

Université du Québec  
INRS Eau, Terre et Environnement.

**ÉTUDE SÉDIMENTOLOGIQUE DE LA SÉRIE HOLOCÈNE  
DE L'ESTUAIRE MARITIME DU SAINT-LAURENT :  
APPORT DE LA TOMODENSITOMÉTRIE.**

Par

Emmanuel Cagnat

Mémoire présenté pour l'obtention du grade de Maître ès Sciences (M. Sc.)

Jury d'évaluation

Président du jury et examinateur interne

Michel Parent,  
Commission Géologique du Canada

Examineur externe

Bruce Hart,  
Université Mc Gill

Directeur de recherche

Bernard Long,  
INRS E. T. E.

Codirecteur de recherche

Serge Occhietti,  
Université du Québec à Montréal







## Résumé

Au cours de la campagne IMAGES (International Marine Global Change Studies) 99, deux carottes ont été prélevées dans le chenal Laurentien (Estuaire maritime du Saint-Laurent, Québec). Les sédiments ont été analysés en trois phases. Les propriétés physiques (densité gamma, vitesse des ondes P et susceptibilité magnétique) ont d'abord été acquises au moyen d'un banc MST Geotek. Dans un second temps, les deux carottes ont été analysées au tomodynamomètre axial GE (densité tomographique et imagerie pseudo-3D). Finalement, les carottes ont été ouvertes, décrites et échantillonnées afin de mesurer les granulométries.

Les objectifs principaux de cette étude étaient de déterminer l'évolution paléoenvironnementale du chenal Laurentien et d'analyser les cyclicités enregistrées dans les deux carottes afin de clarifier le contexte paléoenvironnemental de l'Holocène. Afin de remplir ces objectifs, un inventaire tomodynamométrique des faciès, des figures et des textures sédimentaires syn et postgénétiques a été dressé. Puis, les résultats obtenus par méthode tomodynamométrique ont été validés et les apports aux méthodes plus traditionnelles ont été évalués.

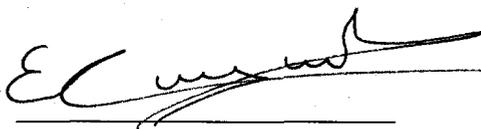
La sédimentation holocène du chenal Laurentien est constituée en alternance de phases de sédimentation hémipélagique et d'événements gravitaires (turbidites et coulées de boue). Les sédiments hémipélagiques déposés régulièrement sont soulignés par la colonisation d'organismes benthiques. Les événements gravitaires, en revanche, érodent les sédiments sous-jacents et interrompent toute colonisation. Deux types de lamines denses d'origines sédimentaires ont également été identifiées. Les premières, généralement argileuses, sont soulignées par des processus de diagenèse dans les unités paraglaciaires. Les secondes, silto-sableuses, sont en association avec des minéraux magnétiques et / ou denses dans les unités postglaciaires. Quantitativement, les données tomodynamométriques axiales et longitudinales normalisées sont bien corrélées avec les mesures de densité gamma (respectivement  $R^2 = 0,92$  et  $R^2 = 0,84$ ). La tomodynamométrie a également été utilisée afin de corriger les vitesses des ondes P, perturbées par les espaces vides entre gaine et sédiments. Enfin, l'influence croissante de différents paramètres sur les valeurs IT est prouvée : les inclusions diagénétiques, la teneur en minéraux magnétiques (une multiplication par trois de leur teneur entre les unités paraglaciaires et postglaciaires correspond à une multiplication de 1,3 à 1,5 des densités tomodynamométriques), la granulométrie et le niveau de consolidation des sédiments.

Les interprétations paléoenvironnementales différencient trois unités diachroniques :

- La plus ancienne (unité 21-III), échantillonnée uniquement en amont, est interprétée comme post-wisconsinienne et d'âge supérieur à 9100 cal BP. Cette unité est caractérisée par un taux de sédimentation annuel compris entre  $4 \text{ mm.an}^{-1}$  et  $18 \text{ mm.an}^{-1}$  et représente vraisemblablement la sédimentation paraglaciale proximale du chenal Laurentien en contexte transgressif au cours de la phase d'invasion marine. Cette unité a été partiellement remobilisée par une coulée de débris liée à un important glissement de terrain, dont l'âge est estimé à 9100 cal BP.
- La seconde unité (unité II), paraglaciale distale, est le résultat d'un niveau marin relativement élevé, d'environ + 80 m, en contexte de régression relative lente, de très hauts débits fluviaux induits par la

fusion de l'inlandsis Laurentidien et d'une couverture végétale éparse. Les sédiments sont exportés dans le chenal Laurentien par d'importants panaches turbides et par transport sur le fond et coulées de boues à partir des deltas en construction sur le plateau continental nord. Cette unité, restreinte entre 9500 cal BP et 8300 cal BP au large de Rimouski et entre 9100 cal BP et 8700 cal BP face aux Escoumins, est caractérisée par des taux de sédimentation compris entre 20 mm.an<sup>-1</sup> et 70 mm.an<sup>-1</sup> et des laminations soulignées par d'importants processus de diagenèse. L'origine des trois sous-unités la divisant, différenciées par la présence ou non de laminations, n'a pu être découverte. Enfin, le niveau repère, interprété sur les deux carottes et caractérisé par une granulométrie croissante puis décroissante, est contemporain du début de la phase de refroidissement de l'événement froid de 8200 cal BP, et peut être attribué à une augmentation des précipitations.

- L'unité la plus récente (unité I) est postglaciaire. Elle est composée de sédiments riches en minéraux magnétiques, environ trois fois plus que dans l'unité paraglaciale, provenant de l'érosion des deltas du plateau continental. La fusion de l'inlandsis n'ayant plus d'influence sur les cours d'eau de la Côte Nord et la végétation s'étant développée, les taux de sédimentation chutent à moins de 10 mm.an<sup>-1</sup>. Deux sous-unités se différencient. La sous-unité I-B est comprise entre 8700 cal BP et 4800 cal BP en amont et entre 8500 cal BP et 5750 cal BP en aval. Elle est caractérisée par des taux de sédimentation annuelle très bas, généralement inférieurs à 1 mm.an<sup>-1</sup>, en raison de la régression relative rapide (d'environ + 80 m à + 15 m), des précipitations réduites et de l'afforestation de la région. Les sédiments de la sous-unité I-A, depuis 4800 cal BP et 5750 cal BP respectivement en amont et en aval, sont caractérisés par des taux de sédimentation croissants, qui dépassent 10 mm.an<sup>-1</sup>, au sommet. Ces taux de sédimentation sont le résultat d'une régression relative très ralentie et d'un bas niveau marin relatif, provoquant l'érosion en rétrogradation des deltas abandonnés et probablement des précipitations plus importantes que dans la sous-unité I-B, reliées aux fluctuations climatiques reconnues à l'échelle de l'Amérique du Nord. Pour l'histoire la plus récente, l'augmentation du taux de sédimentation est attribuée au Petit âge glaciaire. En revanche, peu d'évidences permettent de supposer une influence anthropique sur les taux de sédimentation au large de la Côte Nord depuis le début de la colonisation européenne. Enfin, la diminution des valeurs de susceptibilité magnétique finale pourrait être interprétée comme l'atteinte d'un pseudo profil d'équilibre des deltas actifs du plateau continental nord, entre les rivières Saguenay et Betsiamites.



---

Étudiant



---

Directeur de Recherche

## Remerciements

Merci à Bernard Long et à Serge Occhietti pour ce passionnant sujet, dont toute la complexité n'est qu'effleurée dans cette étude. Cet épisode de ma vie restera très enrichissant scientifiquement et humainement.

Merci au programme IMAGES, à l'ensemble de l'équipage et du personnel scientifique du N. O. Marion Dufresne pour l'acquisition de ces deux carottes exceptionnelles et les mesures effectuées au banc MST. Merci au Centre Hospitalier Régional de Rimouski et à son personnel pour les analyses tomодensitométriques des deux carottes. Merci à Guillaume Saint-Onge et aux étudiants du GEOTOP pour les heures de plaisir dans les sous-sols de l'UQAM, pour les datations  $^{14}\text{C}$  et pour la rapidité des réponses à mes questions.

Merci à Thomas, Marie-José et Priscila pour leur accueil à l'université Laval et à Lise Michard pour son accueil à l'INRS.

Les sombres chemins et les détours du banc MST ont été illuminés par mesdames Élisabeth Michel et Nadia Szremeta. Pour cela et pour l'intérêt porté à cette étude, merci.

Par ordre d'apparition, je tiens à remercier Richie, Sandrine, Jeff, Alix, Valérie, Sébastien, Sylvain, Sibylle, Ann-Laure, Thierry, Isa, Louise, Laure, Manon, Mike, PSG, Éric, Pat et Pat, Jean-Michel, Anne-Laure, Pat, Yannick, Uta et Franck, Val, Mathieu, Francis, Olivier.

Un très gros merci à mes parents pour leur soutien inconditionnel depuis le tout début. Merci maman et merci papa. Merci Olivier pour ta confiance et plein gros bisous à Justine, Bettina, William, Samantha et Romaric.

La dernière n'étant pas la moindre, loin s'en faut, merci Maud pour ton amour, tes encouragements, ton soutien au cours de mes trop nombreux moments de découragements. La traversée du désert est finie !



À mes grand-pères,  
Georges Cagnat et André Chartier.



## Table des matières

<u>Résumé</u>	III
<u>Remerciements</u>	V
<u>Table des matières</u>	VII
<u>Liste des figures.</u>	XI
<u>Liste des tableaux.</u>	XIV
<u>Liste des planches.</u>	XVI
<u>Introduction</u>	I
<u>Chapitre 1 : Le cadre.</u>	3
<u>1.1 La mission IMAGES MD 99.</u>	3
<u>1.2 Problématique et objectifs de cette étude.</u>	4
<u>1.3 L'Estuaire maritime actuel du Saint-Laurent.</u>	5
1.3.1 Les paramètres hydrodynamiques de l'Estuaire maritime (tab. 1-2).	6
1.3.2 Les tributaires de l'Estuaire maritime.	8
1.3.3 Les plates-formes latérales actuelles.	9
1.3.4 Le chenal Laurentien (fig. 1-3).	9
<u>1.4 Le contexte géologique.</u>	11
1.4.1 La Province de Grenville (fig. 1-7).	12
1.4.2 La Plate-forme du Saint-Laurent et les Appalaches (fig. 1-7).	12
<u>1.5 Contexte sédimentaire du Quaternaire régional.</u>	14
1.5.1 La sédimentation sangamonienne (tab. 1-5 et fig. 1-8).	14
1.5.2 Variations relatives du niveau marin dans l'Estuaire maritime du Saint-Laurent (fig. 1-5).	15
1.5.3 La sédimentation postglaciaire - holocène.	16
1.5.4 Les variations climatiques et les cyclicités holocènes.	20
<u>1.6 Conclusion.</u>	21
<u>Chapitre 2 : Méthodologie.</u>	23
<u>2.1 La tomodesitométrie.</u>	23
2.1.1 Développement de la tomodesitométrie.	23
2.1.2 Théorie.	23
2.1.3 Effets parasites.	26

2.1.4 Principes de fonctionnement du tomodensitomètre.	26
2.1.5 Méthodes utilisées.	27
2.1.6 Saisie des matrices de données.	28
2.1.7 Problèmes particuliers rencontrés lors de la saisie ou de la reconstruction des fichiers.	29
<b>2.2 Le banc multi-paramètres mobile (MST).</b>	<b>31</b>
2.2.1 Les ondes de compression P.	31
2.2.2 L'atténuation du rayonnement gamma.	32
2.2.3 La susceptibilité magnétique.	33
<b>2.3 Les mesures granulométriques.</b>	<b>33</b>
<b>2.4 Notions de sédimentologie.</b>	<b>34</b>
2.4.1 Les paramètres granulométriques	34
2.4.2 Définitions des divisions et figures sédimentaires utilisées.	35
<b>Chapitre 3 : Résultats.</b>	<b>39</b>
<b>3.1 Description des figures et faciès sédimentaires.</b>	<b>39</b>
<b>3.2 La carotte MD 9922 20.</b>	<b>49</b>
3.2.1 L'unité 20-I (fig. 3-3 et 3-4, tab. 3-1 et 3-2).	49
3.2.2 La transition entre les unités 20-I et 20-II (fig. 3-4).	53
3.2.3 L'unité 20-II (fig. 3-3 et 3-4, tab. 3-1 et 3-2).	55
<b>3.3 La carotte MD 9922 21.</b>	<b>57</b>
3.3.1 L'unité 21-I (fig. 3-8 et 3-3).	57
3.3.2 La transition entre les unités 21-I et 21-II (fig. 3-8).	58
3.3.3 L'unité 21-II (fig. 3-8 et 3-3).	61
3.3.4 La transition entre les unités 21-II et 21-III (fig. 3-8).	64
3.3.5 L'unité 21-III (fig. 3-8 et 3-3).	64
<b>3.4 Descriptions des rythmites tomodensitométriques enregistrées dans le chenal Laurentien.</b>	<b>65</b>
3.4.1 La section MD 9922 20 – XXIII.	65
3.4.2 La section MD 9922 21 – X.	67
3.4.3 La section MD 9922 21 – XIII.	70
<b>3.5 Analyse des cyclicités.</b>	<b>73</b>
3.5.1 La carotte MD 9922 20.	73
3.5.2 La carotte MD 9922 21.	83
<b>Chapitre 4 : Interprétation et discussion.</b>	<b>91</b>
<b>4.1 Corrélations entre données tomodensitométriques axiales et longitudinales.</b>	<b>91</b>

<b>4.2 Corrélations des données tomodensitométriques et des données obtenues par le banc MST.</b>	<b>93</b>
4.2.1 Corrélations entre données tomodensitométriques et densités gamma et traditionnelles.	93
4.2.2 Corrélations entre données tomodensitométriques et vitesse des ondes P.	98
<b>4.3 Relations entre l'intensité tomographique normalisée (<math>IT_N</math>), la granulométrie moyenne (fig. 4-8) et la susceptibilité magnétique.</b>	<b>102</b>
<b>4.4 Conclusion.</b>	<b>104</b>
<b>4.5 Synthèse et interprétation paléoenvironnementale des unités du chenal Laurentien à l'Holocène.</b>	<b>105</b>
4.5.1 Discussions sur la validité des datations au $^{14}C$ .	105
4.5.2 Définition des unités tomodensitométriques.	105
4.5.3 Synthèse des périodicités et évolution du taux de sédimentation au cours de l'Holocène.	106
4.5.3.1 Évolution du taux de sédimentation annuelle au cours de l'Holocène.	106
4.5.3.2 Nature des cyclicités enregistrées.	106
4.5.4 Synthèse et interprétation des unités de la carotte MD 9922 20.	108
4.5.4.1 L'unité 20-II.	108
4.5.4.2 L'unité 20-I.	113
4.5.4.3 Conclusion.	116
4.5.5 Synthèse et interprétation des unités de la carotte MD 9922 21.	117
4.5.5.1 L'unité 21-III (fig. 4-16).	117
4.5.5.2 L'unité 21-II (fig. 4-17).	118
4.5.5.3 L'unité 21-I.	121
<b>4.6 Discussions et interprétations paléoenvironnementales.</b>	<b>125</b>
<b>Chapitre 5 : Conclusion.</b>	<b>139</b>
<b>Références.</b>	<b>143</b>
<b>Annexe 1 : Méthodes d'acquisition des données tomodensitométriques.</b>	<b>157</b>
<b>Annexe 2 : Méthode de mesure de la granulométrie.</b>	<b>159</b>
<b>Annexe 3 : Description visuelle des carottes MD 9922 20 et MD 9922 21.</b>	<b>161</b>
<b>Annexe 4 : Description tomodensitométrique des carottes MD 9922 20 et MD 9922 21.</b>	<b>171</b>
<b>Annexe 5 : Courbes d'intensité tomographique axiale moyenne, écart-type, minimale et maximale des carottes MD 9922 20 et MD 9922 21.</b>	<b>181</b>
<b>Annexe 6 : Courbes d'intensité tomographique longitudinale moyenne et écart-type des carottes MD 9922 20 et MD 9922 21.</b>	<b>193</b>

***Annexe 7 : Courbes de densité gamma, vitesse des ondes P et susceptibilité magnétique des carottes MD 9922 20 et MD 9922 21.***

203

## Liste des figures.

<i>Figure 1-1 : La campagne IMAGES V 1999 (MD 99)</i>	3
<i>Figure 1-2 : Localisation des carottes (MD 99 2220 ★ et MD 99 2221 ✦) et du profil sismique (--)</i>	4
<i>Figure 1-3 : L' Estuaire du Saint-Laurent</i>	6
<i>Figure 1-4 : La sédimentation actuelle</i>	7
<i>Figure 1-5 : Fluctuations du niveau marin relatif au cours du Postglaciaire – Holocène de l'Estuaire maritime du Saint-Laurent</i>	8
<i>Figure 1-6 : Évolution du taux de sédimentation (en mm.an<sup>-1</sup>), calculé selon les âges calibrés, en fonction du temps et en fonction de la profondeur.</i>	12
<i>Figure 1-7 : Carte géologique schématique du Saint-Laurent</i>	13
<i>Figure 1-8 : Compilation des sites sangamoniens du sud-est du Canada</i>	15
<i>Figure 1-9 : Carte schématique de la transgression marine postglaciaire</i>	19
<i>Figure 1-10 : Variations climatiques de l'Hémisphère Nord</i>	20
<i>Figure 1-11 : Spectre de puissance des variations climatiques</i>	21
<i>Figure 2-1 : Signification des valeurs de densité en coupe longitudinale.</i>	24
<i>Figure 2-2 : Signification des valeurs de densité en coupe axiale</i>	24
<i>Figure 2-3 : Importance de l'effet Compton et de l'effet photoélectrique</i>	25
<i>Figure 2-4 : Représentation schématique d'un tomodynamomètre</i>	25
<i>Figure 2-5 : Représentation schématique de la couronne d'acquisition des données</i>	27
<i>Figure 2-6 : Mode de saisie des matrices de valeurs IT sous Osiris™ des clichés longitudinaux et exemples de résultats.</i>	29
<i>Figure 2-7 : Mode de saisie des matrices de valeurs IT sous Osiris™ des clichés axiaux et exemple de résultat (coupe axiale de la MD 99 2221, à 2,28 m).</i>	30
<i>Figure 2-8 : Représentation schématique du banc multi-paramètres mobile Geotek</i>	31
<i>Figure 2-9 : Exemple de faciès tomodynamométrique.</i>	36
<i>Figure 3-1 : Exemple de sédimentation turbide à base érosive repérée à l'aide des bioturbations denses (MD 9922 21-XVII : 24,30 m à 24,60 m).</i>	40
<i>Figure 3-2 : Exemple de précipitation diagénétique (MD 9922 20-XXV : 34,65 m à 34,80 m)</i>	42
<i>Figure 3-3 : Légende des figures 3-4 et 3-8.</i>	50
<i>Figure 3-4 : Synthèse des différents paramètres mesurés sur la carotte MD 992220</i>	50
<i>Figure 3-5 : Évidence de la porosité de la gaine plastique de la carotte MD 9922 20, entre 17,24 m et la surface.</i>	54
<i>Figure 3-6 : Figure de charge : MD 9922 20, entre 47,12 m et 46,80 m.</i>	56
<i>Figure 3-7 : Exemples d'enregistrement d'un événement turbiditique.</i>	56

<i>Figure 3-8 : Synthèse des différents paramètres mesurés sur la carotte MD 992221</i>	58
<i>Figure 3-9 : Exemples d'enregistrement des événements turbiditiques.</i>	63
<i>Figure 3-10 : Étude des rythmites tomodensitométriques et évolution centimétrique des paramètres granulométriques (MD 992220 – XXIII, 33,60 m à 33,90 m)</i>	65
<i>Figure 3-11 : Étude des rythmites tomodensitométriques et évolution centimétrique des paramètres granulométriques (MD 992221 – X, 14 m à 14,60 m)</i>	68
<i>Figure 3-12 : Étude des rythmites tomodensitométriques et évolution centimétrique des paramètres granulométriques (MD 992221 – XIII, 18,30 m à 19,30 m)</i>	70
<i>Figure 3-13 : Intensité tomographique moyenne et écart type longitudinaux (en UH) de la carotte MD 9922 20.</i>	74
<i>Figure 3-14 : <math>IT_{moy}^{long}</math> écarts types et spectres de puissance du premier ensemble de la carotte MD 9922 20 entre 51,58 m et 44,88 m.</i>	76
<i>Figure 3-15 : <math>IT_{moy}^{long}</math> écarts types et spectres de puissance du deuxième ensemble de la carotte MD 9922 20 entre 44,88 m et 36,94 m.</i>	77
<i>Figure 3-16 : <math>IT_{moy}^{long}</math> écarts types et spectres de puissance du troisième ensemble de la carotte MD 9922 20 entre 36,94 m et 30,34 m.</i>	78
<i>Figure 3-17 : <math>IT_{moy}^{long}</math> écarts types et spectres de puissance du quatrième ensemble de la carotte MD 9922 20 entre 30,34 m et 23,76 m.</i>	79
<i>Figure 3-18 : <math>IT_{moy}^{long}</math> écarts types et spectres de puissance du cinquième ensemble de la carotte MD 9922 20 entre 23,76 m et 14,90 m.</i>	80
<i>Figure 3-19 : <math>IT_{moy}^{long}</math> écarts types et spectres de puissance du sixième ensemble de la carotte MD 9922 20 entre 14,90 m et 8,355 m.</i>	81
<i>Figure 3-20 : <math>IT_{moy}^{long}</math> écarts types et spectres de puissance du septième ensemble de la carotte MD 9922 20 entre 8,355 m et 0 m.</i>	82
<i>Figure 3-21 : Intensité tomographique moyenne et écart type longitudinaux (en UH) de la carotte MD 9922 21.</i>	83
<i>Figure 3-22 : <math>IT_{moy}^{long}</math> écarts types et spectres de puissance du premier ensemble de la carotte MD 9922 21 entre 31,025 m et 30,105 m.</i>	84
<i>Figure 3-23 : <math>IT_{moy}^{long}</math> écarts types et spectres de puissance du deuxième ensemble de la carotte MD 9922 21 entre 30,105 m et 28,307 m.</i>	85
<i>Figure 3-24 : <math>IT_{moy}^{long}</math> écarts types et spectres de puissance du troisième ensemble de la carotte MD 9922 21 entre 28,307 m et 25,940 m.</i>	86
<i>Figure 3-25 : <math>IT_{moy}^{long}</math> écarts types et spectres de puissance du quatrième ensemble de la carotte MD 9922 21 entre 25,940 m et 13,68 m.</i>	87
<i>Figure 3-26 : <math>IT_{moy}^{long}</math> écarts types et spectres de puissance du cinquième ensemble de la carotte MD 9922 21 entre 13,68 m et 10,40 m.</i>	88
<i>Figure 3-27 : <math>IT_{moy}^{long}</math> écarts types et spectres de puissance du sixième ensemble de la carotte MD 9922 21 entre 10,40 m et 0 m.</i>	89

<i>Figure 4-1 : Corrélation des intensités tomographiques axiales et longitudinales des carottes MD 9922 20 et MD 9922 21.</i>	92
<i>Figure 4-2 : Corrélation des valeurs d'intensités tomographiques axiales (en UH) et de densités (en g.cm<sup>-3</sup>).</i>	95
<i>Figure 4-3 : Corrélation entre les valeurs d'intensités tomographiques normalisées (en UH) et les valeurs de densités gamma (en g.cm<sup>-3</sup>) des carottes MD 9922 20 et MD 9922 21.</i>	96
<i>Figure 4-4 : Évolution de la porosité gamma et X, en fonction de la granulométrie moyenne.</i>	97
<i>Figure 4-5 : Corrélation entre les valeurs de densités tomographiques normalisées (en UH) et les valeurs de vitesse des ondes P (en m.s<sup>-1</sup>) des carottes MD 9922 20 et MD 9922 21.</i>	99
<i>Figure 4-6 : Détermination des surfaces respectives de vide et de sédiments, incluant la matière organique (MD 9922 21 - I, 0,255 m).</i>	100
<i>Figure 4-7 : Vitesses des ondes P (en m.s<sup>-1</sup>) corrigées des vides entre gaine et sédiments</i>	101
<i>Figure 4-8 : Évolution de l'intensité tomographique normalisée (en UH), en fonction de la granulométrie moyenne (en µm).</i>	102
<i>Figure 4-9 : Relations entre intensité tomographique (en UH) et susceptibilité magnétique (en 10<sup>-5</sup> SI).</i>	103
<i>Figure 4-10 : Évolution du taux de sédimentation annuel et des cycles climatiques au cours de l'Holocène.</i>	107
<i>Figure 4-11 : Sous-unité 20-II-C de la carotte MD 9922 20.</i>	109
<i>Figure 4-12 : Sous-unité 20-II-B de la carotte MD 9922 20.</i>	110
<i>Figure 4-13 : Sous-unité 20-II-A de la carotte MD 9922 20.</i>	112
<i>Figure 4-14 : Sous-unité 20-I-B de la carotte MD 9922 20.</i>	114
<i>Figure 4-15 : Sous-unité 20-I-A de la carotte MD 9922 20.</i>	115
<i>Figure 4-16 : Unité 21-III de la carotte MD 9922 21.</i>	118
<i>Figure 4-17 : Unité 21-II de la carotte MD 9922 21.</i>	119
<i>Figure 4-18 : Sous-unité 21-I-B de la carotte MD 9922 21.</i>	122
<i>Figure 4-19 : Sous-unité 21-I-A de la carotte MD 9922 21.</i>	124
<i>Figure 4-20 : Corrélation des unités sismostratigraphiques obtenue par le N. O. Marion Dufresne.</i>	126
<i>Figure 4-21 : Influence des paramètres environnementaux sur le taux de sédimentation (en mm.an<sup>-1</sup>), la granulométrie moyenne (en µm) et les valeurs de susceptibilité magnétique (en 10<sup>-5</sup> SI).</i>	132
<i>Figure 4-22 : Modèle paléoenvironnemental schématique des conditions de sédimentation dans l'Estuaire maritime et le chenal Laurentien.</i>	137

## Liste des tableaux.

<i>Tableau 1-1 : Localisation et caractéristiques des carottes.</i>	3
<i>Tableau 1-2 : Caractéristiques de l'Estuaire maritime</i>	7
<i>Tableau 1-3 : Datations au <sup>14</sup>C obtenues sur la carotte MD 9922 20.</i>	10
<i>Tableau 1-4 : Datations au <sup>14</sup>C obtenues sur la carotte MD 9922 21.</i>	11
<i>Tableau 1-5 : Chronostratigraphie pléistocène et holocène</i>	14
<i>Tableau 1-6 : Synthèse de la sédimentation fini et post – wisconsinienne</i>	17
<i>Tableau 2-1 : Paramètres utilisés lors de l'acquisition des coupes longitudinales.</i>	28
<i>Tableau 2-2 : Paramètres utilisés lors de l'acquisition des coupes axiales.</i>	28
<i>Tableau 2-3 : Classes granulométriques de Udden – Wentworth</i>	34
<i>Tableau 2-4 : Classification de Folk (1974)</i>	35
<i>Tableau 3-1 : Valeurs moyennes d'intensité tomographique moyenne, minimale, maximale et écart-type et densité gamma, vitesse des ondes P et susceptibilité magnétique.</i>	53
<i>Tableau 3-2 : Valeurs d'intensité tomographique moyenne, minimale, maximale et écart-type et densité gamma, vitesse des ondes P et susceptibilité magnétique aux limites des différents ensembles.</i>	54
<i>Tableau 3-3 : Valeurs moyennes d'intensité tomographique moyenne, minimale, maximale et écart-type et densité gamma, vitesse des ondes P et susceptibilité magnétique.</i>	61
<i>Tableau 3-4 : Valeurs d'intensité tomographique moyenne, minimale, maximale et écart-type et densité gamma, vitesse des ondes P et susceptibilité magnétique aux limites des différents ensembles.</i>	62
<i>Tableau 3-5 : Coupes axiales de la section MD 9922 20 – XXIII, entre 33,60 m et 33,90 m.</i>	66
<i>Tableau 3-6 : Densités longitudinales moyennes, minimales et maximales de la zone rythmique (MD 9922 20 – XXIII, 33,60 m à 33,90 m).</i>	66
<i>Tableau 3-7 : Densités longitudinales moyennes des rythmites (MD 9922 20–XXIII, 33,60 à 33,90 m).</i>	66
<i>Tableau 3-8 : Coupes axiales de la section MD 9922 21 – X, entre 14 m et 14,60 m.</i>	67
<i>Tableau 3-9 : Densités longitudinales moyennes, minimales et maximales de la zone rythmique I (MD 9922 21 – X, 14 m à 14,60 m).</i>	69
<i>Tableau 3-10 : Densités longitudinales moyennes des rythmites de la zone rythmique I (MD 9922 21 – X, 14 m à 14,60 m).</i>	69
<i>Tableau 3-11 : Coupes axiales de la section MD 9922 21 – XIII, entre 18,30 m et 19,31 m.</i>	71
<i>Tableau 3-12 : Densités longitudinales moyennes, minimales et maximales de la zone rythmique II (MD 9922 21 – XIII, 18,30 m à 19,31 m).</i>	72
<i>Tableau 3-13 : Densités longitudinales moyennes des rythmites de la zone rythmique II (MD 9922 1121 – XIII, 18,30 m à 19,31 m).</i>	72
<i>Tableau 3-14 : Densités longitudinales moyennes, minimales et maximales de la carotte MD 9922 20.</i>	73

*Tableau 3-15 : Caractéristiques tomodynamométriques numériques des unités et ensemble de la carotte MD 9922 20.* \_\_\_\_\_ 75

*Tableau 3-16 : Densités longitudinales moyennes, minimales et maximales de la carotte MD 9922 21.* \_\_\_\_\_ 83

*Tableau 3-17 : Caractéristiques tomodynamométriques numériques des unités et ensembles de la carotte MD 9922 21.* \_\_\_\_\_ 84

*Tableau 4-1 : Synthèse des travaux d'étalonnage de l'intensité tomographique par rapport à la densité (en  $\text{g.cm}^{-3}$ ) traditionnelle (\*) et gamma.* \_\_\_\_\_ 94

*Tableau 4-2 : Épaisseurs des unités de cette étude en m et en millisecondes.* \_\_\_\_\_ 128

*Tableau 4-3 : Épaisseurs des unités définies par Massé (2001) et Syvitski et Praeg (1989).* \_\_\_\_\_ 129

## Liste des planches.

<i>Planche 1</i>	43
<i>Planche 2</i>	44
<i>Planche 3</i>	45
<i>Planche 4</i>	46
<i>Planche 5</i>	47
<i>Planche 6</i>	48

## Introduction

Le chenal Laurentien (Estuaire maritime du Saint-Laurent, Québec, Canada) s'étend depuis l'embouchure du fjord de la rivière Saguenay jusqu'au plateau continental atlantique entre Terre-Neuve et la Nouvelle-Écosse. Dans la zone d'étude, le chenal est bordé par deux plateaux continentaux descendant en pente douce jusqu'à 200 m de profondeur. Le plateau continental sud est plus large en amont (20 km) qu'en aval (moins de 10 km). Il est surtout caractérisé par un réseau complexe de bassins bloquant le transit sédimentaire vers le nord (Massé, 2001). La largeur du plateau continental nord varie de 0,5 km (en amont) à 15 km (en aval). Il est constitué de bassins comblés ou partiellement comblés, formant d'importants complexes deltaïques se déversant dans le chenal Laurentien (Loring et Nota, 1973 ; Massé, 2001).

Les sédiments transportés par les grandes rivières de la Côte Nord (rivières Saguenay, des Escoumins, Sault aux Moutons, Portneuf, Sault aux Cochons et Bétsiamites) proviennent principalement de l'érosion des sédiments glaciaires et deltaïques paraglaciers, majoritairement détritiques (Cataliotti-Valdina et Long, 1984 ; Hein *et al.*, 1993). Dans le chenal Laurentien, la colonne sédimentaire postwisconsinienne est divisée en quatre unités sismostratigraphiques (Syvitski et Praeg, 1989 ; Massé, 2001) différenciées par la proximité de la source deltaïque, qui est principalement fonction du niveau marin relatif, et des débits des affluents de la Côte Nord, contrôlés dans un premier temps par les eaux de fusion de l'inlandsis Laurentien et dans un deuxième temps par les variations climatiques.

L'objectif principal de cette étude est de déterminer l'évolution paléoenvironnementale du chenal Laurentien. Cette évolution est illustrée par l'analyse des cyclicités, en particulier le taux de sédimentation annuelle, et par une description détaillée de la sédimentation. L'objectif secondaire est de valider l'utilisation de la méthode tomodynamométrique pour l'étude des sédiments fins non consolidés. À cette fin et pour illustrer les évolutions paléoenvironnementales, un inventaire des faciès tomodynamométriques, des figures et des textures sédimentaires syn et postgénétiques est dressé. Dans un second temps, les résultats tomodynamométriques sont comparés aux données plus traditionnelles (description visuelle, granulométrie, densité gamma, vitesse des ondes P, susceptibilité magnétique).

Pour ce faire, en juin 1999, deux carottes sédimentaires ont été prélevées dans le chenal Laurentien. Ces carottages, effectués dans le cadre de la campagne V du programme IMAGES (*International Marine Global Change Studies*) MD 99, ont échantillonné les séries sédimentaires holocènes et on atteint une discordance majeure, déjà mise en évidence à partir de données de stratigraphie sismique de Syvitski et Praeg (1989) et Massé (2001).

La carotte aval, MD 9922 20 (48°38'24''N , 68°37'48''O) prélevée par 320 m de profondeur, est longue de 51,58 m. Elle est localisée au sein d'un vaste bassin sédimentaire au large de Rimouski. La carotte amont, MD 9922 21 (48°10'25''N , 69°30'36''O) prélevée par 210 m de profondeur, est longue de 31,025 m. Elle est localisée sur la remontée occidentale du chenal Laurentien, au sud-ouest des Escoumins.

Dans un premier temps, les propriétés physiques (densité gamma, vitesses des ondes P et susceptibilité magnétique) de ces deux carottes ont été analysées à l'aide du banc MST de Geotek, selon un intervalle de 2 cm. Dans un second temps, une représentation pseudo-3D des figures sédimentaires des carottes et un profil de densité très haute résolution (1,015 mm en vertical et 0,25 mm en horizontal) sont obtenus au moyen d'un tomodensitomètre GE. Enfin, les carottes ont été ouvertes, décrites et échantillonnées selon un pas de 1 cm.

Ce mémoire est divisé en cinq chapitres. Le premier chapitre présente les cadres géographiques, géologiques, hydrodynamiques, paléoclimatiques et sédimentologiques de la zone d'étude. Le deuxième chapitre détaille les méthodes de mesures utilisées, en particulier la tomodensitométrie. Le troisième chapitre présente les résultats obtenus, soit : un inventaire des figures et faciès sédimentaires reconnus par tomodensitométrie, la description combinée (tomodensitométrie et visuelle) des carottes, l'évolution de la granulométrie moyenne, des paramètres granulométriques et des textures sédimentaires et les profils géophysiques (densité gamma, vitesse des ondes P et susceptibilité magnétique) et tomodensitométriques. Une analyse plus détaillée de trois zones de rythmicité remarquable a été conduite. Toujours dans le chapitre 3, une analyse visuelle et mathématique du profil des valeurs IT longitudinales a permis de souligner les différentes périodicités enregistrées. Le quatrième chapitre présente l'ensemble des interprétations et des discussions. Enfin, le chapitre cinq conclut cette étude.

## **Chapitre 1 : Le cadre.**



L'étude tomodynamométrique de la sédimentation holocène du chenal Laurentien est basée sur deux carottes prélevées au cours de la campagne V du programme IMAGES (*International Marine Global Change Studies*) MD 99. L'objectif de ce programme est de mieux comprendre les mécanismes et conséquences des changements climatiques. Les deux carottes, prélevées à l'extrémité occidentale du chenal Laurentien, dans l'Estuaire maritime du Saint-Laurent, Canada, ont été analysées par tomodynamométrie axiale.

### 1.1 La mission IMAGES MD 99.

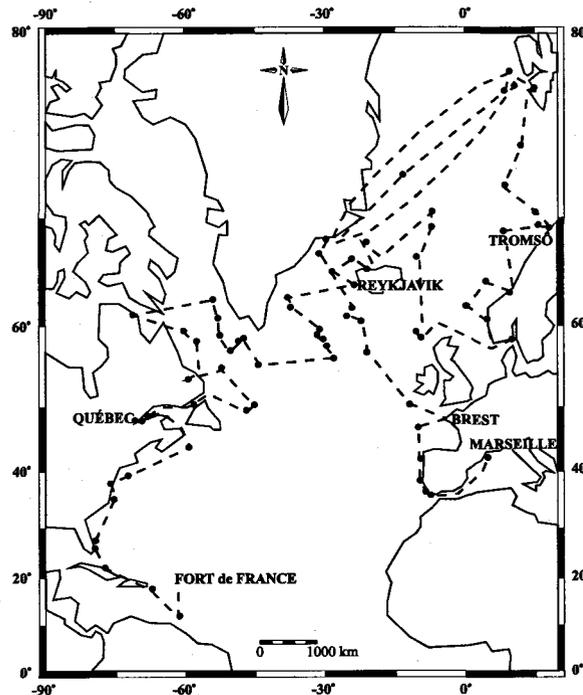


Figure 1-1 : La campagne IMAGES V 1999 (MD 99)

(modifiée d'après IMAGES, 2001).

	Position		Longueur (en m)	Profondeur (en m)
	Latitude	Longitude		
MD 99 2220	48°38'24'' N	68°37'48'' O	51,58	320
MD 99 2221	48°10'25'' N	69°30'36'' O	31,025	210

Tableau 1-1 : Localisation et caractéristiques des carottes.

La mission IMAGES V 1999 (ou MD 99) avait pour zone d'étude l'Atlantique Nord et Central (fig. 1-1). Les deux carottes (fig. 1-2 et tab. 1-1) ont été prélevées par le N. O. Marion Dufresne au cours du transect Norfolk – Québec, leg 1.

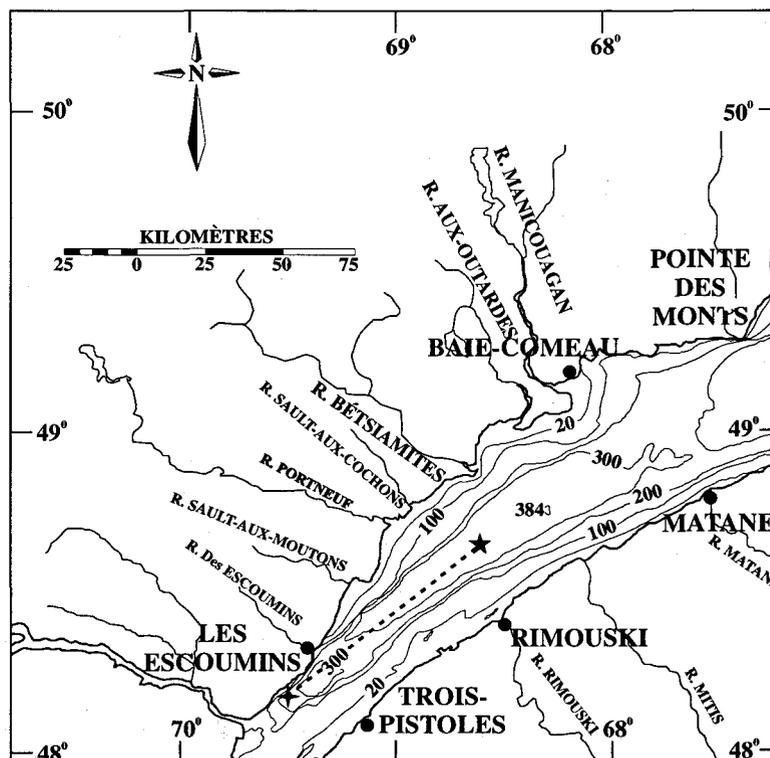


Figure 1-2 : Localisation des carottes (MD 99 2220 ★ et MD 99 2221 ◆) et du profil sismique (---).

Les carottages ont été effectués à l'aide d'un carottier gravitaire de cinq tonnes. La carotte MD 9922 20 (fig. 1-2 et tab. 1-1) est située au cœur du chenal Laurentien, au centre d'un vaste bassin, au large de Rimouski, à une profondeur de 320 m. La seconde carotte, MD 9922 21 (fig. 1-2 et tab. 1-1), a été prélevée au niveau de la remontée occidentale du chenal Laurentien, près de Les Escoumins, sous une colonne d'eau de 210 m.

## 1.2 Problématique et objectifs de cette étude.

La zone d'étude est localisée dans le chenal Laurentien, au sein de l'Estuaire maritime du Saint-Laurent à sa confluence avec les tributaires de la rive sud et les grandes rivières de la Côte Nord.

Surmontant le substratum rocheux, les sédiments de la vallée du Saint-Laurent hérités de l'histoire glaciaire et des épisodes interglaciaires quaternaires ont, en partie, été érodés. Cette érosion s'est poursuivie à l'Holocène, principalement par la remobilisation des constructions sédimentaires deltaïques postglaciaires.

La connaissance du système sédimentaire du chenal Laurentien est limitée géographiquement et chronologiquement. Les données géophysiques recueillies dans l'Estuaire maritime et le Golfe (Syvitski et Praeg, 1989) ont permis d'élaborer une première esquisse, en accord avec les modèles en place au niveau

terrestre (Dionne, 1977 ; Occhietti et Clet, 1989 ; Hocq et Martineau, 1994 ; Dionne et Occhietti, 1996 ; Dionne, 2001). Au-dessus d'un niveau imperméable aux ondes sismiques hautes fréquences, la succession suivante est représentée : sédiments de contact glaciaire ; sédiments proglaciaires proximaux, grossiers ; sédiments distaux, fins d'environnement marin ; sédiments deltaïques paraglaciers ; sédiments postglaciaires triés dans les zones peu profondes et boues riches en matières organiques en profondeur (Syvitski et Praeg, 1989). Des données plus récentes (Massé, 2001) ont mis en évidence la présence de phases sédimentaires antérieures à la dernière glaciation, en particulier dans le chenal Laurentien. Elles ont également souligné la nature turbiditique des sédiments participant aux phases de construction deltaïque postglaciaires.

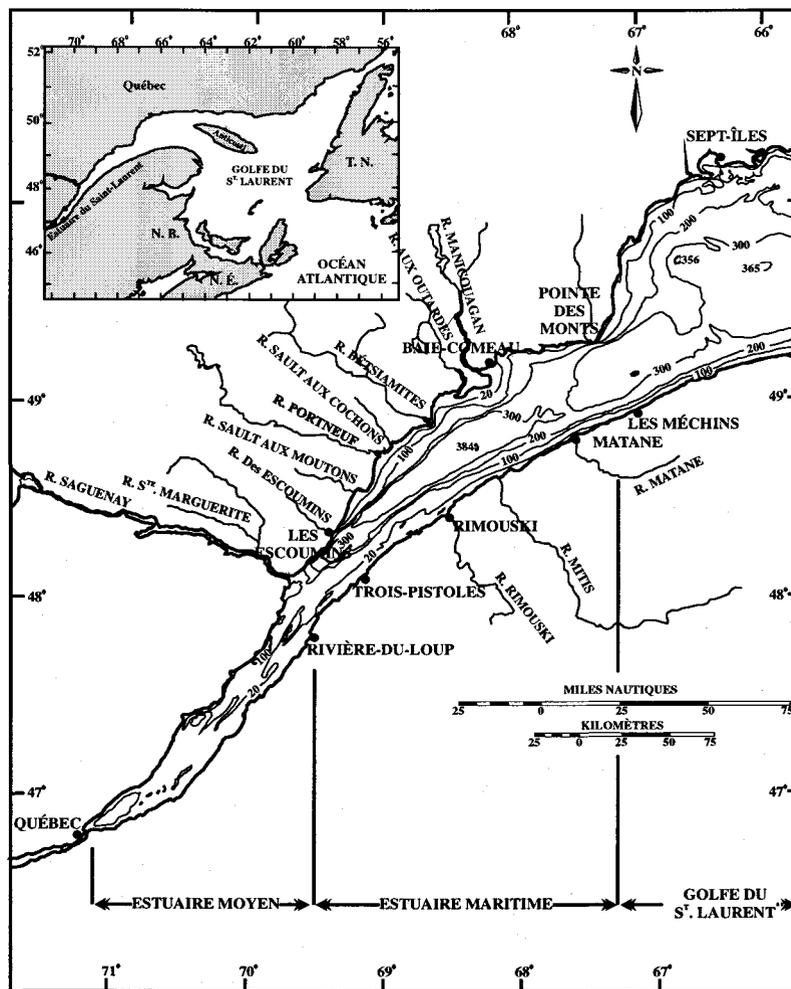
Ces modèles sont basés uniquement sur l'interprétation de faciès sismiques. Aucun calage n'a été effectué à partir de carottes. La définition et la reconnaissance des cycles de sédimentation, basées sur les figures sédimentaires et les successions enregistrées, permettent de lever le voile sur les conditions de sédimentation à l'Holocène, dans l'Estuaire maritime du Saint-Laurent. L'apport de la tomodynamométrie à l'étude des carottes, par rapport aux techniques traditionnelles, permet la visualisation pseudo-3D des figures sédimentaires. Les résolutions, tant en densité que spatiale, autorisent également l'approfondissement des connaissances sur les dépôts et sur les conditions et mécanismes de sédimentation détritique.

Cette étude a pour objectif premier de déterminer l'évolution paléoenvironnementale du chenal Laurentien par le biais d'un inventaire des faciès sédimentaires et des cycles de sédimentation postglaciaires – holocènes du chenal Laurentien. Le cadre obtenu sera confronté aux modèles de sédimentation proposés dans la littérature. L'objectif secondaire est de valider les méthodes tomodynamométriques pour l'étude des sédiments fins non consolidés. À cette fin, les données tomodynamométriques qualitatives et quantitatives, sédimentologiques et géophysiques seront corrélées.

### **1.3 L'Estuaire maritime actuel du Saint-Laurent.**

L'Estuaire du Saint-Laurent (fig. 1-3) s'étend entre Trois-Rivières, en amont, et Pointe-des-Monts, en aval (Godin, 1979 ; El-Sabh et Silverberg, 1990 ; Centre Saint-Laurent, 1992). Une subdivision, principalement d'origine physiographique, le divise en trois sections (fig. 1-3 et tab. 1-2) : (1) l'Estuaire fluvial ; (2) l'Estuaire moyen ; (3) l'Estuaire maritime. La zone d'étude est localisée dans ce dernier, qui est circonscrit en amont par le fjord de la rivière Saguenay (Tadoussac – l'Isle-Verte) et en aval, par Pointe-des-Monts (El-Sabh et Silverberg, 1990). Morphologiquement, l'Estuaire maritime, long de 230 km, est dominé par le chenal Laurentien et bordé par deux étroites plates-formes.

