11	42	25	12	10
34	16	38	23	9	14
36	12	51	15	12	11
38	13	49	16	11	11
40	13	37	21	17	12
42	14	36	20	17	13
46	12	44	19	12	13
48	10	65	14	0	10
50	9	55	21	12	3
52	10	60	14	6	10
860	13	47	26	0	13
870	13	43	16	7	20
890	12	36	34	0	18
900	14	26	37	0	23
910	13	34	35	0	18
920	14	31	40	0	15
930	12	27	33	9	19

profondeur en cm	chlorite en %	smectite	illite	interstratifiés	kaolinite
940	12	35	42	0	11
950	11	53	16	9	11
960	11	64	14	0	11
980	12	48	21	7	12
990	14	33	23	15	15

Minéralogie de la fraction argileuse décarbonatée, carotte SU 90-33, en %.

profondeur en cm	age en ma	chlorite	illite	interstratifiés 10-14s	inter 14-14	smectite	kaolinite
3	0	9	8	2	2	74	5
9	1,57	7	10	2	2	75	4
12	3,14	8	14	2	3	67	6
17	4,71	8	13	3	2	69	5
21	6,28	6	16	3	2	67	6
26	7,50	8	16	2	2	67	5
28	8,72	7	16	2	2	67	6
32	10,29	8	25	3	2	55	7
38	11,86	9	29	2	2	50	8
41	13,43	10	26	2	2	51	9
46	15,00	12	32	2	2	42	10
50	15,49	10	30	4	2	45	9
57	16,35	9	27	3	2	51	8
64	17,20	13	36	3	1	36	11
70	18,00	12	33	2	2	41	10
75	18,47	13	30	3	1	45	8
82	19,19	10	40	3	1	36	10
89	19,92	12	32	3	2	42	9
91	20,18	11	31	3	2	47	6
98	20,86	15	36	4	2	35	8
102	21,27	12	30	3	1	45	9
109	22,00	13	34	2	2	38	11
113	22,55	10	27	3	2	50	8
122	23,64	13	32	3	2	40	10
131	24,73	11	36	3	2	40	8
136	25,28	12	38	2	3	36	9
141	25,83	10	28	2	2	52	6
145	26,37	7	27	3	2	54	7
150	26,98	11	30	2	3	47	7
154,5	27,53	12	25	2	2	50	9
159	28,07	13	28	2	2	48	7
162	28,44	12	25	2	2	52	7

profondeur en cm	age en ma	chlorite	illite	interstratifiés 10-14s	inter 14-14	smectite	kaolinite
164	28,62	13	35	2	2	40	8
168	29,16	10	28	2	2	50	8
177	30,26	11	24	2	2	52	9
181,5	30,80	11	28	2	2	49	8
186	31,35	12	28	2	2	49	7
189	31,71	10	25	3	2	53	7
190,5	31,90	10	26	3	2	53	6
199	32,99	10	26	2	2	53	7
204	33,54	12	29	2	2	47	8
208,5	34,08	12	30	2	2	44	10
213	34,63	10	16	2	2	64	6
217,5	35,18	13	25	2	2	51	7
222	35,72	16	30	3	2	38	11
226,5	36,27	13	25	3	2	48	9
231	36,81	10	24	2	3	53	8
235,5	37,36	11	29	2	2	48	8
240	37,91	10	23	2	2	57	6
244,5	38,45	11	26	2	2	51	8
249	39,00	11	23	2	2	56	6
253,5	39,63	11	25	3	2	52	7
258	40,27	11	28	2	2	50	7
262,5	40,90	10	27	2	2	54	5
267	41,54	10	23	2	2	57	6
276	42,81	11	28	3	2	49	7
280,5	43,44	12	29	2	3	45	9
285	44,08	7	13	2	2	70	6
289,5	44,71	14	29	2	2	44	9
294	45,35	10	23	2	3	55	7
300	46,19	12	31	3	2	42	10
304	46,83	10	23	3	3	54	7
309	47,46	10	23	2	2	56	7
313	48,10	8	20	2	2	62	6
318	48,73	10	18	2	2	61	7
323	49,37	14	22	2	2	51	9
327	50,00	15	30	2	2	42	9
331	50,46	11	31	2	2	46	8
336	50,93	10	32	2	2	48	6

profondeur en cm	age en ma	chlorite	illite	interstratifiés 10-14s	inter 14-14	smectite	kaolinite
340	51,39	8	24	2	1	59	6
345	51,85	11	33	2	2	45	7
349	52,26	8	20	2	2	65	3
354	52,67	8	24	1	1	61	5
358	53,14	13	33	2	1	42	9
362	53,60	13	34	2	2	40	9
366	54,06	12	31	2	2	46	7
372	54,52	7	23	1	1	61	7
375	54,99	12	32	2	2	41	11
380	55,45	14	33	2	2	39	10
384	55,91	15	25	2	1	47	10
389	56,37	12	31	3	3	43	8
393	56,84	9	27	2	2	53	7
398	57,30	9	23	2	2	58	6
402	57,76	11	21	2	3	56	7
407	58,22	11	26	2	3	49	9
411	58,69	14	33	2	2	39	10
416	59,15	10	29	2	3	48	8
420	59,61	11	26	2	2	50	9
425	60,07	8	22	2	2	58	8
429	60,54	13	22	2	2	52	9
434	61,00	10	29	2	2	47	10
442	63,75	9	17	1	1	66	6
450	65,88	10	23	3	2	56	6
454	67,25	9	25	3	2	53	8
459	68,63	9	21	2	2	61	5
463,5	70,00	8	12	2	3	72	3
468	71,33	11	18	2	1	64	4
472	72,67	9	15	2	1	69	4
477	74,00	9	17	3	2	64	5
481	74,44	5	12	1	1	76	5
486	74,87	11	18	5	1	59	6
490	75,31	9	15	2	2	67	5
495	75,74	13	20	2	1	56	8
499	76,18	9	11	2	2	72	4
506	76,61	6	9	2	2	78	3
508	77,05	7	9	3	2	75	4

profondeur en cm	age en ma	chlorite	illite	interstratifiés 10-14s	inter 14-14	smectite	kaolinite
513	77,48	5	9	2	2	79	3
517	77,92	10	11	2	2	71	4
522	78,35	7	14	2	2	70	5
528	78,79	9	17	3	2	66	3
531	79,22	7	17	2	2	69	3
535	79,66	12	19	2	1	62	4
540	80,09	7	14	2	2	70	5
549	80,96	12	17	2	2	61	6
553	81,40	7	19	2	2	65	5
558	81,83	7	14	3	2	69	5
562	82,27	8	19	3	1	63	6
567	82,70	6	16	3	2	69	4
571	83,14	9	21	3	2	59	6
576	83,57	8	17	2	2	66	5
580	84,01	11	24	3	2	53	7
585	84,44	10	18	2	1	63	6
589	84,88	17	25	2	2	46	8
594	85,31	16	19	2	1	55	7
600	85,89	8	15	2	1	70	4
604	86,33	11	19	2	2	60	6
609	86,76	20	14	3	2	58	3
618	87,63	10	17	3	1	65	4
621	88,07	8	13	2	2	72	3
627	88,50	9	13	2	2	71	3
631	88,87	5	9	2	2	80	2
636	89,33	11	16	3	2	65	3
640	89,74	6	9	2	1	80	2
645	90,16	10	19	3	2	62	4
649	90,57	7	11	2	2	75	3
654	90,99	10	19	2	1	61	7
658	91,40	8	14	3	1	70	4
662	91,82	10	18	2	1	64	5
667	92,23	10	19	1	1	63	6
672	92,65	10	22	2	1	59	6
676	93,06	7	11	1	1	77	3
681	93,48	7	12	2	2	73	4
685	93,89	8	15	2	1	70	4

profondeur en cm	age en ma	chlorite	illite	interstratifiés 10-14s	inter 14-14	smectite	kaolinite
690	94,31	8	19	2	1	65	5
694	94,72	10	18	2	3	61	6
699	95,14	10	11	1	1	72	5
703	95,55	12	19	2	2	58	7
708	95,97	12	21	1	1	58	7
712	96,38	10	13	2	2	68	5
717	96,80	7	10	2	2	75	4
721	97,21	12	17	2	2	61	6
726	97,63	9	14	2	1	70	4
730	98,04	4	7	1	2	83	3
735	98,46	6	9	1	1	79	4
739	98,87	6	11	1	2	77	3
741	99,84	8	15	1	1	69	6
750	100,26	10	23	1	2	57	7
754	100,67	9	21	2	1	61	6
759	101,09	6	9	1	2	78	4
768	101,50	7	13	1	1	73	5
772	102,24	10	13	1	2	67	7
777	102,97	11	27	2	2	50	8
781	103,71	11	23	2	2	55	7
786	104,44	10	19	2	2	58	9
790	105,18	6	12	1	2	74	5
795	105,91	5	10	2	2	78	3
799	106,65	7	9	1	1	75	7
804	107,38	11	10	1	1	70	7
808	108,12	7	7	2	2	79	3
813	108,85	5	11	1	1	73	9
817	109,59	8	12	2	3	70	5
822	110,32	9	17	2	2	62	8
826	111,06	8	15	1	1	70	5
831	111,79	9	18	2	2	62	7
835	112,53	5	8	1	1	82	3
840	113,26	5	9	1	1	81	3
844	114,00	8	14	1	2	68	7
849	114,73	7	10	1	1	77	4
853	115,47	7	10	2	1	76	4
858	116,20	8	17	1	1	65	8