Une meilleure compréhension de la dynamique sédimentaire est possible à l'aide d'une brève revue des conditions hydrodynamiques et de l'importance relative des tributaires de l'Estuaire maritime, en particulier ceux de la Côte Nord, ainsi que des phénomènes régnant au sein du chenal Laurentien.



**Figure 1-3 : L' Estuaire du Saint-Laurent**  
(modifiée d'après El-Sabh et Silverberg, 1990).

### 1.3.1 Les paramètres hydrodynamiques de l'Estuaire maritime (tab. 1-2).

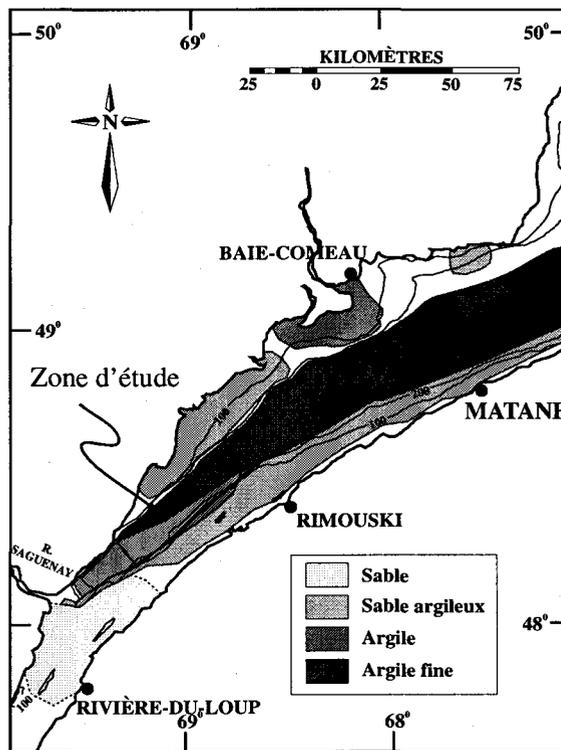
Le débit liquide du fleuve Saint-Laurent est de  $12000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , à Québec, soit 44% de plus qu'à l'exutoire des Grands Lacs (Frenette et Verrette, 1990). Il atteint  $14100 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  à la Malbaie et  $16800 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  à Baie-Comeau (Centre Saint-Laurent, 1992). La différence de débit liquide entre la Malbaie, en amont, et Baie-Comeau, en aval, démontre l'importance des affluents sur cette section.

Les Grands Lacs constituent un bassin de décantation pour le système Saint-Laurent (Kranck, 1979). Avec une charge sédimentaire de  $1,1 \cdot 10^6 \text{ tonnes} \cdot \text{an}^{-1}$  (d'Anglejan et Smith, 1973) et un taux de particules en suspension de  $20 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$  (Frenette et Verrette, 1990), le Saint-Laurent est un des grands fleuves le moins turbide au monde (d'Anglejan et Smith, 1973).

	Limites amont et aval	Largeur	Profondeur	Débit moyen annuel (en $m^3.s^{-1}$ , entre 1981 et 1991)	Principaux tributaires			
					Rive Nord	Débit moyen annuel à l'embouchure (en $m^3.s^{-1}$ )	Rive Sud	Débit moyen annuel à l'embouchure (en $m^3.s^{-1}$ )
Estuaire Maritime	Tadoussac / L'Isle-Verte	à Baie Comeau : 60 km	100 à	La Malbaie : 14100	Saguenay	1760	Rimouski	31
	Pointe-des-Monts / entre Matane et Saint-Anne-des-Monts		300 m	Baie-Comeau : 16800	Betsiamites	382	Métis	31
					Aux-Outardes	555	Matane	41
					Manicouagan	1006		

**Tableau 1-2: Caractéristiques de l'Estuaire maritime**

(compilation d'après Godin, 1979 ; Cataliotti-Valdina et Long, 1984 ; El-Sabh et Silverberg, 1990 ; Centre Saint-Laurent, 1992).



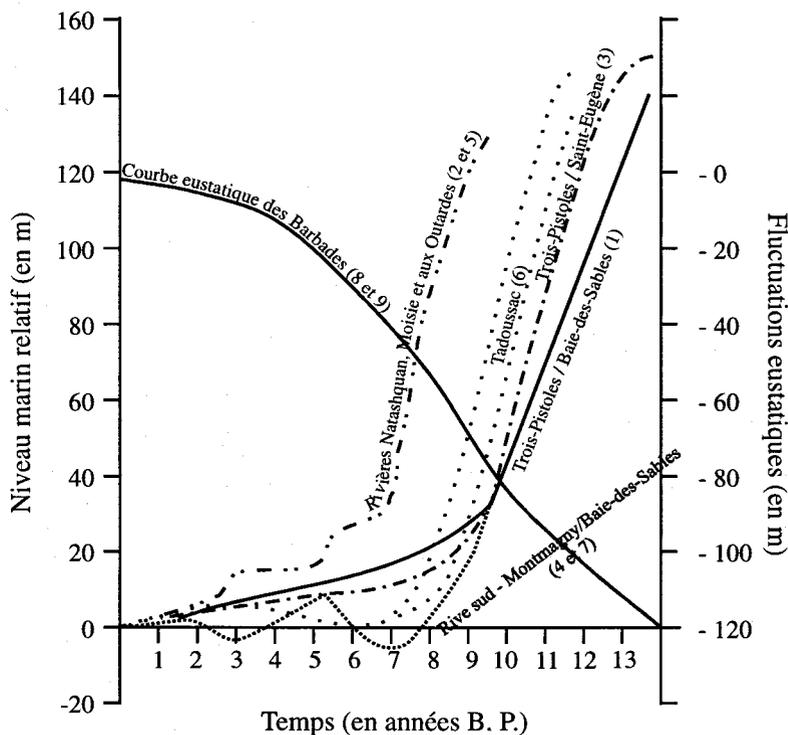
**Figure 1-4 : La sédimentation actuelle**

(modifiée d'après Kranck, 1979).

Les sédiments de l'Estuaire maritime (fig. 1-4) sont essentiellement composés de minéraux détritiques du Bouclier canadien (d'Anglejan, 1990). Ils sont soit d'origine primaire, par altération météorique actuelle, soit hérités de l'histoire quaternaire (Cataliotti-Valdina et Long, 1983 et 1984). Le lit sédimentaire du chenal Laurentien s'est construit au Quaternaire pré - Wisconsinien, majoritairement, par des apports axiaux en provenance du fleuve Saint-Laurent (Massé, 2001). Au Postglaciaire - Holocène, les

sédiments ont principalement été apportés par les tributaires de la Côte Nord (Massé, 2001). Les sédiments superficiels actuels dans le chenal Laurentien sont des argiles sableuses (entre 5% et 30% de sable et de 30% à 55% d'argiles), avec une augmentation de la fraction sableuse vers les pentes du chenal. Les sédiments de l'axe du chenal ont des rapports argile / silt de 1 : 1. La sédimentation des plates-formes bordant le chenal Laurentien est plus complexe, composée de nombreux sédiments remaniés, soit lessivés sur place, soit apportés par des radeaux de glaces (d'Anglejan, 1990).

### 1.3.2 Les tributaires de l'Estuaire maritime.



**Figure 1-5 : Fluctuations du niveau marin relatif au cours du Postglaciaire – Holocène de l'Estuaire maritime du Saint-Laurent**

(compilation d'après Locat, 1977 (1) ; Dubois, 1979 (2) ; Lortie et Guilbault, 1984 (3) ; Dionne, 1988 (4) ; Michaud, 1990 (5) ; Dionne et Occhietti, 1996 (6) ; Dionne, 2001 (7)). La courbe eustatique des Barbades (Fairbanks, 1989 (8) ; Bard et al., 1990 (9)) est ajoutée à titre de référence.

Trois affluents principaux ont leur embouchure sur la rive sud (tab. 1-2) : les rivières Rimouski, Métis et Matane, dont le débit moyen annuel varie de  $31 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , pour les deux premières, à  $41 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  pour la rivière Matane (Centre Saint-Laurent, 1992). Le substrat rocheux du bassin versant de ces trois cours d'eau appartient à la Province des Appalaches. Les sédiments exportés, en plus de la météorisation de cette dernière, sont hérités de l'histoire quaternaire et des fluctuations eustatiques relatives récentes (Silverberg, 1978). Les conditions hydrodynamiques et les hauts-fonds, subparallèles à la rive sud, bloquent le transit sédimentaire sur la plate-forme sud (Silverberg et Sundby, 1990 ; Massé, 2001). Les affluents de la rive sud n'ont donc qu'une influence marginale dans les processus sédimentaires du chenal Laurentien.

Les rivières de la Côte Nord jouent un rôle prépondérant dans les processus sédimentaires actuels, postglaciaires et holocènes (d'Anglejan, 1990 ; Massé, 2001). La rivière Saguenay, dont l'embouchure est à proximité de la remontée ouest du chenal Laurentien, les rivières Betsiamites, aux Outardes et Manicouagan sont, de part leur débit, les quatre principaux cours d'eau (tab. 1-2). Bien que régulés aujourd'hui par des barrages hydroélectriques, ces rivières constituent d'importantes sources d'apports sédimentaires dans l'estuaire (Cataliotti-Valdina et Long, 1983, 1984 ; Silverberg et Sundby, 1990). Les variations relatives du niveau marin (fig. 1-5) ont permis la construction de deltas perchés aux embouchures de ces tributaires, puis leur incision lors de la phase de régression forcée (Dionne et Occhietti, 1996 ; Hart et Long, 1996). La reprise de ces sédiments deltaïques constitue la majorité de la charge particulaire exportée vers l'estuaire (Cataliotti-Valdina et Long, 1983, 1984).

### 1.3.3 Les plates-formes latérales actuelles.

Deux étroites plates-formes bordent le chenal Laurentien. La largeur de la plate-forme sud actuelle est de 15 km entre Trois-Pistoles et Rimouski et décroît à moins de 5 km au niveau de Matane. La plate-forme nord actuelle est pratiquement inexistante au niveau de Les Escoumins et s'élargit jusqu'à 15 km entre l'embouchure de la rivière Portneuf et Baie-Comeau. Au cours de la régression forcée (Hart et Long, 1996), d'importants deltas se sont construits sur la plate-forme nord (Syvitski et Praeg, 1989 ; Hein *et al.*, 1993 ; Hart et Long, 1996), formant un premier niveau de sédimentation (Hein *et al.*, 1993). Le bas niveau marin relatif, proche de l'actuel, et la diminution du rythme du rebond isostatique mettent à l'érosion les deltas par les courants de marée et les houles (Hein *et al.*, 1993) et facilitent l'exportation des sédiments vers le chenal Laurentien : espace d'accommodation stable mais peu important, construction sédimentaire proche du chenal, largeur du plateau minimale.

### 1.3.4 Le chenal Laurentien (fig. 1-3).

Cette vaste vallée sous-marine en auge (d'Anglejan, 1990) a une profondeur variant de 200 m à 400 m. Elle est subparallèle à l'axe de l'estuaire et est bordée par les deux plates-formes décrites précédemment. Le chenal Laurentien s'étend jusqu'à la bordure du plateau continental, entre Terre-Neuve et la Nouvelle-Écosse.

Des apports d'eau douce et de matériel terrigène arrivent par une série de rivières, principalement depuis la rive nord (Silverberg et Sundby, 1990 ; Massé, 2001). La stratification et la circulation complexe des eaux du chenal, en particulier au niveau de l'Estuaire maritime, agissent comme un piège sédimentaire efficace, et font du chenal un site préférentiel de sédimentation argileuse (Loring et Nota, 1973) (Fig. 1-4). Les taux de sédimentation actuels, mesurés à l'aide de pièges à sédiments, sont compris entre 1 mm.an<sup>-1</sup>, dans la portion du golfe du Saint-Laurent, et 4,5 mm.an<sup>-1</sup>, à l'extrémité occidentale du chenal (Silverberg *et al.*, 1985). Cependant, ces valeurs n'incluent pas les processus de transport sédimentaire sur le fond ou les capacités de remobilisation et d'érosion mis en évidence récemment (Massé, 2001) et soulignés par des

mesures à l'aide du  $^{210}\text{Pb}$  (entre  $2,5 \text{ mm.an}^{-1}$  et  $8,5 \text{ mm.an}^{-1}$ ; Silverberg *et al.*, 1986). Des données récentes corroborent ces valeurs (Saint-Onge *et al.*, 2003).

Des travaux ont été menés au Géotop (Université du Québec à Montréal et Université Mc Gill) sur les deux carottes prélevées dans le chenal Laurentien. Lors de l'ouverture et de l'échantillonnage des carottes, des coquilles et des morceaux de matière organique ont été prélevés pour être datés. Au total, ce sont neuf et onze dates qui ont été obtenues respectivement sur les carottes MD 9922 20 et MD 9922 21 (tab. 1-3 et 1-4). Les datations ont été effectuées par le laboratoire IsoTrace de l'université de Toronto et les âges sont calculés sur une base de  $\delta^{13}\text{C} = -25\text{‰}$ .

Échantillon	Profondeur (en cm)	Âges $^{14}\text{C}$ (années BP)	Âges corrigés (années BP)	+/- (1 $\sigma$ )	Âges calibrés (années cal BP)	+/- (1 $\sigma$ )	Taxa	Poids (mg)	Remarques
TO-8759	41	1020	620	50	614	77 – 119	<i>Lacuna pallidula</i>	36	Gastéropode
TO-8760	75	980	580	50	551	119 – 78	<i>Portlandia lenticula</i>	63	Bivalve
TO-8761	318.5	2290	1890	50	1891	106 – 103	mollusque	912	
TO-8762	521.5	640	240	50	282	77 – 73	pélicypode	70	Fragments
TO-8763	586.5	3930	3530	60	3897	140 – 131	<i>Astarte striata</i>	495	
TO-8764	647	4270	3870	60	4392	103 – 159	<i>Nuculana sp</i>	73	Bivalve
TO-8765	1119.5	7140	6740	70	7602	130 – 115	pélicypode	46	
TO-8766	1454	7970	7570	70	8401	150 – 116	<i>Portlandia lenticula</i>	22	Bivalve
TO-8767	4535	8730	8330	70	9258	386 – 302	pélicypode	29	Fragments

**Tableau 1-3 : Datations au  $^{14}\text{C}$  obtenues sur la carotte MD 9922 20.**

*Les lignes grisées présentent des inversions stratigraphiques d'âges.*

Les âges  $^{14}\text{C}$  sont, dans un premier temps, corrigés de l'effet de réservoir de l'Atlantique Nord (Bard, 1988), selon une correction standard de  $-400$  ans, déjà appliquée pour des échantillons du chenal Laurentien (de Vernal *et al.*, 2001; Saint-Onge *et al.*, 2003). Dans un second temps, les âges sont étalonnés à l'aide du logiciel Calib 4-3 (Stuiver *et al.*, 1998). Tous les âges mentionnés dans le texte sont donc calibrés (cal BP).

Des inversions stratigraphiques d'âges sont visibles. Le sommet de la MD 9922 20, entre la surface et 318,5 cm, est constitué de sédiments plus anciens que ceux sous-jacents (tab. 1-3). Trois âges obtenus dans la MD 9922 21, vers 615 cm, 755 cm et 1606 cm de profondeur, sont également plus anciens que les sédiments sous-jacents. Ces inversions sont cohérentes avec la sédimentation de type turbiditique déjà mise en évidence au sein du chenal.

Les taux de sédimentation ont pu être calculés à partir des dates  $^{14}\text{C}$  (Saint-Onge, comm. pers.) calibrées, en prenant en compte les sédiments ayant flué lors du carottage, dont l'épaisseur est estimée à 14 cm (Saint-Onge *et al.*, 2003) (fig. 1-6).

Échantillons	Profondeur (en cm)	Âges <sup>14</sup> C (années BP)	Âges corrigés (années BP)	+/- (1 $\sigma$ )	Âges calibrés (années cal BP)	+/- (1 $\sigma$ )	Taxa	Poids (mg)	Remarques
TO-8748	50.5	540	140	50	167	142 – 111	<i>Macoma balthica</i>	45	
TO-8749	95.5	960	560	50	540	116 – 77	<i>Nuculana pernula</i>	57	Fragments
TO-8750	225	1830	1430	60	1357	121 – 118	<i>Mytilus edulis</i>	996	
TO-8751	363	2810	2410	60	2550	201 – 165	pélicypode	15	Fragments
TO-8752	615	4720	4320	100	4946	220 – 218	<i>Yoldia myalis</i>	41	Fragments
TO-8753	755	5630	5230	60	5989	178 – 120	mollusque	39	Fragments
TO-8754	980.5	3470	3070	90	3348	185 – 191	<i>Astarte montagui</i>	37	
TO-8755	1187.5	7530	7130	70	7964	139 – 112	pélicypode	229	Fragments
TO-8756	1315.5	8200	7800	70	8686	230 – 172	<i>Macoma balthica</i> ?	46	Fragments
TO-8757	1606	8250	7850	70	8772	180 – 209	pélicypode	119	Fragments
TO-8758	2067.5	8220	7820	170	8719	363 – 392	<i>Nuculana pernula</i>	23	

Tableau 1-4 : Datations au <sup>14</sup>C obtenues sur la carotte MD 9922 21.

Les lignes grisées présentent des inversions stratigraphiques d'âges.

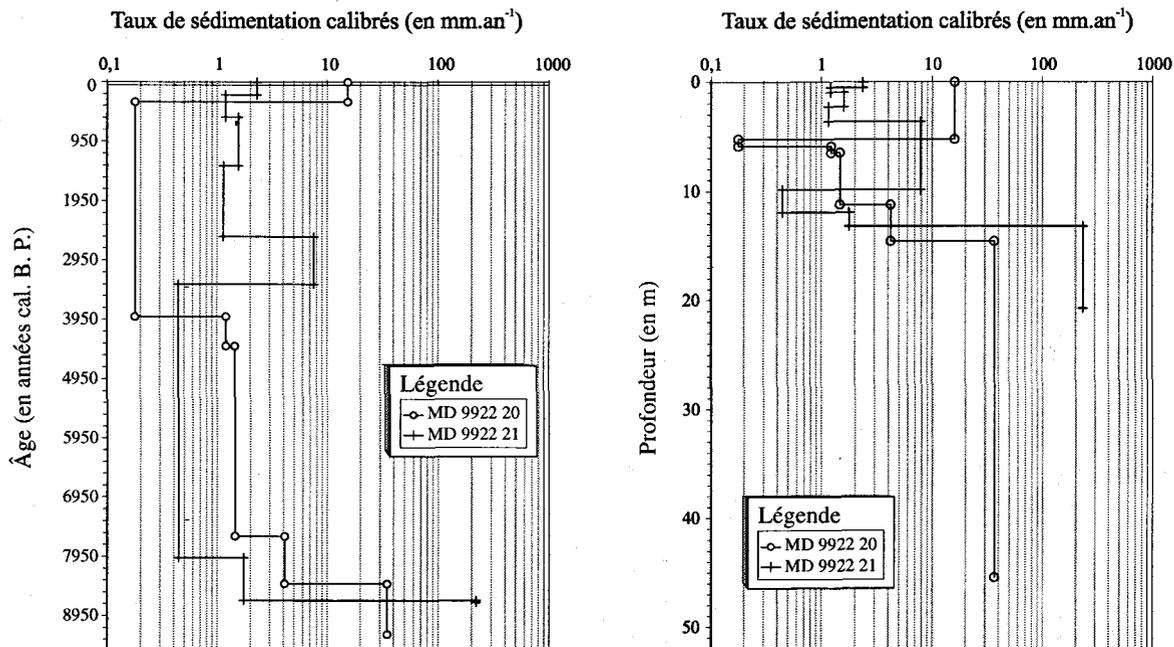
Les taux de sédimentation contemporains calculés à partir des âges <sup>14</sup>C sont du même ordre de grandeur que ceux déterminés par Silverberg *et al.* (1985 et 1986), entre 15,8 mm.an<sup>-1</sup> et 2,4 mm.an<sup>-1</sup> respectivement dans la carotte MD 9922 20 et dans la carotte MD 9922 21.

L'évolution du taux de sédimentation au cours de l'Holocène a également été étudiée (fig. 1-6). Le taux de sédimentation de l'unité à la base de la carotte MD 9922 21 n'est pas connu en raison de l'absence de datation. Le taux de sédimentation au cours de l'unité glaciomarine est estimé à 36 mm.an<sup>-1</sup> dans la carotte MD 9922 20 (45,35 m : 9258 cal BP, TO-8767 ; 14,54 m : 8401 cal BP, TO-8766) et à 228 mm.an<sup>-1</sup> dans la carotte MD 9922 21 (20,675 m : 8719 cal BP, TO-8756 ; 13,155 m : 8686 cal BP, TO-8758). À la base de l'unité postglaciaire, les taux de sédimentation diminuent jusqu'à 0,2 mm.an<sup>-1</sup> (5,875 m : 3897 cal BP, TO-8763) et 0,5 mm.an<sup>-1</sup> (9,805 m : 3348 cal BP, TO-8754), respectivement dans la MD 9922 20 et la MD 9922 21. Dans la carotte MD 9922 20, le taux de sédimentation est stable (5,215 m : 282 cal BP, TO-8762) puis augmente jusqu'à 15,8 mm.an<sup>-1</sup>, vers le sommet de l'unité postglaciaire. Dans la carotte MD 9922 21, les taux de sédimentation sont irréguliers, variant entre 7,74 mm.an<sup>-1</sup> (entre 9,805 m : 3348 cal BP, TO-8754 et 3,63 m : 2550 cal BP, TO-8751) et 1,2 mm.an<sup>-1</sup> (entre 3,63 m et 2,25 m : 1357 cal BP, TO-8750), avec une tendance croissante vers la surface : 2,4 mm.an<sup>-1</sup> (0,505 m : 167 cal BP, TO-8748).

#### 1.4 Le contexte géologique.

L'Estuaire maritime du Saint-Laurent se situe à la convergence de trois grands ensembles géologiques (fig. 1-7). Au nord, le Bouclier canadien comprend trois grandes provinces (Hoffman, 1989), dont une seule, la Province de Grenville, est en contact avec la zone étudiée. Elle constitue la plus grande

partie du substrat des principaux tributaires de l'Estuaire du Saint-Laurent. Le domaine litho-tectonique des Appalaches et la Plate-forme sédimentaire du Saint-Laurent représentent le substratum de l'Estuaire du Saint-Laurent, ainsi que des tributaires de la rive sud. Enfin, le Quaternaire, et en particulier les sédiments hérités de la déglaciation post-wisconsinienne et l'Holocène, forment le cadre sédimentologique de cette étude.



**Figure 1-6 : Évolution du taux de sédimentation (en mm.an<sup>-1</sup>), calculé selon les âges calibrés, en fonction du temps et en fonction de la profondeur.**

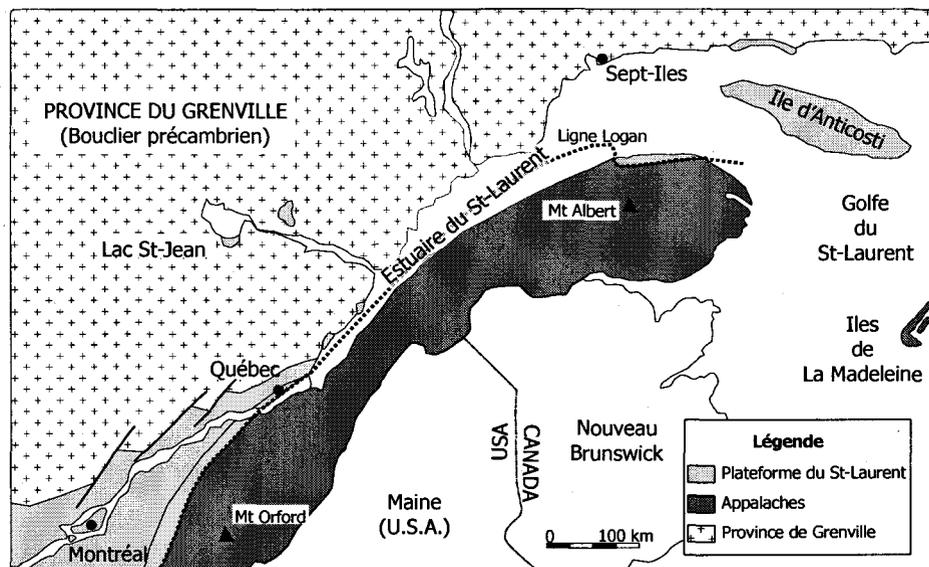
*Les âges provenant de façon évidente d'échantillons hérités ont été supprimés.*

#### 1.4.1 La Province de Grenville (fig. 1-7).

L'orogénèse grenvillienne (1050 Ma à 1000 Ma) a joint, tardivement, la Province de Grenville au craton nord-américain (Hocq, 1994). Les frontières de cette province tectonique sont matérialisées, au nord, par un front tectonique et métamorphique, le Front de Grenville. Au sud, les roches cambro-ordoviciennes de la Plate-forme du Saint-Laurent surmontent en discordance angulaire la Province de Grenville.

#### 1.4.2 La Plate-forme du Saint-Laurent et les Appalaches (fig. 1-7).

La couverture sédimentaire paléozoïque et le patron structural, à l'origine du bassin d'effondrement que forme la vallée du Saint-Laurent, sont liés à trois événements majeurs : la dislocation du supercontinent précambrien à la suite de l'ouverture de l'océan Iapetus, la formation des Appalaches lors de trois phases orogéniques successives et l'ouverture de l'Atlantique.



**Figure 1-7 : Carte géologique schématique du Saint-Laurent**

(modifiée d'après Pinet et Tremblay, 1995).

La plate-forme sédimentaire du Saint-Laurent (Cambrien à Silurien) repose en discordance sur la Province de Grenville et constitue le substrat rocheux de l'estuaire. La ligne Logan, zone de failles de chevauchement, en matérialise la limite sud et la sépare des Appalaches *sensu stricto* (Pinet et Tremblay, 1995).

Les Appalaches résultent de la superposition de trois grandes phases de sédimentation et de volcanisme (Cambro-Ordovicien, Siluro-Dévonien et Permo-Carbonifère). Elles sont limitées par des discordances d'érosion majeures (Williams et Hatcher, 1982 ; Malo et Bourque, 1993), reliées aux trois orogénèses appalachiennes : taconienne (Ordovicien tardif), acadienne (Dévonien moyen) et alléghanienne (Carbonifère).

Plus spécifiquement, la rive sud de l'estuaire est constituée d'un prisme sédimentaire, du domaine allochtone (Lebel et Kirkwood, 1998), dont les grandes lignes sont :

- du Protérozoïque terminal à l'Ordovicien moyen, une séquence de plate-forme détritique (Groupe de Postdam), synrift, surmontée de la séquence carbonatée du Beekmantown de marge passive, passant latéralement à des faciès de bordure de plate-forme (turbidites) et de sédimentation profonde.
- de l'Ordovicien moyen à supérieur, mise en place du bassin de l'avant-pays appalachien, où la plate-forme carbonatée du Groupe de Trenton est surmontée par le Flysch de l'Ordovicien supérieur puis les formations détritiques et séquences molassiques (Formation de Bécancour).

## 1.5 Contexte sédimentaire du Quaternaire régional.

Le Quaternaire, 1640 ka BP à aujourd'hui (Fulton, 1989), présente une succession de nombreuses phases de réchauffement et de refroidissement climatiques, mises en évidence par les variations des isotopes de l'oxygène de foraminifères marins ( $\delta O^{18}$ ) (Shackleton *et al.*, 1990). De ces variations, il résulte des modifications drastiques de sédimentation. Les sédiments échantillonnés dans cette étude étant attribués à l'Holocène, à l'exception de l'extrême base de la carotte MD 9922 21, attribuée au Sangamonien (Massé, 2001), une brève revue de littérature décrit la sédimentation sangamonienne, puis postwisconsinienne. Enfin, les variations climatiques depuis la fin de la glaciation Wisconsinienne et les cyclicités enregistrées au cours de l'Holocène (Ghil, 2002) sont décrites brièvement.

### 1.5.1 La sédimentation sangamonienne (tab. 1-5 et fig. 1-8).

Ère	Sous-ère	Époque	Chronozone ( <sup>1</sup> ) / Étages ( <sup>2</sup> )	Stades isotopiques	Âge (en ka)
CÉNOZOÏQUE	QUATÉNAIRE	HOLOCÈNE	Subatlantique <sup>(1)</sup>	1	2,5
			Subboréal <sup>(1)</sup>		5
			Atlantique <sup>(1)</sup>		8
			Boréal <sup>(1)</sup>		9
			Préboréal <sup>(1)</sup>		10
		PLÉISTOCÈNE	Wisconsinien <sup>(2)</sup>	2	13
				3	32
				4	64
				5	75
			Sangamonien <sup>(2)</sup>	128	

**Tableau 1-5 : Chronostratigraphie pléistocène et holocène**

(modifiée d'après Mangerud *et al.*, 1974 et Fulton, 1989).

Depuis la fin des années 80, de nombreux affleurements (fig. 1-8) et des données géophysiques ont rattaché certains corps sédimentaires au Sangamonien : sur les rives du Lac Ontario (Richard *et al.*, 1999 ; Karrow *et al.*, 2001), à l'île aux Coudres et l'estuaire du Saint-Laurent (Todd *et al.*, 1991 ; Clet et Occhietti, 1995 ; Occhietti *et al.*, 1995 ; Massé, 2001) et dans les Provinces Maritimes (Stea *et al.*, 1998 et 2001).

La séquence sédimentaire la plus complète dans l'estuaire du Saint-Laurent est représentée par la carotte de l'île-aux-Coudres. Elle est composée, depuis la base vers le sommet, (1) de dépôts glaciaires, (2) d'argiles marines compactes, (3) de rythmites marines, (4) de silts prodeltaïques et de sables et silts deltaïques et (5) de sables à foraminifères benthiques (Boespflug *et al.*, 1995 ; Occhietti *et al.*, 1995).

Cette succession illustre la transition entre Illinoïen et Sangamonien, par l'invasion d'eaux marines (Mer de Guettard) dans un bassin en dépression isostatique, suivie d'une régression marine relative et progressive, d'une durée approximative de 3500 ans (Occhietti, 2001). La partie supérieure de la séquence illustre l'optimum climatique du Sangamonien et la transition Sangamonien - Wisconsinien (Clet et Occhietti, 1995 ; Occhietti *et al.*, 1995). Les sédiments des constructions deltaïques sangamonienues de l'Estuaire maritime ont été, selon de récentes données de réflexion sismique, apportés par le Saint-Laurent (Massé, 2001).

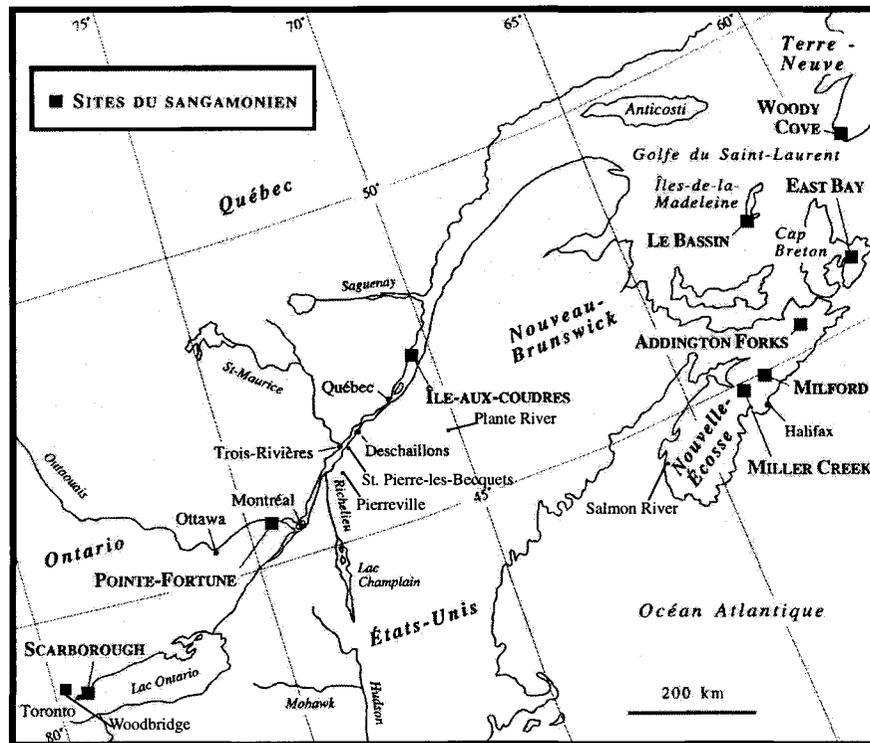


Figure 1-8 : Compilation des sites sangamonienues du sud-est du Canada (modifié d'après Richard *et al.*, 1999 ; Karrow *et al.*, 2001 ; Occhietti, 2001).

### 1.5.2 Variations relatives du niveau marin dans l'Estuaire maritime du Saint-Laurent (fig. 1-5).

Les variations relatives du niveau marin dans l'estuaire du Saint-Laurent (Dionne, 1988 et 2001) peuvent être corrélées à celle interprétées à l'embouchure de certains de ses affluents (fig. 1-5 : le Saguenay (Dionne et Occhietti, 1996) et les rivières Natashquan, Moisie et aux Outardes (Dubois, 1979 ; Michaud,

1990 ; Hart et Long, 1996)). Dans les quatre cas, le haut niveau marin résulte de la transgression marine relative postglaciaire de la Mer de Goldthwait (Dionne, 1988), vers 12,5 ka BP dans l'estuaire et à l'embouchure du Saguenay, et vers 10 ka BP, pour les trois tributaires de la Côte Nord. Ce haut niveau relatif, d'environ 100 m à 170 m au-dessus du niveau marin actuel : 140 – 150 m à Tadoussac (Dionne et Occhietti, 1996) et 170 m à Baie-Comeau (Bernatchez *et al.*, 1999), est suivi, dans l'ensemble du bassin, par une régression rapide jusque vers 7 ka BP (Dubois, 1979 ; Michaud, 1990 ; Dionne et Occhietti, 1996 ; Hart et Long, 1996 ; Dionne, 2001). Vers 7 ka BP, les interprétations diffèrent. Aux embouchures des affluents de la Côte Nord, à la fin de la régression forcée rapide jusque vers 7 ka BP, le niveau marin relatif est de l'ordre de 30 m (Dubois, 1979 ; Michaud, 1990 ; Hart et Long, 1996). Vers 7 ka BP, dans la région de Montmagny et Baie-des-Sables, sur la rive sud (Dionne, 1988 et 2001), à l'embouchure du Saguenay, à Tadoussac, (Dionne et Occhietti, 1996), le niveau marin relatif est respectivement de -10 m et 0 m par rapport au niveau actuel. À partir de 6 ka BP, une transgression relative est interprétée à l'embouchure du Saguenay jusqu'à une altitude d'environ 10 m, vers 3 ka BP (Dionne et Occhietti, 1996). Le niveau marin actuel est atteint au cours de la régression relative subséquente entre 3 ka BP et l'actuel (Dionne et Occhietti, 1996). Sur la rive sud, deux phases de transgression relative sont reconnues (Dionne, 1988 et 2001). La première phase (transgression Laurentienne, Dionne, 2001) est comprise entre 7 ka BP et 5,3 ka BP et le niveau marin relatif atteint est de l'ordre de 10 m. La seconde phase débute par un bas niveau marin de l'ordre de -4 m par rapport au niveau actuel vers 3 ka BP et se poursuit jusque vers 1,8 ka BP et une altitude d'environ +2 m par rapport au niveau actuel. Ces deux phases sont séparées par deux régressions relatives, dont la dernière mène au niveau marin actuel (Dionne, 1988 et 2001). Sur la Côte Nord, l'évolution du niveau marin relatif est interprétée comme une longue régression forcée où alternent des phases rapides (vers 5,3 ka BP et vers 2,8 ka BP) et des phases de stabilisation (entre 7 ka BP et 5,5 ka BP, entre 5 ka BP et 3ka BP) du niveau marin relatif (Dubois, 1979 ; Michaud, 1990 ; Hart et Long, 1996). Depuis 2,5 ka BP, les tributaires de la Côte Nord sont en phase régressive relative (Hart et Long, 1996).

### 1.5.3 La sédimentation postglaciaire - holocène.

L'épaisseur de la colonne sédimentaire postglaciaire - holocène, au droit du chenal Laurentien, est estimée entre 30 ms et 300 ms (Syvitski et Praeg, 1989 ; Massé, 2001). La direction des apports sédimentaires, qui était dans l'axe du Saint-Laurent au Sangamonien, est devenue latérale, les sédiments étant apportés par les tributaires de la Côte Nord (Massé, 2001).

La stratigraphie postglaciaire – holocène de l'estuaire est basée d'une part sur des données de stratigraphie sismique (Syvitski et Praeg, 1989 ; Massé, 2001) et d'autre part sur les observations sédimentologiques d'affleurements sur les rives nord et sud de l'estuaire (Dionne, 1977 et 1988 ; Occhietti et Clet, 1989 ; Dionne et Occhietti, 1996).

Environnement	Dionne (1977) Dionne et Occhietti (1996)		Occhietti et Clet (1989) Hocq et Martineau (1994)		Massé (2001)	Syvitsky et Praeg (1989)	
	Âge (en ka)		Âge (en ka)				
Fluvial, lacustre ou estuarien	0	Goldthwaith III  Inflexion de la courbe eustatique ; sédimentation faible et locale.	0	7,5	Dépôts fluviaux et lacustres	Sédiments postglaciaires actuels, turbiditiques fins à grossiers, en contact généralement conforme avec l'unité inférieure.	Sédimentation postglaciaire avec tri des sédiments peu profonds et dépôts en profondeur de boue riche en matière organique.
Fluvial, lacustre ou estuarien	8 à 9		9,5		Sédiments du Lac Lampsilis	Sédiments deltaïques proximaux, turbiditiques fins à grossiers, en contexte de chute du niveau marin voir en bas niveau marin. Le passage de cette unité à celle sous-jacente est généralement conforme.	Sédiments deltaïques paraglaciacaires avec une fusion importante de glace continentale et formation rapide de delta dans une mer en régression, relative, rapide.
Marin	10 à 12	Goldthwaith II  Phase transgressive passant à une phase régressive ; sédimentation abondante d'eau profonde à peu profonde ; édification de grands complexes deltaïques.	12,1 à 12,4 / 10,3	Sédiments de la Mer de Champlain / Mer de Laflamme (LaSalle et Tremblay, 1978)	Sédiments deltaïques distaux turbiditiques fins, très homogènes, sans structures internes identifiables, formant un important lobe deltaïque mis en place au cours de la chute du niveau marin. Le contact avec l'unité inférieure est généralement conforme, exception faite de l'embouchure du Saguenay où il passe à une surface d'érosion.	Sédiments distaux fins, déposés par des cours d'eau de fusion, dans une mer profonde ; stratification très peu prononcée ; affectés par des glissements et des transports de masses.	
Déglaciation / glacio-lacustre	10,5 à 13,5	Goldthwaith I  Phase glacio-marine, transgressive, formation de hauts deltas : Delta perché de Tadoussac	14	Varves de Danville / dépôts de retraits des glaces	Sédiments deltaïques distaux, turbiditiques très fins et homogènes, sans structures internes identifiables déposés en phase de transgression marine et haut niveau marin.	Sédiments proximaux grossiers, soit sous forme d'une mince couche concordante soit sous forme de cônes marquant un front stable.	

Tableau 1-6 : Synthèse de la sédimentation fini et post – wisconsinienne

(compilation d'après Dionne, 1977 ; Occhietti et Clet, 1989 ; Syvitski et Praeg, 1989 ; Hocq et Martineau, 1994 ; Dionne et Occhietti, 1996 ; Massé, 2001).

Dionne (1977 et 1988) a défini trois étapes de fluctuations eustatiques relatives, dans la vallée du Saint-Laurent, menant de la déglaciation à aujourd'hui (tab. 1-6) :

- Le Goldthwaithien I : phase glacio – marine courte (environ 500 ans à 1500 ans), marquée par une brève phase transgressive. La transgression peut être limitée par la vitesse de retrait du front glaciaire.
- Le Goldthwaithien II s'étend sur environ 2000 ans à 3000 ans, à partir de 10 ka BP à 12 ka BP, et constitue la phase marine principale. Il correspond à la fin de la phase transgressive et au début de la phase régressive, donc à un haut niveau marin relatif, au cours duquel des deltas perchés se construisent, tel celui de Tadoussac (Dionne et Occhietti, 1996). Il est également marqué par de nombreuses lignes de rivage et des taux de sédimentation importants.
- Le Goldthwaithien III, phase régressive, est initié au point d'inflexion de la courbe eustatique, entre 8 ka BP et 9 ka BP, et montre le passage d'un milieu marin à lacustre (lac Saint Jean, LaSalle et Tremblay, 1978) ou estuarien (Estuaire du Saint-Laurent).

La seconde approche (tab. 1-6) de la stratigraphie de la vallée du Saint-Laurent est basée sur la corrélation des affleurements et les reconstitutions palynostratigraphiques (Occhietti et Clet, 1989 ; Clet et Occhietti, 1995). La phase glaciaire est représentée par le Till de Gentilly. Le début de la déglaciation et le milieu glacio-lacustre sont reconnus dans les Varves de Danville et divers dépôts attribués aux retraits des glaces. Le Mer de Champlain, pour le secteur en amont de Québec, celle de Laflamme, au lac Saint-Jean (LaSalle et Tremblay, 1978), et la Mer de Goldthwait, à l'est de Québec forment la phase marine. Les sédiments de la Mer de Champlain sont surmontés par des sédiments de type lacustre (sédiments du Lac Lampsilis), puis des dépôts fluviaux subactuels à actuels. La Mer de Laflamme est remplacée par le Lac Saint-Jean. Les sédiments fins de la Mer de Goldthwait sont surmontés par une sédimentation fluviale à estuarienne proche des conditions actuelles.

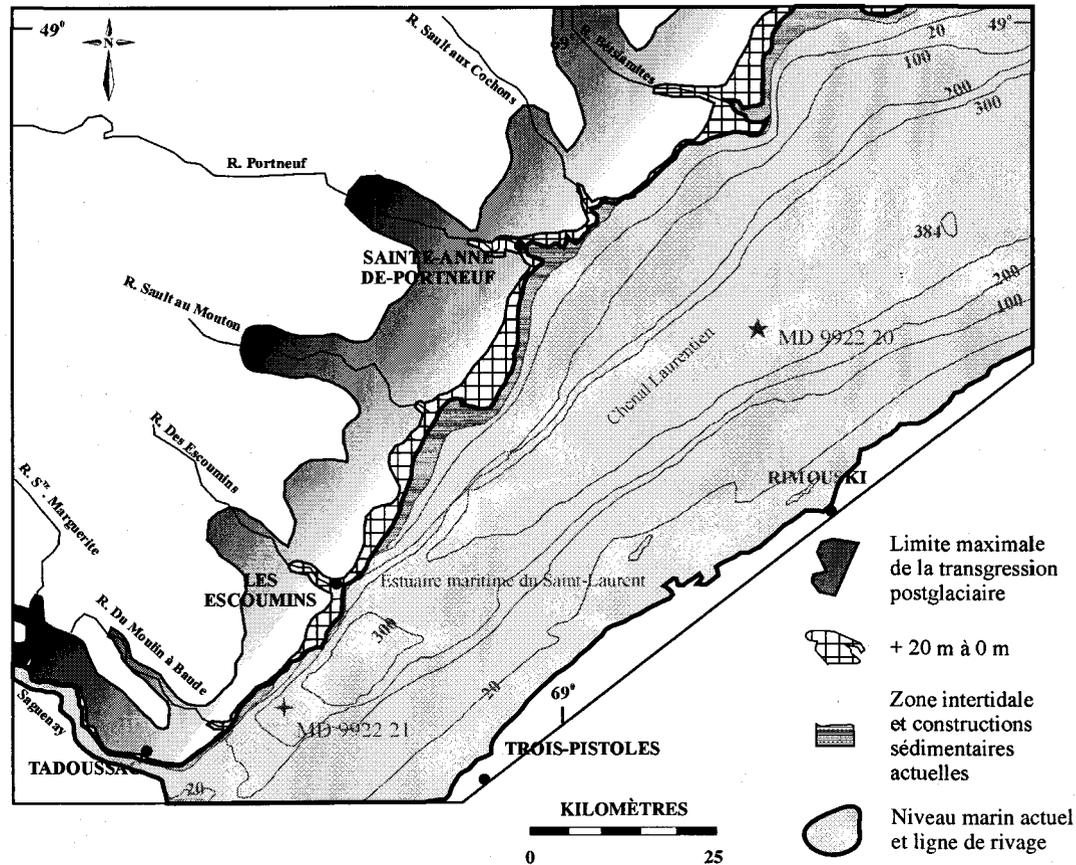
La dernière approche est basée sur l'étude des corps sédimentaires de l'estuaire et du golfe du Saint-Laurent. Les méthodes de stratigraphie sismique (géométrie des dépôts et faciès sismiques) permettent deux interprétations (tab. 1-6) selon la puissance et la fréquence utilisées. Syvitski et Praeg (1989) détaillent la sédimentation postglaciaire – holocène en cinq unités :

- Sédiments de contact comprimés par le glacier et / ou déposés par lui.
- Sédiments proximaux grossiers.
- Sédiments distaux fins déposés par des cours d'eaux de fusion dans une mer profonde et reliés aux invasions marines.
- Sédiments deltaïques paraglaciers avec formation rapide de delta dans une mer en régression relative rapide.
- Sédimentation postglaciaire avec tri des sédiments peu profonds et dépôts plus en profondeur de boues riches en matière organique.

Massé (2001) a interprété différemment la succession verticale des faciès :

- Sédiments deltaïques distaux turbiditiques très fins et homogènes, sans structure interne identifiable, déposés en phase de transgression marine et haut niveau marin relatif. Le contact avec l'unité supérieure est généralement conforme, sauf à l'embouchure du Saguenay où il passe à une surface

d'érosion. Compte tenu des altitudes maximales atteintes au cours de la transgression postglaciaire (140–150 m à Tadoussac, Dionne et Occhiatti, 1996 ; 170 m à Baie-Comeau, Bernatchez *et al.*, 1999) (fig. 1-9), les deltas, entre Tadoussac et la vallée de la rivière du Moulin à Baude, étaient localisés entre 5 km et 25 km à l'intérieur des terres, par rapport au chenal Laurentien (soit la courbe bathymétrique de -200 m). Cette distance croît entre Les Escoumins (de 5 km à 25 km) et Sainte-Anne-de-Portneuf (de 25 km à 40 km) et est stable jusqu'à la rivière Betsiamites. La surface d'érosion à l'embouchure du Saguenay est probablement due à d'importants glissements de terrains (Massé, 2001).



**Figure 1-9 : Carte schématique de la transgression marine postglaciaire**

(modifiée d'après Dionne, 1977, Dionne et Occhiatti, 1996, Bernatchez *et al.*, 1999), incluant la zone comprise entre 0 m et + 20 m et l'extension des zones intertidales et constructions sédimentaires actuelles.

- Sédiments deltaïques distaux turbiditiques fins, très homogènes, sans structures internes identifiables, formant un important lobe deltaïque mis en place au cours de la chute du niveau marin relatif. Le passage de cette unité à celle sus-jacente est généralement conforme. Au cours de cette phase de sédimentation, le niveau marin relatif chute de 140 m – 150 m à un niveau proche de l'actuel (Tadoussac, Dionne et Occhiatti, 1996) voire à environ + 20 m (Moyenne Côte Nord, Dubois, 1979 ; Michaud, 1990 ; Hart et Long, 1996) puis se stabilise. Le niveau marin relatif de l'époque est donc confondu avec la ligne de rivage actuelle dans la région de Tadoussac (maximum 3 km dans la vallée

de la rivière du Moulin à Baude) et atteint 10 km en amont des rivières des Escoumins, Portneuf et Betsiamites. Donc, dans la région de Tadoussac, n'ayant pas de plate-forme pour construire des deltas, les sédiments ont été exportés directement dans le chenal Laurentien. À partir des Escoumins, la plate-forme s'élargit et autorise la construction de deltas.

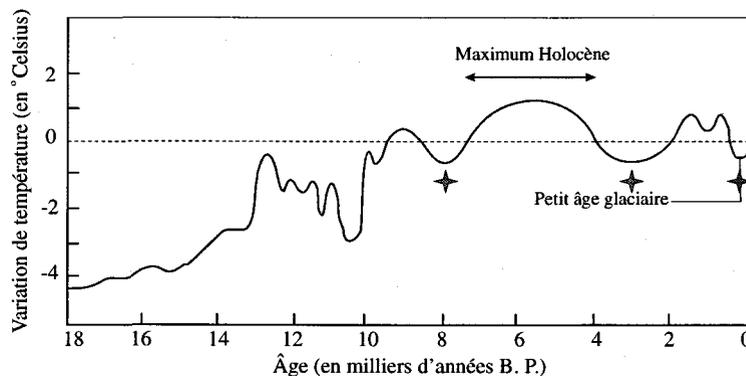
- Sédiments deltaïques proximaux, turbiditiques fins à grossiers, en contexte de chute du niveau marin voire en bas niveau marin relatif, en contact généralement conforme avec l'unité supérieure. Le niveau marin relatif est compris entre + 20 m et le niveau marin actuel et est marqué soit par une phase transgressive (Dionne et Occhietti, 1996), soit par une nouvelle phase régressive rapide puis d'un ralentissement (Dubois, 1979 ; Michaud, 1990 ; Hart et Long, 1996). La largeur de plate-forme disponible pour les constructions deltaïques est similaire à celle actuelle. Elle est croissante de moins de 5 km, au niveau des Escoumins, à plus de 20 km au large de Sainte-Anne-de-Portneuf et 15 km à l'embouchure de la rivière Betsiamites.
- Sédiments postglaciaires actuels, turbiditiques fins à grossiers.

Ces unités n'ont pu être corrélées avec celle de Syvitski et Praeg (1989) (Massé, 2001). La quatrième unité de Syvitski et Praeg (1989), interprétée dans le golfe du Saint-Laurent, en aval de la zone d'étude, n'a pu être mise en évidence sur la zone étudiée par Massé (2001).

#### 1.5.4 Les variations climatiques et les cyclicités holocènes.

Depuis la fin de l'épisode glaciaire wisconsinien, un certain nombre de périodes plus chaudes et plus froides ont marqué l'Hémisphère Nord (fig. 1-10).

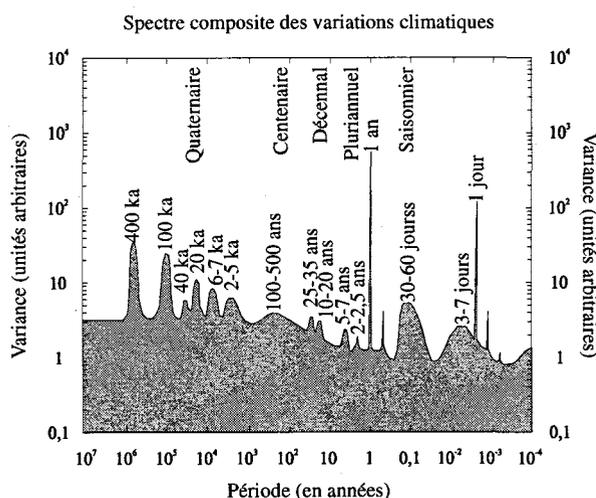
L'Holocène de l'Hémisphère Nord est marqué par trois phases froides principales. La première a eu lieu entre 8,4 ka calibrés BP (cal BP, Stuiver *et al.*, 1998) et 8 ka cal BP, peut-être provoquée par le déversement des lacs Agassiz et Ojibway dans la baie d'Hudson (Barber *et al.*, 1999). Le second épisode froid est situé entre 4 ka cal BP et 2,4 ka cal BP. Le dernier événement froid, le «Petit âge glaciaire», s'est déroulé approximativement entre 1450 et 1850, soit entre 500 cal BP et 100 cal BP (Crowley, 1996).



**Figure 1-10 : Variations climatiques de l'Hémisphère Nord**

(modifié de Crowley, 1996). Les épisodes froids postglaciaires sont notés d'une étoile.

Ces grandes fluctuations climatiques (fig. 1-10) ne sont pas les seules à avoir affectées l'Estuaire maritime du Saint-Laurent. Des cycles climatiques sont reconnus à des échelles très variables (fig. 1-11). Les variations les plus connues sont quotidiennes, saisonnières ou annuelles. Mais des cycles de plus grandes périodes existent aussi. Les récurrences du phénomène «El Niño / Southern Oscillations», ou ENSO, sont caractérisés par deux fréquences de cyclicités : une haute fréquence entre 2 ans et 2,5 ans et une basse fréquence de l'ordre de 5 ans (Ghil, 2002). Des cycles de 7,7 ans, 14 ans et 25 ans traduisent les oscillations Nord-Atlantique (NAO), les phases d'intensifications et de divagation du «Gulf Stream» et les variations de circulation thermohaline océanique (Ghil, 2002). Enfin, les périodes de 11 ans, 22 ans et 88 ans caractérisent les variations de l'activité solaire (Rind et Overpeck, 1995).



**Figure 1-11 : Spectre de puissance des variations climatiques**

(spectre composite des 10 derniers millions d'années, modifié de Ghil, 2002).

D'autres cycles, d'origine géomagnétique, observés dans le chenal Laurentien et mesurés à partir des propriétés magnétiques des sédiments, sont de l'ordre de 1250 ans et 420 ans (Saint-Onge *et al.*, 2003).

## 1.6 Conclusion.

Le chenal Laurentien, profond de 200 m et plus, ses tributaires et ses deux plates-formes forment un milieu sédimentaire analogue aux systèmes de cônes sous-marins en contexte de régression forcée. Actuellement, les plates-formes et les deltas constituent un système primaire de sédimentation. Le chenal Laurentien et les cônes sous-marins forment un système secondaire. Les sédiments, apportés principalement par les tributaires de la rive nord, entaillent les constructions deltaïques du dernier haut niveau marin relatif et alimentent ce vaste bassin. D'une part, le chenal est un important bassin de décantation (taux de sédimentation annuelle entre 15,8 mm.an<sup>-1</sup> et 1 mm.an<sup>-1</sup> ; Silverberg *et al.*, 1985 et 1986 ; Saint-Onge *et al.*, 2003), d'autre part, les fortes pentes continentales sont propices à la sédimentation turbiditique. La colonne sédimentaire du chenal Laurentien est donc caractérisée par une sédimentation mixte, typique des milieux

de sédimentation hémipélagique ou turbiditique distale, où alternent les phases de décantation et les phases turbiditiques. Or les successions sédimentaires du chenal ne sont connues qu'indirectement, à partir d'affleurements sur les rives nord et sud, et à partir de données de stratigraphie sismique. Dans ce contexte, l'expérimentation et l'application des méthodes tomodynamométriques, du fait de la très grande résolution en pseudo 3D des figures et faciès sédimentaires, vont pouvoir se révéler déterminantes dans la connaissance et la confirmation des conditions de sédimentation.

## **Chapitre 2 : Méthodologie.**



Les deux carottes prélevées dans le chenal Laurentien ont été découpées en sections de 1,50 m, numérotées et mesurées. Une règle en plastique, graduée dans le système métrique, a été positionnée sur toute la longueur afin de matérialiser le nord relatif. De plus, elle divise les carottes en deux demi-sections longitudinales équivalentes. Ces deux demi-sections sont destinées à l'archivage (notées A) ou à l'échantillonnage (notées W). Dans ce chapitre, la méthode tomodensitométrie est décrite. Les techniques de mesures physiques, obtenues à l'aide du banc multi-paramètres mobile (ou MST), et les données granulométriques sont également détaillées. Enfin, les critères utilisés dans l'interprétation des données tomodensitométriques qualitatives et quantitatives sont décrits.

## **2.1 La tomodensitométrie.**

Les sections, conservées en chambre froide, ont été analysées par tomodensitométrie, au Centre Hospitalier Régional de Rimouski, à l'aide d'un tomodensitomètre GE modèle B 7590 K Hi-Speed Advantage 2.X CT/i™. Les diverses méthodes d'acquisition et de traitement primaire des données employées dans cette étude sont détaillées, après une présentation des résultats historiques et de la technique tomodensitométrique.

### **2.1.1 Développement de la tomodensitométrie.**

Développée à l'origine comme une technique d'imagerie médicale (Hounsfield, 1973), la tomodensitométrie a pour particularité l'étude non destructrice des structures internes. Elle permet en outre de reconstruire des images 2D et 3D d'une précision extrême (Wellington et Vinegar, 1987). Chaque variation d'une unité Hounsfield correspond à un changement du coefficient d'atténuation linéaire de l'ordre de 0,1% (Wellington et Vinegar, 1987), soit une variation de  $0,001 \text{ g.cm}^{-3}$  pour l'eau de mer (Duliu, 1999). Au début des années 80, la tomodensitométrie a été appliquée en géologie pétrolière, afin de définir la géométrie et les propriétés des réservoirs (Hornapour *et al.*, 1985 ; Champanhet *et al.*, 1989 ; Hicks *et al.*, 1992). Depuis, la méthode a servi à évaluer certaines propriétés physiques des sédiments, telles que la granulométrie, la porosité et la densité (Wellington et Vinegar, 1987 ; Boespflug *et al.*, 1994 ; Amos *et al.*, 1996 ; Orsi et Anderson, 1999 ; Tsuchiyama, *et al.*, 2000). De façon plus qualitative, la tomodensitométrie a été utilisée pour la description d'échantillons de fumerolles océaniques (Tivey et Singh, 1997) ou de nodules polymétalliques (Duliu *et al.*, 1997). Enfin, Boespflug *et al.* (1995) ont jeté les bases d'une stratigraphie tomodensitométrique, en combinant les apports qualitatifs et quantitatifs de la méthode.

### **2.1.2 Théorie.**

La tomodensitométrie est une méthode radiologique de mesure de la densité, traduite en intensité tomographique (IT) et exprimées en unités Hounsfield (UH). Cette échelle est définie à l'origine pour des

fins médiales ( $IT_{air} = -1000$  UH,  $IT_{eau} = 0$  UH,  $IT_{structures\ lipidiques}$  entre  $-100$  UH et  $-10$  UH,  $IT_{structures\ faiblement\ calcifiées}$  entre  $70$  UH et  $200$  UH ; Mailly, 2000). Ces valeurs sont l'expression du coefficient d'absorption au niveau de chaque volume unité, ou voxel (fig. 2-1 et fig. 2-2), selon l'expression (1) (In Amos *et al.*, 1996) :

$$IT = (1000 (\mu_s - \mu_w)) / \mu_w \quad (1)$$

Où  $\mu_w$  = coefficient d'atténuation linéaire de l'eau douce, en  $g.cm^{-1}$ ,

$\mu_s$  = coefficient d'atténuation linéaire des sédiments, en  $g.cm^{-1}$ , est fonction de la masse volumique des sédiments,  $\rho_s$  (Amos *et al.*, 1996) et s'obtient au moyen de la loi de Beer (2) (In Knoll, 1989) :

$$I/I_0 = e^{-\mu_s x} \quad (2)$$

Avec,  $I_0$  et  $I$ , respectivement, intensité du faisceau émis par la source et transmis par l'échantillon, et  $x$ , l'épaisseur de l'échantillon.

Quatre processus sont impliqués dans l'absorption des rayons X : l'effet photoélectrique, l'effet Compton, la dispersion de Raleigh et la génération de paire (Siegbahn, 1967). Ils sont fonction de l'énergie des photons émis par la source de rayonnement et du numéro atomique du milieu traversé. Dans le cas des rayonnements X, l'effet photoélectrique est le processus le plus important avec l'effet Compton.

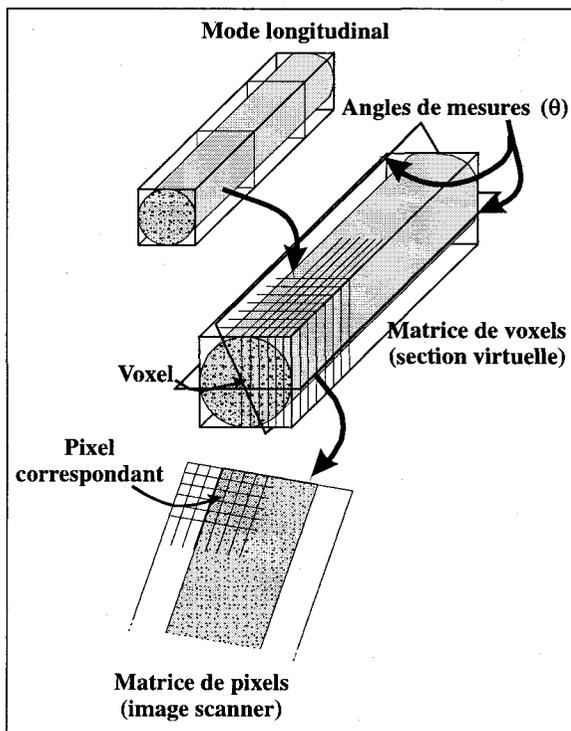


Figure 2-1 : Signification des valeurs de densité en coupe longitudinale.

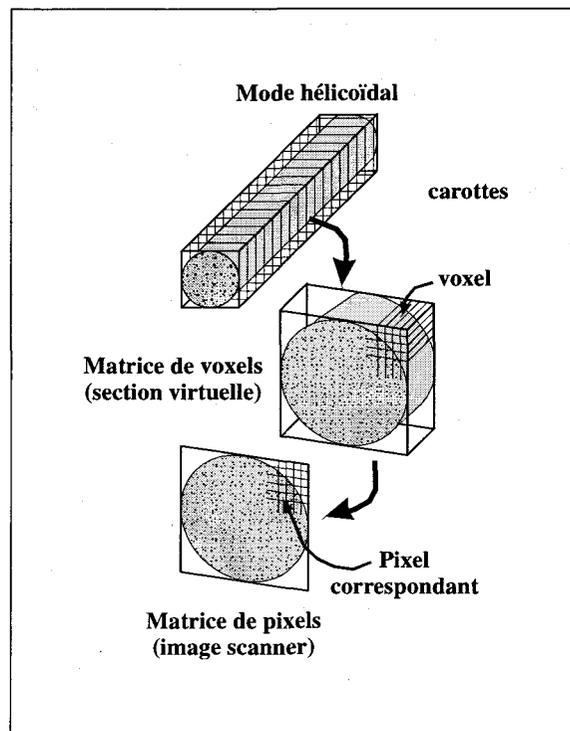


Figure 2-2 : Signification des valeurs de densité en coupe axiale

(modifiée d'après Dului, 1999).

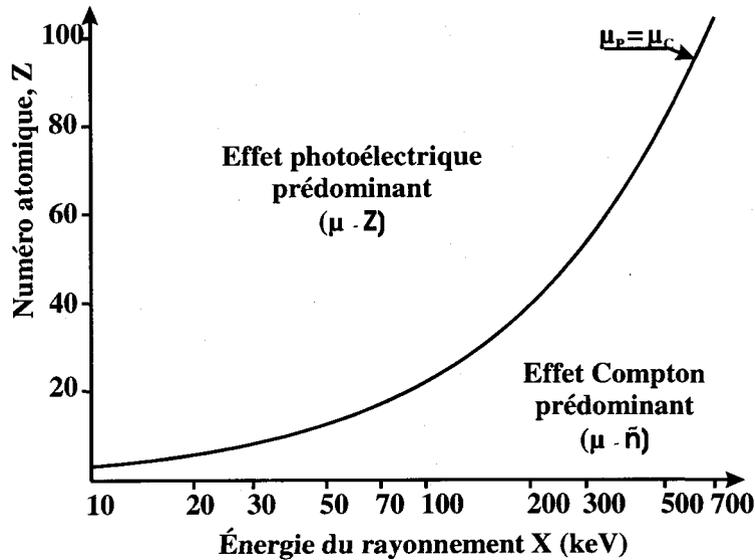


Figure 2-3: Importance de l'effet Compton et de l'effet photoélectrique (modifiée d'après Boespflug et al., 1994 et Dului, 1999).

L'effet photoélectrique se traduit par l'absorption totale d'un photon par un atome, auquel il transfère son énergie sous forme électrique. Cet effet est majoritaire pour les échantillons à numéro atomique élevé et dans le cas de rayonnements de faibles énergies (fig. 2-3). Le taux d'absorption de ce processus peut être obtenu à l'aide d'une relation empirique (Boespflug et al., 1994) (3) :

$$\mu_s = \text{constante} * Z^n / E_x^{3,2} \quad (3)$$

Où, Z, numéro atomique,

$E_x$ , énergie du rayonnement X

Et n, valeur expérimentale (pour laquelle Wellington et Vinegar (1987) proposent 3,8).

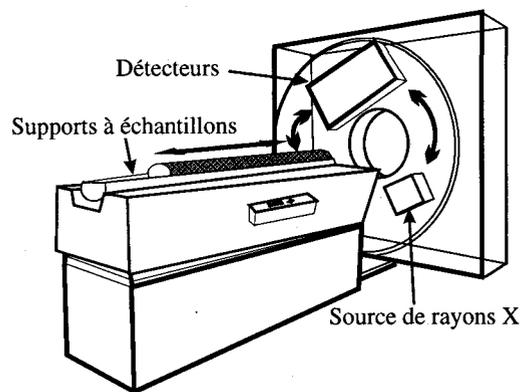


Figure 2-4 : Représentation schématique d'un tomodensitomètre (d'après Boespflug et al., 1994).

L'effet Compton est un processus de dispersion des photons, par les électrons du milieu traversé, auxquels ils transfèrent une partie de leur énergie. Ainsi, le taux d'absorption par effet Compton est

proportionnel au numéro atomique, donc, à la densité du milieu (Mac Cullough, 1975, Wellington et Vinegar, 1987, Hunt *et al.*, 1988, Dului, 1999). Cet effet est prédominant dès que  $E_x$  atteint 50 keV (fig. 2-3), la grande majorité des cas, et des échantillons à faibles numéros atomiques (Mac Cullough, 1975).

Entre 50 et 200 keV, énergie à laquelle opère la majorité des tomodensitomètres actuels, seuls les effets Compton, photoélectrique et Raleigh sont significatifs. Les énergies de mesures des données au CHR de Rimouski sont comprises entre 120 keV et 140 keV. Dès que  $E_x$  dépasse 1,022 MeV, bien au-delà du niveau d'énergie des rayonnements X, la génération de paire débute (Dului, 1999).

### 2.1.3 Effets parasites.

Le coefficient d'atténuation linéaire est une grandeur complexe où interviennent deux principaux effets parasites (Boespflug *et al.*, 1994). La superposition des longueurs d'ondes cristallographiques (0,5 Å à 2,0 Å) et radiologiques (0,1 Å à 0,8 Å) provoque la diffraction du rayonnement X dans le réseau cristallographique. De même, l'absorption préférentielle de certaines longueurs d'ondes (Morgan, 1983) est à l'origine de la dispersion du faisceau lorsque celui-ci rencontre un contraste de densité important. Cet effet de dureté ou « *beam hardening* » est particulièrement sensible dans le cas de carottes sédimentaires, aux interfaces entre matériaux peu denses (air ou eau) et matériaux plus denses (sédiments ou gaine en plastique).

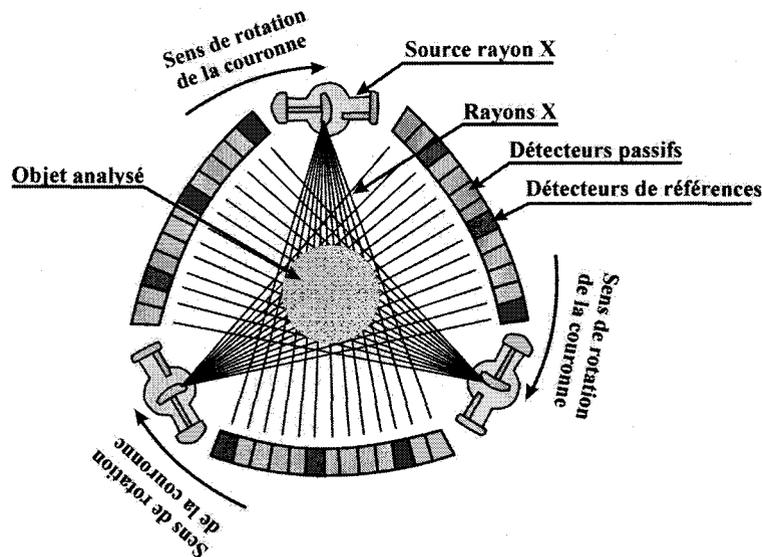
### 2.1.4 Principes de fonctionnement du tomodensitomètre.

L'échantillon à analyser est placé sur un lit mobile (fig. 2-1), au centre d'une couronne (fig. 2-2) constituée d'une source de rayons X et d'une série détecteurs. L'ensemble émetteur - récepteurs effectue des rotations de 360° lors des mesures axiales et hélicoïdales.

L'acquisition des données se déroule selon trois procédures principales :

- en mode reconnaissance, l'ensemble source – récepteurs est fixe, selon l'angle de mesure souhaité (fig. 2-1), et le support d'échantillon est mobile. Cette technique permet d'obtenir des images longitudinales, intégrant les valeurs de densités sur l'épaisseur totale de l'échantillon (Diagne, comm. pers.), non corrigées des variations d'épaisseurs verticales et des densités respectives des différents milieux traversés (fig. 2-1). Ce mode d'acquisition, très rapide, est donc le moins précis car il ne permet pas de corriger les valeurs de densité des différents milieux mesurés ;
- en mode hélicoïdal, le lit peut-être mobile (hélicoïdal, *sensu stricto*) ou fixe (cine). Le couple émetteur – récepteurs effectue plusieurs révolutions de 360°, en une à quatre secondes, sans délai entre chaque mesure. Les images, perpendiculaires à l'axe des sections, sont ainsi corrigées des variations d'épaisseurs verticales (fig. 2-2);
- en mode axial, les tomogrammes unitaires ou les groupes de tomogrammes unités (fig. 2-2) sont séparés par des phases de pauses. Les clichés obtenus en mode axial sont également corrigés des

variations d'épaisseurs verticales et les valeurs de densités sont recalculées pour l'ensemble des milieux analysés.



**Figure 2-5 : Représentation schématique de la couronne d'acquisition des données**  
(modifiée d'après Dului, 1999).

Les images sont reconstituées numériquement par ordinateur, à partir des valeurs d'atténuation des rayons X, en 12 bits, soit selon une échelle de 4096 valeurs. Pour être visualisée, les valeurs de densité sont converties selon une échelle de teintes de gris (8 bits soit 256 teintes de gris), compatible avec les capacités de l'œil humain. Les teintes foncées traduisent une densité faible (noir pour de l'air) et les densités élevées sont représentées par des teintes claires (les minéraux lourds, opaques aux rayons X apparaissent blanc). La fenêtre d'observation des clichés peut être modifiée par l'utilisateur entre une échelle 8 bits à 1 bit (noir et blanc), en fonction des objets à observer (forts ou faibles contrastes de densité).

### 2.1.5 Méthodes utilisées.

Le tomographe du Centre Hospitalier Régional de Rimouski est constitué d'une couronne, composée d'une source de rayonnement X et de 864 détecteurs, dont 852 dits « passifs » et 12 régulièrement intercalés dits « de références » (GE Systèmes médicaux Product Data, 1996).

Les sections ont été analysées afin d'obtenir une coupe continue depuis la surface jusqu'à l'extrémité inférieure de la carotte. Leur position par rapport au point de référence et leur orientation sont obtenus par positionnement laser, par rapport à un nord virtuel, fixe sur la longueur de chacune des carottes.

Chaque section, du fait de sa longueur supérieure (150 cm) à la longueur utile du tomographe (115 cm) a été passée en deux étapes (annexe 1). Les 90 premiers centimètres ont été

analysés, selon la procédure de reconnaissance, en trois sections égales de 30 cm, selon des azimuts de 45° et 135°, par rapport au nord virtuel. Douze coupes ont été effectuées selon la procédure axiale, entre 30 mm et 855 mm, par incréments de 75 mm. Au cours de la deuxième étape, la section est déplacée afin de mesurer les 60 derniers centimètres. Ceux-ci ont été analysés selon la même procédure de reconnaissance que précédemment, puis une série de 5 coupes axiales a été faite entre 1250 mm et 1450 mm, par incréments de 50 mm. Il en résulte une série de 10 clichés de reconnaissance, représentant des coupes longitudinales de 30 cm (tab. 2-1 et fig. 2-1), avec une résolution de 1,015 mm \* 1,015 mm, et une série de 17 coupes axiales (tab. 2-2 et fig. 2-2), intégrant les données de densité sur 1 mm d'épaisseur avec une résolution de 0,25 mm \* 0,25 mm. Ces images sont stockées sur deux supports : film radiographique traditionnel, et un format numérique, sur disque magnéto - optique.

<b>Taille des images</b>	horizontal * vertical 512 * 296
<b>Résolution</b>	1,015 mm * 1,015 mm
<b>Énergie d'émission</b>	120 keV
<b>Intensité d'émission</b>	45 mA
<b>Longueur des sections</b>	300 mm
<b>Azimut</b>	45 et 135 degrés

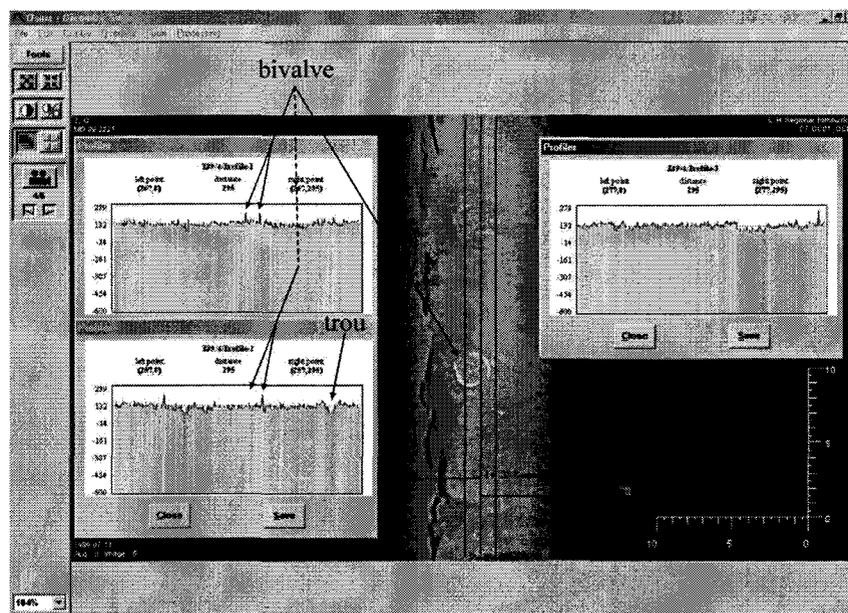
**Tableau 2-1: Paramètres utilisés lors de l'acquisition des coupes longitudinales.**

<b>Taille des images</b>	horizontal * vertical 512 * 512
<b>Résolution</b>	0,25 mm * 0,25 mm
<b>Énergie d'émission</b>	140 keV
<b>Intensité d'émission</b>	200 mA
<b>Temps d'acquisition</b>	1 sec.
<b>Épaisseur des sections</b>	1 mm

**Tableau 2-2 : Paramètres utilisés lors de l'acquisition des coupes axiales.**

### 2.1.6 Saisie des matrices de données.

La saisie des matrices de densité est obtenue à partir des clichés sur support numérique, en transformant les teintes de gris en intensité tomographique (IT). Cette opération est rendue possible par l'utilisation du logiciel Osiris™, développé par l'Unité d'Imagerie Numérique de l'Hôpital Cantonal Universitaire de Genève, Suisse.



**Figure 2-6 : Mode de saisie des matrices de valeurs IT sous Osiris™ des clichés longitudinaux et exemples de résultats.**

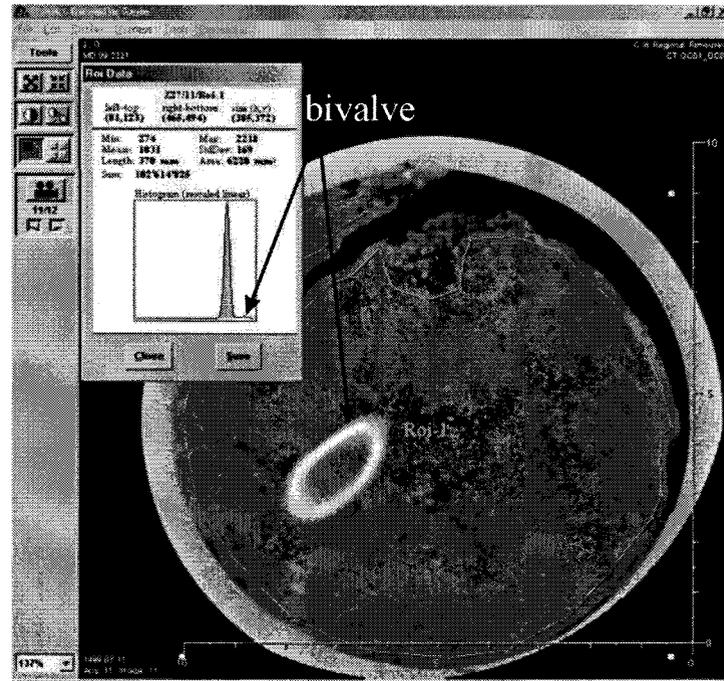
*Cliché tel que visible dans Osiris™ (MD 99 2221 entre 2,10 m et 2,40 m), avec échelle. La coupe centrale est placée au moyen d'une règle intégrée. Les deux coupes extrêmes ont aussi été positionnées afin de visualiser la largeur de la bande intégrée. Une coquille de bivalve est présente entre 2,25 m et 2,30 m. Les fractures liées à la décompression des sédiments sont nettement visibles sur le côté gauche du cliché.*

Deux procédures de saisie ont été mises en œuvre. Une matrice de valeurs longitudinales est constituée à partir de 21 tomogrammes au centre de la section (dérive latérale des valeurs inférieure à 10% ; fig. 2-1 et 2-6) pour les deux angles de mesures (45° et 135°). Prises individuellement, ces coupes donnent un profil vertical des IT, avec une résolution de 1,03 mm<sup>2</sup>. L'ensemble de ces tomogrammes est ensuite exporté et mis bout à bout dans des fichiers Excel. Sur les coupes axiales (fig. 2-2 et fig. 2-7), des zones d'intérêts (« *Region of interest* » ou ROI d'Osiris™) ont été déterminées au centre des clichés de manière à exclure les zones de fractures, de liquéfaction et la gaine. Les ROI permettent d'atteindre rapidement une répartition par classe d'IT, mais aussi les moyennes, écart types, valeurs maximales et minimales de la zone étudiée avec une résolution de 0,0625 mm<sup>2</sup>. Ces fichiers, une fois positionnés dans l'espace, ont été exportés dans un tableur Excel et mis bout à bout.

### **2.1.7 Problèmes particuliers rencontrés lors de la saisie ou de la reconstruction des fichiers.**

L'objectif étant la reconnaissance des conditions sédimentaires du chenal Laurentien, et le suivi en continue de l'évolution des IT, l'étude s'est appuyée principalement sur les matrices de reconnaissance ou longitudinale, qui assurent une excellente résolution spatiale (1,03 mm<sup>2</sup>). La procédure axiale, dès le passage au tomodensitomètre, a été négligée (clichés irrégulièrement espacés) du fait de problèmes

logistiques : le temps octroyé au passage des carottes était fonction de la disponibilité du matériel et du personnel hospitalier, et une routine en mode axial est énergivore et nécessite de nombreuses phases de refroidissement de l'appareil, d'où un temps d'opération plus long.



**Figure 2-7 : Mode de saisie des matrices de valeurs IT sous Osiris™ des clichés axiaux et exemple de résultat (coupe axiale de la MD 99 2221, à 2,28 m).**

*On voit ici la terminaison inférieure du bivalve (fig. 2-6). Le Roi-1 défini manuellement est caractérisé par la fenêtre de résultats visible dans le coin supérieur gauche : valeur minimale (274 UH), maximale (2218 UH), moyenne (1021 UH), écart type (169), surface échantillonnée (6220 mm<sup>2</sup>). Rq : La courbe de distribution des valeurs présente une légère tendance bimodale de la répartition des valeurs, du fait du bivalve.*

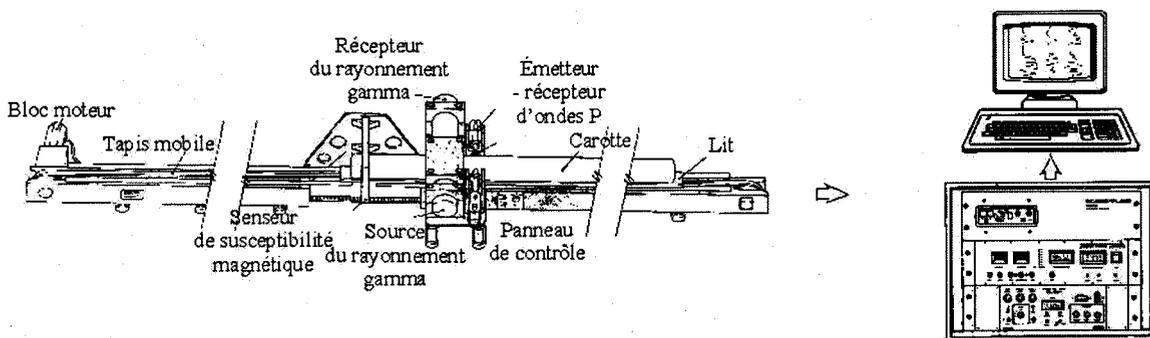
De plus, une banque de données de même résolution verticale, en mode axial, représenterait, en première approximation, plus de 80000 clichés, soit 20 GBit de données informatiques. Ces différents impératifs, nous ont conduit à mener principalement notre étude au moyen des clichés de reconnaissance, et de composer avec les divers «fantômes» apparaissant : bouchons à chaque extrémité de section, trous de dégazages forés dans la gaine plastique, les coussins et plis dans les draps de la table d'examen, et pour certaines sections, des gaines poreuses. L'application de filtres aurait pu permettre d'éliminer ces problèmes. Cependant des essais préliminaires empiriques n'ont pu donner satisfaction et les traitements mathématiques s'écartaient par trop des objectifs initiaux. De plus, les déplacements des sections entre les deux phases de mesures étaient basés sur la bande autocollante métrique disposées au moment des mesures au banc MST. Or, les longueurs des sections se sont révélées par la suite approximatives (au moment du passage au scanner des carottes MD 9922 22 et MD 9922 23 et de l'échantillonnage au GEOTOP),

probablement du fait de la décompression des sédiments. Il résulte de cette routine de mesure quelques zones non analysées, principalement à la fin des sections.

## 2.2 Le banc multi-paramètres mobile (MST).

Les propriétés géophysiques des carottes ont été analysées à l'aide d'un banc multi-paramètres mobile (ou MST) modèle MSCL de Geotek (fig. 2-8). Les vitesses des ondes de compression P, la densité des sédiments, par gamma densitométrie, et la susceptibilité magnétique ont été mesurées sur le N. O. Marion Dufresne.

Le banc MST (Geotek, 2000; Jarrett, 1999) est constitué d'un système de convoyage, d'une unité centrale, d'un microprocesseur et d'un ordinateur. Le système de convoyage, constitué de deux sections alignées de part et d'autre de l'unité centrale, comprend un tapis roulant contrôlé par un moteur et une boîte de transmission. L'unité centrale est constituée d'un analyseur d'ondes de compressions (ondes P), d'un analyseur d'atténuation des rayonnements gamma et d'une boucle de susceptibilité magnétique.



**Figure 2-8 : Représentation schématique du banc multi-paramètres mobile Geotek**

(modifié d'après Geotek, 2000).

Chaque section de 1,50 m, après avoir été amenée à température ambiante, a été analysée depuis le sommet de la section jusqu'à la base, par incréments de 2 cm. Le ruban gradué dans le système métrique a été placé sur la longueur de la section.

Afin d'assurer une bonne conduction acoustique, la gaine était essuyée au moyen d'une éponge humide et d'eau distillée, également pulvérisée sur les capteurs d'ondes P.

### 2.2.1 Les ondes de compression P.

L'enregistreur des ondes P consiste en deux transducteurs générant et enregistrant les ondes de compression (ou PWT pour *P-wave transducer*) et de deux capteurs de déplacement, fixés aux supports des PWT. Les capteurs de déplacement mesurent le diamètre de la carotte. Les PWT sont situées de chaque

côté de la carotte et se déplacent afin de s'adapter au mieux aux variations de diamètre. Une impulsion en compression, rapide (fréquence nominale de 500 kHz) est produite au capteur de transmission. Cette onde P circule au sein de la carotte et est détectée par le capteur de réception. Le temps de transfert de l'onde P est ainsi mesuré. Le délai mesuré, l'épaisseur de la gaine et le diamètre des carottes connus permettent de calculer la vitesse des ondes P (en  $m.s^{-1}$ ), en supposant que la gaine est pleine de sédiments. Le temps de trajet des ondes P est corrigé du retard provoqué par la gaine et l'électronique du système et permet d'atteindre une précision de l'ordre de  $\pm 3 m.s^{-1}$  (GEOTEK, 2000).

Les enregistreurs de vibration du banc MST ont une surface d'enregistrement plate de  $4 cm^2$  (GEOTEK, 2000). Or, la transmission de l'onde nécessite le contact entre les sédiments et la gaine plastique, de même qu'entre la gaine plastique et les détecteurs, ce qui peut être ponctuel (Szremeta, comm. pers.), compte tenu de la surface plate des transducteurs et de celle arrondie de la gaine et d'espaces vides ou remplis d'eau entre la gaine et les sédiments. Donc, l'épaisseur d'intégration des valeurs, ou résolution spatiale, est estimée à 1 cm, intermédiaire entre la surface d'enregistrement optimale et la surface critique, ponctuelle.

La qualité des valeurs de vitesse des ondes P dépend de la qualité de l'échantillonnage et principalement de la présence ou non de vides à l'interface gaine – sédiment.

### 2.2.2 L'atténuation du rayonnement gamma.

L'unité d'atténuation du rayonnement gamma comporte une source de Césium  $^{137}$  (demi-vie = 30,2 ans) de 370 MBq (logée dans un château de plomb, d'ouverture primaire de 150 millimètres de diamètre, collimaté à 5 mm) et un compteur à scintillations (cristal de iodure de sodium activé au thallium NaI(Tl) logé dans un château de plomb de 150 millimètres de diamètre afin de réduire l'influence du bruit de fond). La source et le détecteur sont diamétralement opposés, de part et d'autre de la carotte. Un faisceau étroit de rayonnements gamma, de 0,662 MeV, est émis par la source de  $Cs^{137}$  et traverse les sédiments. À ce niveau d'énergie, l'effet de dispersion Compton est prédominant, dans les processus d'atténuation des rayonnements gamma dans la majorité des sédiments. Les photons incidents sont dispersés par collision avec les électrons produits dans le noyau et il y a déperdition partielle d'énergie. Ce faisceau gamma atténué est mesuré par le cristal d'iodure de sodium. La dispersion Compton des photons est directement liée au nombre d'électrons sur le trajet du faisceau de particules gamma. Après calibrage de l'appareillage à l'aide d'une carotte d'aluminium, la masse volumique (en  $g.cm^{-3}$ ), ou densité, est calculée à l'aide de la formule (5) (GEOTEK, 2000), obtenues de la loi de Beer (2) :

$$\rho = (1 / \mu d) * \ln (I_0/I) \quad (5)$$

où  $\rho$ , masse volumique

$\mu$ , coefficient d'atténuation moléculaire du sédiment

d, épaisseur de sédiments

$I_0$  et I, respectivement, intensité du rayonnement émis et mesuré.

La résolution spatiale est fonction des collimateurs de la source et des détecteurs, et du bulbe de diffusion des particules gamma. En comparant l'ensemble des paramètres aux résultats obtenus par Chaouq (1998), la résolution est estimée être au mieux de 7 cm.

La qualité des valeurs de masse volumique dépend de la qualité de l'échantillonnage et principalement de la présence ou non de vides à l'interface gaine – sédiment.

### **2.2.3 La susceptibilité magnétique.**

Le capteur de susceptibilité magnétique Bartington (MS2B) est monté afin de réduire au maximum les effets des composantes magnétiques ou métalliques du banc MST. Un champ magnétique alternatif (0,565 kHz), de basse intensité non saturée est produit par un circuit d'oscillateur dans la boucle du senseur. Les changements de la fréquence d'oscillation, provoqués par la susceptibilité magnétique propre du matériel sédimentaire, sont mesurés et convertis en valeurs de susceptibilité magnétique (unités  $10^{-5}$  SI). La suite minérale étudiée dans le chenal Laurentien est dominée par la magnétite (St. Onge *et al.*, 2003) ou plus précisément de la titanomagnétite (Hein *et al.*, 1993).

La bobine d'enregistrement de la susceptibilité magnétique intègre une bande de cinq centimètres de large de part et d'autre du point de mesure (Michel, Comm. pers.), soit une résolution spatiale de 10 cm. Les valeurs de susceptibilité magnétique dépendent du type du dépôt (par ex. granulométrie) et du volume de matériel. Ainsi des carottes identiques, de diamètres différents donneront des valeurs de susceptibilité magnétique différentes mais un profil similaire.

### **2.3 Les mesures granulométriques.**

L'échantillonnage des carottes a été effectué au GEOTOP (Centre de recherche en Géochimie isotopique et Géochronologie, UQÀM – Mc Gill). Les sections ont été ouvertes selon le protocole en œuvre dans le cadre du programme IMAGES. Les demi-sections identifiées W ont été échantillonnées et les demi-sections destinées à l'archivage ont été hermétiquement refermées et entreposées en chambre froide. Après nettoyage des copeaux de plastique, les demi-sections W ont été décrites, photographiées, les valeurs colorimétriques Lab ont été mesurées par spectrophotométrie par incréments 5 cm, et enfin échantillonnées au centimètre. Les échantillons ont été divisés :  $13,5 \text{ cm}^3$  pour le GEOTOP (études micropaléontologiques),  $4 \text{ cm}^3$  pour l'Université Mc Gill (études géochimiques, matières organiques, carbonates, métaux traces) et  $9,5 \text{ cm}^3$  pour l'INRS Géoressources (granulométrie). Le matériel pouvant être daté, coquilles et fragments de bois, a été prélevé et rangé dans des contenants hermétiques, pour le GEOTOP.

Les mesures granulométriques, faites à l'INRS Géoressources, ont été adaptées du protocole standard en application à l'Université du Québec à Rimouski (Leblanc, 1984) (Annexe 2). Les échantillons sédimentologiques ont été analysés selon un pas de 50 cm sur la longueur totale des deux carottes. Entre 33,60 m et 41 m, la MD 99 2220 a été étudiée par incréments de 25 cm afin de préciser la limite entre deux

unités. Une attention plus particulière a été portée sur des zones préalablement repérées par tomodynamométrie (33,60 m à 33,90 m dans la MD 99 2220, et dans la MD 99 2221, 14 m à 14,60 m et 18,30 m à 19,30 m), en effectuant des mesures aux centimètres. Au total, 377 granulométries ont été faites à l'aide d'un granulomètre laser Analysette 22<sup>TM</sup>, de Fritsch GmbH (Fritsch GmbH, 1994).

## 2.4 Notions de sédimentologie.

Le rappel de quelques notions fondamentales de sédimentologie (classes et paramètres granulométriques, échelles d'observation et signification des figures sédimentaires et rythmicité) est utile à une meilleure compréhension des résultats granulométriques, visuels et tomodynamométriques. Les paramètres granulométriques, les figures et divisions sédimentaires les plus communément utilisées sont détaillés. Les critères d'identification tomodynamométrique sont définis dans un troisième temps.

### 2.4.1 Les paramètres granulométriques

Les classes granulométriques et textures sédimentaires (déterminées par granulomètre laser et visuellement) sont basées sur l'échelle Udden – Wentworth (Pettijohn *et al.*, 1972) (tab. 2-3). Les paramètres statistiques, écart type et dissymétrie, et la terminologie sont basés sur la classification de Folk (1974) (tab. 2-4).

L'écart type mesure le tri du sédiment produit par l'action des courants sur le stock sédimentaire d'origine, durant le transport des particules et au cours de leur dépôt. Exprimés en unité  $\phi$ , les écarts types correspondent à l'étalement de la distribution autour de la moyenne (Rivière, 1977).

Granulométrie						
Sables fins	sables très fins	silts grossiers	silts moyens	silts fins	silts très fins	argiles
(en millimètre)						
0,25	0,125	0,0625	0,031	0,0156	0,0078	0,0039
(en unité $\phi$ )						
2	3	4	5	6	7	8

**Tableau 2-3 : Classes granulométriques de Udden – Wentworth**

(modifiée selon Pettijohn *et al.*, 1972, In Leeder M. R., 1982).

La dissymétrie quantifie la déviation d'une distribution granulométrique par rapport à une distribution normale. La dissymétrie met donc en évidence une distribution granulométrique vers des sédiments fins (dissymétrie positive, en raison de la sédimentation de particules fines) ou grossiers (dissymétrie négative, en raison du lessivage ou de l'érosion des particules plus fines par les processus hydrodynamiques) (Rivière, 1977).