profondeur en cm	age en ma	chlorite	illite	interstratifiés 10-14s	inter 14-14	smectite	kaolinite
885	120,61	7	8	1	1	80	3
889	121,35	10	14	1	1	66	8
894	122,08	8	10	1	2	73	6
898		12	19	2	1	59	7
900	123,06	6	11	2	2	75	4
904,5	123,80	12	15	2	2	61	8
909	124,53	8	11	2	2	73	4
913,5	125,27	9	18	2	2	64	5
918	126,00	8	26	3	2	55	6
931	128,25	10	25	3	2	54	6
938	129,38	12	34	3	2	41	8
945	130,50	11	21	2	2	58	6
949,5	131,73	10	21	2	3	54	10
954	132,96	9	26	2	3	54	6
963	135,42	10	27	2	2	53	6
972	137,88	10	30	2	3	43	12
981	140,34	10	27	2	2	53	6
985,5	141,57	10	33	4	2	42	9
994,5	144,03	11	31	2	3	47	6
999	145,26	12	32	3	2	41	10
1008	147,72	9	21	2	2	59	7
1012,5	148,95	11	28	2	2	49	8
1017	150,18	11	31	2	2	47	7
1026	152,64	10	39	4	1	36	10
1030,5	153,87	9	26	2	2	54	7
1050	159,21	8	32	2	2	47	9
1054	160,44	9	29	2	2	49	9
1059	161,67	11	29	4	2	46	8
1063	162,90	12	35	3	2	38	10
1068	164,13	11	26	5	2	49	7
1072	165,22	11	22	2	3	55	7
1077	166,59	7	14	4	2	69	4
1081	167,82	8	22	2	3	58	7
1086	169,05	10	21	3	1	59	6
1090	170,28	8	18	2	2	65	5
1095	171,51	10	26	3	2	52	7

profondeur en cm	age en ma	chlorite	illite	interstratifiés 10-14s	inter 14-14	smectite	kaolinite
1108	175,20	9	19	3	3	61	5
1113	176,43	7	17	2	2	67	5
1117	177,66	9	21	3	4	57	6
1122	178,89	8	19	2	2	65	4
1131	181,35	10	22	2	2	57	7
1135	182,58	9	16	2	2	66	5
1141	183,81	10	20	2	3	59	6
1144	185,04	16	20	4	2	52	6
1149	186,27	6	12	3	2	72	5
1153	187,50	10	11	2	3	69	5
1158	189,35	10	12	3	3	67	5
1162	191,21	9	7	2	2	76	4
1167	193,06	8	12	3	4	69	4
1171	194,92	9	14	3	2	68	4
1176	196,77	8	16	4	2	66	4
1180	198,63	11	24	5	2	51	7
1185	200,48	11	20	3	2	58	6
1189	202,13	6	15	2	2	70	5
1194	204,19	10	23	2	2	55	8
1200	206,66	9	16	2	3	65	5
1204	208,52	12	18	3	2	60	5
1209	210,37	9	14	2	2	68	5
1213	212,23	8	18	2	2	65	5
1218	214,08	8	15	2	2	68	5
1222	215,94	11	21	3	3	56	6
1227	217,79	12	21	2	3	56	6
1231	219,65	10	15	4	2	64	5
1254	226,91	13	29	3	2	43	10
1258	228,26	10	18	2	4	55	11
1263	229,62	9	17	2	4	58	10
1267	230,97	12	21	3	3	49	12
1276	233,68	12	21	4	2	47	14
1281	235,03	11	20	2	2	55	10
1285	236,38	12	19	3	2	54	10
1290	237,74	10	15	3	2	65	5
1294	239,09	10	19	2	3	60	6

profondeur en cm	age en ma	chlorite	illite	interstratifiés 10-14s	inter 14-14	smectite	kaolinite
1299	240,44	8	13	2	3	69	5
1303	241,79	9	13	2	2	70	4
1308	243,15	5	10	2	2	74	7
1312	244,50	13	14	4	2	52	15
1317	247,00	14	20	2	2	55	7
1321	249,50	11	22	3	3	53	8
1326	252,00	12	13	3	2	63	7
1339	259,50	10	9	2	2	67	10
1344	262,00	9	14	2	2	66	7

Minéralogie de la fraction argileuse en % relatif, carotte SU 90-38.