Écart type	Description	Description	Dissymétrie
0-0,35 $\phi$	très bien trié	forte dissymétrie fine	+ 1 - + 0,3
0,35 $\phi$ - 0,5 $\phi$	bien trié	dissymétrie fine	+ 0,3 - + 0,1
0,5 $\phi$ - 0,71 $\phi$	moyennement bien trié	presque symétrique	+ 0,1 - - 0,1
0,71 $\phi$ - 1 $\phi$	moyennement trié	dissymétrie grossière	- 0,1 - -0,3
1 $\phi$ - 2 $\phi$	peu trié	forte dissymétrie grossière	-0,3 - -1
2 $\phi$ - 4 $\phi$	très peu trié		
4 $\phi$ - ....	extrêmement mal trié		

**Tableau 2-4 : Classification de Folk (1974)***(modifiée d'après Leeder, 1982).*

Les textures sédimentaires, déterminées à l'aide du granulomètre laser, permettent d'estimer l'importance relative des populations granulométriques d'un échantillon, selon l'échelle Udden - Wentworth (tab. 2-3). Les textures utilisées se divisent en sept classes :

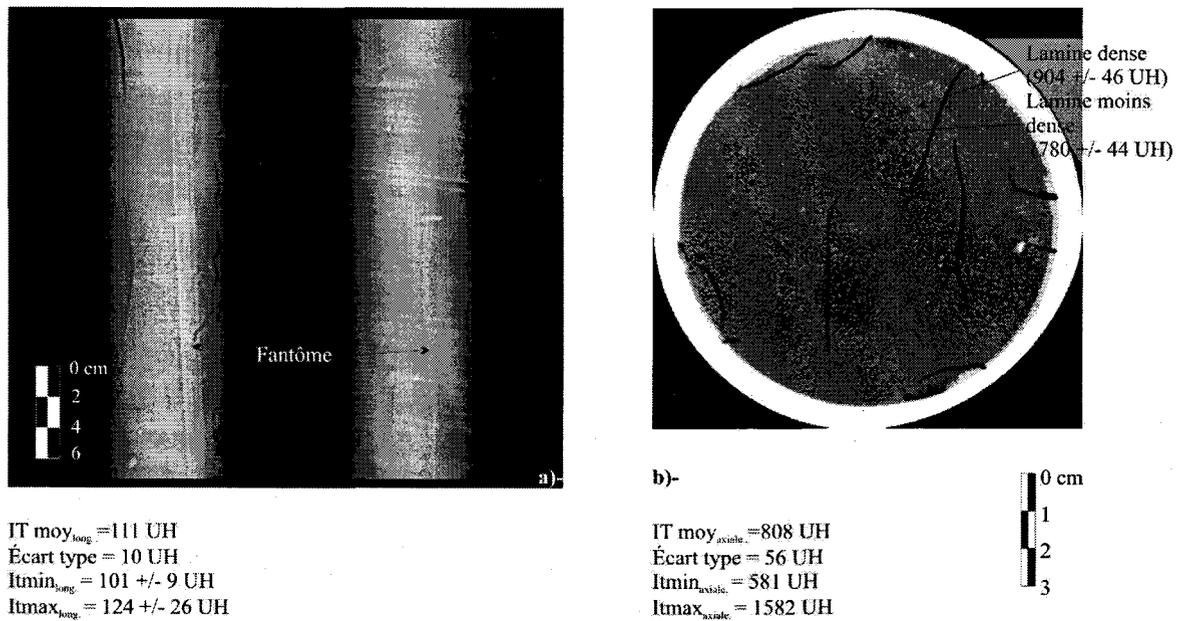
- Les argiles, plus de 80 % d'argile ;
- Les silts, plus de 80 % de silt ;
- Les sables, plus de 80 % de sable ;
- Les argiles silteuses, contiennent plus d'argile que de silt et moins de 80 % de silt ou d'argile et moins de 10 % de sable ;
- Les silts argileux, contiennent plus de silt que d'argile et moins de 80 % de silt ou d'argile et plus de 10 % de sable ;
- Un limon sableux, contient moins de 80 % de silt ou d'argile et de 10 % à 50 % de sable ;
- Un sable limoneux, contient moins de 50 % de silt ou d'argile et de 50 % à 80 % de sable.

#### 2.4.2 Définitions des divisions et figures sédimentaires utilisées.

L'objectif de cette étude est de décrire sédimentologiquement et tomodynamométriquement la sédimentation du chenal Laurentien par le biais de carottes. Cette étude est basée sur les unités sismostratigraphiques déjà définies (Syvitski et Praeg, 1989 ; Massé, 2001), divisant la colonne stratigraphique en unités, sous-unités, turbidites ou rythmites et lamines ou lits.

La lamine ou lit (fig. 2-9) forme la plus petite division sédimentaire (North American commission on stratigraphic nomenclature, 1983). La lamine (inférieure à 1 cm d'épaisseur) et le lit (épaisseur comprise entre 1 cm et 10 m ; Swanson, 1981) ont une unité lithologique (Boggs, 1995).

Le terme faciès (fig. 2-9) a été défini par Gressly en 1838 pour définir un assemblage lithologie - indice de bioturbation (Cramez, 1990). Aujourd'hui, il réfère à un ensemble stratigraphique différenciable d'un point de vue lithologique, structural et/ou biogénique (Boggs, 1995), ayant une signification paléoenvironnementale.



**Figure 2-9 : Exemple de faciès tomodensitométrique.**

*Faciès à sédiments fins, finements laminés (MD 9922-21-X : 14,10 à 14,40 m (a-), coupe axiale : 14,205 m (b-)).*

Une turbidite est une couche détritique déposée en une fois, par un courant de turbidité (Campbell et Clark, 1977 ; Shanmugan, 2002), dont la séquence type a été définie par Bouma (1962). Le granoclassement normal, bien que très majoritaire, n'est cependant pas caractéristique des turbidites. Le granoclassement inverse est également commun en base de lit (Reading, 1986 ; Shanmugan *et al.*, 1993). Les environnements turbiditiques distaux se caractérisent par l'alternance de phases de sédimentation rapides, types turbiditiques, séparées par des phases plus calmes, où les sédiments, de type hémipélagique, se déposent par décantation (Campbell et Clark, 1977 ; Mac Bride et Picard, 1991). La division T<sub>E</sub> des séries turbiditiques et les intercalations hémipélagiques peuvent renfermer des inclusions diagénétiques (Coleman *et al.*, 1985) et de nombreuses traces de bioturbations potentiellement recristallisables (Mac Bride et Picard, 1991).

Les rythmites, tomodensitométriques et sédimentologiques, sont des laminations de type cyclique constituées d'alternances de lits ou lamines de composition, couleur, texture, granulométrie ou intensité tomographique différente. Elle sont utilisées pour définir un signal sédimentaire répétitif, tel que des pulsions de flots turbides ou des successions types saisonnières. Le taux de sédimentation au sein de séries rythmiques est généralement compris entre plusieurs dizaines de centimètres par an (par exemple, entre 16 cm.an<sup>-1</sup> et 82 cm.an<sup>-1</sup> pour des fjords en Alaska ; Cowan *et al.*, 1999) et moins de 1 mm.an<sup>-1</sup> (estuaire moyen du Saint-Laurent au cours d'un cycle transgression – régression relatives ; Boespflug *et al.*, 1995).

Une sous-unité est un ensemble lithologique et/ou tomodensitométrique, subdivisée en lamines ou lits. Il est reconnu comme une entité particulière (caractères distincts) d'une unité. La sous-unité n'est pas obligatoirement cartographiable et peut être d'extension géographique restreinte.

L'unité est un ensemble sédimentaire important, cartographiable et lithologiquement différent des unités stratigraphiques sus et sous jacentes (Boggs, 1995). Elle est comparable aux unités sismostratigraphiques décrites dans le chenal Laurentien (Syvitski et Praeg, 1989 ; Massé, 2001). Certaines unités peuvent être différenciées en sous-unités dans le cas de différences sédimentologiques et/ou tomodynamométriques importantes.



## **Chapitre 3 : Résultats.**



### 3.1 Description des figures et faciès sédimentaires.

La description des carottes, à partir des clichés tomodynamométriques corrélées aux descriptions visuelles, a permis de dresser un inventaire des figures et faciès sédimentaires, complémentaires à ceux déjà définis par Schillinger (2000) et Boespflug *et al.* (1995).

Les laminations entrecroisées sont disposées obliquement par rapport aux limites de la couche ou de la formation, en se recoupant mutuellement. Ces figures résultent de sédimentation par traction (« *traction deposition* » ; Shanmugam, 2002). La tomodynamométrie permet également de les reconnaître dans le plan horizontal (pl. 1-2) d'après la géométrie définie par Rubin (1987) et illustrée par Crémer *et al.* (2002), sous la forme de lamines plus ou moins concentriques.

Les rythmites sont des alternances de lamines claires (denses, en général supérieur à 900 UH) et lamines plus sombres (en général inférieur à 900 UH). Les différences d'IT sont dues à des variations soit de porosité, soit de granulométrie soit de composition physico-chimique (minéraux ferromagnétiques, inclusions denses, matière organique). Différents patrons d'IT sont recensés dans la littérature, notamment pour le passage d'un environnement glaciaire à deltaïque (Boespflug *et al.*, 1995). En environnement turbiditique, les granoclassements normaux, majoritaires, sont représentés, à l'échelle d'une pulsation, par des intensités tomographiques croissantes. Sur l'ensemble d'un événement gravitaire, plusieurs pulsations sédimentaires peuvent être enregistrées. Le granoclassement, également normal à cette échelle, est alors représenté par des IT décroissantes (Boespflug *et al.*, 1995 ; Michaud *et al.*, 2001 ; Crémer *et al.*, 2002) liées à un meilleur classement vers le sommet de l'assemblage (Crémer *et al.*, 2002). La base de ces événements est généralement érosionnelle. Selon ces principes, trois arrangements tomodynamométriques sont différenciés. Les faciès distaux sont représentés par des courbes d'IT symétriques à pseudo symétriques (pl. 1-3), où l'augmentation et la diminution des densités ont une pente similaire mais inverse (Boespflug *et al.*, 1995). Les faciès plus proximaux sont caractérisés par un arrangement tomodynamométrique décroissant (pl. 1-3), traduisant une granulométrie décroissante. L'arrangement tomodynamométrique croissant (pl. 1-3), déjà interprété pour une pulsation turbide, peut également caractériser les rythmites érodées (Crémer *et al.*, 2002 et pl. 1-3). Des perturbations postsédimentaires peuvent également modifier ces arrangements, en particulier les précipitations diagénétiques importantes dans les lits et lamines argileuses et / ou silteuses (pl. 1-3-b).

Les mesures granulométriques et tomodynamométriques sont étroitement liées (Boespflug *et al.*, 1995 ; Long et Schillinger, 2001 ; Crémer *et al.*, 2002). La distinction entre les différentes granulométries est basée sur la résolution des clichés axiaux, permettant de différencier les fractions inférieures à 0,25 mm (sables fins à argiles) des fractions supérieures (sables moyens à galets). De façon complémentaire, les teintes de gris, après étalonnage avec les données granulométriques, permettent d'affiner ces déterminations. Sur cette base, trois granulométries sont discernables : fine (silt et argile, < 0,0625 mm ou > 4  $\phi$ , moins denses, entre 600 UH et 900 UH, pl. 2, 3, 4, 5-1 et 6-1), sableuse (4  $\phi$  à -1  $\phi$  ou de 0,0625 mm à 2 mm, entre 1000 UH et 1200 UH, pl. 2, 3, 5-2, 6-1 et 6-2) et grossière (graviers et galets, > 2 mm ou < -1

$\phi$ , entre 1300 UH et 1900 UH, pl. 2-1, 3-1, 6-1 et 6-2). Ainsi, cinq faciès principaux sont décrits dans les carottes du chenal Laurentien (pl. 5 et 6). Le faciès à sédiments fins sans structure (pl. 5-1) est caractérisé par des IT relativement basses et homogènes, de l'ordre de 800 +/- 50 UH. Les sédiments fins alternant avec des lamines plus sableuses (pl. 5-2) constituent le deuxième faciès. Les IT et hétérogénéités des sédiments fins sont du même ordre que précédemment mais les lamines plus sableuses et relativement homogènes ont des IT plus élevées, de l'ordre de 900 +/- 50 UH. Le troisième faciès est fin et mal trié (pl. 6-1). Les valeurs d'IT et d'hétérogénéité (pl. 6-1), bien que très variables, peuvent être estimées à 800 +/- 100 UH. Les IT et hétérogénéité du faciès sableux non laminé (pl. 6-1) sont du même ordre de grandeur que le faciès sableux laminé : 950 +/- 60 UH. Le dernier faciès est constitué de sable mal trié, sans figure sédimentaire (pl. 6-2). Il est caractérisé par des IT et une hétérogénéité très élevées : 1200 +/- 130 UH.

La matière organique est caractérisée par des valeurs tomodynamométriques basses : entre - 50 UH et 100 UH (Boespflug *et al.*, 1994 ; Tsuchiyama *et al.*, 2000) et jusqu'à 400 UH (cette étude). Sur les clichés scanner, la matière organique est donc noire à gris très foncé (pl. 2-1).

Les bioclastes sont constitués de calcite ( $\text{CaCO}_3$ ) ou d'aragonite ( $(\text{Ca}, \text{Mg})_x \text{CO}_3$ ). Le calcium et le magnésium sont deux espèces chimiques caractérisées par leur haut niveau atomique et donc de hautes densités (Boespflug *et al.*, 1994). Le second paramètre de reconnaissance est la morphologie même du bioclaste (pl. 2-2).

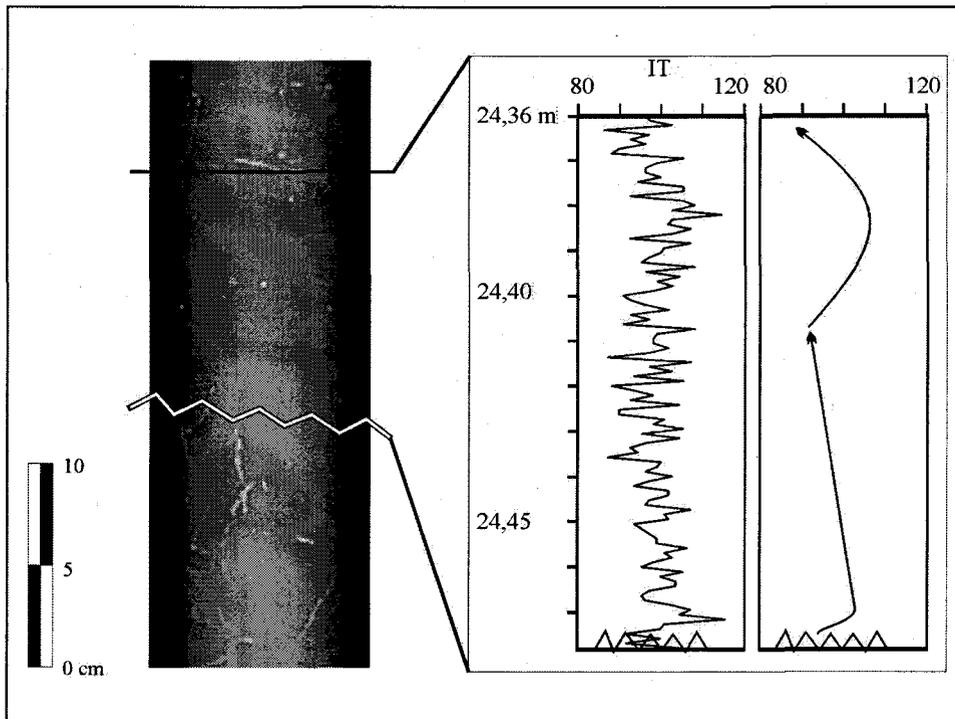


Figure 3-1 : Exemple de sédimentation turbide à base érosive repérée à l'aide des bioturbations denses (MD 9922 21-XVII : 24,30 m à 24,60 m).

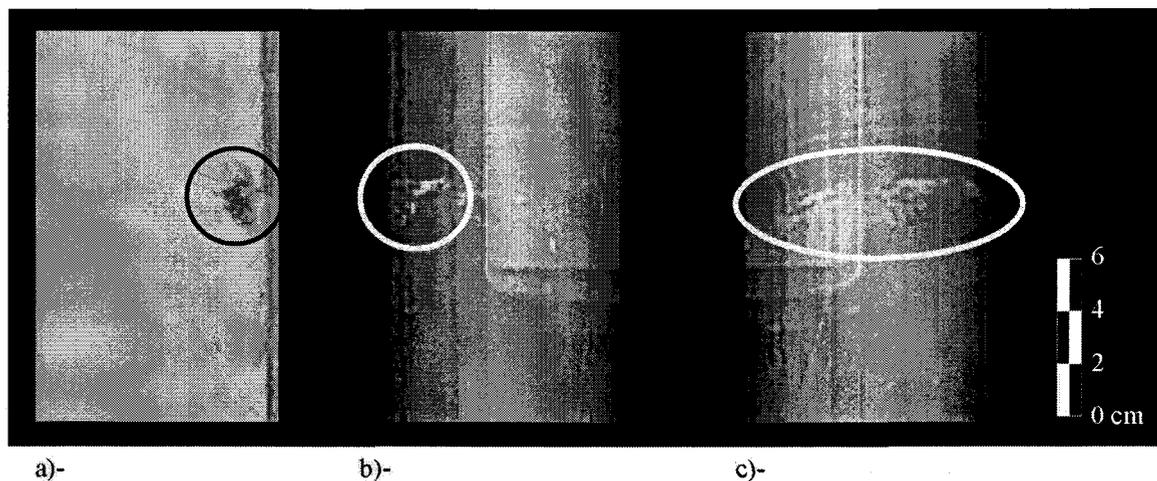
Les indices de bioturbations sont très étudiés par tomodynamométrie (Holler et Kögler, 1990 ; Orsi *et al.*, 1994 ; Capowiez *et al.*, 1998). Ils constituent d'excellents indicateurs d'arrivées massives et brutales de sédiments et de l'érosion des sédiments sous-jacents (Michaud *et al.*, 2001 ; Crémer *et al.*, 2002 ; Michaud *et al.*, 2003 ; de Montety *et al.*, 2003). Ainsi, ils permettent de mettre en évidence les phases dominées par une sédimentation à dominante hémipélagique des phases à dominante turbiditique (Mac Bride et Picard, 1991). La planche 1, encadré 1-b, présente un exemple d'un événement sédimentaire turbiditique à base érosive, d'une épaisseur minimale de 60 mm, à IT décroissante (fig. 3-1), suivi d'une deuxième phase de sédimentation d'environ 50 mm d'épaisseur, à IT symétrique. Les indices de bioturbations sont principalement caractérisés par leur morphologie. Les structures biogènes actuelles sont constituées d'un cœur peu dense (eau ou air) et d'une paroi plus dense (de Montety *et al.*, 2003). Dans le cas de structures plus anciennes, le remplissage de celles-ci est fonction des sédiments sus-jacents (plus sableux : bioturbation 1, pl. 3-1 ; moins sableux : bioturbation 2, pl. 3-2) et des processus diagénétiques (bioturbation 3, pl. 4-1 et 4-2).

Les inclusions denses se divisent en trois grandes catégories, selon leur origine : les amas denses, les lits denses et les bioturbations. À partir de l'observation croisée des clichés tomodynamométriques, des carottes ouvertes et de lames (Saint-Onge, comm. pers.), ces inclusions denses semblent être dues aux processus de précipitations diagénétiques. La présence de ces inclusions diagénétiques est non seulement reconnue dans les séries turbiditiques (Coleman *et al.*, 1985 ; Mc Bride et Picard, 1991) mais également, leur présence est démontrée dans le fjord du Saguenay et dans le chenal Laurentien (Gagnon *et al.*, 1995 ; Richard *et al.*, 1999 ; Mucci *et al.*, 2000 ; Deflandre *et al.*, 2002). Visuellement et au microscope, ces inclusions sont noires et amorphes. Les sédiments les renfermant sont oxydés au contact avec l'air (Saint-Onge, comm. pers.). Tomodynamométriquement, les trois catégories d'inclusions sont caractérisées par des intensités tomographiques très élevées : 2000 à 3071 UH. L'ensemble de ces considérations nous conduisent à interpréter ces inclusions denses en tant qu'évidence des processus de précipitations diagénétiques. Les amas (pl. 1-1-a) proviennent de la matière organique éparse. Les lits (pl. 1-1-c) sont formés lors de la fermeture du système chimique à l'interface entre les sédiments plus anciens et ceux déposés lors d'un événement majeur (Deflandre *et al.*, 2002) et les filaments (pl. 1-1-b) caractérisent les bioturbations. Ces inclusions denses sont d'échelle très variable, de submillimétrique à décimétrique, et se distinguent par leur morphologie.

Les zones et indices de méthanogenèse sont représentés par des fentes de décompression des gaz ou par des bulles de gaz (pl. 3-2, 6-1). Les fentes se différencient des fractures ouvertes par leur terminaison et leur bordure plus arrondies. Ces fentes et bulles sont également caractérisées par leur très basse densité, de l'ordre de - 500 UH.

Certaines précautions restent à prendre au sujet des valeurs d'intensité tomographique données dans cette étude. Ces valeurs sont indicatives car les variations sont très importantes en fonction du taux de consolidation des sédiments, de la présence ou non de matière organique, d'inclusions denses, de minéraux

ferromagnétiques ou de gaz et peuvent être différentes d'une carotte à l'autre ou d'un environnement à un autre.



**Figure 3-2 : Exemple de précipitation diagénétique (MD 9922 20-XXV : 34,65 m à 34,80 m)**

*a)- le cliché photographique présente la précipitation et son auréole d'oxydation ; b)- et c)- représente les clichés tomodynamométriques de la précipitation respectivement à 45° et 135°.*

À la suite de ces résultats, les descriptions visuelles et tomodynamométriques se révèlent être complémentaires.

Le premier point est illustré par l'observation de paramètres complémentaires. Les descriptions visuelles se basent sur un ensemble de paramètres (contraste de couleur, texture) alors que la description tomodynamométrique se base sur les contrastes de densité.

Le deuxième point est lié au caractère non destructif de la méthode tomodynamométrique. L'ouverture des carottes est un facteur important de perturbations des figures sédimentaires et de perte d'information. Lors de la description visuelle aucune laminations n'a été décrite entre 0 m et 24 m et entre 0 m et 14,30 m, respectivement dans les carottes MD 9922 20 et MD 9922 21. En revanche, de très nombreux indices de bioturbations semblent présents. L'observation des clichés tomodynamométriques permet de corriger ces interprétations erronées. De nombreux indices de bioturbations sont en fait des bulles de gaz produits par les processus de méthanogenèse, occultées lors de l'ouverture des carottes et du nettoyage de la surface à décrire.

Enfin, les niveaux riches en matière organique interprétés visuellement, grâce à la tomodynamométrie se révèlent être des précipitations diagénétiques.

Planche 1

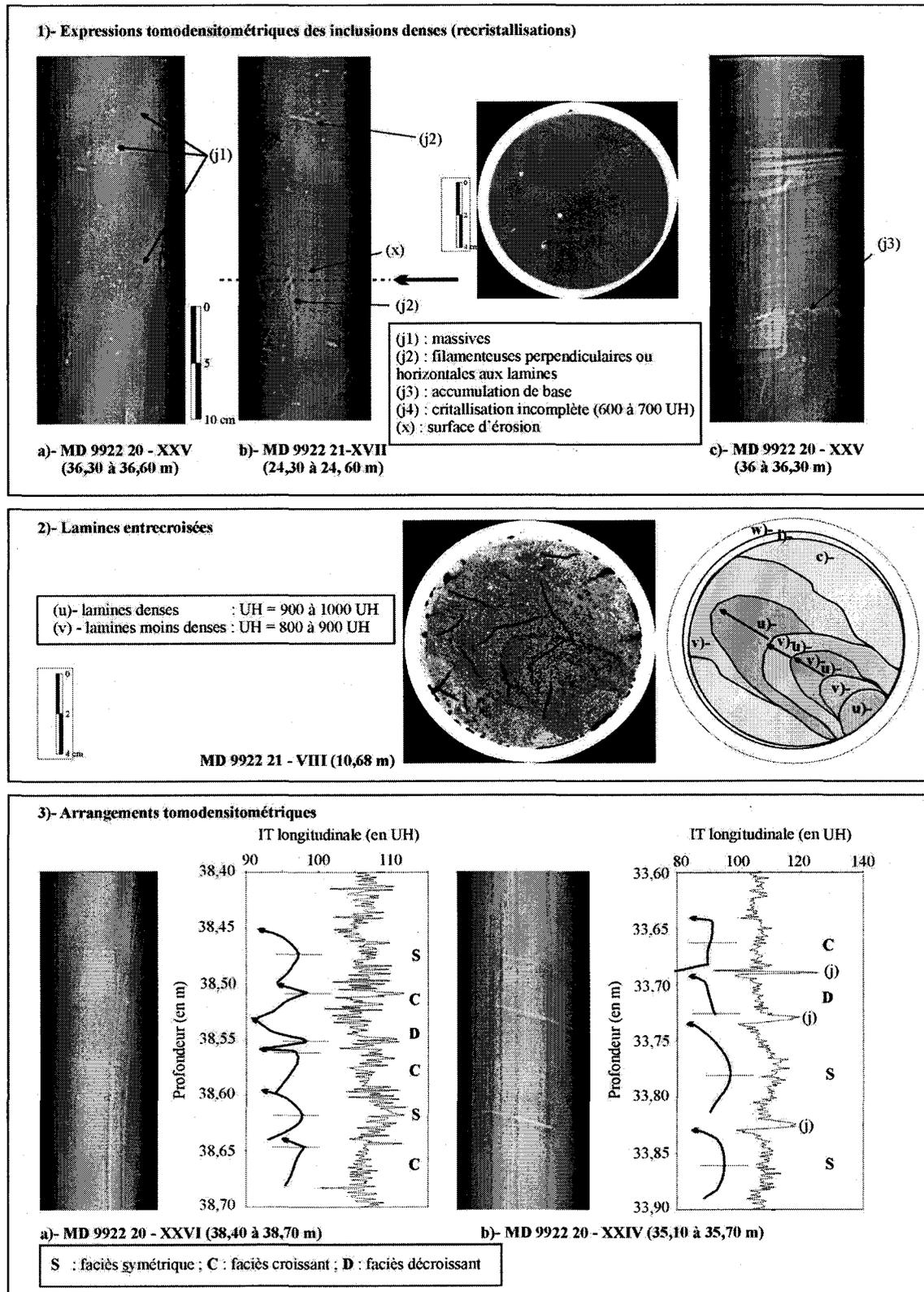
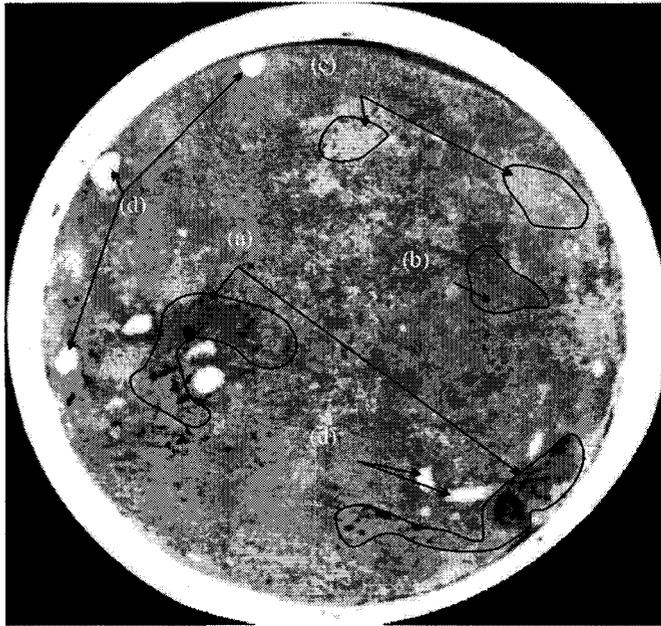
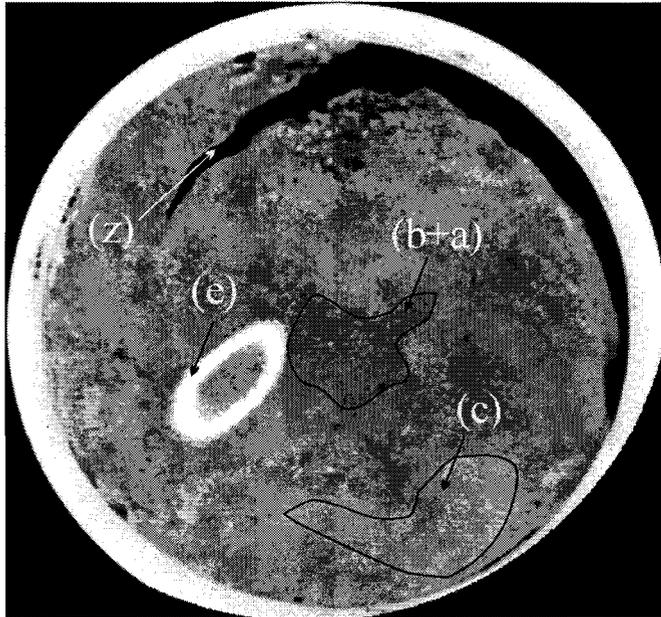
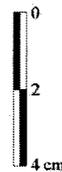


Planche 2



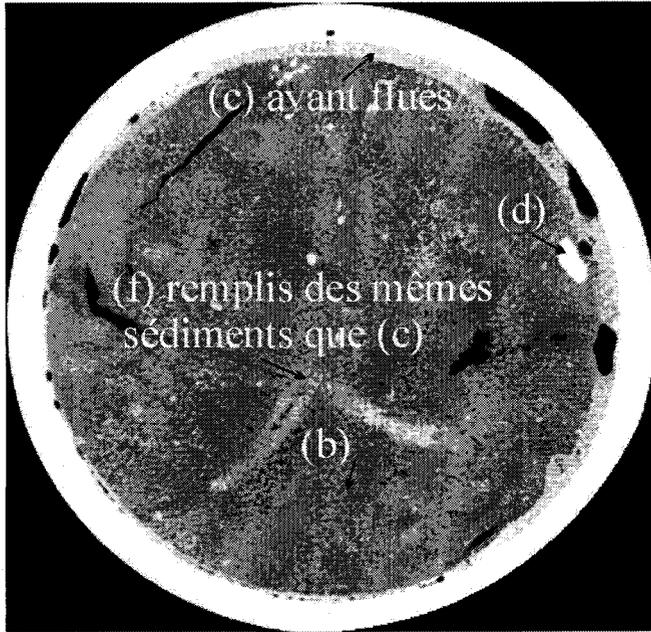
- (a) : matière organique : 200 à 400 UH
- (b) : sédiments fins : 600 à 900 UH
- (c) : sédiments sableux : 1000 à 1200 UH
- (d) : graviers : 1300 à 1900 UH
- (e) : bioclaste : 1700 à 2000 UH
- (f) : bioturbation 1 : 950 à 1100 UH  
(remplissage par des sédiments sableux)
- (g) : bioturbation 2 : 750 à 900 UH  
(remplissage par des sédiments fins)
- (h) : bioturbation 3 : 650 à 850 UH  
(remplissage en cours de recristallisation)
- (i) : gaz décomprimés : -800 à -550 UH
- (j) : inclusions denses : 1700 à 3071 UH  
(plus détaillées dans la planche 2)
- (k) : sédiments fins liquéfiés : 350 à 500 UH
- (l) : sédiments sableux liquéfiés : 1100 à 1250 UH
  
- (w) : gaine plastique (saine) : 1500 à 1700 UH
- (y) : gaine poreuse : 1200 à 1800 UH
- (z) : remplissage incomplet

1) - Section MD 9922 21 - I (0,33 m)  
IT moyenne = 826 +/- 127 UH

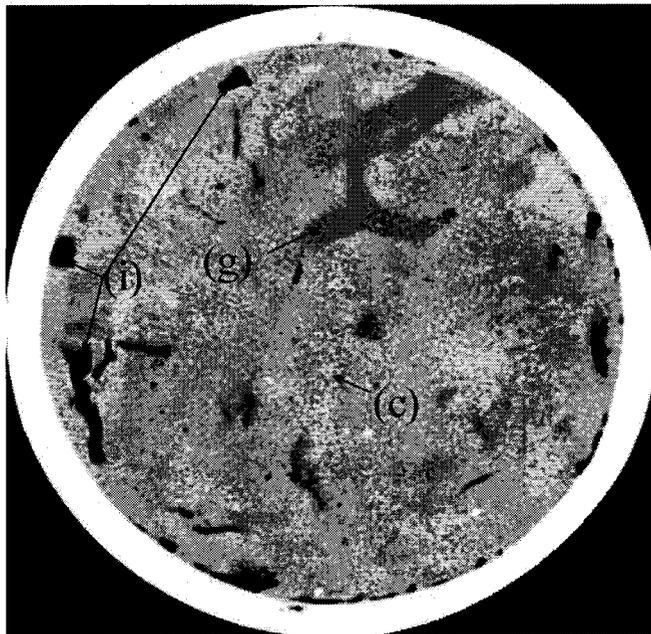


2) - Section MD 992221 - II (2,28 m)  
IT moyenne = 1026 +/- 172 UH

Planche 3



1) - Section MD 9922 21 - IX (12,78 m)  
IT moyenne = 258 +/- 88 UH

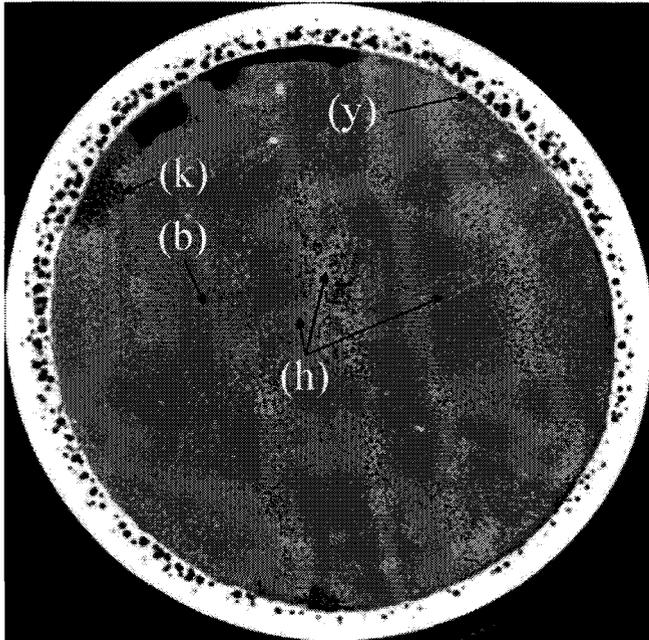


2) - Section MD 9922 21 - VIII (11,75 m)  
IT moyenne = 1071 +/- 118 UH

- (a) : matière organique : 200 à 400 UH
- (b) : sédiments fins : 600 à 900 UH
- (c) : sédiments sableux : 1000 à 1200 UH
- (d) : graviers : 1300 à 1900 UH
- (e) : bioclaste : 1700 à 2000 UH
- (f) : bioturbation 1 : 950 à 1100 UH  
(remplissage par des sédiments sableux)
- (g) : bioturbation 2 : 750 à 900 UH  
(remplissage par des sédiments fins)
- (h) : bioturbation 3 : 650 à 850 UH  
(remplissage en cours de recristallisation)
- (i) : gaz décomprimés : -800 à -550 UH
- (j) : inclusions denses : 1700 à 3071 UH  
(plus détaillées dans la planche 2)
- (k) : sédiments fins liquéfiés : 350 à 500 UH
- (l) : sédiments sableux liquéfiés : 1100 à 1250 UH
  
- (w) : gaine plastique (saine) : 1500 à 1700 UH
- (y) : gaine poreuse : 1200 à 1800 UH
- (z) : remplissage incomplet

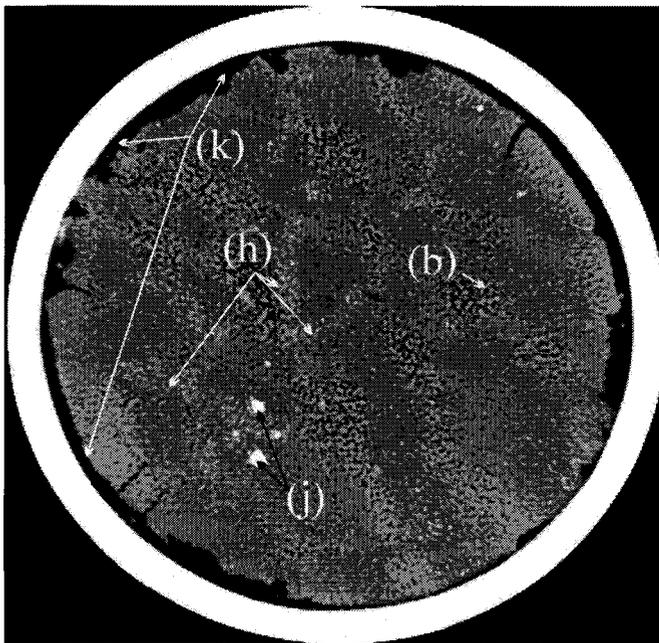


Planche 4



- (a) : matière organique : 200 à 400 UH
- (b) : sédiments fins : 600 à 900 UH
- (c) : sédiments sableux : 1000 à 1200 UH
- (d) : graviers : 1300 à 1900 UH
- (e) : bioclaste : 1700 à 2000 UH
- (f) : bioturbation 1 : 950 à 1100 UH  
(remplissage par des sédiments sableux)
- (g) : bioturbation 2 : 750 à 900 UH  
(remplissage par des sédiments fins)
- (h) : bioturbation 3 : 650 à 850 UH  
(remplissage en cours de recristallisation)
- (i) : gaz décomprimés : -800 à -550 UH
- (j) : inclusions denses : 1700 à 3071 UH  
(plus détaillées dans la planche 2)
- (k) : sédiments fins liquéfiés : 350 à 500 UH
- (l) : sédiments sableux liquéfiés : 1100 à 1250 UH
  
- (w) : gaine plastique (saine) : 1500 à 1700 UH
- (y) : gaine poreuse : 1200 à 1800 UH
- (z) : remplissage incomplet

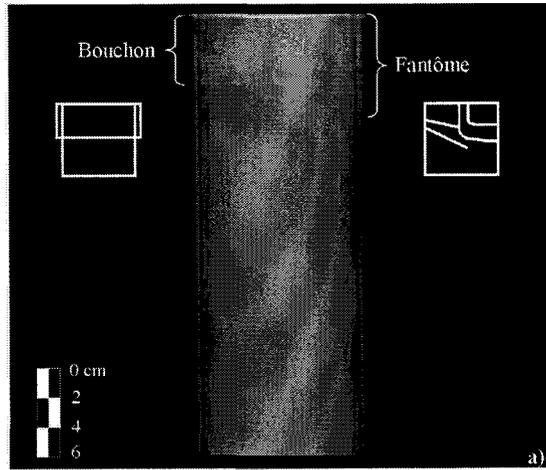
1) - Section MD 9922 20 - XI (15,03 m)  
IT moyenne = 704 +/- 53 UH



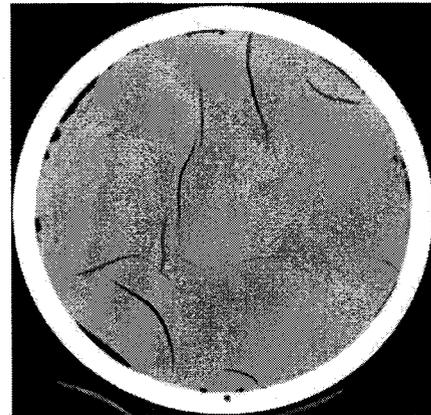
2) - Section MD 9922 20 - XIII (18,855 m)  
IT moyenne = 726 +/- 58 UH

Planche 5

1)- Faciès à sédiments fins homogènes, sans structure (MD 9922 20- XXXV : 51 m à 51,30 m (A), coupe axiale : 51,31 m (B))

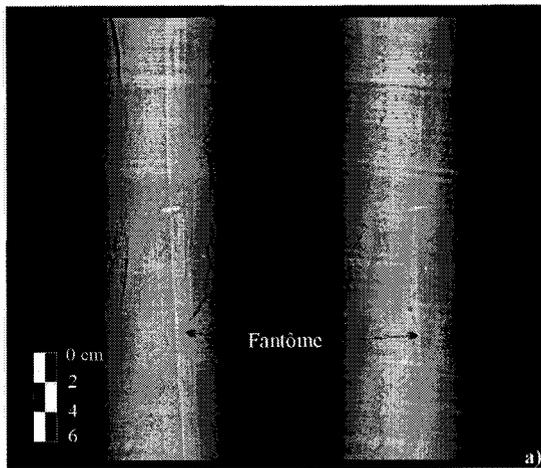


IT moy<sub>long.</sub> = 115 UH  
 Écart type = 16 UH  
 Itmin<sub>long.</sub> = 106 +/- 11 UH  
 Itmax<sub>long.</sub> = 149 +/- 20 UH

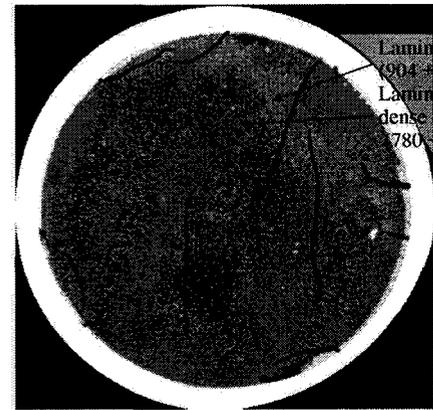


b)-  
 IT moy<sub>axiale.</sub> = 826 UH  
 Écart type = 49 UH  
 Itmin<sub>axiale.</sub> = 624 UH  
 Itmax<sub>axiale.</sub> = 1271 UH

2)- Faciès à sédiments fins, finements laminés (MD 9922 21-X : 14,10 m à 14,40 m (A), coupe axiale : 14,205 m (B))



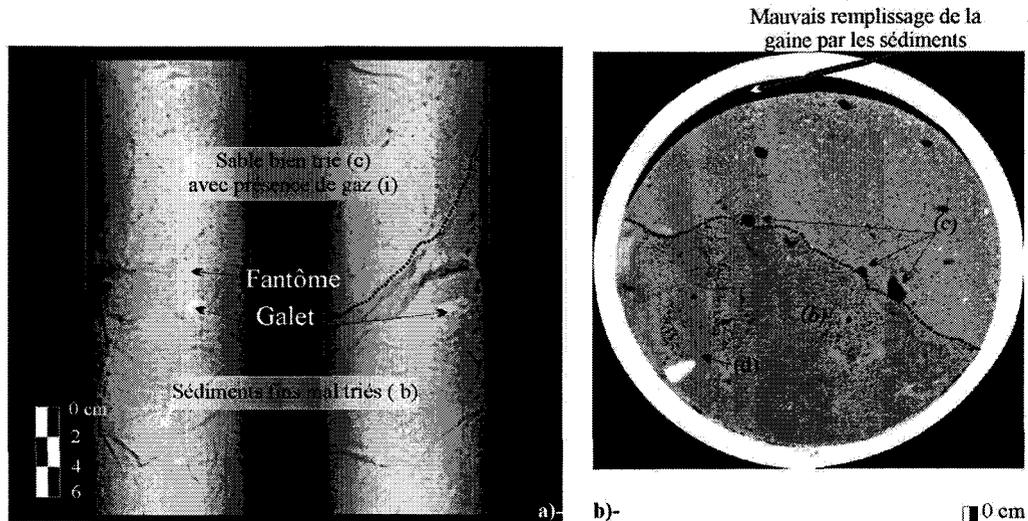
IT moy<sub>long.</sub> = 111 UH  
 Écart type = 10 UH  
 Itmin<sub>long.</sub> = 101 +/- 9 UH  
 Itmax<sub>long.</sub> = 124 +/- 26 UH



b)-  
 IT moy<sub>axiale.</sub> = 808 UH  
 Écart type = 56 UH  
 Itmin<sub>axiale.</sub> = 581 UH  
 Itmax<sub>axiale.</sub> = 1582 UH

Planche 6

1)- Contact irrégulier entre faciès à sédiments fins hétérogènes, sans structure, en discordance avec un faciès à sédiments sableux bien triés, sans structure (MD 9922 21-IX : 12,60 m à 12,90 m (A), coupe axiale : 12,705 m (B))



IT moy<sub>long.</sub> = 132 UH  
Écart type = 20 UH  
Itmin<sub>long.</sub> = 102 +/- 47 UH  
Itmax<sub>long.</sub> = 151 +/- 26 UH

(b) - Sédiments fins mal triés (845 +/- 61 UH)

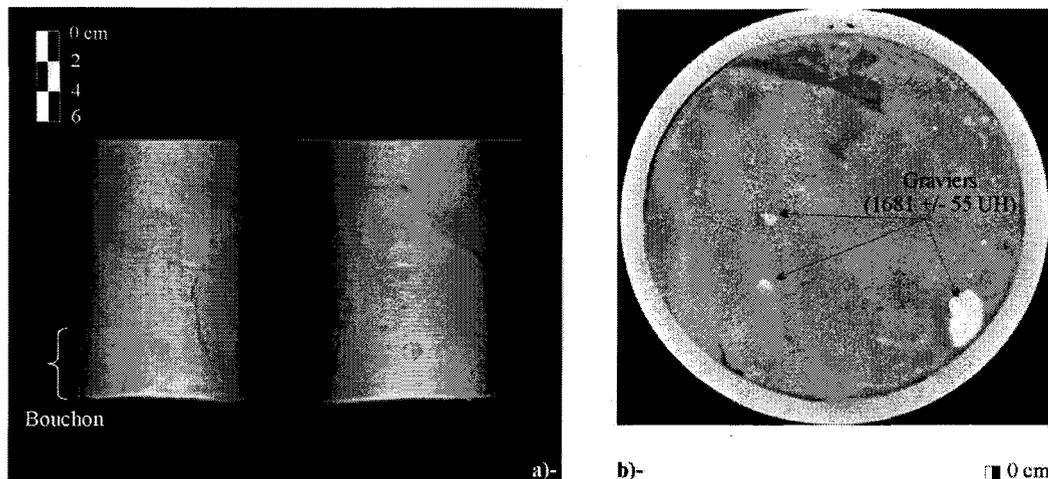
(c) - Sable bien trié (952 +/- 60 UH)

(i) - indices de gaz (-500 +/- 180 UH)

(d) - gravier (1749 +/- 95 UH)

IT moy<sub>axiale</sub> = 934 UH  
Écart type = 127 UH  
Itmin<sub>axiale</sub> = -890 UH  
Itmax<sub>axiale</sub> = 3071 UH

2)- Faciès à sédiments sableux mal triés, sans structures (MD 9922 21-XXI : 30,90 m à 31,02 m (A), coupe axiale : 30,96 m (B))



IT moy<sub>long.</sub> = 223 UH  
Écart type = 23 UH  
Itmin<sub>long.</sub> = 201 +/- 19 UH  
Itmax<sub>long.</sub> = 304 +/- 24 UH

IT moy<sub>axiale</sub> = 1210 UH  
Écart type = 124 UH  
Itmin<sub>axiale</sub> = 611 UH  
Itmax<sub>axiale</sub> = 22201 UH

Les deux carottes ont été analysées à l'aide d'un tomodynamomètre et d'un banc MST et décrites conjointement à partir des observations visuelles et tomodynamométriques. Les paramètres mesurés par tomodynamométrie sont les intensités tomographiques moyennes ( $IT_{moy}^{ax}$ ), minimales ( $IT_{min}$ ), maximales ( $IT_{max}$ ) et les écarts types pour les clichés axiaux (annexe 5), les IT moyennes, et les écarts types sur les clichés longitudinaux (annexe 6). La description des carottes s'appuie sur les profils obtenus à partir des clichés axiaux ( $IT_{moy}^{ax}$ ,  $IT_{min}$ ,  $IT_{max}$  et écart type), dont les valeurs sont corrigées. Les IT minimales et maximales axiales ne représentent qu'un point alors que les IT moyennes et les écarts types représentent une matrice de points. Elles ont donc une valeur statistique moindre. De plus, les sédiments ont pu subir une compaction lors du transport, diminuant la porosité et donc augmentant les valeurs d' $IT_{min}$ . Cependant, les valeurs  $IT_{min}$  et  $IT_{max}$  permettent de mettre en évidence les zones de précipitations diagénétiques ( $IT = 1700$  UH à  $3071$  UH), de dégazage ( $IT = -800$  UH à  $-550$  UH) ou l'évolution de la consolidation / compaction. Les carottes sont également décrites à partir des courbes de densité gamma, de vitesse des ondes P et de susceptibilité magnétique (annexe 7), et définies au moyen des textures sédimentaires, de la granulométrie moyenne, du tri et de la symétrie de la répartition granulométrique et des figures sédimentaires observées tant visuellement (annexe 3) que tomodynamométriquement (annexe 4). Après la description des deux carottes, trois zones rythmiques, repérées au préalable sur les clichés tomodynamométriques, sont décrites.

Les IT moyennes longitudinales ( $IT_{moy}^{long}$ ), de meilleures résolutions verticales (1,014 mm) que les valeurs axiales, sont utilisées pour retracer les différentes cyclicités enregistrées par les sédiments du chenal Laurentien. Les courbes sont décrites sur la base d'observations visuelles et à l'aide du traitement de signal (transformées rapide de Fourier ou FFT («Fast Fourier Transform») et semivariogrammes). Pour l'étude des cyclicités, l'hypothèse préalable suivante est postulée : les variations climatiques annuelles sont, pour une période donnée, les cycles les plus remarquables, les plus réguliers et de plus haute fréquence, correspondant au forçage climatique annuel sur la genèse des courants de turbidité. Le traitement de signal a été effectué sur les demi-sections et sur les sections entières. Mais, contrairement à Boespflug *et al.* (1995), il n'a pas été fait d'analyse par variance avant et après chaque limite de sections afin de les faire correspondre exactement.

### 3.2 La carotte MD 9922 20.

La carotte MD 9922 20 (fig. 1-2), prélevée dans le chenal Laurentien au large de Rimouski, a une longueur totale de 51,58m. Deux unités sont différenciées : 20-I et 20-II (fig. 3-3 et 3-4).

#### 3.2.1 L'unité 20-I (fig. 3-3 et 3-4, tab. 3-1 et 3-2).

L'unité 20-I est comprise entre 14,90 m et la surface. Elle est composée principalement de silt fin à moyen, très bien trié ( $0,1 \phi$  à  $0,14 \phi$ ) à répartition symétrique (0 à - 0,1), selon un arrangement granocroissant. La matrice sédimentaire a une texture silto-argileuse à argilo-silteuse (entre 26 % et 58 % d'argile et entre 41 % et 73 % de silt). La fraction sableuse est généralement inférieure à 1 % de la fraction

totale, à l'exception d'un lit de sable très fin (vers 7 m ; 16 % de sable ; très bien trié (0,33  $\phi$ ) symétrique (-0,018)).

La partie supérieure de l'unité 20-I (8,355 m à 0 m) est caractérisée par un faciès fin à laminations silto-sableuses. Les lamines, principalement obliques ou déformées et plus accessoirement entrecroisées, témoignent des processus de traction sur le fond. Des bioclastes, des indices de matière organique et de nombreuses traces de bioturbation sont observés et plus rarement des indices de méthanogenèse, des indices de précipitations diagénétiques et des lithoclastes.

La partie inférieure de cette unité (14,90 m à 8,355 m) est caractérisée par un faciès homogène fin où de nombreux indices de méthanogenèse sont observés ainsi que de rares bioclastes, des indices de matière organique, de précipitations diagénétiques et de traces de bioturbations.

L'unité 20-I est caractérisée (tab. 3-1 et 3-2) par des valeurs d'IT décroissantes et, inversement, d'hétérogénéité croissante entre la partie inférieure et supérieure, soit respectivement de 700 +/- 41 UH à 564 +/- 42 UH et de 55 +/- 6 à 58 +/- 15. Les IT minimales (tab. 3-1 et 3-2) sont basses (inférieures à 450 UH), très variables et décroissantes dans l'ensemble de l'unité 20-I et de la partie supérieure vers la partie inférieure (151 +/- 172 UH à 197 +/- 175 UH). Ces valeurs très basses sont à corrélérer avec un bas niveau de consolidation des sédiments, d'où des teneurs en eau élevées, et avec la présence de nombreux indices de méthanogenèse et de matière organique. Les valeurs d'IT<sub>max</sub> sont moyennes, variables et décroissantes dans l'ensemble de l'unité 20-I et de la partie inférieure vers la partie supérieure (1555 +/- 346 UH à 1552 +/- 302 UH). Ceci est à corrélérer avec une granulométrie plus grossière et des valeurs de susceptibilité magnétique plus élevées que dans l'unité 20-II.

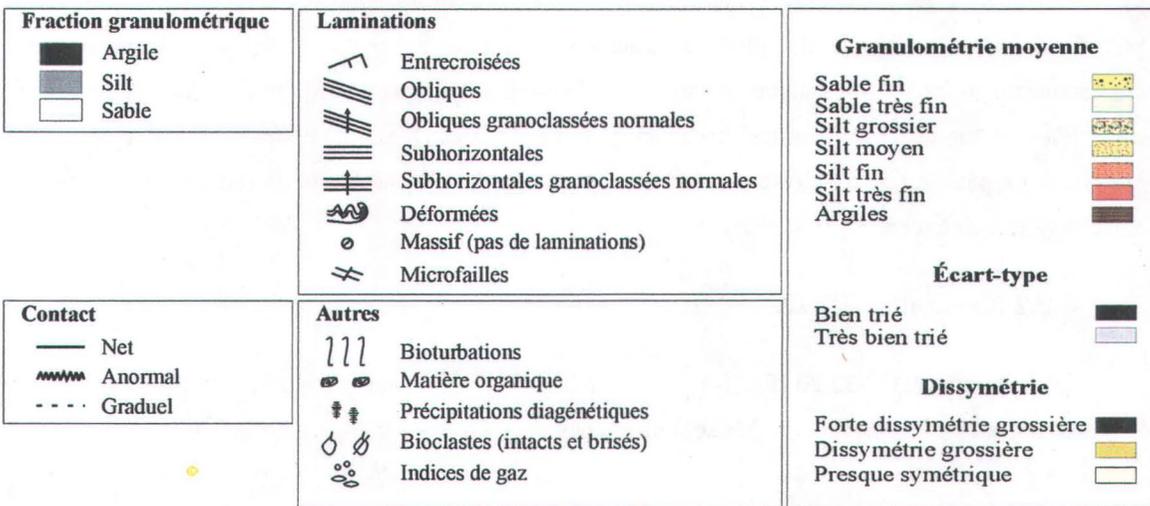
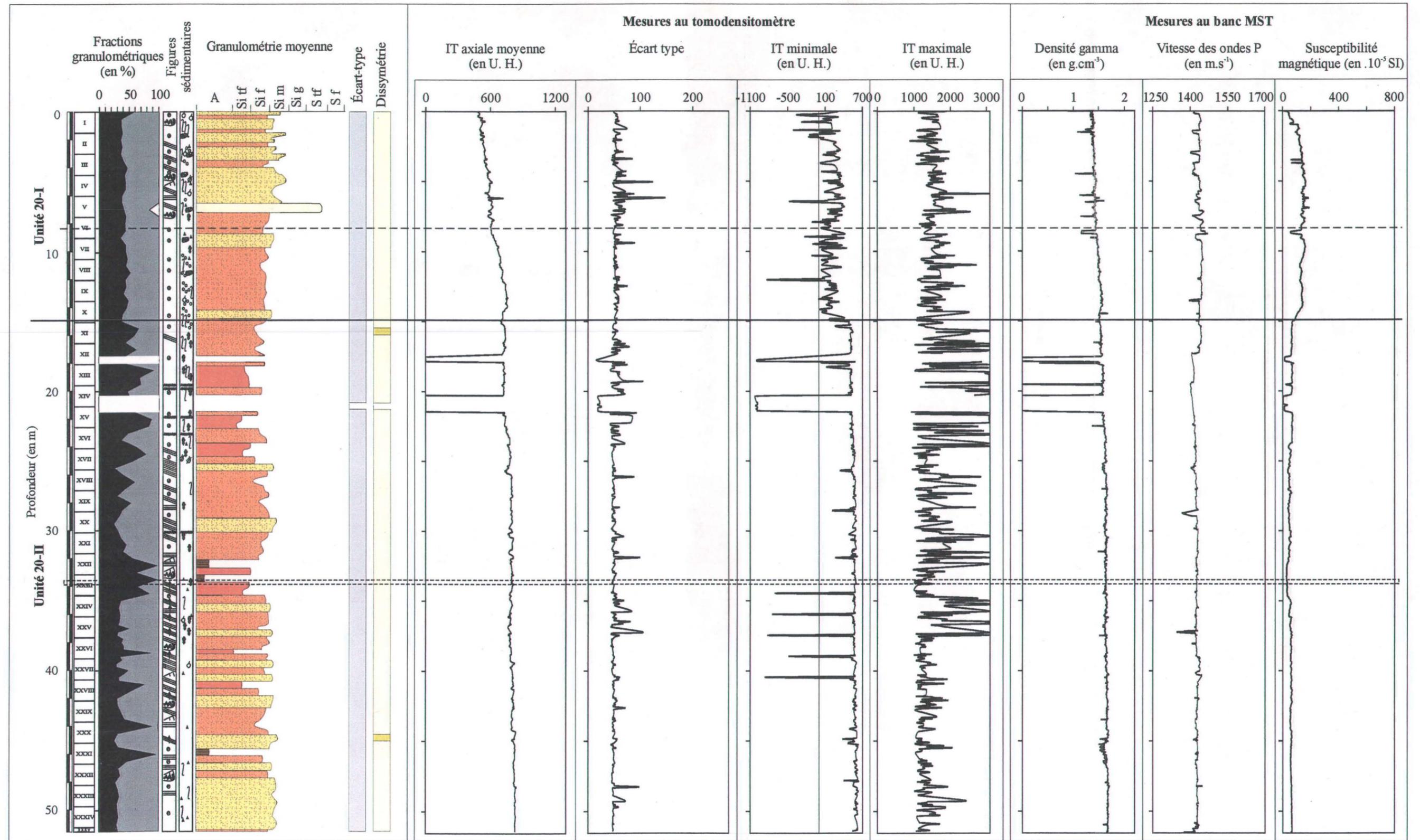


Figure 3-3 : Légende des figures 3-4 et 3-8.

Figure 3-4 : Synthèse des différents paramètres mesurés sur la carotte MD 992220

(page ci-après). La légende des figures 3-4 et 3-8 est détaillée dans la figure 3-3. La description détaillée et l'ensemble des profils géophysiques sont présentés dans les annexes 3, 4, 5, 6 et 7. Le rectangle en tiret symbolise la zone rythmique étudiée au centimètre, le trait continu et celui en tiret matérialisent respectivement la limite entre les unités et la limite entre les deux parties définies dans l'unité 20-I.





La courbe de densité gamma présente un profil similaire à celui des valeurs d'IT moyennes (décroissant sur l'ensemble de l'unité de  $1,51 \pm 0,07 \text{ g.cm}^{-3}$  à  $1,41 \pm 0,05 \text{ g.cm}^{-3}$ ) et des variations plus importantes dans la partie inférieure que dans la partie supérieure. Cette tendance se remarque également sur la courbe de vitesse des ondes P, qui est caractérisée par une diminution des valeurs depuis la partie inférieure de l'unité 20-I ( $1443 \pm 7 \text{ m.s}^{-1}$ ) vers la partie supérieure ( $1435 \pm 9 \text{ m.s}^{-1}$ ). Ces valeurs, inférieures à  $1500 \text{ m.s}^{-1}$  (Vp dans l'eau ; Simpkin et Long, 1992) soulignent un possible problème d'étalonnage ou de dérive du banc de mesure. Les valeurs de susceptibilité magnétique sont élevées sur l'ensemble de l'unité ( $130 \pm 27 \cdot 10^{-5} \text{ SI}$ ), avec une tendance croissante en base d'unité (de  $88 \cdot 10^{-5} \text{ SI}$  (14,90 m) à  $140 \cdot 10^{-5} \text{ SI}$  (13,92 m)) et décroissante en sommet d'unité (de  $162 \cdot 10^{-5} \text{ SI}$  (5,14 m) jusqu'à  $1 \cdot 10^{-5} \text{ SI}$  (0,03 m)). Tel que pour les valeurs d'IT moyennes, les valeurs de susceptibilité magnétique présentent douze variations de grandes amplitudes corrélées aux variations granulométriques.

	Prof. (en m)	Intensité tomographique				MST		
		Moyenne (en UH)	Écart-type (hétérogénéité)	Minimale (en UH)	Maximale (en UH)	Densité gamma (en $\text{g.cm}^{-3}$ )	Vitesse des ondes P (en $\text{m.s}^{-1}$ )	Susc. magnétique (en $10^{-5} \text{ SI}$ )
<b>20-I</b>	0	564 +/- 42	58 +/- 15	197 +/- 175	1552 +/- 302	1,41 +/- 0,05	1435 +/- 9	129 +/- 32
	8,355	<b>621 +/- 79</b>	<b>57 +/- 12</b>	<b>179 +/- 175</b>	<b>1553 +/- 321</b>	<b>1,46 +/- 0,08</b>	<b>1439 +/- 9</b>	<b>130 +/- 27</b>
	14,90	700 +/- 41	55 +/- 6	151 +/- 172	1555 +/- 346	1,51 +/- 0,07	1443 +/- 7	132 +/- 20
<b>20-II</b>	51,58	<b>784 +/- 34</b>	<b>52 +/- 9</b>	<b>538 +/- 157</b>	<b>1633 +/- 648</b>	<b>1,56 +/- 0,35</b>	<b>1425 +/- 8</b>	<b>53 +/- 14</b>

**Tableau 3-1 : Valeurs moyennes d'intensité tomographique moyenne, minimale, maximale et écart-type et densité gamma, vitesse des ondes P et susceptibilité magnétique.**

*Les valeurs en gras sont les valeurs moyennes pour les unités 20-I et 20-II.*

### 3.2.2 La transition entre les unités 20-I et 20-II (fig. 3-4).

La transition entre les unités 20-I et 20-II est reconnue sur l'ensemble des profils vers 14,90 m, à l'exception du profil des valeurs de vitesse des ondes P, où la limite apparente est à 17,24 m.

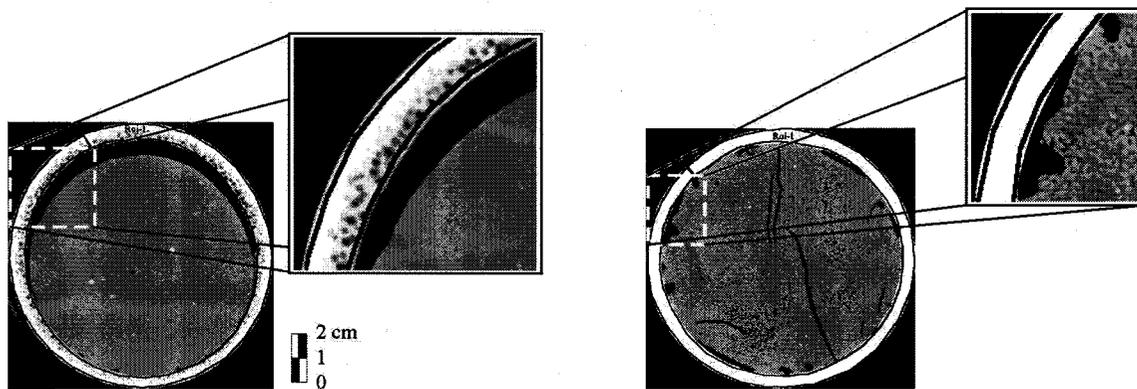
La transition est matérialisée par une stabilisation des proportions d'argile et de silt et une augmentation de la proportion en sable. Ceci correspond à une inversion depuis une tendance granocroissante à une tendance granodécroissante, de l'unité 20-II à l'unité 20-I. Les laminations de l'unité

20-II, soulignées par les précipitations diagénétiques, sont remplacées par des lamines sableuses, uniquement dans la partie supérieure de l'unité 20-I.

	Prof. (en m)	Intensité tomographique				MST		
		Moyenne (en UH)	Écart-type (hétérogénéité)	Minimale (en UH)	Maximale (en UH)	Densité gamma (en g.cm <sup>-3</sup> )	Vitesse des ondes P (en m.s <sup>-1</sup> )	Susc. magnétique (en.10 <sup>-5</sup> SI)
	0	<b>478</b>	<b>49</b>	<b>311</b>	<b>1892</b>	<b>0,65</b>	<b>1417</b>	<b>-1</b>
<b>20-I</b>	8,355	603	51	43	1489	1,45	1441	134
	14,90	<b>700</b>	<b>51</b>	<b>159</b>	<b>1095</b>	<b>1,51</b>	<b>1435</b>	<b>88</b>
<b>20-II</b>	51,58	<b>825</b>	<b>48</b>	<b>536</b>	<b>1053</b>	<b>1,66</b>	<b>1417</b>	<b>57</b>

**Tableau 3-2 : Valeurs d'intensité tomographique moyenne, minimale, maximale et écart-type et densité gamma, vitesse des ondes P et susceptibilité magnétique aux limites des différents ensembles.**

*Les valeurs en gras sont les valeurs aux limites des unités 20-I et 20-II.*



a)- MD 9922 20 - V : 6,43 m

b)- MD 9922 20 - XXXIII : 48,33 m

**Figure 3-5 : Évidence de la porosité de la gaine plastique de la carotte MD 9922 20, entre 17,24 m et la surface.**

La transition est matérialisée, sur les courbes tomodynamométriques, par une augmentation de la pente décroissante et une diminution des valeurs d'IT minimales et maximales, entre l'unité 20-II et l'unité 20-I.

La courbe des valeurs de densité gamma présente la même transition que la courbe d'IT moyennes. En revanche, la courbe des valeurs de vitesse des ondes P est caractérisée par une transition nettement décalée, vers 17,24 m qui correspond exactement à la fin de la gaine poreuse (fig. 3-5). Enfin, la transition est matérialisée, sur la courbe de susceptibilité magnétique, par des valeurs 2,5 fois plus élevées dans l'unité 20-I que dans l'unité 20-II.

### 3.2.3 L'unité 20-II (fig. 3-3 et 3-4, tab. 3-1 et 3-2).

L'unité 20-II n'a pas été échantillonnée complètement. Elle a une épaisseur minimale de 36,68 m, entre 14,90 m et 51,58 m de profondeur, et est marquée par deux importantes lacunes postgénétiques (21,52 m à 20,29 m et 17,87 m à 17,53 m) liées à des dégazages brutaux lors du sectionnement de la carotte.

Cette unité, généralement laminée, est composée principalement, à sa base, de silts moyen et fin, et au sommet de silts fin et très fin, selon une tendance granodécroissante. Les sédiments sont très bien triés ( $0,04 \phi$  à  $0,2 \phi$ ) à distribution symétrique (+0,02 à -0,1), sauf à 15,50 m (silt fin, très bien trié ( $0,09 \phi$ ) à dissymétrie grossière (-0,17)) et 45 m (silt moyen, très bien trié ( $0,15 \phi$ ) à dissymétrie grossière (-0,1)). La matrice sédimentaire a une texture silto-argileuse ou argilo-silteuse à argileuse (entre 25 % et 100 % d'argile et entre 0 % et 75 % de silt). La fraction sableuse est généralement inférieure à 1 % de la fraction totale (maximum : 1,5 % à 44 m). Cette unité est caractérisée par un faciès fin et laminé, entre 24 m et 49 m, et par un faciès fin, homogène et sans structure, entre 14,90 m et 24 m et entre 49 m et 51,58 m. Les lamines les plus marquées sont localisées entre 31,50 m et 44 m. Elles sont généralement soulignées par des processus de précipitations diagénétiques. Les lamines sont principalement obliques, entrecroisées ou déformées, plus rarement subhorizontales. Les lamines déformées, localisées principalement entre 33 m et 47,50 m, sont interprétées comme des figures de charge (fig. 3-6), témoignant de l'accumulation rapide de sédiments sur d'autres mal consolidés. Les lamines obliques granoclassées associées permettent de confirmer une sédimentation turbiditique très importante. De plus, à 30,10 m, 24,50 m (fig. 3-1), 23,03 m (fig. 3-7-a), 22,16 m (fig. 3-7-b), 19,80 m, 19,35 m et 19,45 m, l'interruption brutale d'indices de bioturbation, soulignées par les phénomènes de précipitations diagénétiques, mettent également en évidence des turbidites (IT décroissant), suivies de la phase de recolonisation et d'une sédimentation de type hémipélagique et/ou par décantation (IT symétrique). L'épaisseur minimale des turbidites ainsi mises en évidence est comprise entre 60 mm et 90 mm. Des bioclastes, parfois brisés, quelques traces de bioturbation ou possibles perturbations postgénétiques, des précipitations diagénétiques, autres que les lamines, et des lithoclastes sont observés. Cette unité est caractérisée tomodynamométriquement (tab. 3-1 et 3-2) par des valeurs d'IT élevées ( $784 \pm 34$  UH) décroissantes et, inversement, d'hétérogénéité croissante, soit de  $825 \pm 48$  UH à  $700 \pm 51$  UH. Les IT minimales (tab. 3-1 et 3-2) sont élevées ( $538 \pm 157$  UH), peu variables et décroissantes dans l'ensemble de l'unité ( $536$  UH à  $159$  UH), attestant de la fin de la phase de consolidation et inversement du début de la phase de compaction des sédiments. Les IT maximales sont élevées et très variables ( $1633 \pm 648$  UH).

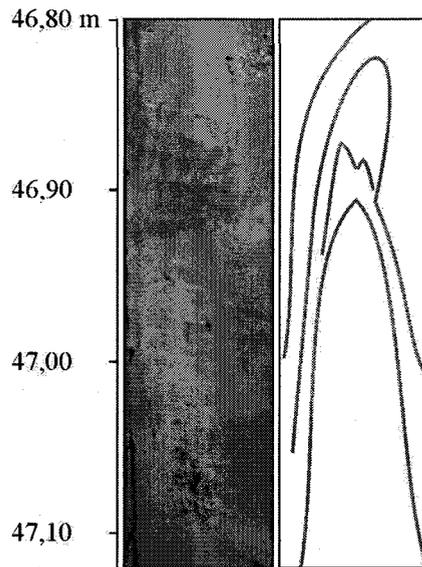


Figure 3-6 : Figure de charge : MD 9922 20, entre 47,12 m et 46,80 m.

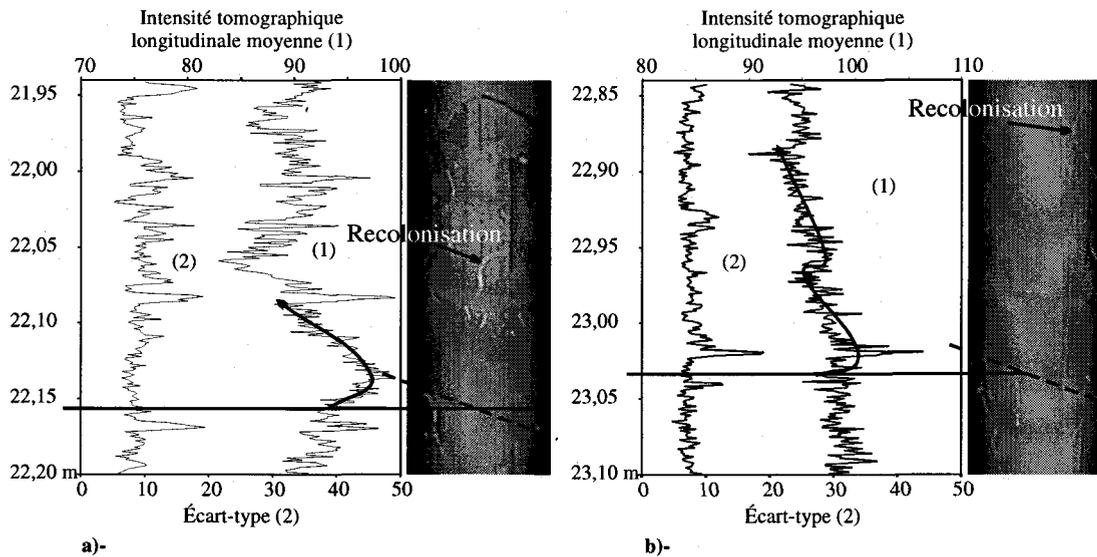


Figure 3-7 : Exemples d'enregistrement d'un événement turbiditique.

a)- MD 9922 20 – XV (22,08 m à 22,16 m) ; b)- MD 9922 20 – XXIII (22,88 m à 22,97 m et 22,97 m à 23,03 m). Les limites supérieures des turbidites sont minimales : elles ne tiennent pas compte de la recolonisation des sédiments sous-jacents.

Les IT maximales les plus élevées, 3071 UH soit le niveau d'opacité des rayons X lors des mesures, sont corrélées aux principales zones de précipitations diagénétiques. La densité gamma moyenne est supérieure à celle de l'unité 20-I, soit respectivement  $1,56 \pm 0,35 \text{ g.cm}^{-3}$  et  $1,46 \pm 0,08 \text{ g.cm}^{-3}$ .

La courbe de densité gamma présente un profil similaire à celui des valeurs d'IT moyennes, décroissant sur l'ensemble de l'unité de  $1,66 \text{ g.cm}^{-3}$  à  $1,51 \text{ g.cm}^{-3}$ . Cette tendance est également valide, en excluant la portion de gaine poreuse, pour la courbe de vitesse des ondes P, qui est caractérisée par une

diminution des valeurs de  $1417 \text{ m.s}^{-1}$  à  $1402 \text{ m.s}^{-1}$ . Les valeurs de susceptibilité magnétique sont basses,  $53 \pm 14 \cdot 10^{-5} \text{ SI}$ , avec une tendance croissante, de  $57 \cdot 10^{-5} \text{ SI}$  à  $88 \cdot 10^{-5} \text{ SI}$ .

### 3.3 La carotte MD 9922 21.

La carotte MD 9922 21 (fig. 1-2), prélevée au niveau de la remontée occidentale du chenal Laurentien, a une longueur totale de 31,025 m. Trois unités sont différenciées sur tous les profils étudiés : 21-I, 21-II et 21-III (fig. 3-8 et 3-3).

#### 3.3.1 L'unité 21-I (fig. 3-8 et 3-3).

L'unité 21-I est comprise entre 13,68 m et la surface. Elle présente une séquence granocroissante, depuis la partie inférieure (13,68 m à 10,40 m), composée uniquement de silt moyen et grossier, vers la partie supérieure (10,40 m à la surface), composée de cinq ensembles de sable fin et très fin séparés par des lits de silt moyen à grossier. Les sédiments sont généralement très bien triés ( $0,15 \phi$  à  $0,35 \phi$ ) à répartition symétrique ( $0$  à  $-0,02$ ), à l'exception des lits de sable fin qui sont bien triés ( $0,35 \phi$  à  $0,45 \phi$ ). La matrice sédimentaire a une texture silto-argileuse dans la partie inférieure (23 % à 49 % d'argile, 47 % à 75 % de silt et 0,1 % à 4 % de sable) et limono-sableuse à sablo-limoneuse (entre 0,1 % et 75 % de sable, entre 19 % et 63 % de silt et entre 5 % et 44 % d'argile) dans la partie supérieure de l'unité. Vers 12,70 m, 12,40 m et 10 m, trois lits sableux, de 20 cm à 40 cm d'épaisseur, massifs, bien triés et très riches en indices de méthanogenèse, sont intercalés, en contact discordant. Cette unité est caractérisée par un faciès à laminations sableuses et, en particulier dans la partie inférieure, par des faciès fin et sableux sans structure. Les lamines obliques et entrecroisées alternent, surtout dans la partie supérieure de l'unité témoignant des processus de traction. Les lamines déformées et subhorizontales sont plus rares.

De nombreux indices de méthanogenèse sont décrits au sein de cette unité, ainsi que des bioclastes (complets ou sous la forme de fragments millimétriques), des indices de matière organique, de nombreuses traces de bioturbation et quelques lithoclastes.

Cette unité est caractérisée (tab. 3-3 et 3-4) par des valeurs d'IT élevées et très variables ( $973 \pm 105 \text{ UH}$ ). La moyenne et l'hétérogénéité des IT croissent de la section inférieure ( $908 \pm 76 \text{ UH}$  et  $86 \pm 26$ ) à la section supérieure ( $994 \pm 104 \text{ UH}$  et  $160 \pm 47$ ). Les IT minimales (tab. 3-3 et 3-4) sont basses et très variables dans l'ensemble de l'unité 21-I ( $-333 \pm 50 \text{ UH}$ ) et décroissante depuis la partie inférieure vers la partie supérieure, soit respectivement de  $-15 \pm 529 \text{ UH}$  à  $-435 \pm 518 \text{ UH}$ . Ceci est à relier, comme pour l'unité 20-I, à la phase de consolidation des sédiments. Les valeurs les plus basses des  $IT_{\min}^{\text{ax}}$  sont corrélées aux nombreux indices de méthanogenèse, entre 13,68 m et 12 m et entre 9 m et 3,33 m. Les IT maximales sont basses ( $1828 \pm 389 \text{ UH}$ ), variables et croissantes entre la partie inférieure et la partie supérieure ( $1708 \pm 453 \text{ UH}$  à  $1866 \pm 360 \text{ UH}$ ). Les valeurs d' $IT_{\max}^{\text{ax}}$  les plus élevées ( $3071 \text{ UH}$ ) sont localisées entre 3,405 m et 1,45 m.

Les trois courbes obtenues à partir du banc MST présente des profils similaires à celui des valeurs d'IT moyennes. Les valeurs de densité gamma sont élevées et variables ( $1,84 \pm 0,11 \text{ g.cm}^{-3}$ ), croissantes depuis la partie inférieure vers la partie supérieure, soit de  $1,78 \pm 0,07 \text{ g.cm}^{-3}$  à  $1,86 \pm 0,11 \text{ g.cm}^{-3}$ . Cette tendance se remarque également sur la courbe de vitesse des ondes P ( $1532 \pm 54 \text{ m.s}^{-1}$ ), qui est caractérisée par une augmentation des valeurs depuis la partie inférieure de l'unité 20-I vers la partie supérieure, avec respectivement  $1475 \pm 36 \text{ m.s}^{-1}$  et  $1541 \pm 50 \text{ m.s}^{-1}$ . Les valeurs de susceptibilité magnétique sont élevées sur l'ensemble de l'unité ( $342 \pm 105 \cdot 10^{-5} \text{ SI}$ ), avec une tendance croissante (de  $158 \cdot 10^{-5} \text{ SI}$  (13,68 m) à  $356 \cdot 10^{-5} \text{ SI}$  (10,40 m)) puis décroissante (jusqu'à  $-2 \cdot 10^{-5} \text{ SI}$  (0,03 m)). Tel que remarqué sur les autres profils, celui de susceptibilité magnétique présente des valeurs inférieures dans la partie inférieure ( $275 \pm 66 \cdot 10^{-5} \text{ SI}$ ) par rapport à la partie supérieure ( $364 \pm 106 \cdot 10^{-5} \text{ SI}$ ) de l'unité 21-I et des variations de grandes amplitudes corrélées aux variations granulométriques.

### 3.3.2 La transition entre les unités 21-I et 21-II (fig. 3-8).

La transition entre les unités 21-I et 21-II est localisée sur l'ensemble des profils vers 13,68 m et présente des caractéristiques similaires à la transition entre les unités 20-I et 20-II.

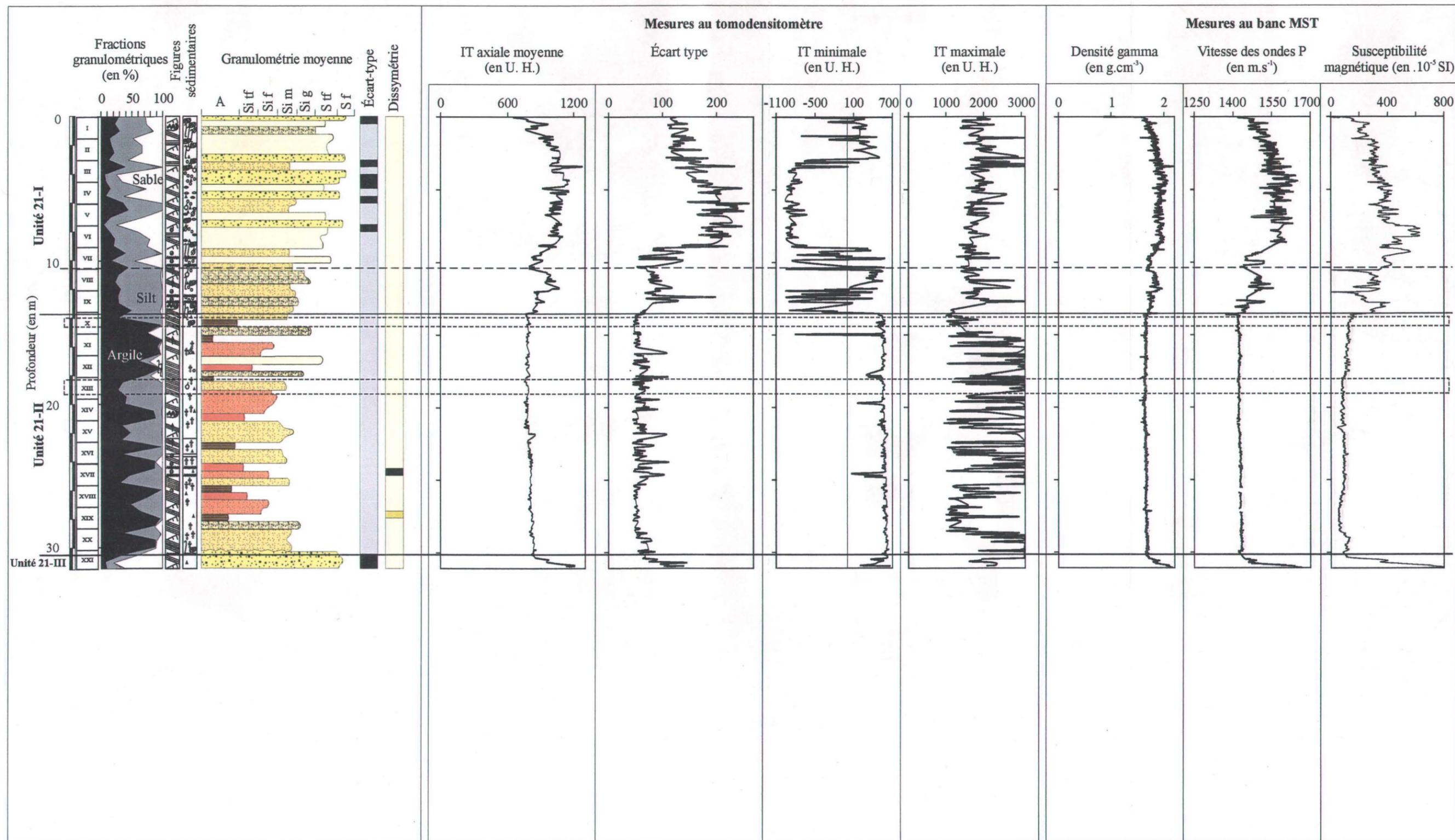
Elle est matérialisée par une diminution importante de la proportion d'argile et par une granulométrie plus grossière. Les lamines, soulignées par les précipitations diagénétiques dans l'unité 21-II, sont sableuses dans l'unité 21-I. Les indices de précipitations diagénétiques disparaissent et inversement des indices de méthanogénèse, de bioturbation et de matière organique apparaissent dans l'unité 21-I.

Les valeurs d'IT moyennes et l'écart type augmentent et les IT minimales et maximales diminuent.

Les courbes des valeurs de densité gamma, de vitesse des ondes P et de susceptibilité magnétique présente la même transition que la courbe d'IT moyennes. Plus précisément, la transition est matérialisée, sur la courbe de susceptibilité magnétique, par des valeurs 3 fois plus élevées dans l'unité 21-I que dans l'unité 21-II.

#### Figure 3-8 : Synthèse des différents paramètres mesurés sur la carotte MD 992221

(page ci-après). La légende des figures 3-4 et 3-8 est détaillée dans la figure 3-3. La description détaillée et l'ensemble des profils géophysiques sont présentés dans les annexes 3, 4, 5, 6 et 7. Les rectangles en tiret symbolisent les zones rythmiques étudiées au centimètre, les traits continus et celui en tiret matérialisent respectivement les limites entre les unités et la limite entre les deux parties définies dans l'unité 21-I.





### 3.3.3 L'unité 21-II (fig. 3-8 et 3-3).

L'unité 21-II est comprise entre 30,105 m et 13,68 m, soit une épaisseur de 16,425 m. Elle est caractérisée par un faciès fin et laminé.

	Prof. (en m)	Intensité tomographique				MST		
		Moyenne (en UH)	Écart-type (hétérogénéité)	Minimale (en UH)	Maximale (en UH)	Densité gamma (en g.cm <sup>-3</sup> )	Vitesse des ondes P (en m.s <sup>-1</sup> )	Susc. magnétique (en.10 <sup>-5</sup> SI)
21-I	0	994 +/- 104	160 +/- 47	-435 +/- 518	1866 +/- 360	1,86 +/- 0,11	1541 +/- 50	364 +/- 106
	10,40	<b>973 +/- 105</b>	<b>142 +/- 54</b>	<b>-333 +/- 550</b>	<b>1828 +/- 389</b>	<b>1,84 +/- 0,11</b>	<b>1532 +/- 54</b>	<b>342 +/- 105</b>
	13,68	908 +/- 76	86 +/- 26	-15 +/- 529	1708 +/- 453	1,78 +/- 0,07	1475 +/- 36	275 +/- 66
21-II	30,105	<b>799 +/- 20</b>	<b>59 +/- 14</b>	<b>552 +/- 119</b>	<b>2189 +/- 793</b>	<b>1,65 +/- 0,02</b>	<b>1427 +/- 8</b>	<b>94 +/- 22</b>
21-III	31,025	<b>1057 +/- 145</b>	<b>99 +/- 25</b>	<b>497 +/- 147</b>	<b>2320 +/- 464</b>	<b>1,84 +/- 0,15</b>	<b>1528 +/- 74</b>	<b>380 +/- 235</b>

**Tableau 3-3 : Valeurs moyennes d'intensité tomographique moyenne, minimale, maximale et écart-type et densité gamma, vitesse des ondes P et susceptibilité magnétique.**

*Les valeurs en gras sont les valeurs moyennes pour les unités 21-I, 21-II et 21-III.*

Entre 30,105 m et 18,50 m, les sédiments présentent une grande variété granulométrique (argile à silt moyen) selon une tendance granocroissante. Cette tendance est d'autant plus évidente au niveau des textures sédimentaires. La fraction argileuse est décroissante et très variable (28 % à 99 %), définissant sept événements sédimentaires séparés par des intercalations d'argile ou de silt très fin. La fraction sableuse est élevée entre 28,50 m et 30 m (entre 2 % et 12 %) et inférieure ou égale à 1 % entre 28,50 m et 18,50 m, à l'exception d'un lit plus sableux (11 % de la fraction totale) vers 24 m. La partie supérieure de l'unité, entre 18,50 m et 13,68 m, est composée d'argile et de sable très fin, de texture argilo-sableuse (entre 28 % et 100 % d'argile ; entre 0,1 % et 72 % de silt ; entre 0 et 24 % de sable). Les sédiments sont très bien triés (0,05  $\phi$  à 0,29  $\phi$ ) à répartition symétrique, à l'exception d'un lit de silt très fin (vers 24 m, très bien trié à forte

dissymétrie grossière (-0,34)) et d'un lit d'argile (vers 27,50 m, très bien trié à dissymétrie grossière (-0,11)). Les lamines sont principalement obliques, parfois granoclassées, ou entrecroisées et soulignées par les processus de précipitations diagénétiques. La description visuelle a permis de reconnaître 71 doublets, d'une épaisseur moyenne de 49 mm, entre 29 m et 25,50 m, constitués d'une alternance de lits d'argile gris foncé et de lits noir oxydé, soulignés par les processus de précipitations diagénétiques. Entre 24,42 m et 21,55 m, entre 21,15 m et 19,46 m, entre 18,85 m et 18,10 m et entre 17,41 m et 15,55 m, ce sont au total 173 doublets, dont l'épaisseur moyenne est comprise entre 34 mm et 54 mm. De nombreux indices de précipitations diagénétiques sont décrits au sein de cette unité de même que des lithoclastes, de rares bioclastes et des indices de matière organique (surtout en base et sommet d'unité) et de traces de bioturbation (non soulignées par les processus diagénétiques, également en base et sommet d'unité). La sédimentation turbiditique de cette unité est mise en évidence par la succession de lits et lamines obliques granoclassées et par les surfaces d'érosion (fig. 3-9-a) et les phases de disparition / recolonisation des sédiments par les organismes benthiques (fig. 3-9-b). Les laminations entrecroisées permettent également de souligner l'importance des processus de sédimentation par traction.

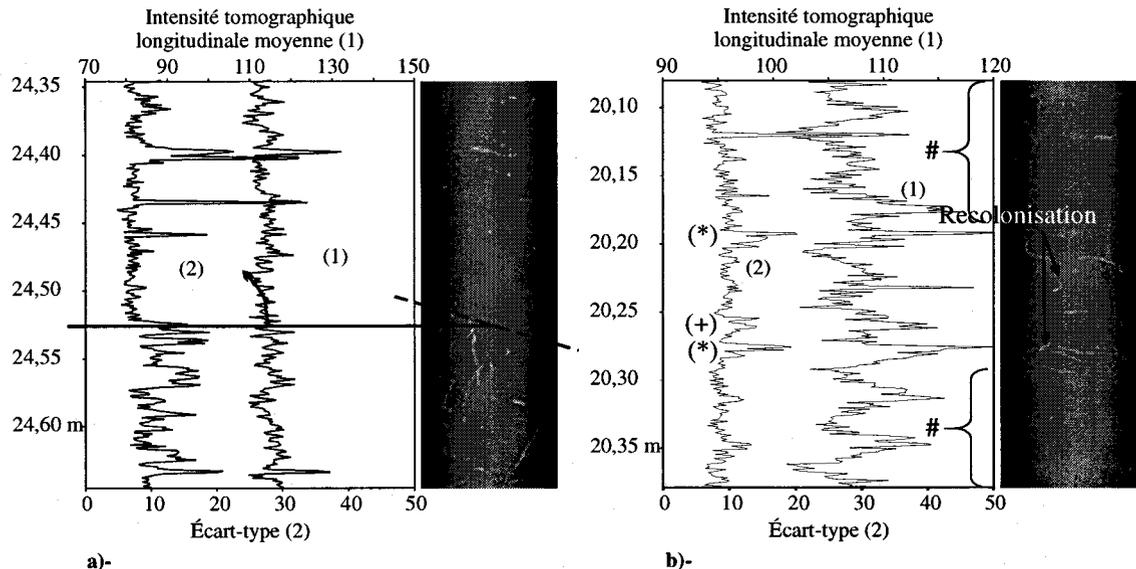
	Prof. (en m)	Intensité tomographique				MST		
		Moyenne (en UH)	Écart-type (hétérogénéité)	Minimale (en UH)	Maximale (en UH)	Densité gamma (en g.cm <sup>-3</sup> )	Vitesse des ondes P (en m.s <sup>-1</sup> )	Susc. magnétique (en.10 <sup>-5</sup> SI)
	0	<b>656</b>	<b>125</b>	<b>-647</b>	<b>2054</b>	<b>0</b>	<b>1417</b>	<b>-2</b>
<b>21-I</b>	10,40	800	68	-902	1466	1,69	1448	356
	13,68	<b>770</b>	<b>50</b>	<b>541</b>	<b>1016</b>	<b>1,67</b>	<b>1425</b>	<b>158</b>
<b>21-II</b>	30,105	<b>816</b>	<b>59</b>	<b>539</b>	<b>3071</b>	<b>1,68</b>	<b>1425</b>	<b>91</b>
<b>21-III</b>	31,025	<b>1211</b>	<b>108</b>	<b>536</b>	<b>1906</b>	<b>2,15</b>	<b>1664</b>	<b>698</b>

**Tableau 3-4 : Valeurs d'intensité tomographique moyenne, minimale, maximale et écart-type et densité gamma, vitesse des ondes P et susceptibilité magnétique aux limites des différents ensembles.**

*Les valeurs en gras sont les valeurs aux limites des unités 21-I, 21-II et 21-III.*

Cette unité est caractérisée (tab. 3-3 et 3-4) par des valeurs d'IT moyennes décroissantes (799 +/- 20 UH ; tab. 3-3 ; de 816 +/- 59 UH à 770 +/- 50 UH ; tab. 3-4). L'hétérogénéité, inférieure à celle de l'unité 21-I (59 +/- 14 contre 142 +/- 54), est maximale (jusqu'à 111 à 23,764 m) entre 15,78 m et 25,45 m.

Les valeurs d'IT minimales (tab. 3-3 et 3-4) sont élevées (552 +/- 120 UH) et décroissantes depuis la base vers le sommet de l'unité de -75 UH. Tel que dans la carotte MD 9922 20, ceci permet de différencier les processus de consolidation (unité 21-I) de ceux de compaction (unité 21-II). Les valeurs d'IT<sup>ax</sup><sub>max</sub> sont élevées (2189 +/- 793 UH) et très variables. Tel que dans l'unité 20-II, ces valeurs sont corrélées avec les principaux indices de précipitation diagénétique.