profondeur en cm	age en ka	smectite en %	interstratifiés vermiculitiques	illite	kaolinite	chlorite
10	5,02	30	2	37	10	21
20	7,26	29	2	39	12	19
30	9,19	41	1	31	11	16
40	11,03	32	2	38	14	14
50	13,22	44	1	33	11	11
60	13,78	36	1	36	14	13
65	13,93	36	2	38	13	11
70	14,07	30	0	43	12	14
80	14,73	31	0	43	12	15
90	15,39	32	2	43	11	11
100	16,05	21	0	49	13	17
103	16,40	30	2	41	11	15
115	17,83	30	1	43	12	14
120	18,43	23	2	46	12	18
130	19,20	32	2	40	11	16
135	19,61	27	2	43	12	16
140	20,01	41	0	39	10	10
145	20,51	49	1	32	8	9
150	21,00	38	2	38	9	14
155	21,56	33	3	40	9	15
160	22,24	40	3	34	10	13
165	23,46	32	2	41	12	13
170	24,85	37	2	39	10	12
175	26,92	39	1	36	11	13
180	28,83	36	4	38	11	12
185	30,14	50	1	32	7	10
190	31,41	58	1	23	7	11
195	32,55	26	4	42	13	15
200	33,68	23	2	46	12	17
205	34,29	22	2	44	15	17
210	34,94	11	10	47	15	17

profondeur en cm	age en ka	smectite en %	interstratifiés vermiculitiques	illite	kaolinite	chlorite
215	35,73	23	2	47	11	17
220	36,50	35	2	39	12	12
225	37,13	40	0	36	11	13
230	37,78	41	1	37	9	13
235	38,48	39	0	39	10	12
240	39,28	43	2	35	9	13
245	40,47	40	1	36	9	13
250	41,67	47	2	32	8	11
255	42,90	41	1	36	9	13
260	44,12	32	4	39	11	13
265	45,14	32	3	40	9	15
270	46,22	33	2	41	11	14
275	47,55	24	3	42	13	19
280	48,80	44	0	36	7	13
290	50,62	33	1	42	10	14
295	51,47	42	0	38	8	12
302	52,66	39	1	36	10	13
306	53,33	19	2	47	14	17
310	54,00	34	0	42	11	14
315	54,83	23	2	44	15	16
320	55,67	54	1	28	8	9
330	56,71	38	0	39	11	11
340	57,63	35	1	38	12	14
350	59,14	19	3	42	15	20
355	60,70	18	4	47	15	16
360	62,26	29	2	41	11	16
365	63,53	36	2	38	10	14
370	64,79	47	0	31	10	11
380	67,54	60	0	25	8	7
390	70,28	41	2	31	10	16
400	72,52	55	1	24	7	13
410	74,53	31	2	37	12	19
430	79,03	42	0	36	9	14
439	82,96	34	2	33	11	20
446	86,02	43	0	30	8	18
453	88,36	33	2	36	9	20

profondeur en cm	age en ka	smectite en %	interstratifiés vermiculitiques	illite	kaolinite	chlorite
473	92,97	44	1	30	8	17
483	95,60	26	2	41	12	20
493	98,45	30	2	41	11	17
513	104,51	43	1	34	10	12
523	107,33	27	2	42	12	17
533	109,53	67	0	22	5	7
543	111,51	31	2	36	11	20
553	113,50	87	0	7	2	3
563	115,38	29	3	39	10	20
573	116,99	38	1	29	9	23
583	118,43	30	2	35	10	23
593	119,84	27	3	38	12	20
603	121,25	42	0	38	9	11
613	122,67	55	1	22	6	16
623	124,13	35	2	36	10	16
633	125,86	28	0	44	14	14
639	127,09	28	0	42	14	15
642	127,84	42	0	36	11	11
643	128,11	34	0	40	13	14
653	130,75	21	2	48	13	17
673	135,84	29	2	44	13	13
683	138,02	29	0	61	2	8
692	139,22	35	0	42	12	10
693	139,35	33	1	43	12	11
703	140,69	27	0	47	13	13
713	142,32	28	2	43	15	12
723	144,72	27	0	48	13	12
733	147,18	40	2	37	12	10
743	149,15	20	2	49	14	15
753	151,08	11	5	54	15	15
763	153,28	14	3	51	13	20
773	156,38	14	0	57	13	16
783	159,48	18	5	53	10	14
788	161,03	69	0	19	5	7
793	162,58	22	0	52	12	14
796	163,51	17	0	54	13	15
803	165,69	22	3	48	12	14