**Figure 3-9 : Exemples d'enregistrement des événements turbiditiques.**

a)- MD 9922 21 – XVII (24,47 m à 24,53 m) ; b)- MD 9922 21 – XIV (20,24 m à 20,27 m et 20,15 m à 20,17 m). Les limites supérieures des turbidites sont minimales : elles ne tiennent pas compte de la recolonisation des sédiments sous-jacents. L'exemple b) ne présente pas d'évidence d'érosion mais l'absence d'indices de bioturbation (#) puis une recolonisation biologique, repérées à l'aide des écarts-types élevés (\*). Une autre zone à écart-type élevé (+) est due à un mauvais remplissage de la gaine.

Les trois courbes obtenues à partir du banc MST présente des profils similaires à celui des valeurs d'IT axiales moyennes, à l'exception de la courbe de susceptibilité magnétique qui présente une tendance croissante.

Cette unité est la moins dense de la carotte MD 9922 21 : les valeurs de densité gamma sont moyennes ( $1,65 \pm 0,02 \text{ g.cm}^{-3}$ ) et décroissantes, soit de  $1,68 \text{ g.cm}^{-3}$  à  $1,67 \text{ g.cm}^{-3}$  entre 30,105 m et 13,68 m. Cette tendance se remarque également sur la courbe de vitesse des ondes P ( $1427 \pm 8 \text{ m.s}^{-1}$ ), qui est caractérisée par une diminution des valeurs d'environ  $-20 \text{ m.s}^{-1}$ . Les valeurs de susceptibilité magnétique sont basses sur l'ensemble de l'unité ( $94 \pm 22 \cdot 10^{-5} \text{ SI}$ ), avec une tendance croissante, de  $91 \cdot 10^{-5} \text{ SI}$  (30,105 m) à  $158 \cdot 10^{-5} \text{ SI}$  (13,68 m). Comme remarqué sur les profils d'IT moyennes, de densité gamma et de vitesse des ondes P, celui de susceptibilité magnétique présente des valeurs inférieures dans l'unité 21-II ( $94 \pm 22 \cdot 10^{-5} \text{ SI}$ ) par rapport à l'unité 21-I ( $342 \pm 104 \cdot 10^{-5} \text{ SI}$ ).

### 3.3.4 La transition entre les unités 21-II et 21-III (fig. 3-8).

La transition entre les unités 21-II et 21-III est reconnue sur l'ensemble des profils vers 30,105 m. Elle est de nature érosive et présente une incorporation des sédiments de l'unité 21-III dans l'unité 21-II.

Elle est matérialisée par une augmentation importante de la proportion d'argile, une diminution de la fraction sableuse (37 % à 88 % d'argile et 42 % à 11 % de sable) et par une granulométrie plus fine (silt moyen par rapport au sable fin). Les lamines, soulignées par les processus de précipitation diagénétique dans l'unité 21-II, sont sableuses et discrètes dans l'unité 21-III. Les structures accessoires présentent dans l'unité 21-II (précipitations diagénétiques principalement) sont absentes dans l'unité 21-III.

La transition est matérialisée par une diminution des valeurs d'IT moyennes, de 799 +/- 20 UH à 1057 +/- 145 UH, et de l'écart type, de 59 +/- 14 à 99 +/- 25, et une augmentation des valeurs d'IT minimales (de 497 +/- 147 UH à 552 +/- 120 UH). En revanche, la moyenne des IT maximales baisse (de 2320 +/- 464 UH à 2189 +/- 793 UH). Ces résultats induisent une diminution de la densité et une plus grande homogénéité de la matrice sédimentaire. L'homogénéisation est le résultat d'une diminution de la porosité (augmentation des valeurs d'IT<sub>min</sub>) et de la granulométrie.

Les courbes de densité gamma, de vitesse des ondes P et de susceptibilité magnétique présentent la même transition que la courbe d'IT moyennes. Plus précisément, la transition est matérialisée, sur la courbe de susceptibilité magnétique, par des valeurs quatre fois moins élevées dans l'unité 21-II que dans l'unité 21-III.

### 3.3.5 L'unité 21-III (fig. 3-8 et 3-3).

L'unité 21-III est comprise entre 31,025 m et 30,105 m, soit une épaisseur minimale de 0,92 m, la base de l'unité n'ayant pas été échantillonnée lors du carottage.

Le sommet de l'unité est constitué de sable fin bien trié (0,36  $\phi$  à 0,42  $\phi$ ) à répartition symétrique (-0,02 à 0,01) et à texture sablo-limoneuse (de 61 % à 79 % de sable ; de 14 % à 29 % de silt ; de 7 % à 10 % d'argile). Cette unité est caractérisée par un faciès à sédiments sableux mal triés, majoritairement sans structures et localement à lamines sableuses obliques et entrecroisées mal définies. Des lithoclastes, des bioclastes et des indices de matière organique sont décrits dans cette unité. Les processus de sédimentation sont dominés par des phénomènes de traction sur le fond.

Cette unité est caractérisée (tab. 3-3 et 3-4) par des valeurs d'IT élevées (1057 +/- 145 UH ; tab. 3-3), fortement décroissantes (de 1211 +/- 108 UH à 816 +/- 59 UH ; tab. 3-4). L'hétérogénéité, supérieure à celle de l'unité 21-II (99 +/- 25 contre 59 +/- 14 ; tab. 3-3), est décroissante (108 à 59 ; tab. 3-4). Les IT minimales (tab. 3-3 et 3-4) sont moyennes (497 +/- 147 UH ; tab. 3-3) et croissantes depuis la base vers le sommet de l'unité (+140 UH). Les IT maximales sont élevées (2320 +/- 464 UH) et très variables.

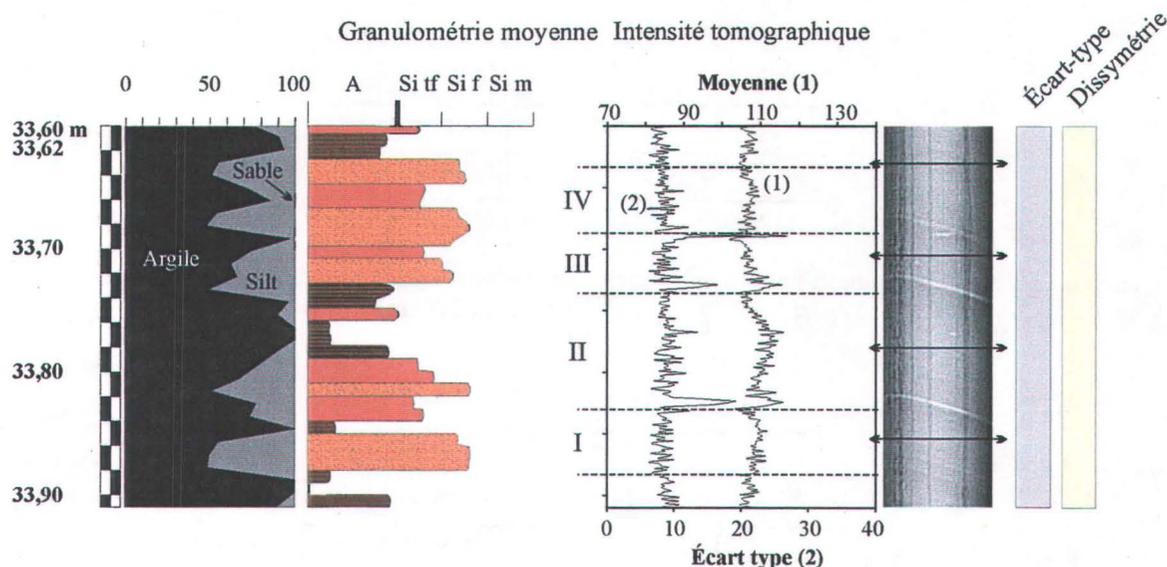
Les trois courbes obtenues à partir du banc MST présentent des profils similaires à celui des valeurs d'IT moyennes. Les valeurs de densité gamma sont élevées (1,84 +/- 0,15 g.cm<sup>-3</sup>) et décroissantes de 2,15 g.cm<sup>-3</sup> à 1,68 g.cm<sup>-3</sup>. Cette tendance se remarque également sur la courbe de vitesse des ondes P

(1528 +/- 74 m.s<sup>-1</sup>), de 1664 m.s<sup>-1</sup> à 1425 m.s<sup>-1</sup>, et de susceptibilité magnétique (380 +/- 235 .10<sup>-5</sup> SI), de 698.10<sup>-5</sup> SI (31,025 m) à 91.10<sup>-5</sup> SI (30,105 m). Comme remarqué sur les profils d'IT moyennes, de densité gamma et de vitesse des ondes P, celui de susceptibilité magnétique présente des valeurs supérieures dans l'unité 21-III (380 +/- 235.10<sup>-5</sup> SI) par rapport à l'unité 21-II (94 +/- 22.10<sup>-5</sup> SI).

### 3.4 Descriptions des rythmites tomodensitométriques enregistrées dans le chenal Laurentien.

Les trois zones de rythmites étudiées sont localisées dans la section MD 9922 20 – XXIII, entre 33,60 m et 33,90 m (fig. 3-10), dans la section MD 9922 21 – X, entre 14 m et 14,60 m (fig. 3-11) et dans la section MD 9922 21 – XIII, entre 18,30 m et 19,30 m (fig. 3-12). Comme pour les unités, les rythmites sont définies à partir des profils d'intensité tomographique (Cf. p. 36). D'une part, les lamines présentant une inclinaison atteignant 17 degrés, d'autre part, les intensités tomographiques ayant une résolution de 1,014 mm contre 10 mm pour les mesures granulométriques, il faut noter qu'un décalage peut être observé entre les différentes mesures.

#### 3.4.1 La section MD 9922 20 – XXIII.



**Figure 3-10 : Étude des rythmites tomodensitométriques et évolution centimétrique des paramètres granulométriques (MD 992220 – XXIII, 33,60 m à 33,90 m)**

(la légende est détaillée dans la figure 3-3, les flèches indiquent la position des clichés axiaux).

Cette zone rythmique est caractérisée par un faciès à sédiments fins et laminés. Sa granulométrie moyenne est comprise entre du silt fin et de l'argile (texture : silt argileux à argile (48 % à 100 % d'argile ; 0 % à 52 % de silt ; 0 % à 0,5 % de sable). Peu de précipitations diagénétiques, millimétriques à plurimillimétriques, sont observées à l'exception des lamines et d'une inclusion dense massive (environ  $IT_{Long} = 170$  UH) vers 33,785 m. Les caractéristiques quantitatives des coupes axiales (4 coupes) et longitudinales

sont résumées respectivement dans les tableaux 3-5 et 3-6. La zone étudiée est composée de quatre rythmites (épaisseur moyenne = 62 +/- 21 mm ; minimale = 49 mm ; maximale = 93 mm) dont la base est constituée d'une lamine dense ( $IT_{Long} > 110$  UH), oblique et nettement définie (fig. 3-10 et tab. 3-6), surmontée d'un lit moins dense (entre 99 UH et 110 UH). Les rythmites sont caractérisées par une hétérogénéité croissante de la base vers le sommet, le pic initial d'hétérogénéité étant provoqué par l'intégration des valeurs d'IT des lamines denses et des sédiments sus et sous jacents moins denses, du fait du pendage.

Profondeur (en m)	IT minimales (en UH)	IT moyennes (en UH)	IT maximales (en UH)
33,63	586	791 +/- 48	1219
33,705	597	795 +/- 46	1009
33,78	602	814 +/- 48	1493
33,855	567	803 +/- 50	1107

**Tableau 3-5 : Coupes axiales de la section MD 9922 20 – XXIII, entre 33,60 m et 33,90 m.**

Profondeur (en m)	Densité (en UH)	
33,60 à 33,90	108 +/- 9	moyenne
33,687	99 +/- 11	minimale
33,689	117 +/- 22	maximale

**Tableau 3-6 : Densités longitudinales moyennes, minimales et maximales de la zone rythmique (MD 9922 20 – XXIII, 33,60 m à 33,90 m).**

	Profondeur (en m)	Moyenne (en UH)
IV	33,634 – 33,687	107 +/- 9
III	33,687 – 33,736	108 +/- 11
II	33,736 – 33,829	110 +/- 10
I	33,829 – 33,883	109 +/- 9

**Tableau 3-7 : Densités longitudinales moyennes des rythmites (MD 9922 20–XXIII, 33,60 à 33,90 m).**

La rythmite I, entre 33,883 m et 33,829 m, est composée de deux lamines denses basales (111 UH et 112 UH) et d'un lit moins dense (103 UH à 110 UH) à IT croissantes.

La rythmite II, entre 33,829 m et 33,736 m, est d'IT symétrique et est constituée d'une lamine dense initiale (116 +/- 19 UH) et d'un lit moins dense (105 UH à 115 UH).

La rythmite III, entre 33,736 m et 33,687 m, débute par une lamine très dense (116 +/- 16 UH à 33,73 m), surmontée par un lit moins dense (112 UH à 102 UH), d'arrangement tomodynamométrique décroissant.

La rythmite IV, entre 33,687 m et 33,634 m, est caractérisée par une lamine dense basale et un lit moins dense à IT croissantes (base : 102 +/- 10 UH, maximum : 110 +/- 8 UH, sommet : 102 +/- 10 UH).

Ces rythmites correspondent à cinq successions sédimentaires, dont la base est granocroissante et le sommet granodécroissant, de mieux en mieux triées (33,87 m à 33,81 m, 33,81 m à 33,73 m, 33,73 m à 33,69 m, 33,69 m à 33,60 m). Ces séquences sont composées de silt fin, à la base, et de silt très fin ou d'argiles au sommet, le tout très bien trié (de 0,12  $\phi$  à 0,03  $\phi$ ) et répartis symétriquement (-0,04 à 0). La meilleure définition sédimentologique des rythmites est obtenue à partir des textures sédimentaires. Elles sont caractérisées par une base argileuse (de 85 % à 100 % d'argile), un lit granocroissant (silty-argileux ou argilo-silteux, de 4 % à 52 % de silt) de 1 cm à 3 cm d'épaisseur et d'un lit granodécroissant, de 30 mm à 40 mm d'épaisseur.

### 3.4.2 La section MD 9922 21 – X.

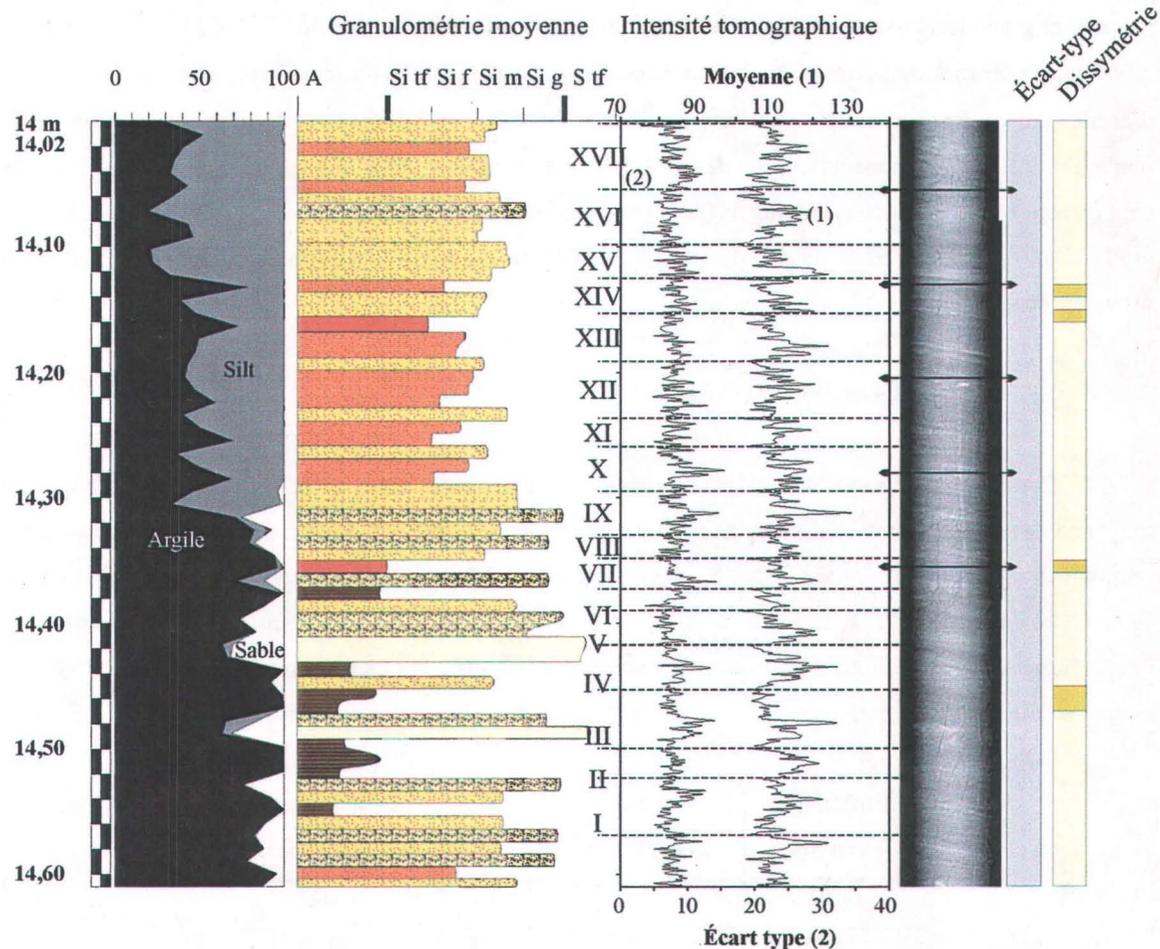
Cette zone rythmique est caractérisée par un faciès à sédiments fins et laminés. La granulométrie moyenne est comprise entre un sable très fin et une argile (texture : silt argileux ou argile à la base de la section (48 % à 100 % d'argile ; 0 % à 52 % de silt ; 0 % à 0,5 % de sable) à argile ou argile sableuse (48 % à 100 % d'argile ; 0 % à 52 % de silt ; 0 % à 0,5 % de sable) au sommet). Des précipitations diagénétiques, millimétriques à pluri-millimétriques, sont observées. Les caractéristiques quantitatives des coupes axiales (5 coupes) et longitudinales sont résumées respectivement dans les tableaux 3-8 et 3-9.

Profondeur (en m)	IT minimales (en UH)	IT moyennes (en UH)	IT maximales (en UH)
14,055	582	797 +/- 47	1041
14,13	455	793 +/- 49	1174
14,205	581	808 +/- 56	1582
14,28	571	777 +/- 47	1102
14,355	477	784 +/- 49	1367

Tableau 3-8 : Coupes axiales de la section MD 9922 21 – X, entre 14 m et 14,60 m.

La zone étudiée est composée de dix-sept rythmites (fig. 3-11) constituées d'une alternance de lits ou lamines denses (115 UH à 124 UH) obliques (pendage de 7°) à subhorizontales, non déformés, et de lits moins denses (101 UH à 115 UH). La base des lamines denses est diffuse, surtout en base de section. En sommet de section, les lamines denses sont bien définies et leur contact basal est franc.

L'épaisseur des rythmites est comprise entre 17 mm et 51 mm d'épaisseur (épaisseur moyenne = 33 +/- 10 mm ; fig. 3-11 et tab. 3-10) et ont une densité longitudinale moyenne comprise entre 108 +/- 8 UH et 113 +/- 10 UH (tab. 3-10). Les rythmites sont organisées selon les trois arrangements tomodynamométriques : les rythmites II, IV, XII, XVI et XVII sont symétriques ; les rythmites I et IX sont croissantes ; les rythmites III, V, VI, VII, VIII, X, XI, XIII, XIV et XV sont décroissantes.



**Figure 3-11 : Étude des rythmites tomodynamométriques et évolution centimétrique des paramètres granulométriques (MD 992221 - X, 14 m à 14,60 m)**

*(la légende est détaillée dans la figure 3-3, les flèches indiquent la position des clichés axiaux).*

La granulométrie moyenne et la texture sédimentaire (fig. 3-11) permettent de différencier deux zones. Entre 14 m et 14,30 m, les sédiments ont une texture silto-argileuse à argilo-silteuse (20 % à 78 % d'argile ; 22 % à 80 % de silt ; 0 % à 4 % de sable) avec une granulométrie moyenne échelonnée entre silts très fin et grossier. Les sédiments se sont déposés dans cette section en séries granocroissantes et granodécroissantes de 2 cm à 3 cm, caractéristiques d'événements gravitaires à base hyperconcentrée et à sommet déposé par décantation de type coulée de boue (Shanmugam, 2002).

Entre 14,30 m et 14,60 m, les sédiments ont une texture argileuse à argilo-sableuse (63 % à 100 % d'argile ; 0 % à 19 % de silt ; 0 % à 32 % de sable) avec une granulométrie moyenne échelonnée entre argile et sable très fin. Les sédiments se sont déposés principalement en séries granocroissantes de 2 cm à 3 cm, à l'exception de deux successions granodécroissantes, vers 14,30 m et 14,06 m.

Profondeur (en m)	Densité (en UH)	
14 à 14,60	111 +/- 10	moyenne
14,125	98 +/- 7	minimale
14,312	130 +/- 15	maximale

**Tableau 3-9 : Densités longitudinales moyennes, minimales et maximales de la zone rythmique I (MD 9922 21 – X, 14 m à 14,60 m).**

	Profondeur (en m)	Moyenne (en UH)		Profondeur (en m)	Moyenne (en UH)
XVII	14,003 - 14,054	110 +/- 9	VIII	14,329 - 14,348	110 +/- 8
XVI	14,054 - 14,098	110 +/- 9	VII	14,348 - 14,373	111 +/- 9
XV	14,098 - 14,125	112 +/- 11	VI	14,373 - 14,390	108 +/- 8
XIV	14,125 - 14,154	111 +/- 10	V	14,390 - 14,417	110 +/- 9
XIII	14,154 - 14,192	112 +/- 10	IV	14,417 - 14,453	111 +/- 9
XII	14,192 - 14,237	110 +/- 11	III	14,453 - 14,499	109 +/- 9
XI	14,237 - 14,259	111 +/- 9	II	14,499 - 14,524	113 +/- 8
X	14,259 - 14,295	113 +/- 10	I	14,524 - 14,569	110 +/- 9
IX	14,295 - 14,329	111 +/- 10			

**Tableau 3-10 : Densités longitudinales moyennes des rythmites de la zone rythmique I (MD 9922 21 – X, 14 m à 14,60 m).**

Les sédiments de l'ensemble de la zone rythmique sont très bien triés (de 0,04  $\phi$  à 0,06  $\phi$  pour les argiles à 0,3  $\phi$  pour le sable très fin) à distribution symétrique (0 à -0,01), à l'exception des lits de silt très fin (14,35 m et 14,16 m), de silt fin (14,13 m) et d'argile (14,45 m et 14,46 m) à dissymétrie grossière (0,11 à 0,26).

Tel que dans la section MD 9922 20 – XXIII, les rythmites sont très bien illustrées par les fractions granulométriques, coïncidant avec les variations des teneurs en argile. Chaque rythmite est caractérisée par un lit relativement plus argileux et un lit plus silteux ou plus sableux.

### 3.4.3 La section MD 9922 21 – XIII.

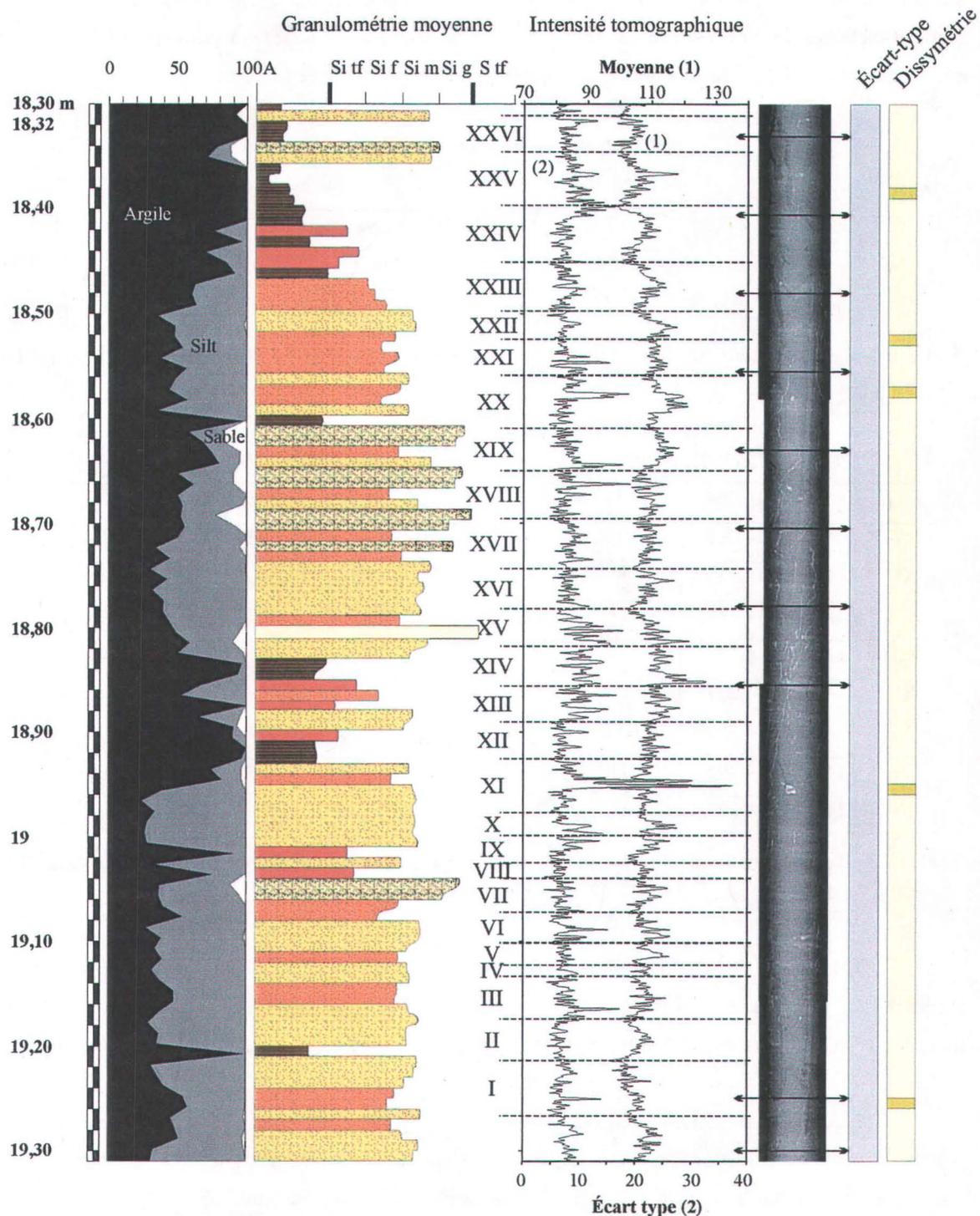


Figure 3-12 : Étude des rythmites tomodensitométriques et évolution centimétrique des paramètres granulométriques (MD 992221 – XIII, 18,30 m à 19,30 m)

(la légende est détaillée dans la figure 3-3, les flèches indiquent la position des clichés axiaux).

Cette zone rythmique (fig. 3-12) est caractérisée par un faciès à sédiments fins, homogènes à laminés mal définis et à transition graduelle. De nombreuses précipitations diagénétiques, majoritairement des traces de bioturbation, de 0,25 mm à 5 mm de diamètre et jusqu'à 100 mm de longueur, sont observées. Les caractéristiques quantitatives des coupes axiales (10 coupes) et longitudinales sont résumées respectivement dans les tableaux 3-11 et 3-12. Les densités maximales sont de 3071 UH, caractéristiques des précipitations diagénétiques.

Profondeur (en m)	IT minimales (en UH)	IT moyennes (en UH)	IT maximales (en UH)
18,33	548	772 +/- 66	3071
18,405	577	774 +/- 46	1538
18,48	583	788 +/- 63	3071
18,555	575	791 +/- 59	3071
18,63	557	793 +/- 75	3071
18,705	572	795 +/- 57	2694
18,78	575	790 +/- 68	3071
18,855	549	796 +/- 68	3071
19,25	559	778 +/- 49	1549
19,3	545	776 +/- 59	3071

**Tableau 3-11 : Coupes axiales de la section MD 9922 21 – XIII, entre 18,30 m et 19,31 m.**

La texture sédimentaire est argileuse à silto-argileuse avec quelques lits limono-sableux (24 % à 100 % d'argile ; 0 % à 76 % de silt ; 0 % à 22 % de sable). La granulométrie moyenne de cette section (fig. 3-12) est comprise entre argile et sable très fin, le tout très bien trié (entre 0,04  $\phi$  et 0,06  $\phi$  pour les argiles et jusqu'à 0,28  $\phi$  pour le sable très fin). Les échantillons ont une distribution symétrique (0 à -0,1), à l'exception des lits de silt fin à 19,25 m, à 18,57 m et 18,52 m, de silt moyen à 18,95 m et argileux à 18,38 m qui sont dissymétriques grossiers (-0,13 à -0,23).

Cette section est constituée de vingt-six rythmites (fig. 3-12 et tab. 3-13 ; épaisseur moyenne = 37 +/- 12 mm ; minimale = 11 mm ; maximale = 56 mm) majoritairement symétriques (IT croissante dans la moitié inférieure de la rythmite puis décroissante dans la moitié supérieure). Seule les rythmites I, VI, XIV et XV d'une part, VII, IX et XVI d'autre part et enfin la XI sont respectivement décroissantes, croissantes et sans tendance nette.

Entre 19,30 m et 18,98 m, onze lits denses (environ 110 UH), dont les limites inférieure et supérieure ne sont pas nettes, alternent avec dix lits peu denses (100 UH à 105 UH). Le litage est subhorizontal et entrecroisé (19,09 m). Les précipitations diagénétiques de cette zone sont de courts filaments (terriers recristallisés), inférieurs à 5 cm de long, peu nombreux. Entre 18,98 m et 18,89 m, trois rythmites sont mal définies. Les précipitations diagénétiques sont représentées par l'extrémité inférieure de

filaments denses (terriers recristallisés), longs de 10 centimètres et par un amas dense ( $IT_{long} = 122$  UH) large de 1,5 cm. Entre 18,89 m et 18,78 m, la section est constituée de deux rythmites et de précipitations diagénétiques sous forme de filaments tortueux (terriers recristallisés), longs de 5 cm à 10 cm. La partie supérieure de la zone rythmique, entre 18,78 m et 18,30 m, est constituée d'une alternance de douze rythmites, alternance de lits denses (109 UH à 121 UH) et moins denses (98 UH à 108 UH). Les transitions entre les lits sont progressives. Les précipitations diagénétiques sont soit de rares filaments denses (terriers recristallisés), de 3 cm à 6 cm de long, soit des amas, de diamètre inférieur à 5 mm.

Profondeur (en m)	Densité (en UH)	
18,30 à 19,30	109 +/- 10	Moyenne
19,214	97 +/- 10	minimale
18,951	135 +/- 36	maximale

**Tableau 3-12 : Densités longitudinales moyennes, minimales et maximales de la zone rythmique II (MD 9922 21 – XIII, 18,30 m à 19,31 m).**

	Profondeur (en m)	Moyenne (en UH)		Profondeur (en m)	Moyenne (en UH)
XXVI	18,312 – 18,345	103 +/- 8	XIII	18,856 – 18,890	111 +/- 9
XXV	18,345 – 18,397	105 +/- 9	XII	18,890 – 18,926	109 +/- 7
XXIV	18,397 – 18,451	106 +/- 8	XI	18,926 – 18,982	108 +/- 11
XXIII	18,451 – 18,499	109 +/- 8	X	18,982 – 18,999	110 +/- 10
XXII	18,499 – 18,525	111 +/- 9	IX	18,999 – 19,024	108 +/- 9
XXI	18,525 – 18,558	111 +/- 8	VIII	19,024 – 19,040	106 +/- 7
XX	18,558 – 18,610	112 +/- 10	VII	19,040 – 19,073	108 +/- 8
XIX	18,610 – 18,651	113 +/- 10	VI	19,073 – 19,102	109 +/- 9
XVIII	18,651 – 18,696	110 +/- 10	V	19,102 – 19,123	109 +/- 8
XVII	18,696 – 18,744	110 +/- 10	IV	19,123 – 19,134	107 +/- 9
XVI	18,744 – 18,784	109 +/- 10	III	19,134 – 19,173	107 +/- 10
XV	18,784 – 18,817	111 +/- 11	II	19,173 – 19,214	106 +/- 8
XIV	18,817 – 18,856	113 +/- 10	I	19,214 – 19,267	105 +/- 9

**Tableau 3-13 : Densités longitudinales moyennes des rythmites de la zone rythmique II (MD 9922 1121 – XIII, 18,30 m à 19,31 m).**

*Les traits pleins épais indiquent les limites des ensembles et les traits épais en tirets limitent les sous-ensembles repérés graphiquement.*

Cette zone rythmique est divisée en deux séquences granodécroissantes de silts moyen à grossier et de sable très fin à des argiles, entre 19,30 m et 18,82 m et entre 18,82 m et 18,30 m.

La première séquence granodécroissante, entre 19,30 m et 18,82 m, est dominée par les arrangements granodécroissants (huit, d'une épaisseur moyenne de 4,5 cm). Les seules séquences granocroissantes (trois, entre 3 cm et 5 cm d'épaisseur) sont concentrées entre 19,26 m et 19,04 m.

La base de la deuxième séquence granodécroissante, entre 18,82 m et 18,44 m, est composée de séquences granocroissantes, entre 3 cm et 8 cm d'épaisseur. Le sommet, entre 18,44 m et 18,30 m, est composé de lits d'argile (entre 3 cm et 6 cm d'épaisseur) et de silts très fin et moyen, sans arrangement distinct.

Aucune concordance nette n'apparaît entre les arrangements tomodynamométriques et la granulométrie moyenne. Cependant, tel que pour les deux autres sections rythmiques, les rythmites sont, en général, corrélées à un lit plus riche en argile.

### 3.5 Analyse des cyclicités.

L'analyse des cyclicités est basée sur l'étude des valeurs d'intensité tomographique longitudinale moyenne ( $It_{moy}^{long}$ ). Les courbes obtenues sont décrites visuellement et les résultats sont confrontés à un traitement du signal (transformées rapides de Fourier ou FFT («Fast Fourier Transform») et semivariogrammes). Contrairement à Boespflug *et al.* (1995), il n'a pas été fait d'analyse par variance avant et après chaque limite de sections afin de les faire correspondre exactement. Le traitement de signal est donc fait uniquement sur les demi-sections et sur les sections entières. Les pics de valeurs liés aux bouchons et aux fantômes sont exclus manuellement des descriptions, après l'essai infructueux de filtres visant à éliminer ces problèmes.

#### 3.5.1 La carotte MD 9922 20.

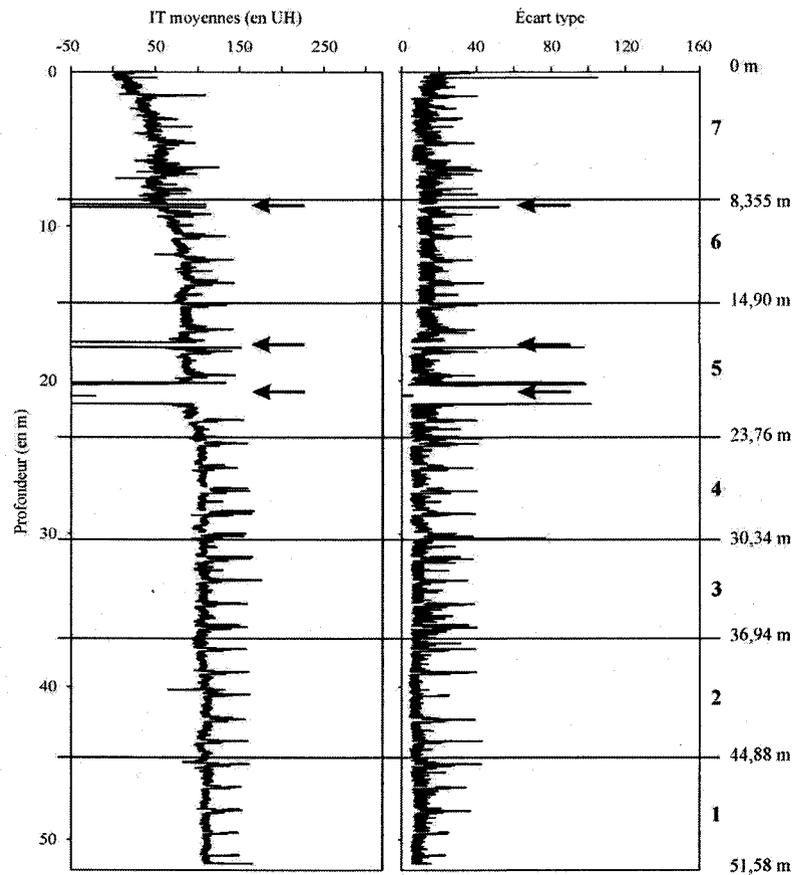
Profondeur (en m)	Densité (en UH)	
0 à 51,58	87 +/- 56	moyenne
17,55	-353 +/- 38	minimale
33,03	176 +/- 24	maximale

**Tableau 3-14 : Densités longitudinales moyennes, minimales et maximales de la carotte MD 9922 20.**

La densité moyenne de la carotte MD 992220 est de 87 +/- 56 UH (tab. 3-14). La densité maximale mesurée est de 176 +/- 24 UH, à 33,03 m et la minimale est de -353 +/- 38 UH, à 17,55 m. Ces valeurs extrêmes sont malheureusement répertoriées au niveau de bouchons et de trous. Les écarts types sont compris entre 146 unités, à 21,08 m et 0 unité, ponctuellement répartis entre 20,44 m et 21,31 m.

Les valeurs de densité sont décroissantes de 110 +/- 9 UH, à 51,58 m, à 8 +/- 18 UH, à 0,35 m. La courbe est divisée en deux domaines décroissants. De 51,58 m à 14,90 m, les valeurs de densité diminuent de 165 +/- 13 UH à 77 +/- 13 UH. Cette diminution s'accélère à partir de 14,90 m : de 77 +/- 13 UH, à 23,76 m, à 8 +/- 18 UH, à 0,35 m. Les deux unités déterminées précédemment sont divisées en sept

ensembles (tab. 3-15 et fig. 3-13) sur la base de changements majeurs dans les profils d'IT longitudinale et de leur écart-type (ou hétérogénéité).



**Figure 3-13 : Intensité tomographique moyenne et écart type longitudinaux (en UH) de la carotte MD 9922 20.**

*Les flèches indiquent les trous liés aux dégazages.*

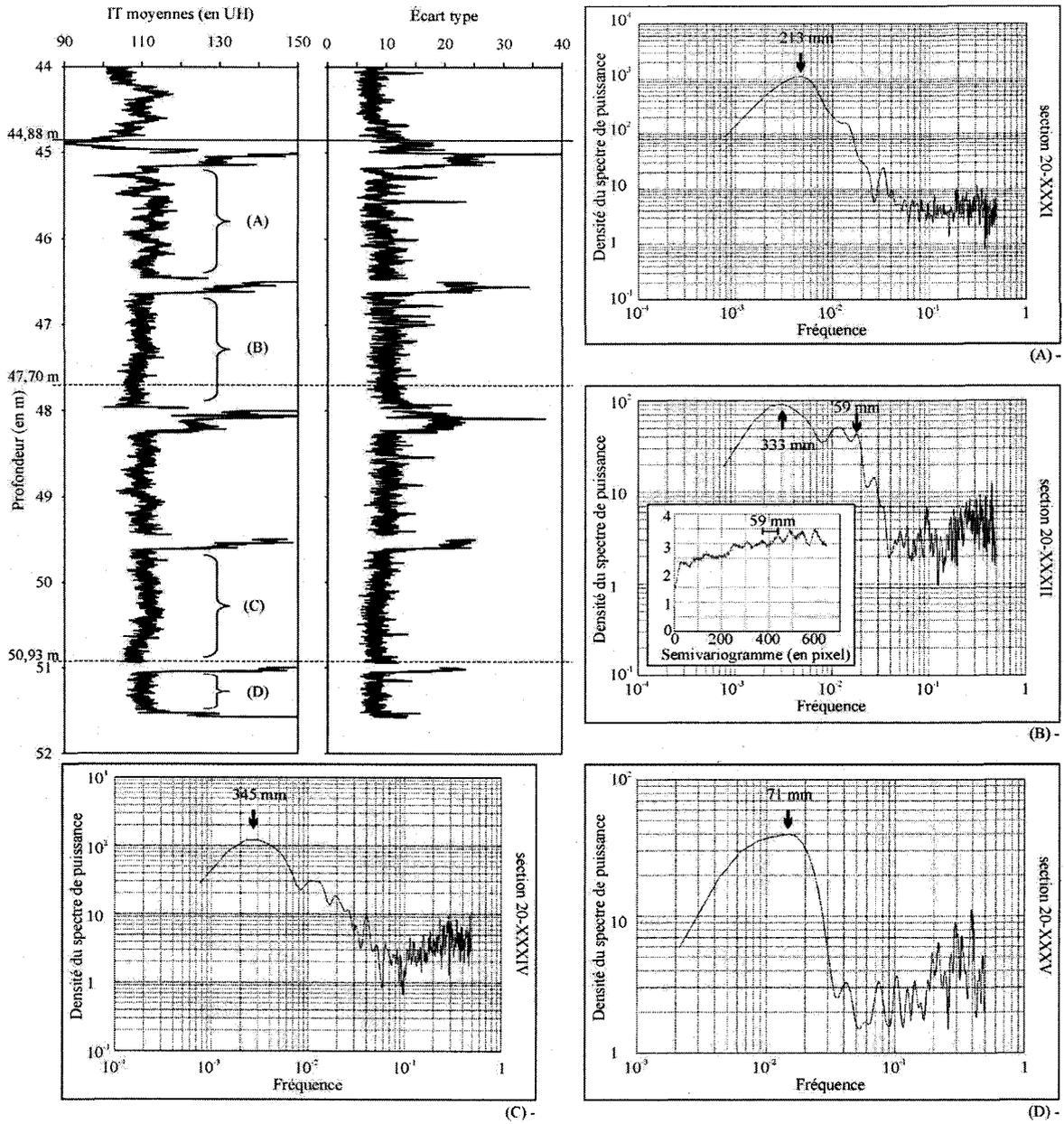
Le premier ensemble est compris entre 51,58 m à 44,88 m ( $113 \pm 14$  UH : fig. 3-13 et 3-14 et tab. 3-15). L' $IT_{moy}^{long}$  à 51,58 m est de  $165 \pm 13$  UH et décroît à  $83 \pm 13$  UH à 44,88 m. Cet ensemble est caractérisé par l'augmentation de son hétérogénéité moyenne depuis la base (6 unités) vers le sommet (11 unités). Les cyclicités enregistrées sont de quatre ordres. La plus grande période, interprétée visuellement, est constituée de deux cycles (fig. 3-14), épais de 3230 mm et de 2820 mm. Le premier cycle, entre 50,93 m et 47,70 m, est d'IT décroissante. Le second, entre 47,70 m et 44,88 m, est d'IT croissante. Le deuxième ordre est compris entre 345 mm (section 20-XXXIV, entre 51 m et 49,50 m) et 333 mm (section 20-XXXII, entre 48 m et 46,50 m). Le sommet des deux cycles de premier ordre coïncide avec des cycles de troisième ordre, très bien définis, dont la période est comprise entre 160 mm et 213 mm (section 20-XXXI, entre 46,5 m et 45 m). Le quatrième ordre est compris entre 71 mm (section 20-XXXV, entre 51,58 m et 51 m) et 59 mm (section 20-XXXII, entre 48 m et 46,50 m). La transition avec le deuxième ensemble est marquée par une diminution importante de la densité ( $-30$  UH en moins de 40 cm).

Profondeur (en m)	Densité moyenne des limites d'unité (en UH)	Densité moyenne des unités (en UH)
<b>0</b>	<b>44 +/- 31</b>	
		45 +/- 23
8,355	58 +/- 11	
		76 +/- 43
<b>14,90</b>	<b>77 +/- 13</b>	
		57 +/- 110
23,76	90 +/- 13	
		109 +/- 16
30,34	93 +/- 13	
		109 +/- 14
36,94	94 +/- 8	
		110 +/- 13
44,88	83 +/- 13	
		113 +/- 14
<b>51,58</b>	<b>165 +/- 13</b>	

**Tableau 3-15 : Caractéristiques tomodensitométriques numériques des unités et ensemble de la carotte MD 9922 20.**

*Les chiffres en gras sont les valeurs aux limites des unités.*

Le second ensemble (110 +/- 13 UH : fig. 3-13 et 3-15) est compris entre 44,88 m (83 +/- 13 UH) et 36,94 m (94 +/- 6 UH). Les valeurs de densité croissent jusqu'à 42,59 m (117 +/- 6 UH) puis diminuent jusqu'à 36,94 m. L'hétérogénéité est croissante vers le sommet de cet ensemble. Cet ensemble se divise en trois (fig. 3-15) : deux zones de transition, entre 44,26 m et 43,77 m (490 mm), et entre 37,40 m et 36,94 m (460 mm), et un grand cycle symétrique entre 43,77 m et 37,40 m (6370 mm). Le deuxième ordre de cyclicité est compris entre 455 mm (section 20-XXVI, entre 39 m et 37,50 m) et 330 mm (section 20-XXX, entre 45 m et 43,50 m et section 20-XXVII, entre 40,50 m et 39 m). Le troisième ordre a une épaisseur comprise entre 160 mm et 110 mm (section 20-XXIX, entre 43,50 m et 42 m et section 20-XXVIII, entre 42 m et 40,50 m). Le quatrième ordre a une épaisseur comprise entre 50 mm et 70 mm (section 20-XXVIII, entre 42 m et 40,50 m et section 20-XXVI, entre 37,50 m et 36 m). Les épaisseurs extrêmes observées visuellement sont de l'ordre de 20 mm et de 100 mm.



**Figure 3-14 :  $IT_{\text{moy}}^{\text{long}}$ , écarts types et spectres de puissance du premier ensemble de la carotte MD 9922 20 entre 51,58 m et 44,88 m.**

Le troisième ensemble (109 +/- 14 UH : fig. 3-13 et 3-16 et tab. 3-15) est compris entre 36,94 m (94 +/- 8 UH) et 30,34 m (93 +/- 13 UH). Les valeurs de densité sont stables. Cet ensemble est divisé en six cycles de premier ordre de 900 mm à 1500 mm (fig. 3-16). Entre trois et cinq cycles de deuxième ordre, de 200 mm à 300 mm d'épaisseur, subdivisent les cycles de premier ordre (section 20-XXIV à XXI, entre 36 m et 30 m). Ces cycles sont difficiles à définir à cause des bouchons. Le troisième ordre de cyclicité, de 140 mm à 180 mm, est enregistré sur toutes les demi-sections mais n'a pas été décrit visuellement. Le quatrième ordre est compris entre 55 mm et 70 mm (section 20-XXIV à XXI, entre 36 m et 30 m). La

transition entre cet ensemble et le suivant est marquée par une zone moins dense (102 +/- 8 UH) et plus hétérogène (de 8 à 15 unités).

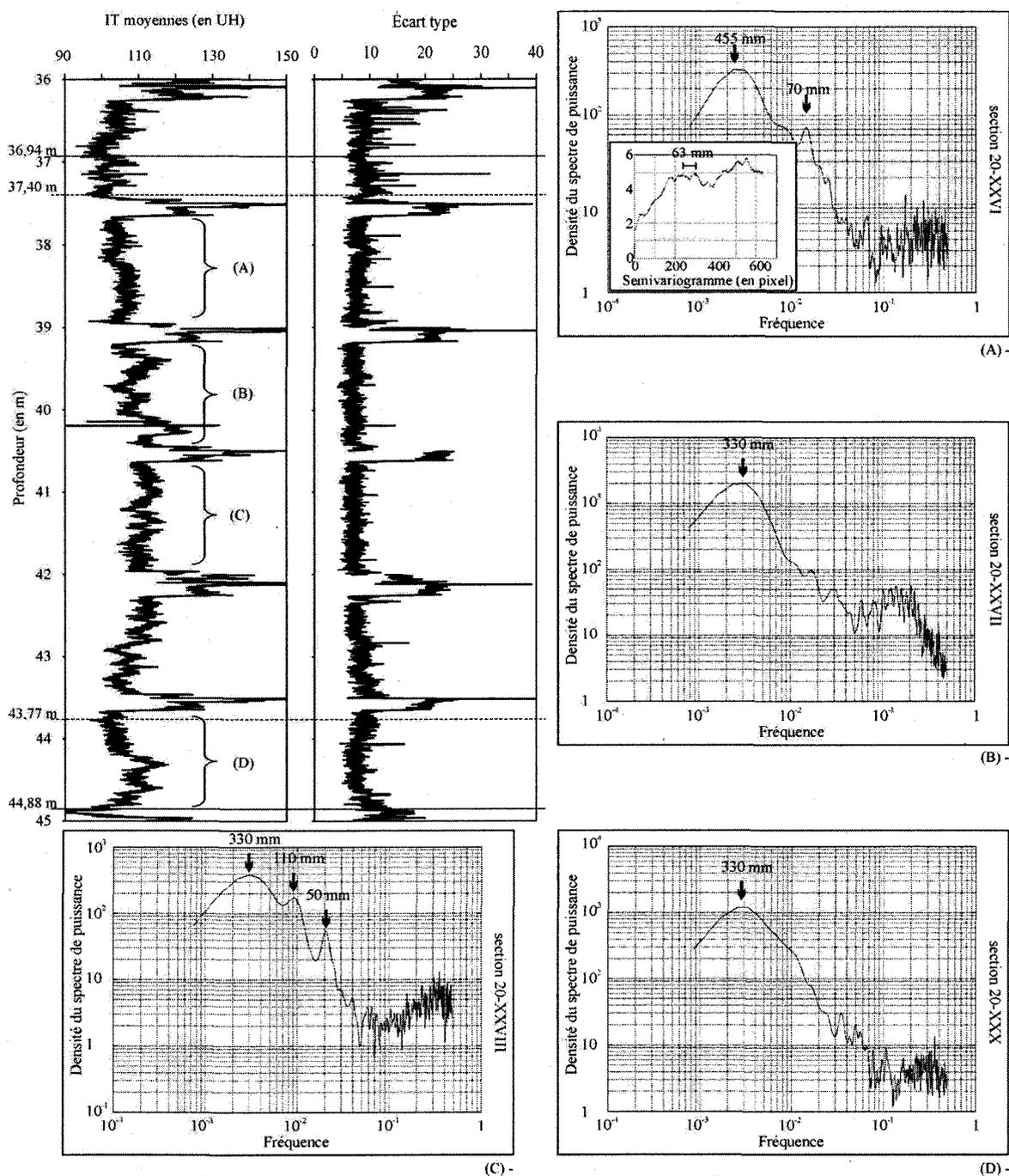


Figure 3-15 :  $IT_{moy}^{long}$  écarts types et spectres de puissance du deuxième ensemble de la carotte MD 9922 20 entre 44,88 m et 36,94 m.

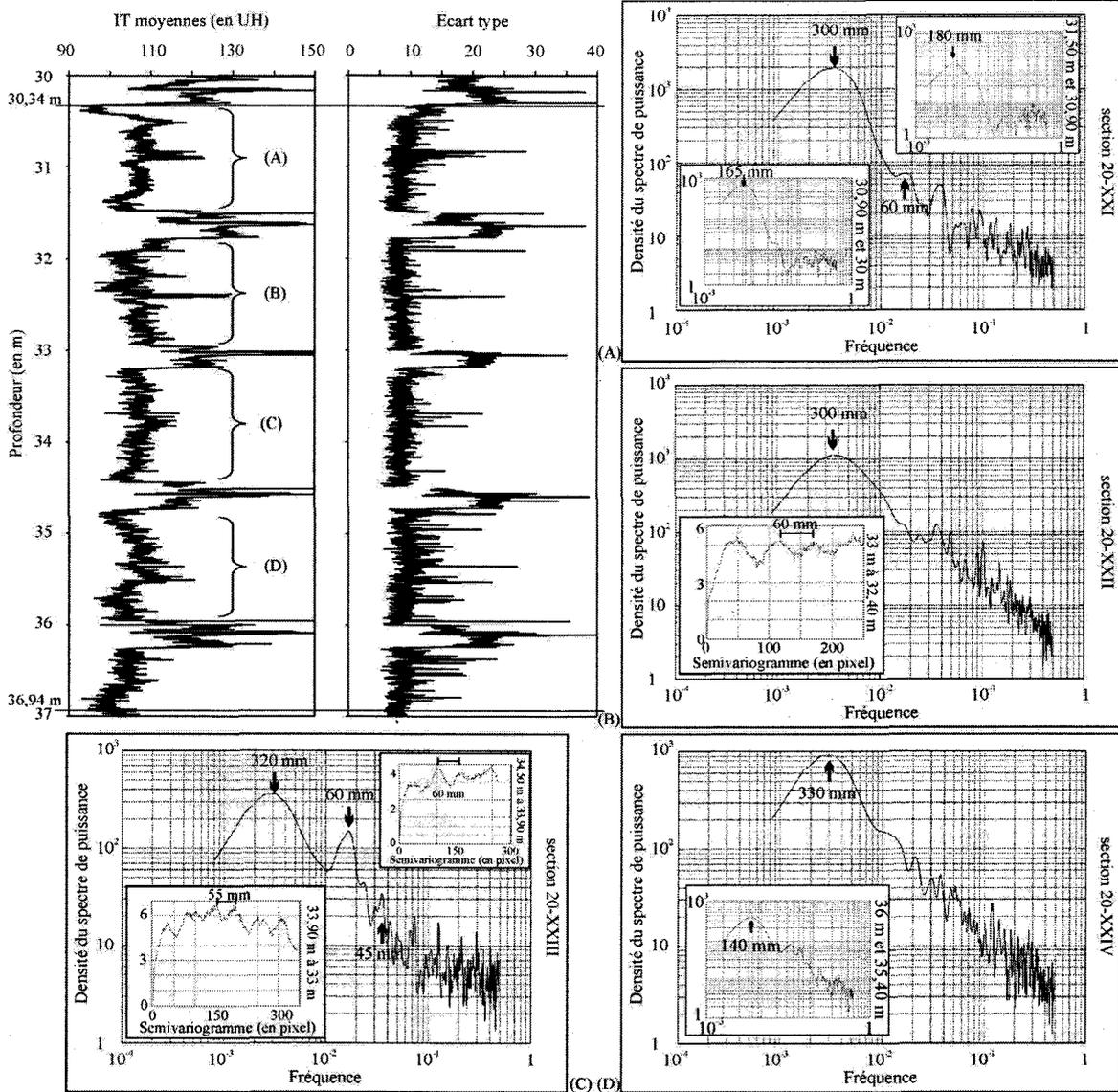


Figure 3-16 :  $IT_{\text{moy}}^{\text{long}}$ , écarts types et spectres de puissance du troisième ensemble de la carotte MD 9922 20 entre 36,94 m et 30,34 m.

Le quatrième ensemble (109 +/- 16 UH : fig. 3-13 et 3-17 et tab. 3-15) est compris entre 30,34 m (93 +/- 13 UH) et 23,76 m (90 +/- 13 UH). Les valeurs de densité sont décroissantes et inversement l'hétérogénéité est croissante (entre 5 et 15 unités, à la base, et entre 8 unités et 17 unités, vers le sommet). Cet ensemble est composé de six cycles de premier ordre, d'épaisseur croissante (fig. 3-17), de 800 mm à 1540 mm. La transition d'un cycle à l'autre est marquée par une augmentation de l'hétérogénéité de 6-8 unités à 10-12 unités. Le deuxième ordre est décroissant de 333 mm (section 20-XX, entre 30 m et 28,50 m) à 256 mm (section 20-XVIII, entre 27 m et 25,50 m). Visuellement, cet ordre varie entre 200 mm et 600 mm. Le troisième ordre, non reconnu visuellement, est compris entre 130 mm et 170 mm et est visible sur toutes les sections. Le quatrième ordre interprété visuellement est compris entre 30 mm et 100 mm. La

transition avec le cinquième ensemble est marquée par une diminution importante de la densité (- 10 UH) et une augmentation de l'hétérogénéité (entre 8 unités et 17 unités).

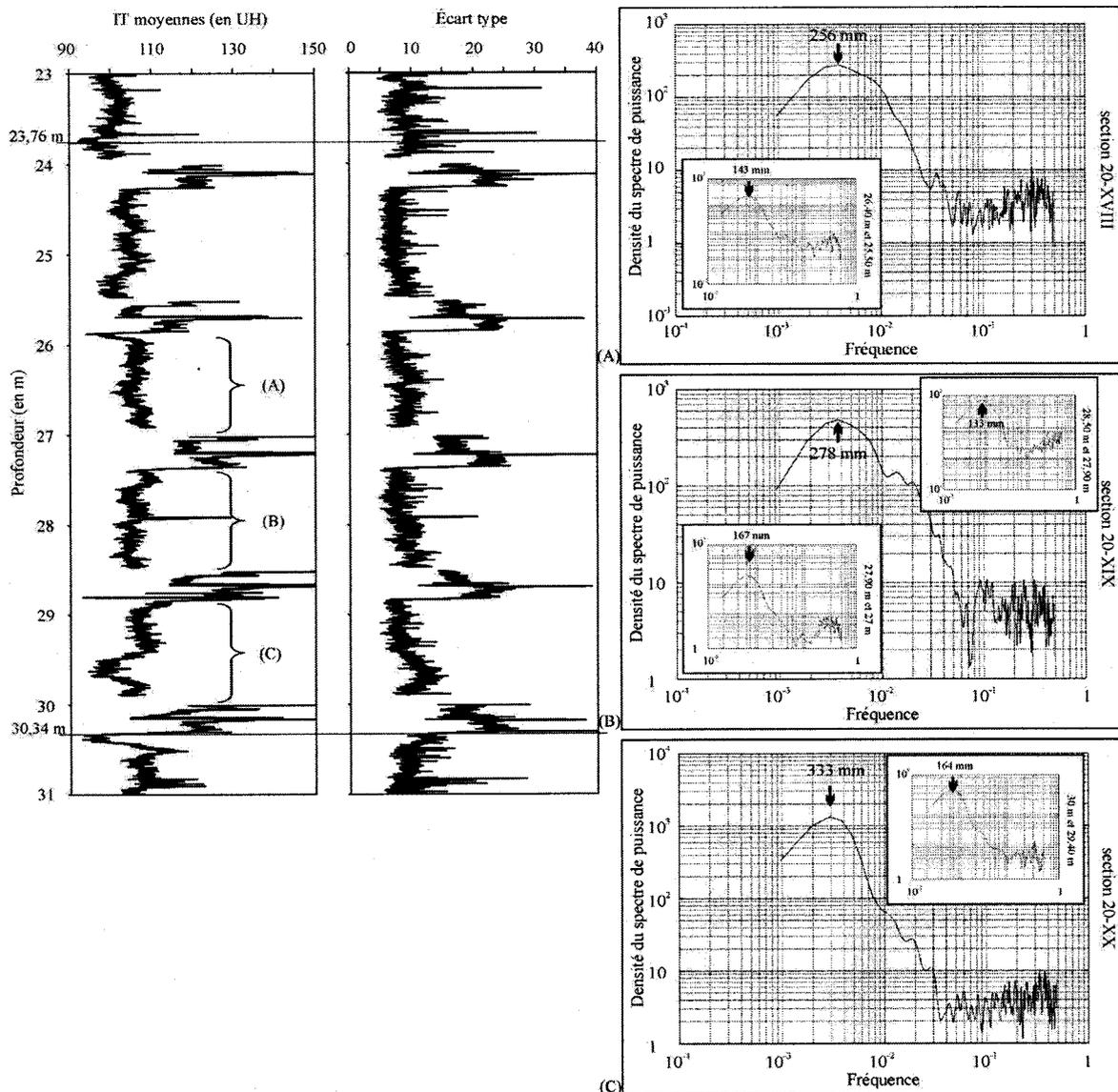


Figure 3-17 :  $IT^{long}_{moy}$ , écarts types et spectres de puissance du quatrième ensemble de la carotte MD 9922 20 entre 30,34 m et 23,76 m.

Le cinquième ensemble (tab. 3-15, fig. 3-13 et 3-18) est compris entre 23,76 m (90 +/- 13 UH) et 14,90 m (77 +/- 13 UH). Il est marqué par les deux principaux dégazages. Donc cet ensemble est très peu dense et très hétérogène : 57 +/- 110 UH. Les valeurs de densité sont décroissantes et l'hétérogénéité est croissante depuis la base vers le sommet. Le premier ordre de cyclicité (fig. 3-18) est constitué de périodes de 435 mm et 323 mm (section 20-XIII, entre 19,50 m et 18 m et section 20-XVI (entre 24 m et 22,50 m). Le deuxième ordre, compris entre 170 mm et 125 mm, est visible sur les sections 20-XVI (entre 24 m et

22,50 m) et 20-XII (entre 18 m et 16,50 m) et 20-XI (entre 16,50 m et 15 m). Le troisième ordre est compris entre 30 mm et 50 mm (section 20-XIII, entre 18 m et 16,50 m). La transition avec le sixième ensemble est marquée par l'augmentation de l'hétérogénéité et par la diminution très importante des valeurs de densité.

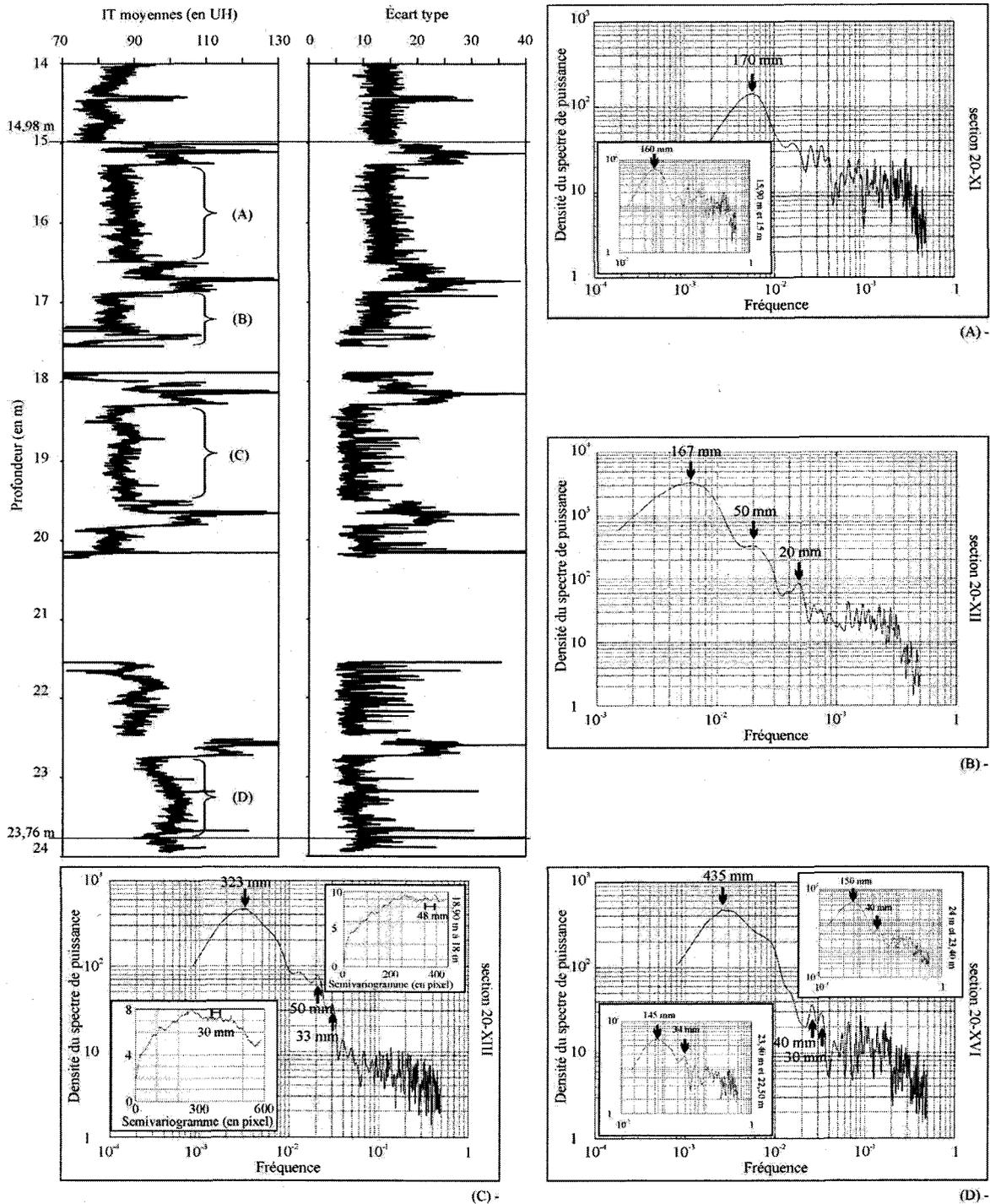
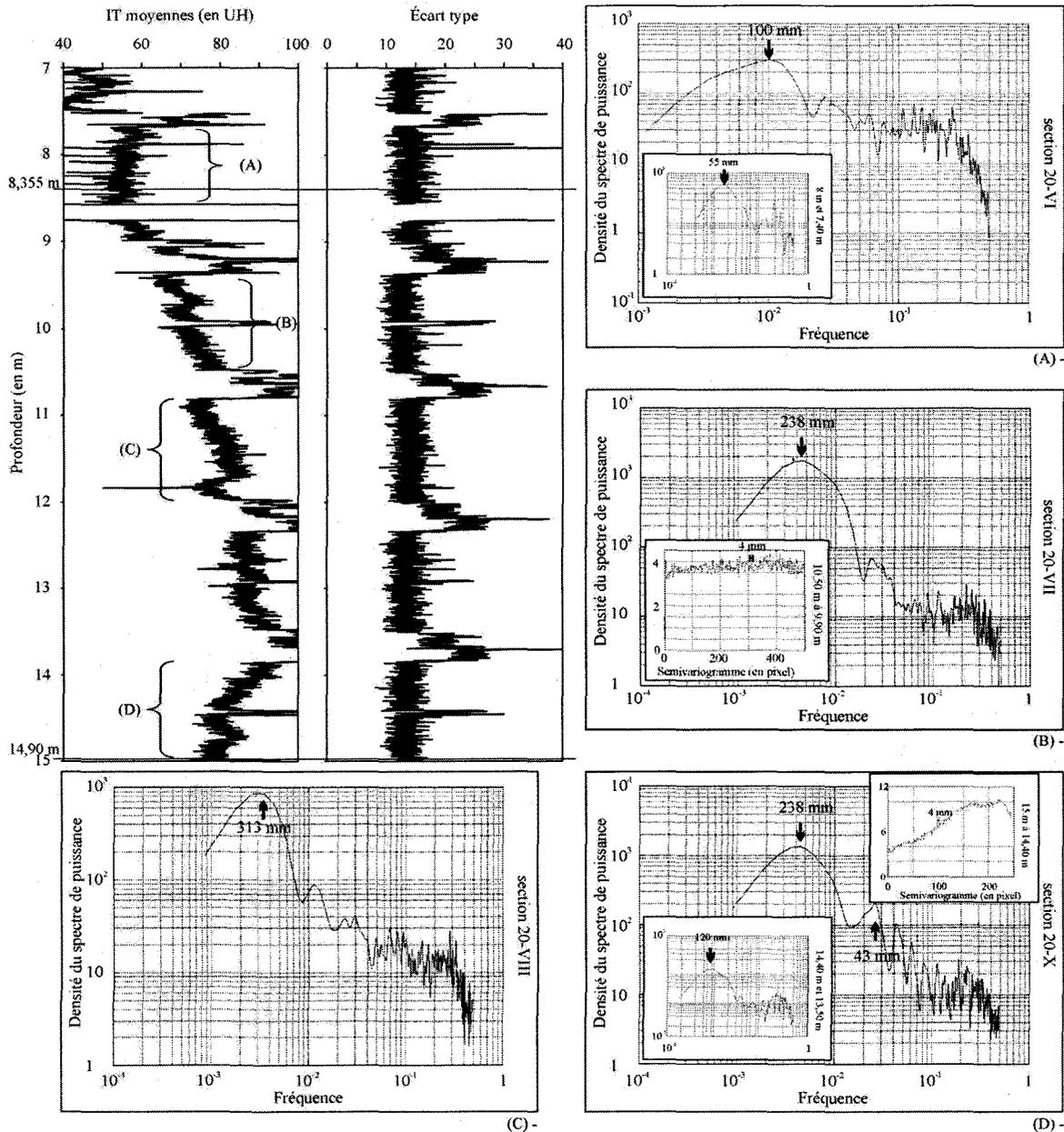


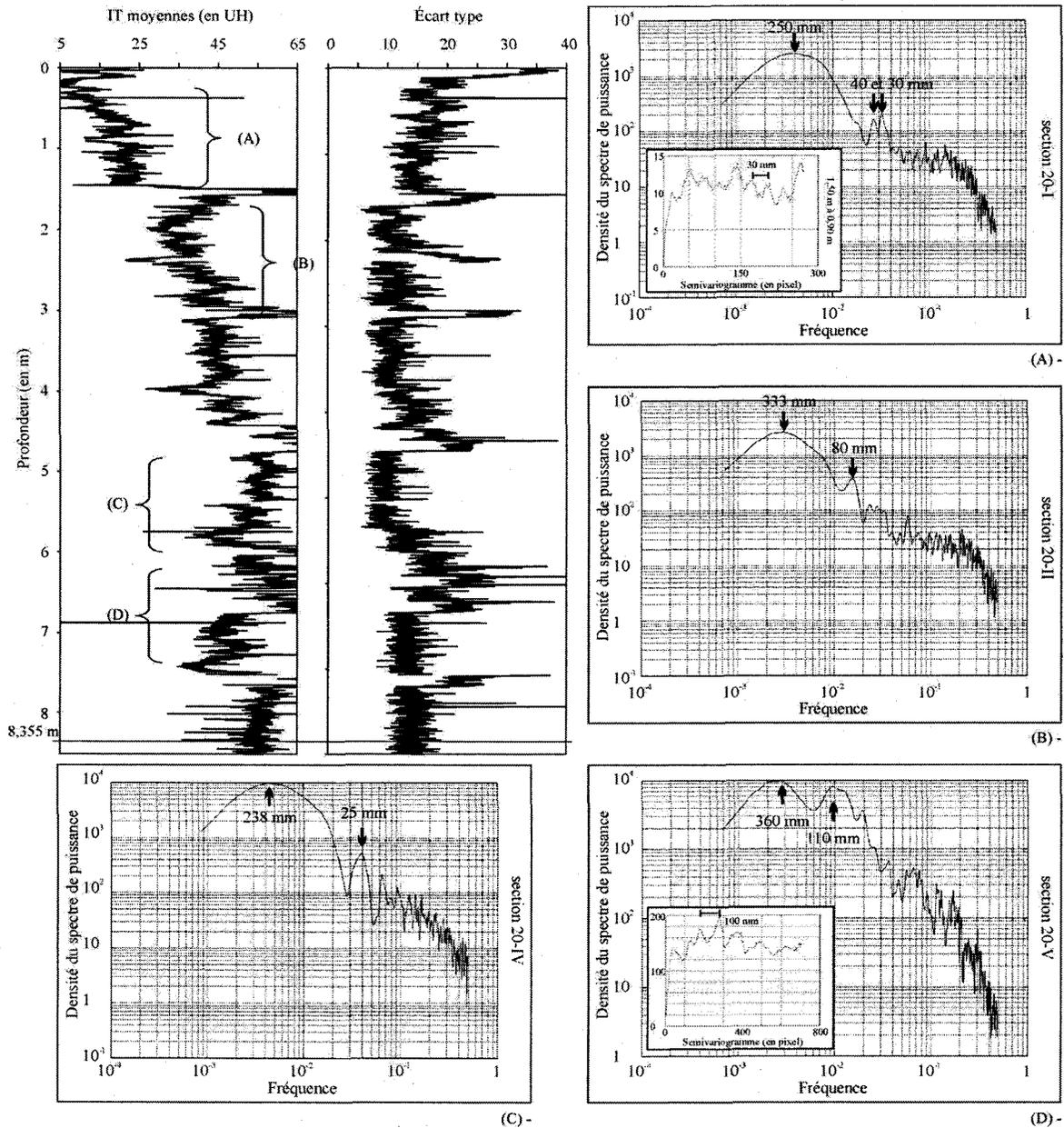
Figure 3-18 :  $IT_{\text{moy}}^{\text{long}}$ , écarts types et spectres de puissance du cinquième ensemble de la carotte MD 9922 20 entre 23,76 m et 14,90 m.



**Figure 3-19 :  $IT_{\text{moy}}^{\text{long}}$ , écarts types et spectres de puissance du sixième ensemble de la carotte MD 9922 20 entre 14,90 m et 8,355 m.**

Les valeurs de densité du sixième ensemble ( $74 \pm 41$  UH, tab. 3-15), entre 14,90 m ( $77 \pm 13$  UH) et 8,355 m ( $58 \pm 11$  UH), sont décroissantes (fig. 3-13 et 3-19). Cet ensemble est divisé en huit cycles de premier ordre, épais de 400 mm à 1200 mm. Le deuxième ordre est compris entre 238 mm (section 20-X, entre 15 m et 13,50 m et section 20-VII, entre 10,50 m et 9 m) et 313 mm (section 20-VIII, entre 12 m et 10,50 m). Le troisième ordre est compris entre 130 mm (section 20-IX, entre 13,50 m et 12 m) et 100 mm (section 20-VI, entre 8 m et 7,50 m). Le quatrième ordre, très bien défini visuellement (épaisseur moyenne de 43 mm), est compris entre 43 mm et 55 mm sur tout l'ensemble. Le cinquième

ordre est compris entre 4 mm et 11 mm. La transition avec le septième ensemble est marquée par une augmentation des valeurs de densités (+ 10 UH) et par une zone hétérogène (supérieur à 20 unités), entre 7 m et 6 m.



**Figure 3-20 :  $IT_{moy}^{long}$ , écarts types et spectres de puissance du septième ensemble de la carotte MD 9922 20 entre 8,355 m et 0 m.**

Le septième ensemble (tab. 3-15, fig. 3-14 et 3-20), de 8,355 m (58 +/- 11 UH) au sommet (44 +/- 31 UH), est hétérogène et peu dense: 45 +/- 23 UH. Après la zone de transition, les valeurs de densité décroissent de plus de 50 UH à moins de 10 UH. Le premier ordre de cyclicité divise l'ensemble en cinq

cycles (fig. 3-20), de plus en plus épais (de 360 mm à 2390 mm d'épaisseur). Le deuxième ordre de périodicité est compris entre 333 mm et 238 mm, avec des épaisseurs extrêmes de l'ordre 450 mm et 140 mm, vers le sommet de la carotte. Le troisième ordre est d'environ 80 mm à 110 mm (section 20-V et 20-III). Le quatrième ordre est compris entre 6 mm (section 20-V) et 40 mm (section 20-I).

### 3.5.2 La carotte MD 9922 21.

Le profil d'intensité tomographique longitudinal de la MD 9922 21 (fig. 3-21) a une longueur de 31,025 m. Les valeurs à la base et au sommet de carotte sont respectivement de 194 +/- 40 UH (31,025 m) et de 72 +/- 58 UH (0 m ; tab. 3-17). L'intensité tomographique moyenne est de 131 +/- 34 UH. Les valeurs de densité maximale et minimale enregistrées sont de -369 +/- 22 UH (17,981 m) et de 310 +/- 23 UH (31,025 m). Ces valeurs extrêmes sont malheureusement répertoriées au niveau de bouchons et de trous. Les écarts types horizontaux sont compris entre 205 unités à 0,0625 m et 3 unités à 14,004 m, pour une hétérogénéité moyenne de 14 unités. Les trois unités définies précédemment sont divisées en six ensembles selon les profils d'intensité tomographique longitudinal moyenne ( $It_{moy}^{long}$ ) et d'écart type (fig. 3-21 et tab. 3-17).

Profondeur (en m)	Densité (en UH)	
0 à 31,025	131 +/- 34	moyenne
17,981	-369 +/- 22	minimale
31,025	310 +/- 23	maximale

Tableau 3-16 : Densités longitudinales moyennes, minimales et maximales de la carotte MD 9922 21.

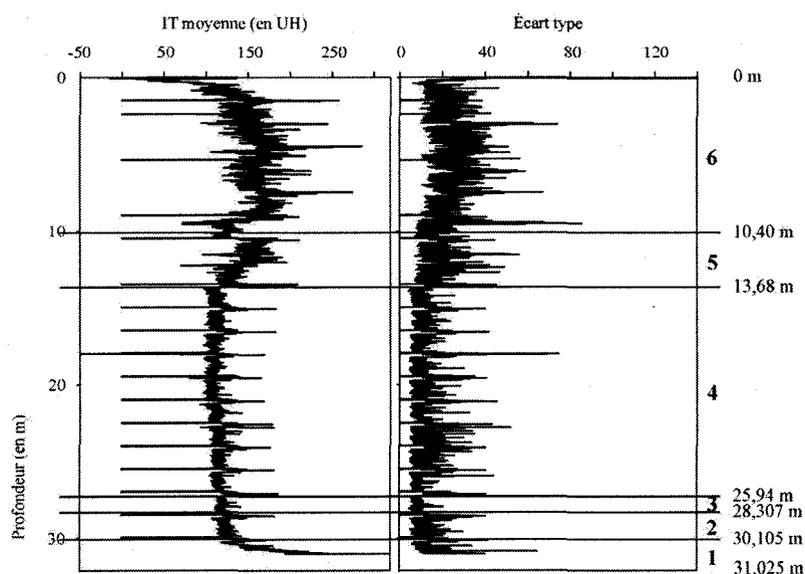
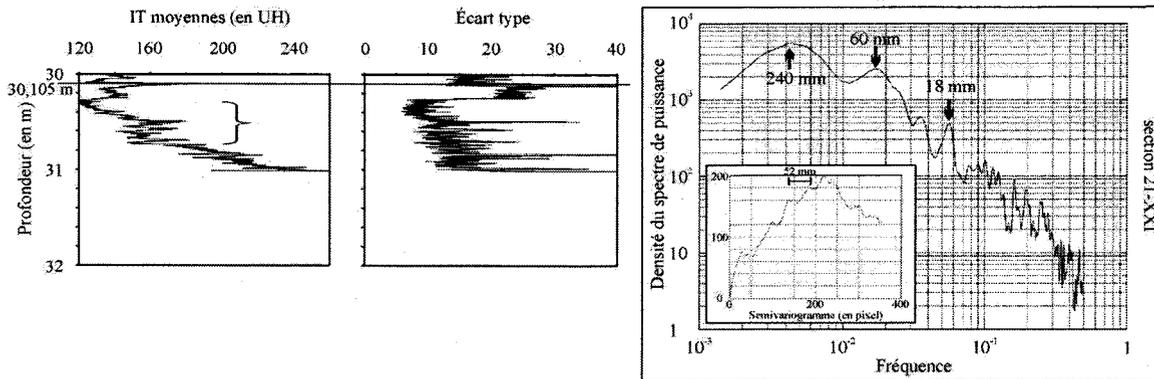


Figure 3-21 : Intensité tomographique moyenne et écart type longitudinaux (en UH) de la carotte MD 9922 21.

Profondeur (en m)	Densité moyenne des limites d'unité (en UH)	Densité moyenne des unités (en UH)
<b>0</b>	<b>53 +/- 51</b>	150 +/- 39
10,40	115 +/- 12	143 +/- 24
<b>13,68</b>	<b>116 +/- 10</b>	113 +/- 21
25,940	134 +/- 44	119 +/- 13
28,307	122 +/- 22	124 +/- 15
<b>30,105</b>	<b>171 +/- 21</b>	164 +/- 36
<b>31,025</b>	<b>194 +/- 40</b>	

**Tableau 3-17 : Caractéristiques tomодensitométriques numériques des unités et ensembles de la carotte MD 9922 21.**

*Les chiffres en gras sont les valeurs aux limites des unités.*



**Figure 3-22 :  $IT_{moy}^{long}$ , écarts types et spectres de puissance du premier ensemble de la carotte MD 9922 21 entre 31,025 m et 30,105 m.**

Le premier ensemble (unité 21-III, 164 +/- 36 UH : fig. 3-21 et 3-22 et tab. 3-17) est compris entre 31,025 m (194 +/- 40 UH) et 30,105 m (171 +/- 21 UH). Les valeurs de densité et l'hétérogénéité sont décroissantes depuis la base vers le sommet de l'ensemble. Il est composé de trois cycles de premier ordre : entre 31,025 m et 30,725 m (300 mm), entre 30,725 m et 30,550 m (175 mm) et entre 30,550 m et 30,317 m (233 mm), soit une épaisseur moyenne de 236 mm, déterminée également par FFT (240 mm section 21-XXI, entre 31,025 m et 30,50 m). Le deuxième ordre est compris entre 50 mm et 78 mm. Le troisième ordre est compris entre 4 et 18 mm.

Le deuxième ensemble (124 +/- 15 UH : fig. 3-23 et tab. 3-17) est compris entre 30,105 m (171 +/- 21 UH) et 28,307 m (122 +/- 31 UH). Il est caractérisé par une hétérogénéité moyenne, comprise entre 4 unités et 20 unités. Le premier ordre de périodicité est formé de quatre cycles (29,768 m à 29,682 m (86 mm), 29,682 m à 28,703 m (979 mm), 28,703 m à 28,454 m (249 mm) et 28,454 m à 28,307 m (147 mm)), soit une épaisseur moyenne de 365 mm (épaisseur caractéristique : 333 mm). Le deuxième ordre est composé de 13 cycles de 75 mm d'épaisseur moyenne, assimilable à la période de 56 mm à 65 mm interprétée par FFT (section 21- XX, entre 30,50 m et 29 m). Le troisième ordre, défini uniquement par FFT, est de 30 mm. Le quatrième ordre est composé de 224 cycles d'épaisseur décroissante, de 12 mm à 4 mm, de la base vers le sommet.

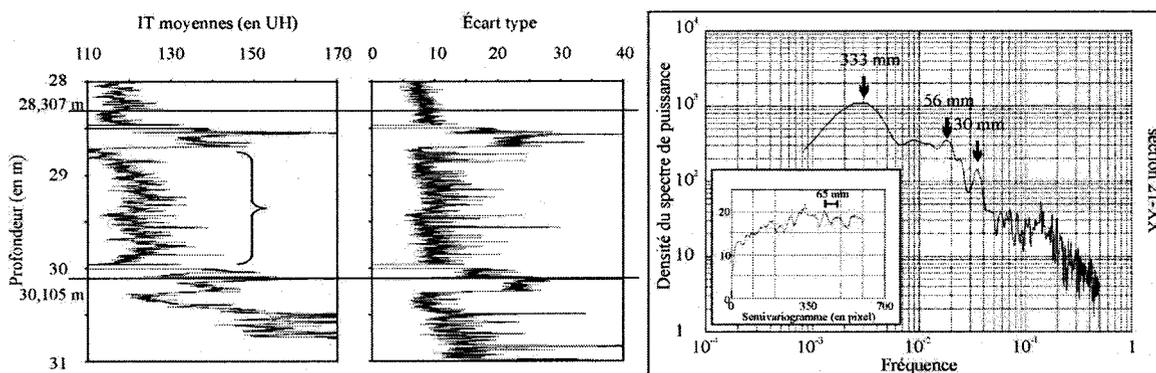


Figure 3-23 :  $IT_{moy}^{long}$ , écarts types et spectres de puissance du deuxième ensemble de la carotte MD 9922 21 entre 30,105 m et 28,307 m.

Le troisième ensemble (119 +/- 13 UH : fig. 3-24 et tab. 3-17) est compris entre 28,307 m (122 +/- 31 UH) et 25,940 m (154 +/- 55 UH). Les cyclicités de cet ensemble (section 21-XIX, entre 28,30 m et 27 m, 21-XVIII, entre 27 m et 26 m) sont de cinq ordres. Le premier ordre est composé de trois cycles de 565 mm à 1144 mm d'épaisseur (28,307 m à 27,649 m, 27,649 m à 26,505 m et 26,505 m à 25,940 m). Le deuxième ordre est compris entre 313 mm et 143 mm. Le troisième ordre est compris entre 40 mm et 59 mm. Le quatrième ordre est compris entre 17 mm et 30 mm. Le cinquième ordre (276 cycles) est croissant de 6,8 mm à 10,5 mm.

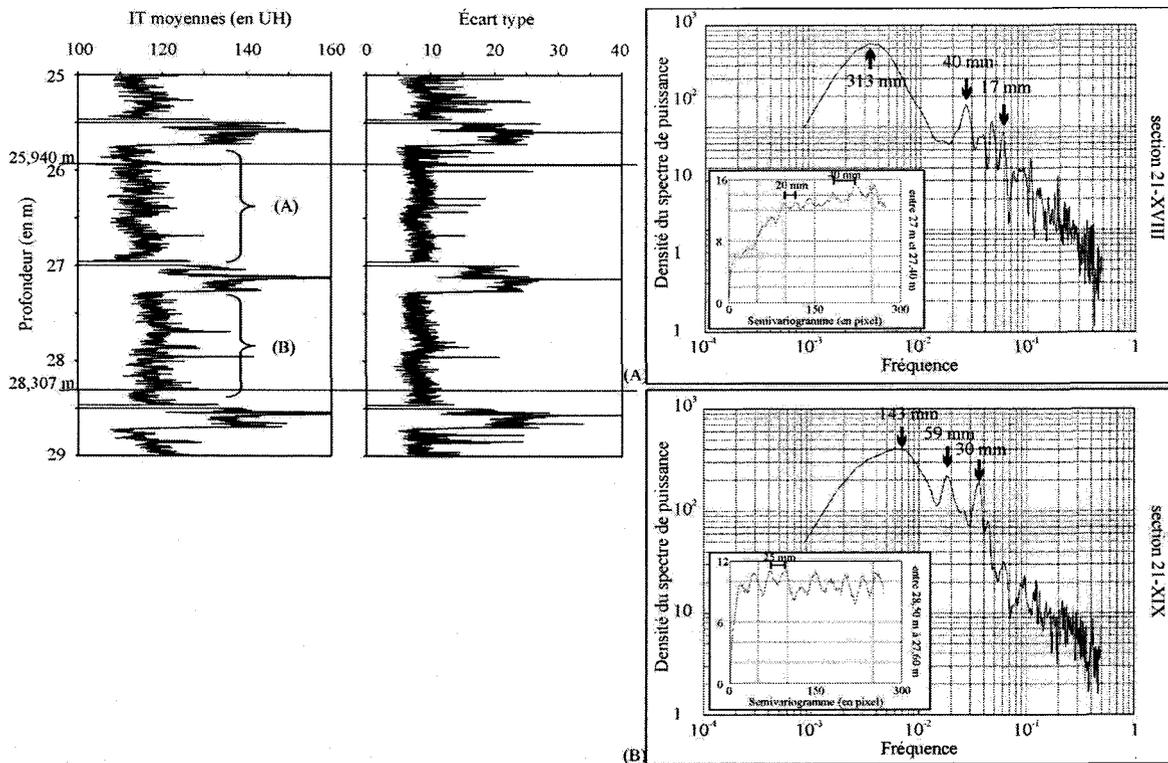


Figure 3-24 :  $IT_{moy}^{long}$ , écarts types et spectres de puissance du troisième ensemble de la carotte MD 9922 21 entre 28,307 m et 25,940 m.

Le quatrième ensemble ( $113 \pm 21$  UH : fig. 3-25 et tab. 3-17) est compris entre 25,940 m ( $154 \pm 55$  UH) et 13,68 m ( $116 \pm 10$  UH). Le premier ordre de cyclicité est masqué par l'effet bouchon et n'est interprété qu'entre 25,431 m et 16,891 m (8540 mm) et entre 16,891 m et 13,737 m (3154 mm). Le deuxième ordre, défini également par FFT, est composé de 20 cycles dont l'épaisseur est comprise entre 310 mm et 648 mm, soit une épaisseur moyenne de 526 mm. Le troisième ordre est décroissant et compris entre 60 mm et 70 mm (section 21- XVII) et entre 50 mm et 60 mm (sections 21-XIV, 21-XIII, 21-X et 21-XI). Le quatrième ordre est croissant entre 25 mm et 30 mm (section 21-XVII) et entre 30 et 40 mm section 21-XI). Le cinquième ordre, observé uniquement visuellement dans le deuxième cycle de premier ordre, est constitué de 402 cycles d'une épaisseur moyenne de 7,8 mm.

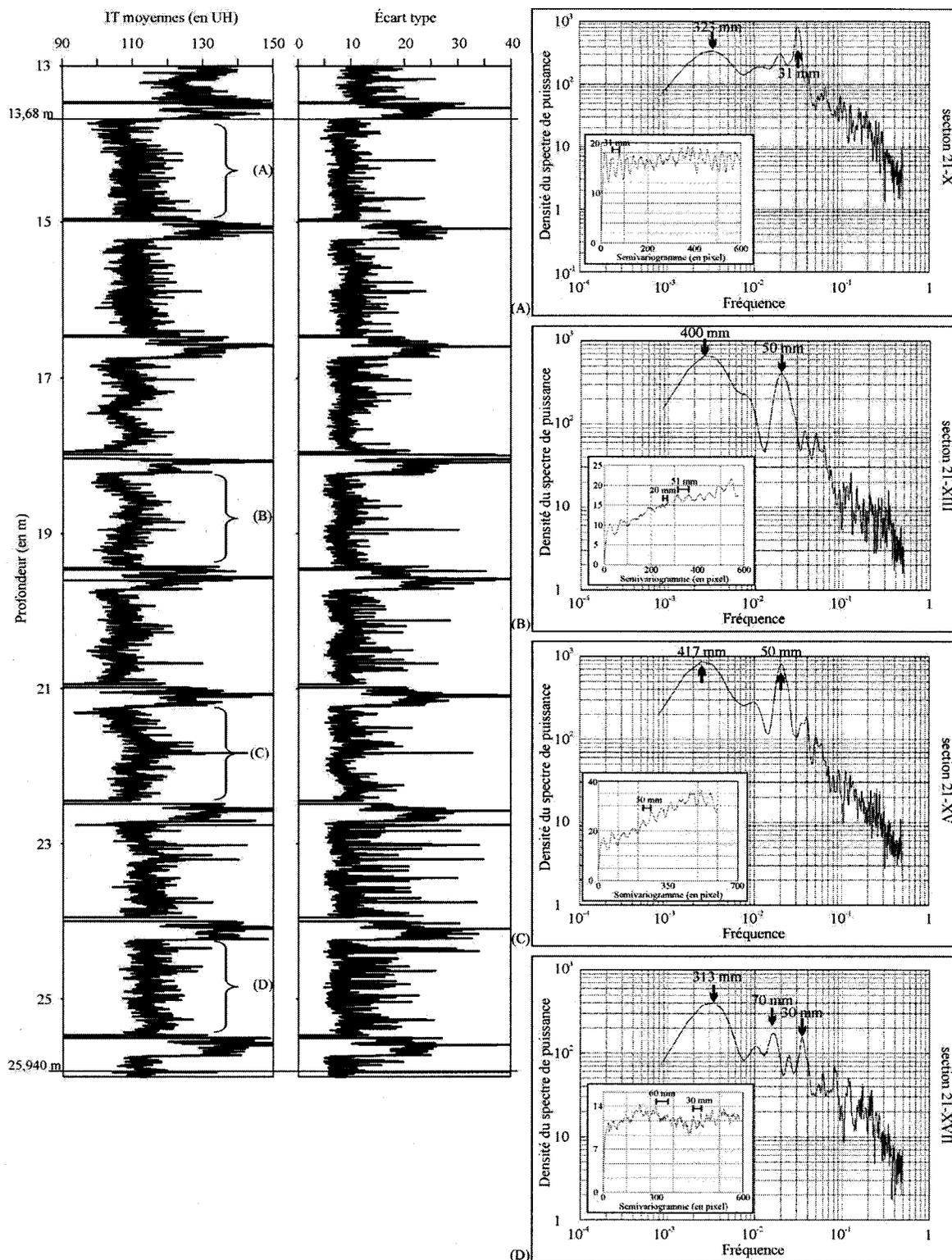
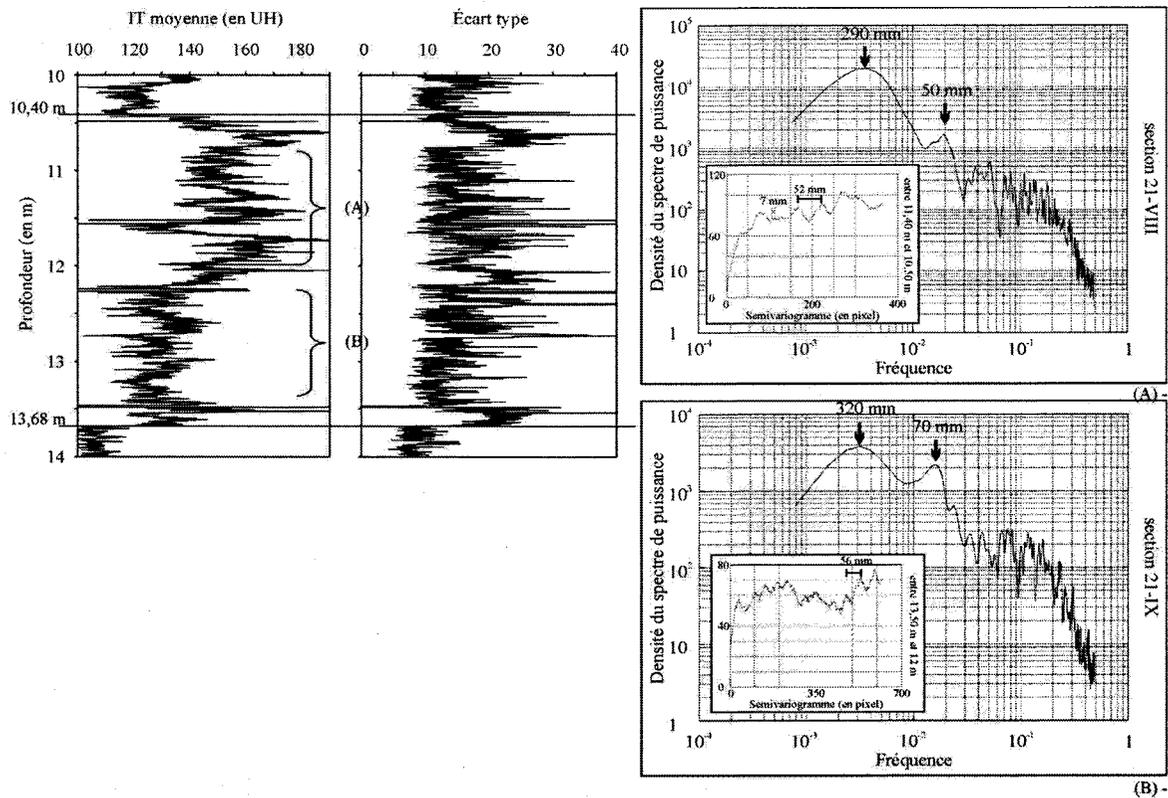


Figure 3-25 :  $IT_{moy}^{long}$ , écarts types et spectres de puissance du quatrième ensemble de la carotte MD 9922 21 entre 25,940 m et 13,68 m.