profondeur en cm	age en ka	smectite en %	interstratifiés vermiculitiques	illite	kaolinite	chlorite
813	168,79	16	3	53	13	15
823	171,89	20	0	52	14	14
843	178,10	43	0	38	9	11
853	181,20	28	2	42	11	17
863	183,77	29	2	41	12	17
867	184,31	31	2	42	10	15
873	185,11	31	1	40	11	17
883	186,45	27	1	42	10	20
893	187,79	32	2	39	11	17
903	189,13	40	0	34	11	16
906,5	189,60	60	0	24	7	9
913	190,47	36	2	38	11	13
923	191,97	49	0	32	9	11
927	192,72	29	2	42	12	16
933	193,84	29	2	43	9	17
943	195,72	32	2	41	9	16
953	197,59	33	2	43	9	13
957	198,34	33	2	42	9	12
963	199,47	29	2	41	13	16
973,5	201,44	20	2	46	13	19
983	203,22	52	1	28	7	12
993	205,10	50	0	33	8	9
1003	206,97	37	1	38	10	14
1013	208,85	50	1	28	7	13
1023	210,72	53	1	28	8	11
1033	212,60	46	0	31	8	15
1043	214,47	38	0	37	10	15
1053	216,35	33	3	38	10	17
1063	218,22	41	2	35	9	12
1073	220,10	40	3	34	11	13
1083	221,97	37	0	39	11	13
1093	223,85	26	4	40	14	16
1103	225,48	25	4	41	13	16
1113	226,54	38	2	38	11	11
1123	227,60	25	2	47	13	13
1125	227,81	34	2	41	12	12
1133	228,66	42	0	39	9	10

ANNEXE IV

ANNEXE IV

RESULTATS DE L'ANALYSE GÉOCHIMIQUE DES ÉLÉMENTS TRACES

Géochimie de la fraction argileuse des carottes SU90-08, SU90-11, SU90-12, SU90-33 et SU90-38.
(en ppm)

SU90-08	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Eu	Sm	Gd	Dy	Ho
08-82	1557,29	17,11	44,61	4,00	14,60	0,60	2,47	2,38	2,24	0,44
08-152	913,85	17,46	49,71	4,12	14,99	0,62	2,76	2,41	2,33	0,46
08-60	1254,91	19,90	62,03	4,66	16,92	0,72	3,17	2,78	2,53	0,49
08-210	646,00	16,82	44,68	3,81	13,71	0,58	2,48	2,09	1,95	0,39
08-176	306,54	10,13	43,46	2,22	7,96	0,39	1,24	1,46	1,11	0,24
08-118	661,04	19,03	47,50	4,22	15,11	0,62	2,66	2,17	1,85	0,37
08-204	659,16	28,61	67,99	6,08	20,92	0,76	3,76	2,83	2,13	0,40
08-65	231,63	12,43	31,15	2,60	9,03	0,41	1,34	1,35	0,89	0,19
08-124	443,87	14,87	44,99	3,25	11,47	0,50	1,88	1,77	1,27	0,26
08-379	1135,69	27,85	52,71	6,57	23,45	0,87	3,86	3,43	2,89	0,57

SU90-11	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Eu	Sm	Gd	Dy	Ho
11-27	588,16	32,39	63,02	6,99	23,68	0,76	3,51	2,83	2,09	0,41
11-66.5	779,12	43,09	90,33	10,46	37,35	1,43	6,53	5,42	4,51	0,89
11-85	660,50	42,66	89,21	10,06	33,91	1,12	5,38	4,39	3,19	0,59
11-91	749,53	32,09	65,12	7,08	24,11	0,79	3,64	3,15	2,18	0,43
11-111.5	715,16	36,63	75,15	8,46	28,81	0,97	4,65	3,81	3,05	0,59
11-155	661,82	39,51	80,98	8,85	30,03	0,95	4,56	3,66	2,59	0,48
11-176.5	723,71	31,85	64,20	7,44	26,04	0,93	4,40	3,64	3,19	0,62
11-291	932,13	30,43	61,88	7,10	24,59	0,86	3,97	3,28	2,73	0,53
11-424.5	814,29	23,14	44,90	5,15	17,39	0,62	2,68	2,27	2,02	0,38
11-525	876,74	30,08	61,95	6,99	23,89	0,85	3,92	3,30	2,81	0,59
11-603.5	1115,59	27,68	55,38	6,27	21,15	0,74	3,15	2,75	2,16	0,42
11-663	613,84	24,50	48,32	5,32	18,01	0,64	2,72	2,20	1,80	0,35

SU90-12	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Eu	Sm	Gd	Dy	Ho
12-70	745,69	37,30	92,62	8,51	32,29	1,15	5,33	4,85	3,60	0,69
12-130	719,43	45,91	100,50	10,83	41,79	1,51	7,23	6,41	4,90	0,90
12-209	986,58	33,45	84,95	7,46	27,58	0,96	4,42	4,02	2,94	0,54
12-270	898,16	33,13	79,53	7,32	27,44	0,92	4,29	3,74	2,74	0,51
12-369	1113,02	32,27	90,62	7,38	27,99	1,03	4,48	4,20	3,34	0,64
12-538.5	828,75	31,99	67,55	7,30	27,17	0,98	4,32	3,73	3,01	0,59

SU90-33	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Eu	Sm	Gd	Dy	Ho
33-109	571,88	30,04	62,39	7,33	28,58	1,21	5,23	4,51	4,16	0,78
33-463.5	504,32	26,27	54,72	6,97	29,32	1,49	5,90	5,36	5,05	0,99
33-600	771,30	19,88	41,41	5,28	22,14	1,19	4,42	4,18	4,06	0,80
33-754.5	847,26	19,76	40,26	5,14	21,55	1,13	4,13	3,89	3,79	0,75
33-871.5	798,01	16,46	34,40	4,34	18,78	1,14	3,83	3,73	4,10	0,82
33-1026	445,82	32,22	65,57	8,08	32,55	1,48	6,08	5,10	4,67	0,90
33-1200	452,52	28,14	60,03	7,52	31,60	1,62	6,29	5,63	5,18	1,01

SU90-38	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Eu	Sm	Gd	Dy	Ho
38-70	721,11	41,03	83,55	9,92	38,71	1,38	6,83	5,74	4,93	0,95
38-130	653,47	39,03	79,68	9,47	36,88	1,32	6,50	5,25	4,74	0,91
38-145	769,49	36,06	70,40	8,59	32,92	1,16	5,65	4,67	4,12	0,80
38-209	734,43	41,38	83,42	10,15	40,22	1,48	7,13	6,09	5,35	1,04

SU90-08	Er	Yb	Lu	Hf	Ta	W	Pb	Th	U	V
08-82	1,39	1,40	0,25	3,62	0,98	2,05	12,38	8,15	1,68	272,32
08-152	1,42	1,39	0,24	3,85	1,01	2,15	14,74	6,89	1,18	244,65
08-60	1,48	1,44	0,26	3,49	0,98	2,09	36,10	8,66	1,29	250,79
08-210	1,18	1,17	0,20	3,52	0,91	2,92	13,79	8,00	1,33	217,24
08-176	0,70	0,76	0,13	3,97	0,99	2,16	9,29	4,95	1,30	120,74
08-118	1,10	1,07	0,18	3,10	0,84	1,78	14,18	8,96	1,39	181,06
08-204	1,19	1,09	0,18	2,98	0,80	1,11	22,63	12,63	1,36	212,96
08-65	0,46	0,45	0,08	1,88	0,45	3,78	11,60	5,13	0,64	190,88
08-124	0,73	0,71	0,13	3,17	0,88	4,99	11,88	8,70	1,14	192,81
08-379	1,68	1,71	0,28	3,64	0,93	2,98	16,60	19,13	3,17	177,31

SU90-11	Er	Yb	Lu	Hf	Ta	W	Pb	Th	U	V
11-27	1,23	1,26	0,19	3,72	0,95	1,45	13,91	15,86	2,56	128,85
11-66.5	2,49	2,42	0,40	4,04	1,01	1,74	30,79	18,90	3,03	134,48
11-85	1,77	1,64	0,25	3,49	0,93	1,25	25,40	25,25	10,34	149,12
11-91	1,31	1,31	0,21	3,36	0,89	1,30	15,90	20,05	3,28	155,57
11-111.5	1,74	1,72	0,28	4,15	1,01	1,80	18,15	19,99	2,55	137,17
11-155	1,41	1,40	0,21	3,44	0,86	1,48	21,72	24,17	3,03	130,50
11-176.5	1,74	1,85	0,28	3,72	0,93	2,11	18,69	17,37	2,83	138,54
11-291	1,55	1,51	0,23	3,31	0,91	2,03	20,44	19,36	1,79	111,31
11-424.5	1,20	1,21	0,19	3,58	1,00	2,43	14,29	19,14	1,71	151,25
11-525	1,75	1,79	0,30	3,94	1,04	2,14	16,11	15,70	2,28	146,04
11-603.5	1,27	1,34	0,21	2,79	0,85	1,93	12,94	15,02	1,49	148,82
11-663	1,03	1,12	0,18	3,53	0,86	1,66	13,81	16,59	3,15	141,49

SU90-12	Er	Yb	Lu	Hf	Ta	W	Pb	Th	U	V
12-70	2,06	1,99	0,29	4,01	1,07	1,52	28,17	16,87	2,07	176,37
12-130	2,55	2,41	0,33	3,70	0,90	2,00	31,16	18,33	2,17	170,22
12-209	1,67	1,57	0,22	3,07	0,87	1,78	27,83	19,94	1,74	164,50
12-270	1,58	1,53	0,21	3,47	0,96	1,41	24,10	22,47	2,02	173,20
12-369	1,91	1,86	0,26	4,05	1,08	3,29	31,77	21,63	2,35	182,31
12-538.5	1,75	1,70	0,24	3,63	1,09	1,82	21,55	19,21	1,84	167,49

SU90-33	Er	Yb	Lu	Hf	Ta	W	Pb	Th	U	V
33-109	2,37	2,27	0,34	5,83	1,47	1,62	58,42	15,82	2,40	204,42
33-463.5	2,86	2,63	0,40	6,57	1,53	1,80	22,13	13,06	1,95	221,81
33-600	2,41	2,22	0,33	6,45	1,44	2,19	17,40	10,99	1,70	213,07
33-754.5	2,23	2,11	0,31	6,35	1,44	1,88	16,59	11,99	2,12	231,53
33-871.5	2,43	2,39	0,35	7,55	1,71	2,11	16,62	10,37	1,57	243,32
33-1026	2,66	2,51	0,37	6,15	1,67	2,47	23,02	13,52	2,43	208,36
33-1200	2,92	2,75	0,41	6,49	1,71	2,17	22,33	14,08	3,54	241,12

SU90-38	Er	Yb	Lu	Hf	Ta	W	Pb	Th	U	V
38-70	2,81	2,74	0,42	5,05	1,38	2,18	27,91	21,93	4,21	206,97
38-130	2,71	2,63	0,41	5,22	1,37	2,46	25,41	22,88	3,68	224,61
38-145	2,47	2,35	0,36	4,83	1,20	2,58	20,96	23,63	4,02	263,57
38-209	3,00	2,86	0,43	4,65	1,21	2,11	23,78	23,01	5,20	195,27

SU90-08	Rb	Y	Zr	Nb
08-82	24,39	15,72	166,00	13,69
08-152	28,66	15,57	168,74	14,50
08-60	26,12	17,44	160,67	14,86
08-210	27,18	13,37	156,86	13,21
08-176	16,68	7,41	161,73	12,69
08-118	28,15	11,85	136,31	12,38
08-204	121,93	15,44	140,91	14,12
08-65	49,98	7,34	92,81	7,19
08-124	33,31	8,83	139,09	13,35
08-379	112,90	12,20	89,01	10,78

SU90-11	Rb	Y	Zr	Nb
11-27	129,69	9,27	92,87	11,78
11-66.5	117,03	17,35	95,73	11,39
11-85	138,08	12,45	87,76	10,76
11-91	144,49	10,37	90,39	12,01
11-111.5	126,91	11,79	94,92	11,25
11-155	134,99	10,17	80,52	9,97
11-176.5	113,18	12,22	83,70	10,45
11-291	113,77	10,14	68,56	9,57
11-424.5	109,82	7,94	77,49	10,52
11-525	117,97	11,62	88,80	10,90
11-603.5	121,98	9,92	71,24	10,66
11-663	115,03	7,35	76,26	9,36

SU90-12	Rb	Y	Zr	Nb
12-70	166,71	16,68	121,26	16,54
12-130	160,21	21,56	112,47	14,74
12-209	172,26	14,23	96,16	11,70
12-270	185,31	13,61	104,49	14,86
12-369	155,00	16,13	120,22	16,15
12-538.5	177,62	14,83	111,22	16,18

SU90-33	Rb	Y	Zr	Nb
33-109	142,68	18,47	178,57	18,37
33-463.5	104,56	22,96	206,45	21,20
33-600	81,14	19,44	205,64	20,27
33-754.5	88,75	18,03	201,43	20,00
33-871.5	71,17	19,19	240,67	22,97
33-1026	125,35	20,86	194,44	23,12
33-1200	114,78	23,62	208,15	19,40

SU90-38	Rb	Y	Zr	Nb
38-70	183,34	22,10	147,18	18,47
38-130	200,08	20,75	150,88	19,20
38-145	203,28	18,85	139,64	16,80
38-209	172,83	24,38	133,00	16,70

RÉSUMÉ

Les variations haute-résolution de la minéralogie et de la géochimie de la fraction argileuse des sédiments prélevés en Atlantique Nord, lors de la mission Paleocinat I (1990), ont été étudiées. L'examen de ces variations en fonction de l'évolution climatique, sédimentologique et hydrodynamique au cours des 8 derniers stades isotopiques (300 ka) a permis :

- **de caractériser les sources et vecteurs minéralogiques majeurs, subactuels, en Atlantique Nord**, grâce aux analyses complémentaires de la minéralogie et de la géochimie de la fraction argileuse des sédiments. L'illite, la chlorite et la kaolinite sont formées à partir des roches acides des boucliers. Leur transport s'effectue principalement par l'intermédiaire des circulations d'eaux profondes et de surface. Les basaltes islandais représentent la principale source de smectite en Atlantique Nord. La smectite est ensuite dispersée dans les deux bassins océaniques à la faveur des circulations profondes et intermédiaires (système turbiditique du Maury Channel). Les interstratifiés illite-vermiculite sont présents uniquement dans la partie la plus occidentale du bassin Ouest-Atlantique. Ils se forment dans les sols développés sur les roches acides du bouclier canadien et sont transportés par des courants intermédiaires en Mer du Labrador ;

- **de mettre en évidence le parallélisme entre l'évolution des assemblages argileux et les alternances glaciaires-interglaciaires au cours des derniers 300 ka :**

- dans le bassin Ouest, les stades glaciaires s'accompagnent d'une augmentation de la concentration en smectite aux dépens des minéraux argileux primaires (illite et chlorite), de la kaolinite et/ou des interstratifiés illite-vermiculite. La diminution des interstratifiés reflète directement la modification des conditions climatiques. En effet, en période glaciaire, les conditions physico-chimiques (hydrolyse et température) sont moins favorables à la formation des interstratifiés à partir des minéraux primaires. La réduction des apports en minéraux primaires résulterait à la fois de l'installation de la calotte glaciaire sur le bouclier, réduisant l'érosion physique, et d'une position plus méridionale des eaux en Mer du Labrador, impliquant la diminution des apports primaires depuis le plateau continental septentrional ;

- dans le bassin Est, les stades glaciaires sont caractérisés par une augmentation des apports en minéraux argileux primaires, répondant au schéma habituel de l'intensification de l'érosion continentale glaciaire. La diminution des apports en smectite vers le Sud de l'Islande serait le reflet d'une position plus méridionale de la NADW en période glaciaire, réduisant les apports smectitiques depuis le Maury Channel ;

- **de caractériser la nature et la dynamique de mise en place des sédiments caractérisant les niveaux de Heinrich :**

- dans le bassin Ouest, les niveaux de Heinrich s'accompagnent d'apports massifs de minéraux argileux primaires arrachés au bouclier canadien lors de la fusion de la calotte glaciaire Laurentide, et d'apports en interstratifiés illite-vermiculite. Ces derniers sont issus de la remise en suspension des sédiments du plateau continental, liée à la destabilisation de la calotte glaciaire Laurentide. Les apports de minéraux primaires argileux sont associés aux Ice-Rafted-Detritus, tandis qu'une nappe néphéloïde, dont l'écoulement s'intensifierait pendant les événements de Heinrich, serait à l'origine du transport des interstratifiés. Ce mécanisme serait au moins aussi important que la décharge détritique par les icebergs, en raison de la quantité énorme de sédiments qui peuvent ainsi être transportés en moins de 500 ans ;

- dans le bassin Est, des apports détritiques riches en kaolinite, issus du Spitzberg, caractérisent certains des niveaux de Heinrich.

Mots-clefs : minéralogie des argiles, terres rares, variabilité climatique, paléocirculations, Pléistocène, événements de Heinrich, Océan Atlantique Nord, Mer du Labrador, Mer de Norvège.

ABSTRACT

The high resolution variability of the mineralogy and geochemistry of the clay-size fraction of sediments drilled during Paleocinat I cruise in the North Atlantic Ocean have been studied. The comparison of these variations with climatic, sedimentological and hydrodynamic evolution during the 8 last isotopic stages (300 ka) allows us :

- **to characterize the clay-mineral sources and vectors in the North Atlantic Ocean**, by mineralogical and geochemical analysis. Illite, chlorite and kaolinite originate from the alteration of the old bedrocks of the Canadian and Scandinavian shields. They are transported by surface and deep sea water circulations. Smectite mainly derives from the alteration of Icelandic basalts. Smectite is transported in the eastern and western basins by intermediate and deep-sea water circulations. Illite-vermiculite mixed-layer minerals mainly grow up in the soils developed on the Canadian shield and are transported in the Labrador Sea by the intermediate water masses.

- **to show the relationship between clay minerals evolution and glacial-interglacial variations :**

- in the Western basin, glacial stages are characterized by the increase of smectite fluxes and the decrease of primary clay-minerals (Illite, chlorite), of kaolinite and/or of illite-vermiculite mixed-layer minerals. The mixed-layer minerals reduction reflects the warming of climatic conditions. The decrease of primary clay minerals seems to result from a southward shift of the deep circulations patterns in the Labrador Sea during glacial periods ;

- in the Eastern basin, glacial stages are characterized by the increase of detrital clay minerals supply, resulting from continental weathering intensification. The decrease of smectite seems to indicate a southward shift of the NADW during glacial periods.

- **to characterize the Heinrich deposits mineralogy and inputs :**

in the Western basin : detrital and mixed-layer mineral supplies are noticed during the Heinrich events. The detrital supply results from the erosion of the Canadian shield by the Laurentide ice-sheet and from Ice-Rafting transportation. The illite-vermiculite mixed-layer are re-suspended particles from the Canadian continental shelf. These particles are carried southeastwards at intermediate depths by a nepheloid layer. The initiation of this nepheloid layer probably results from the destabilisation of the continental shelf due to the Laurentide ice-sheet growth ;

in the Eastern basin : a kaolinite supply from the Spitzberg is reported in some of the Heinrich layers.

Key-words : clay mineralogy, rare-earth element, climate variability, paleocirculation, Pleistocene, Heinrich events, North Atlantic Ocean, Labrador Sea, Norwegian Sea.