**Figure 3-26 :  $IT_{moy}^{long}$ , écarts types et spectres de puissance du cinquième ensemble de la carotte MD 9922 21 entre 13,68 m et 10,40 m.**

Le cinquième ensemble ( $143 \pm 24$  UH : fig. 3-26 et tab. 4-17) est compris entre 13,68 m ( $116 \pm 10$  UH) et 10,40 m ( $115 \pm 12$  UH). Il est composé de cinq ordres de cyclicité. Le premier ordre est formé de deux cycles (13,737 m à 12,230 m et 12,230 m à 10,383 m). Le deuxième ordre est représenté par des cycles de 615 mm à 1232 mm d'épaisseur. Ces deux ordres ne sont définis que visuellement. Le troisième ordre (14 cycles définis visuellement) est décroissant depuis la base vers le sommet de l'ensemble, entre 154 mm et 499 mm. Les cycles du quatrième ordre (59 cycles définis visuellement) sont décroissants, entre 68,5 mm, à la base de l'ensemble, et 44 mm à 54 mm, au sommet. Le cinquième ordre est composé de 385 cycles, dont l'épaisseur, croissante, est comprise entre 7,5 mm et 10,7 mm.

Le sixième ensemble ( $150 \pm 39$  UH : fig. 3-27 et tab. 3-17) est compris entre 10,40 m ( $115 \pm 12$  UH) et 0 m ( $53 \pm 51$  UH). Trois cycles majeurs de premier ordre (10,383 m à 6,206 m, 6,206 m à 3,16 m et 3,16 m à 0 m), dont l'épaisseur moyenne est de 3461 mm, divisent cet ensemble. Le deuxième ordre a une épaisseur moyenne de 1313 mm. Ces deux ordres ne sont reconnus que visuellement. Le troisième ordre est très hétérogène et son épaisseur varie entre 530 mm et 240 mm. Le quatrième ordre a une épaisseur qui varie entre 169 mm et 100 mm. Le cinquième ordre est compris entre 30 mm et 45 mm. Le sixième ordre est compris entre 8,7 mm (section 21-V) et 10 mm à 20 mm (sections 21-IV à 21-I).

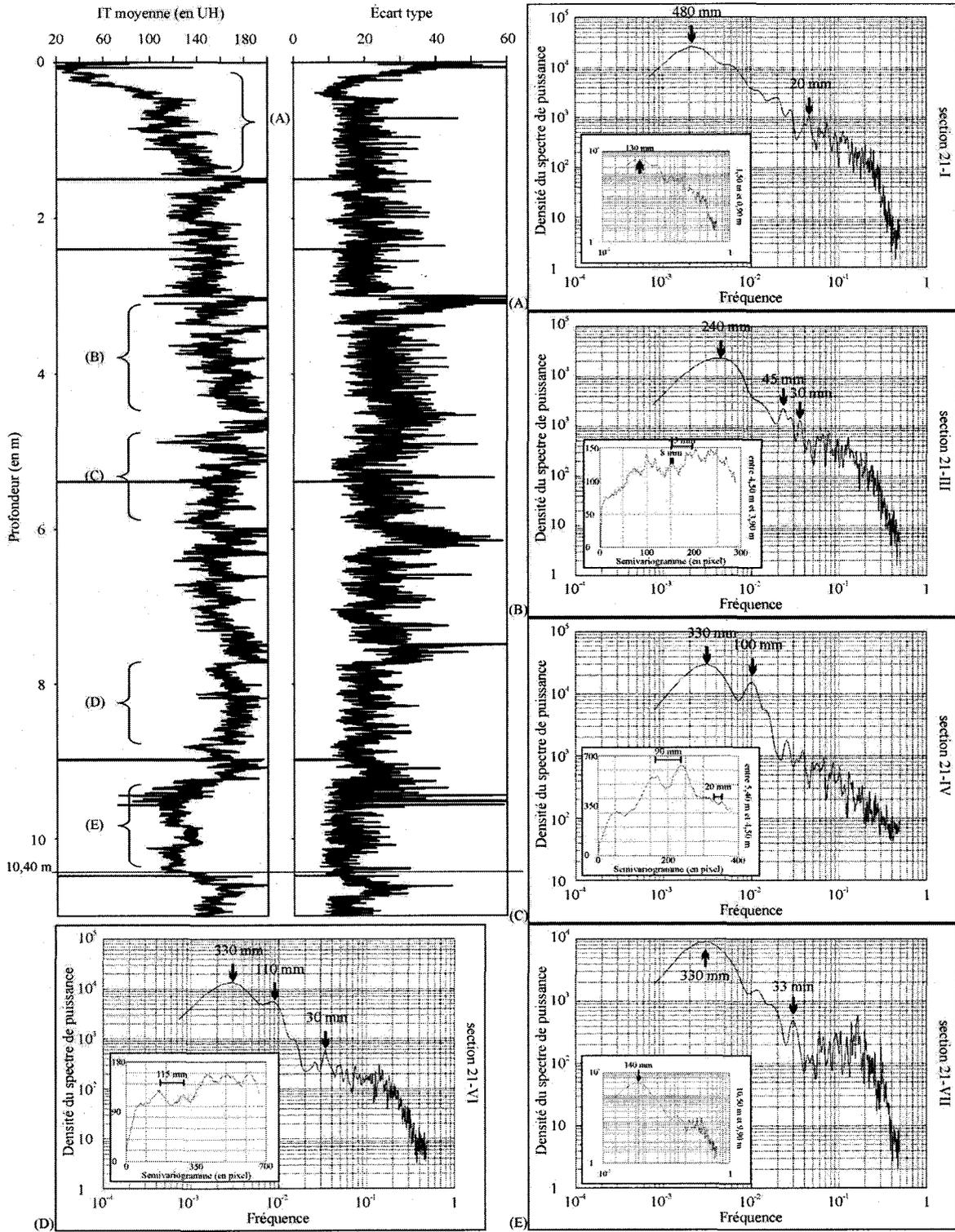


Figure 3-27 :  $IT_{moy}^{long}$ , écarts types et spectres de puissance du sixième ensemble de la carotte MD 9922 21 entre 10,40 m et 0 m.



## **Chapitre 4 : Interprétation et discussion.**



L'objectif principal de cette étude est de définir l'évolution paléoenvironnementale de la partie amont du chenal Laurentien. Pour ce faire, les différentes unités tomodensitométriques holocènes du chenal Laurentien et leur extension latérale entre les deux carottes sont définies.

La première étape consiste à valider la combinaison des données quantitatives de référence des mesures tomodensitométriques axiales à la rapidité d'acquisition et à la résolution temporelle des mesures tomodensitométriques longitudinales. La deuxième étape vise à corrélérer les données tomodensitométriques aux mesures géophysiques : densités gamma, vitesses des ondes P et susceptibilité magnétique. Les corrélations sont complétées par les données tomodensitométriques, afin de déterminer l'importance relative de la granulométrie moyenne, des concentrations en minéraux magnétiques et de la consolidation / compaction des sédiments dans les mesures tomodensitométriques.

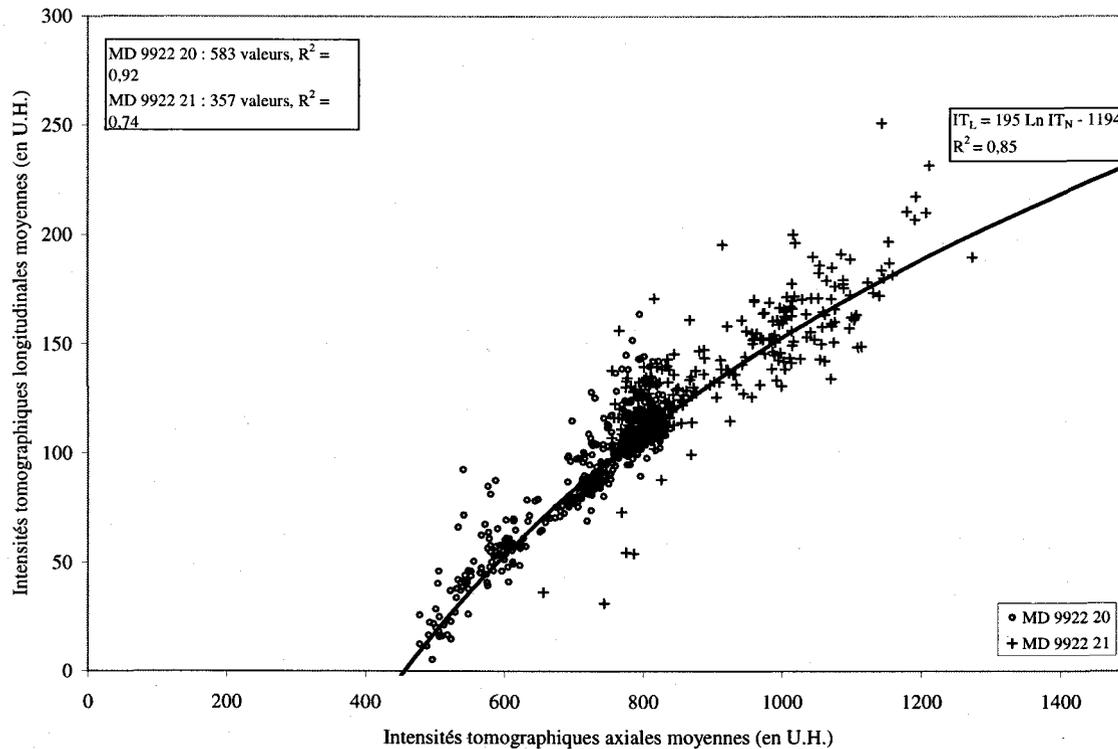
#### 4.1 Corrélations entre données tomodensitométriques axiales et longitudinales.

Les mesures axiales permettent une excellente définition qualitative de la matrice sédimentaire. Quantitativement, elles représentent le niveau de précision le plus élevé et l'information la plus précise atteinte par le tomodensitomètre (Wellington et Vinegar, 1987 ; Boespflug *et al.*, 1994 ; Orsi *et al.*, 1994 ; Kantzas, 1995 ; Amos *et al.*, 1996 ; Tivey et Singh, 1997 ; Hellmuth *et al.*, 1999 ; Orsi et Anderson, 1999 ; Tsuchiyama *et al.*, 2000). En contrepartie, les mesures axiales sont énergivores, leur temps d'acquisition est élevé et elles demandent une capacité de stockage supérieure aux données longitudinales. En revanche, les courbes de données longitudinales peuvent être fortement perturbées (fantômes divers, bouchons, gaine poreuse). Par conséquent, la lecture n'en est que plus difficile et la recherche de zones de transition hasardeuses lorsqu'elles coïncident avec ces zones de signal brouillé. Ces inconvénients peuvent être supprimés en complétant les mesures axiales, définissant les profondeurs limites et la forme générale de la courbe, par les mesures longitudinales, détaillant les unités définies.

Les courbes tomodensitométriques axiales et longitudinales moyennes (fig. 3-4 et 3-8 et annexes 5 et 6) sont bien corrélées, à une différence d'échelle près. La mise en relation des intensités tomodensitométriques longitudinales et axiales moyennes (fig. 4-1) confirme la bonne corrélation des données (coefficient de détermination  $R^2 = 0,92$ ). L'équation de corrélation empirique obtenue (1) permet de relier ces deux valeurs, selon un intervalle de confiance satisfaisant (coefficient de détermination  $R^2 = 0,85$ ) :

$$IT_L = 195 \text{ Ln } IT_N - 1194 \quad (1),$$

Les  $IT_N$ , ou intensités tomographiques normalisées, expriment les valeurs d'intensités tomographiques longitudinales moyennes ( $IT_L$ ), exprimées dans la gamme de valeurs traditionnelle des données de mode axial.



**Figure 4-1 : Corrélation des intensités tomographiques axiales et longitudinales des carottes MD 9922 20 et MD 9922 21.**

*Le coefficient de détermination  $R^2$  des deux ensembles de valeurs est de 0,92.*

Les valeurs d'intensités tomographiques longitudinales et axiales moyennes sont marquées par une différence d'échelle qui peut s'expliquer par différentes raisons. La première est liée au mode de mesure. Cette différence peut être causée par l'intégration, en mode longitudinal, d'un volume supérieur à celui de la carotte (Diagne, comm. pers.), et donc à la prise en compte d'un certain volume d'air, d'intensité tomographique négative ( $IT_{air} = -1000$  UH ; Orsi et Anderson, 1999). Le second paramètre mis en cause est l'utilisation du logiciel Osiris™. La saisie des matrices de points longitudinaux, lorsqu'elle est effectuée à l'aide des logiciels Scion™ ou Igor™, permet d'obtenir des gammes de valeurs similaires à celle obtenues en mode axial (Crémer, comm. pers., Duchesne, comm. pers.). Cette dernière explication est privilégiée pour expliquer la différence d'échelle entre valeurs axiales et longitudinales.

Dès à présent, les valeurs d'intensités tomographiques longitudinales seront normalisées par rapport aux données axiales au moyen de l'équation de transformation empirique (1) (fig. 4-1), afin d'avoir un même cadre de référence avec les données déjà publiées. Ceci sous-tend que, dès à présent, l'utilisation des valeurs IT normalisées propage sur les essais de corrélation l'approximation initiale due à la normalisation, en particulier pour la carotte MD 9922 21 ( $R^2 = 0,74$ ).

## 4.2 Corrélations des données tomодensitométriques et des données obtenues par le banc MST.

Le rayonnement gamma est utilisé couramment dans les diagraphies pétrolières (Miller et Eriksson, 2000). La vitesse des ondes P est indispensable dans toute étude sismostratigraphique, lors de l'étalonnage des profils sismiques, et la susceptibilité magnétique est très utilisée pour corrélérer les différentes colonnes stratigraphiques à l'échelle d'un bassin (Hall et Reed, 1996 ; Hall *et al.*, 2001). Les mesures du banc MST ont été utilisées largement pour l'étude des sédiments marins et la caractérisation de l'éventail sédimentaire du Golfe du Bengale (Weber *et al.*, 1997-a et 1997-b et 2003).

Des courbes d'étalonnage entre mesures tomодensitométriques axiales et densités (gamma ou traditionnelles) sont disponibles dans la littérature (Wellington et Vinegar, 1987 ; Kantzas *et al.*, 1992 ; Boespflug *et al.*, 1994 ; Kantzas, 1995 ; Amos *et al.*, 1996 ; Orsi et Anderson, 1999). En revanche, aucun essai de corrélation entre données tomодensitométriques longitudinales, ou normalisées, et densité ou avec la vitesse des ondes P n'a été trouvée dans la littérature.

Les corrélations entre les différentes matrices de données sont effectuées selon le même processus que pour les corrélations entre les différents modes d'acquisition tomодensitométriques. Les données sont corrélées selon l'épaisseur d'intégration significative de chaque mesure, et par comparaison des courbes brutes. L'épaisseur d'intégration significative désigne l'épaisseur de sédiment intégrée ( $h + n$  à  $h - n$ ) lors de la mesure en un point  $h$ .

### 4.2.1 Corrélations entre données tomодensitométriques et densités gamma et traditionnelles.

Le rayonnement gamma se caractérise par une enveloppe maximum de diffusion, appelée bulbe de diffusion (Chaouq, 1998). Sa largeur peut être limitée par l'utilisation de collimateurs et par l'augmentation de l'épaisseur des parois de plomb protégeant la source et le récepteur (Chaouq, 1998). Les caractéristiques du banc MST et des sédiments mesurés, rapportées aux étalonnages déjà effectués (Chaouq, 1998), suggèrent une épaisseur d'intégration significative totale de l'ordre de 7 cm.

Tel que mis en évidence à partir des courbes (fig. 3-4 et 3-8), les valeurs de densité mesurées par tomодensitométrie en mode axial et celles mesurées par rayonnement gamma sont bien corrélées. Ceci est confirmé par le diagramme de corrélation (fig. 4-2) ( $R^2_{\text{total}} = 0,92$ ). Les coefficients de détermination, pour les carottes MD 9922 20 et MD 9922 21, sont respectivement de 0,91 (587 valeurs) et 0,90 (356 valeurs). Ces résultats permettent d'obtenir empiriquement une équation de transformation (7 ;  $R^2 = 0,89$ ) :

$$\rho = 0,00984 IT_{ax} + 0,861 \quad (7),$$

où  $\rho$ , la densité, est exprimée en  $\text{g.cm}^{-3}$  et  $IT_{ax}$ , l'intensité tomographique axiale, en unité Hounsfield.

L'équation de transformation obtenue appartient au domaine défini par les équations d'étalonnage de référence (fig. 4-2 (1)) et à celles disponibles dans la littérature (Wellington et Vinegar, 1987 (2) ; Boespflug *et al.*, 1994 (3) ; Kantzas, 1995 (4) ; Amos *et al.*, 1996 (5) ; Orsi et Anderson, 1999 (6)) (fig. 4-2 et tab. 4-1). L'équation de la courbe de référence (1) est basée sur les deux points d'étalonnage d'un tomodynamètre : l'air (-1000 UH et 0 g.cm<sup>-3</sup>) et l'eau (0 UH et 1 g.cm<sup>-3</sup>). Les principales caractéristiques (appareils et puissances de mesure, domaines de définition et équations) sont synthétisées dans le tableau 4-1.

Références	Appareils	Puissance (kV)	Domaine	Équations
Courbe de référence			Eau et air	-1000 UH (0 g.cm <sup>-3</sup> ) à 0 UH (1 g.cm <sup>-3</sup> ) IT = (ρ - 1) * 1000 (1)
Wellington et Vinegar, 1987 et Vinegar <i>et al.</i> , 1991 (*)	Technicare Deltascan 100	120	Grès consolidés de formation pétrolière	1400 UH à -1000 UH IT = 1053 ρ - 1000 (2)
Boespflug <i>et al.</i> , 1994 et Boespflug <i>et al.</i> , 1995 (*)	General Electric 9800, 3 <sup>rd</sup> generation	120	Par ex. : Huile d'olive Eau désionisée Calcite Disthène	21 UH (0,92 g.cm <sup>-3</sup> ) 103 UH (1 g.cm <sup>-3</sup> ) 1521 UH (2,7 g.cm <sup>-3</sup> ) 2339 UH (3,6 g.cm <sup>-3</sup> ) (3)
Kantzas, 1995 (*)	EMI 5005	140	Sédiments consolidés et non, carbonates et silicates, minéraux (ex. feldspaths), liquides (eau, huiles), matériaux composites (téflon)	-500 UH à 1500 UH ρ = 0,00138 IT - 0,728 (4)
Amos <i>et al.</i> , 1996 (*)	General Electric Hilite Advantage	120	Sédiments détritiques saturés en eau de mer	1000 UH à 2400 UH ρ = 272 + 694 CT (5)
Orsi et Anderson, 1999	Technicare Deltascan 100	120	Sédiments détritiques marins (poudres de silice, Sable d'Ottawa saturé en eau salé, quartz) et eau de mer	0 UH à 1800 UH ρ <sub>SiO2</sub> = 0,308 + 0,689 CT (6)
Cette étude	General Electric modèle B 7590 K Hi-speed Advantage 2.X CT/i	140	Sédiments détritiques fluviaux et marins non consolidés	500 UH à 1200 UH P = 0,00984 IT <sub>ax</sub> - 0,861 (7)

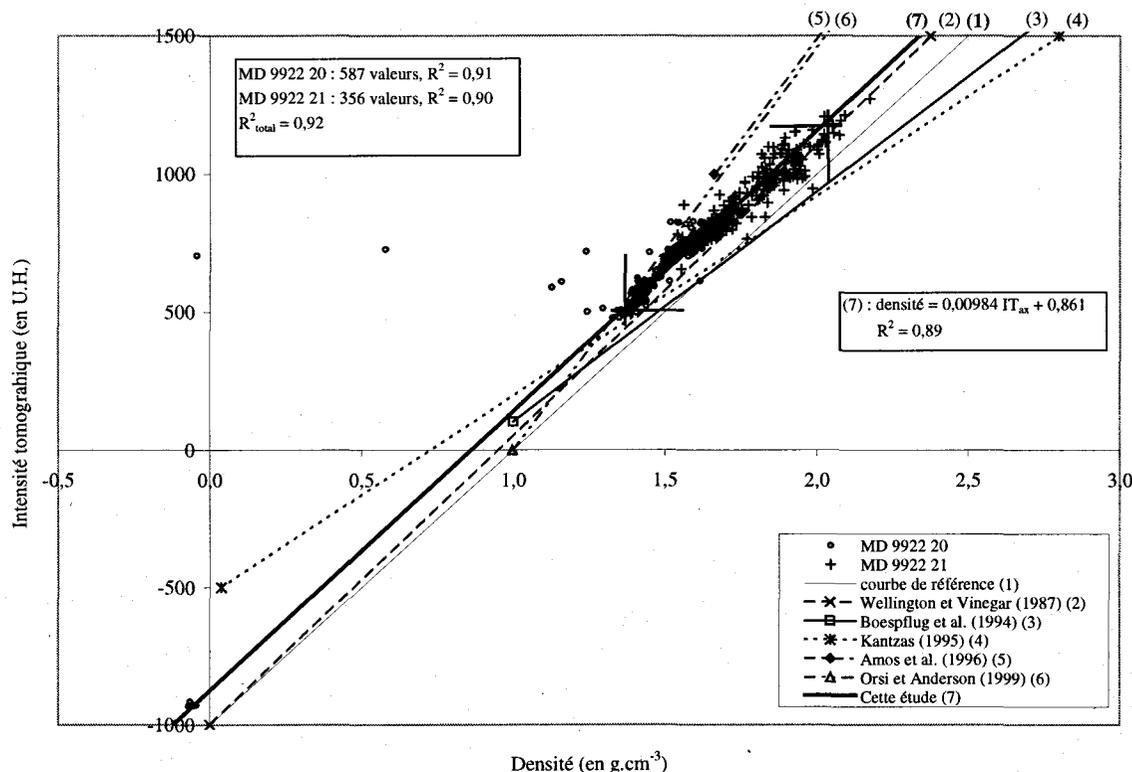
**Tableau 4-1 : Synthèse des travaux d'étalonnage de l'intensité tomographique par rapport à la densité (en g.cm<sup>-3</sup>) traditionnelle (\*) et gamma.**

La grandeur CT (CT = 1 + (IT / 1000)) des équations 5 et 6 représente la densité tomographique, une grandeur sans unité (Amos *et al.*, 1996).

La droite empirique obtenue dans cette étude n'est pas confondue avec la droite de référence (1), de même aucune des courbes d'étalonnage ne passent par les deux points de référence (fig.4-2). Au mieux, les courbes 2 et 6 intègrent respectivement soit l'air, soit l'eau.

Le premier facteur de divergence des courbes est lié à l'utilisation de tomodynamètres de marques différentes, et plus particulièrement de sources d'émission différentes. Les puissances et intensités

d'émission sont un facteur supplémentaire à prendre en compte. Le troisième paramètre à intervenir est la nature des matériaux mesurés et la gamme de densité tomographique couverte par l'étude. L'importance de cette dernière variable est illustrée par la différence entre les équations (2) et (6), pourtant opérées sur le même appareil.



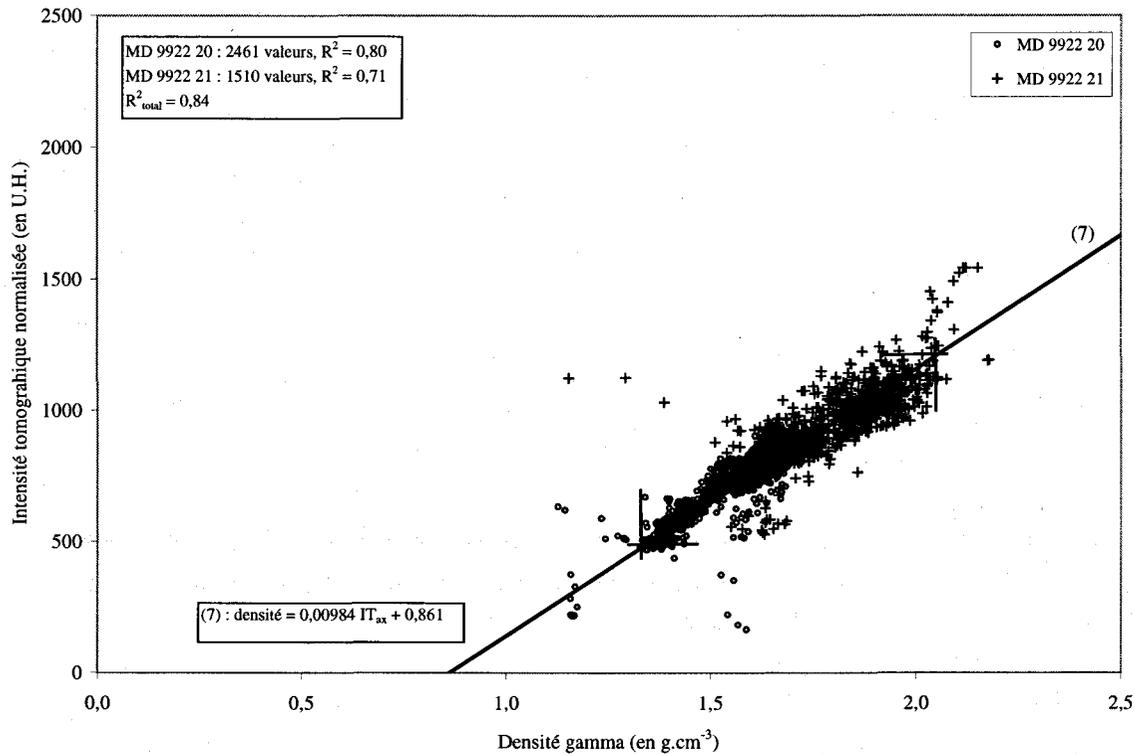
**Figure 4-2 : Corrélation des valeurs d'intensités tomographiques axiales (en UH) et de densités (en g.cm<sup>-3</sup>).**

Le coefficient de détermination  $R^2$  des deux ensembles de valeurs est de 0,92. Le domaine de validité de la présente étude est compris entre 500 UH et 1200 UH.

Compte tenu du bon niveau de corrélation ( $R^2 = 0,92$ ), l'équation empirique ( $R^2 = 0,89$ ) obtenue dans cette étude est proposée pour des sédiments détritiques non consolidés, soit pour des IT et des densités comprises respectivement entre 500 UH et 1200 UH et entre 1,38 g.cm<sup>-3</sup> et 2 g.cm<sup>-3</sup>. L'influence des espaces entre gaine et sédiments, si problématiques lors de la mesure de la vitesse des ondes P, est par la même jugée négligeable du fait du bon niveau de corrélation.

L'utilisation possible des données tomodensitométriques longitudinales, déjà illustrées précédemment par leur corrélation avec les données axiales, est confirmée par les essais de corrélation avec les densités gamma. Le niveau de corrélation entre les valeurs de densité gamma et d'intensité tomographique normalisées (fig. 4-3) est bonne ( $R^2 = 0,84$ ) et les résultats sont cohérents avec la droite empirique (7). Ceci confirme le potentiel quantitatif des mesures tomodensitométriques longitudinales.

Les coefficients de détermination sont moyens dans les deux carottes : la carotte MD 9922 20 (2461 valeurs) est la mieux corrélée ( $R^2 = 0,80$ ) ; la carotte MD 9922 21 ( $R^2 = 0,71$  ; 1510 valeurs mesurées) est moins bien corrélée. Ceci est confirmé par l'observation des coupes d'IT longitudinale moyenne et de densité gamma : le sommet de la carotte MD 9922 21 présente des variations d'intensité tomodynamométrique non mises en évidence par les mesures de densité gamma (fig. 3-4, fig. 3-8).



**Figure 4-3 : Corrélation entre les valeurs d'intensités tomographiques normalisées (en UH) et les valeurs de densités gamma (en  $g.cm^{-3}$ ) des carottes MD 9922 20 et MD 9922 21.**

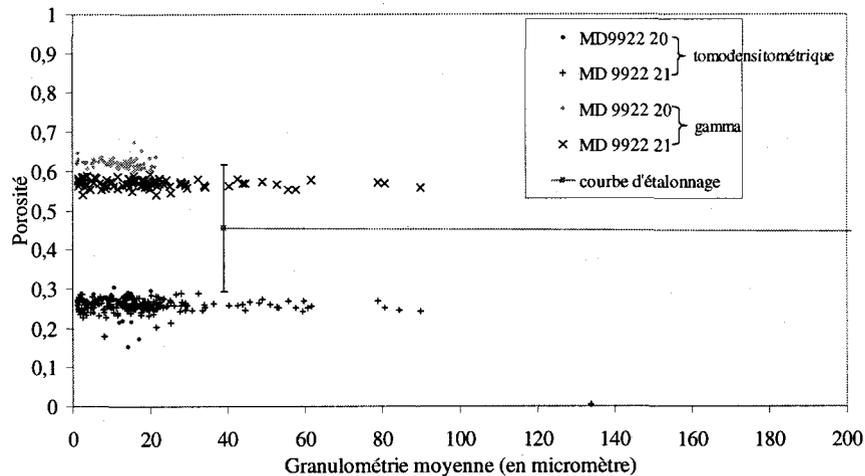
Le coefficient de corrélation  $R^2$  de ces deux ensembles de valeurs est de 0,84. Le domaine de validité de l'équation (7), entre 500 UH et 1200 UH, est matérialisé par les deux angles.

Les mesures de rayonnement gamma permettent également d'étudier l'évolution de la porosité des sédiments. Les valeurs de porosité calculées à partir des données d'absorption des rayonnements gamma et X, en fonction de la granulométrie, permettent une étude complémentaire des deux mesures (Fig. 4-4).

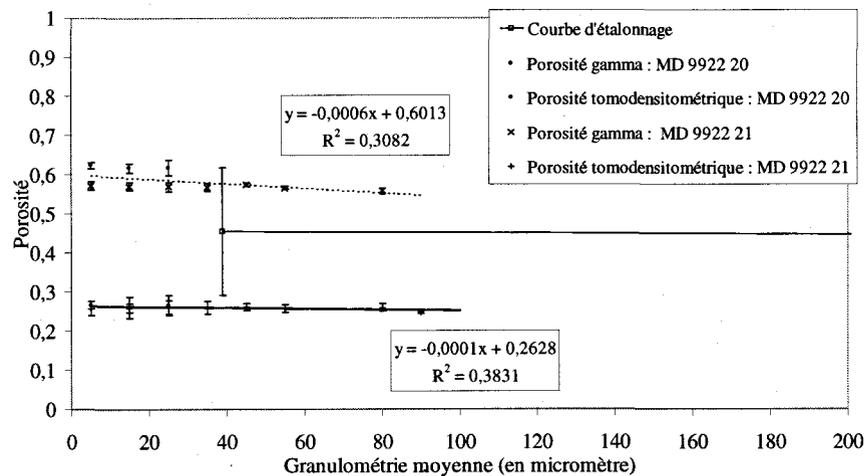
Les porosités, pour les deux modes d'analyse, ont été calculées selon la même formule (8), en supposant le milieu saturé (Geotek, 2000).

$$\text{Porosité totale} = (\rho_{\text{Quartz}} - \rho_{\text{Sédiment}}) / (\rho_{\text{Quartz}} - \rho_{\text{Eau}}) \quad (8)$$

Où  $\rho_{\text{Quartz}}$  est la densité du quartz, soit  $2,651 g.cm^{-3}$  ou 1081 UH (Tsuchiyama *et al*, 2000),  $\rho_{\text{Eau}}$  est la densité de l'eau, soit  $1 g.cm^{-3}$  ou 0 UH et  $\rho_{\text{Sédiment}}$  est la densité mesurée en  $g.cm^{-3}$  ou en UH.



A)-



B)-

**Figure 4-4 : Évolution de la porosité gamma et X, en fonction de la granulométrie moyenne.**

La courbe d'étalonnage (Landry et Mercier, 1992) est basée sur des données de porosité dans une argile et un silt. A)- présente l'ensemble des données obtenues sur les deux carottes en excluant les zones de consolidation et de dégazage qui sont particulières (Cf. ci-après). B)- présente les courbes d'étalonnage (porosité moyenne et deux écarts types) obtenues pour des classes granulométriques de 10 µm, entre 1 µm et 60 µm, et une classe de 40 µm, entre 60 µm et 100 µm. Pour la MD 9922 20 et la MD 9922 21, ce sont respectivement 84 et 181 valeurs de porosité tomodynamométrique qui sont utilisées et 64 et 118 valeurs de porosité gamma.

Ces graphiques mettent en évidence, par l'une et l'autre méthode, une diminution de la porosité en fonction de la granulométrie moyenne, entre 1 µm et 100 µm, en accord avec les valeurs étalons déjà reconnues (Landry et Mercier, 1992), mais souligne également deux points. Les valeurs de porosité gamma, pour une même granulométrie, sont différentes d'une carotte à l'autre et une différence systématique est observée entre les valeurs de porosité gamma et tomodynamométrique.

Premièrement, la différence de porosité gamma d'une carotte à l'autre est vraisemblablement due à une différence de température lors de l'acquisition (Geotek, 2000). En effet, le cristal d'iodure de sodium activé au thallium se dilate de 2 % à 4 % par degré (Dufour, 1995). Les températures moyennes enregistrées lors du passage au banc MST sont de 15,1 +/- 1,9 °C pour la MD 9922 20 et de 21,6 +/- 1,7 °C pour la MD 9922 21, soit une différence de 6,5 °C et une dilatation de l'ordre de 13 % à 26 %.

Deuxièmement, la porosité tomodensitométrie calculée est nettement sous-évaluée par rapport à la porosité gamma (fig. 4-4). La première hypothèse pour expliquer ce décalage systématique évoque la différence de sensibilité des deux rayonnements à la porosité. Or, le rayonnement gamma est centré sur 0,662 MeV (Geotek, 2000) et le rayonnement X a une puissance de 120 keV, en mode longitudinal, à 140 keV, en mode axial. Dans ces conditions, la différence d'énergie d'émission induit une surestimation des porosités par tomodensitométrie, à l'inverse de l'effet observé. La seconde hypothèse fait intervenir une modification des propriétés physico-chimiques des sédiments. L'acquisition des données par tomodensitométrie a été effectuée entre deux semaines et un mois après les carottages et des fuites ont été notées sur les capuchons des différentes sections ainsi que des indices de compaction des sédiments lors du transport des carottes (fig. 2-7 et 4-6). Donc, les sédiments ne remplissaient plus les conditions de saturation requises pour l'utilisation de cette formule et la compaction ayant augmenté au cours du transport, la porosité sera inférieure à celle mesurées par MST.

Enfin, les sédiments des carottes étudiées étant récents, ils présentent une évolution du niveau de consolidation / compaction, mise en évidence aussi bien par tomodensitométrie que par gammadensitométrie. L'étude de la porosité a permis de mettre en évidence des zones comprises entre 0 m et 22,50 m et entre 0 m et 13,68 m, respectivement dans les carottes MD 9922 20 et MD 9922 21, interprétée pour l'instant comme les zones en cours de consolidation.

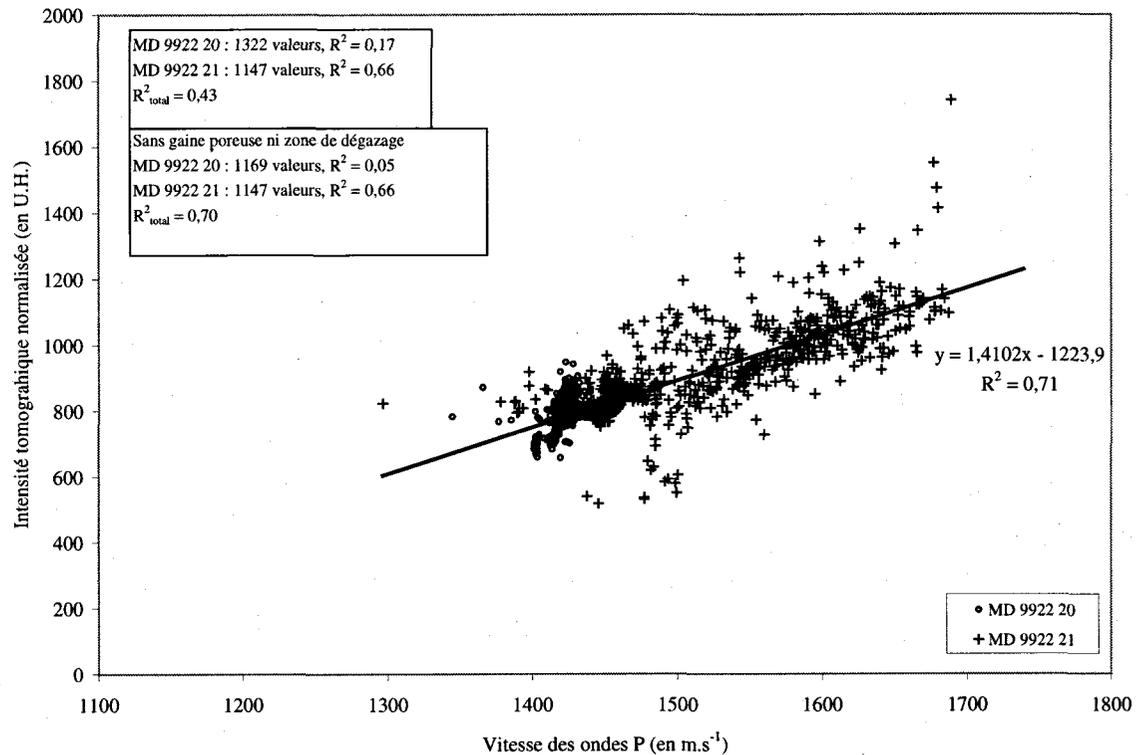
Il faut cependant garder à l'esprit que dans la carotte MD 9922 20, les données entre 0 m et 17,24 m sont perturbées par la porosité de la gaine plastique (fig. 3-5), la cohésion des sédiments est modifiée par les dégazages entre 8,56 m et 8,73 m, entre 17,53 m et 17,87 m et entre 20,29 m et 21,52 m (annexe 4). De plus, dans les carottes MD 9922 20 et MD 9922 21, la porosité est accrue par méthanogenèse (annexe 4 et 5 ( $IT_{min}$ )) respectivement entre 2,70 m et 15,50 m (et jusqu'à 23 m) et entre 3 m et 13,50 m (et jusqu'à 17,70 m).

#### 4.2.2 Corrélations entre données tomodensitométriques et vitesse des ondes P.

L'épaisseur d'intégration significative des transducteurs du banc MST est fonction des surfaces de transmission des ondes P entre les transducteurs, la gaine et les sédiments. L'épaisseur d'intégration significative est donc intermédiaire entre 40 mm<sup>2</sup> de surface de mesure des transducteurs (GEOTEK, 1999) et 1 mm<sup>2</sup>, limite inférieure en deçà de laquelle l'onde n'est plus transmise (Szremeta, comm. pers.). L'épaisseur d'intégration significative est donc estimée à 10 mm<sup>2</sup>.

Les valeurs de densité mesurées par tomodensitométrie en mode longitudinal et les vitesses des ondes P mesurées ne sont pas corrélées (fig. 4-5) ( $R^2 = 0,43$ ). Ceci est essentiellement attribuable à la

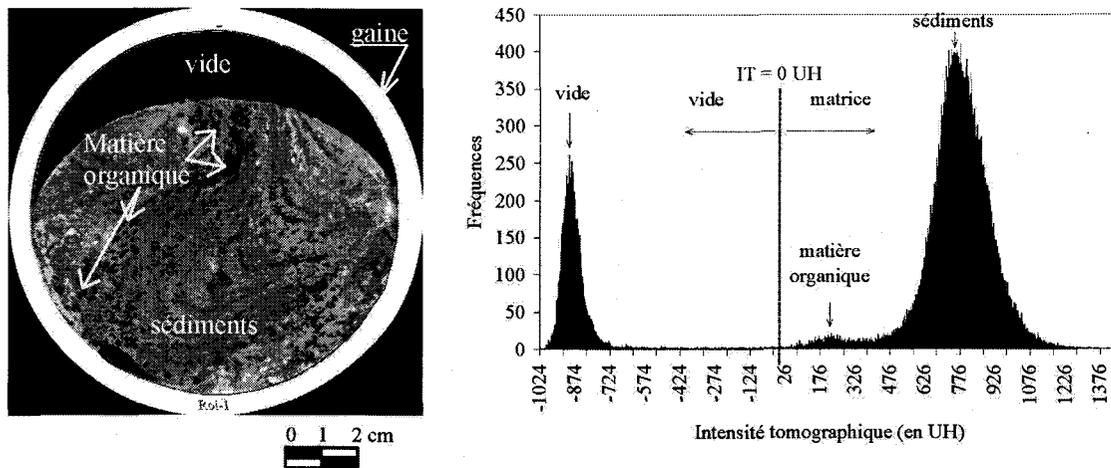
carotte MD 9922 20 (1322 valeurs mesurées ;  $R^2 = 0,17$ ). En revanche, les matrices de valeurs sont moyennement corrélées dans la carotte MD 9922 21 ( $R^2 = 0,66$  ; 1147 valeurs mesurées). En excluant la zone de gaine poreuse entre 17,24 m et la surface (chap. 3.2.2 et fig. 3-4 et 3-5) et la zone perturbée par les dégazages jusqu'à 23,355 m (fig. 3-4), le coefficient de détermination est presque multiplié par deux ( $R^2 = 0,70$  ; fig. 4-5).



**Figure 4-5 : Corrélation entre les valeurs de densités tomographiques normalisées (en UH) et les valeurs de vitesse des ondes P (en  $m.s^{-1}$ ) des carottes MD 9922 20 et MD 9922 21.**

*Le coefficient de détermination  $R^2$  de ces deux ensembles de valeurs est de 0,70.*

En premier lieu, il est important de remarquer que les valeurs de  $V_p$  sont inférieures à  $1500 m.s^{-1}$ , la vitesse du son dans l'eau de mer (Simpkin et Long, 1992), dans toute la carotte MD 9922 20 et entre 10,40 m et 30,105 m dans la carotte MD 9922 21. Ceci conduit à supposer à un mauvais étalonnage des transducteurs d'ondes P. De plus, les réfractions et réflexions du signal à l'intérieur de la gaine poreuse augmentent artificiellement la vitesse des ondes P tel que décrit dans le chapitre 3.2.2 (fig. 3-4). En second lieu, la différence de température, déjà notée précédemment, fait varier significativement les valeurs de vitesse des ondes P mesurées ( $3 m.s^{-1}.^{\circ}C^{-1}$  : Geotek, 2000). Enfin, d'importantes variations résultent de la mauvaise transmission des ondes P entre les transducteurs, la gaine et les sédiments. Les espaces vides entre la gaine et les sédiments (fig. 4-6) sont particulièrement problématiques, contrairement aux séries de mesures gamma (cette différence est due à une divergence de comportement aux interfaces des ondes P vis à vis des rayonnements gamma et X), mais peuvent être aisément corrigés grâce à la tomodensitométrie.



**Figure 4-6 : Détermination des surfaces respectives de vide et de sédiments, incluant la matière organique (MD 9922 21 - I, 0,255 m).**

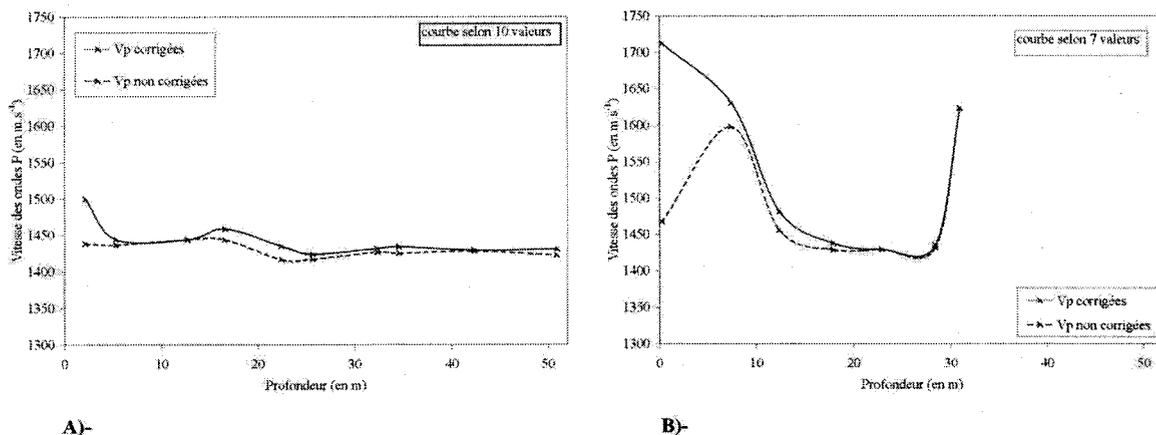
*Exemple de laminations entrecroisées, vues dans le plan horizontal. Les phénomènes gravitaires ont discriminé les produits plus denses des moins denses. Ainsi, la matière organique est localisée à la périphérie de la structure.*

La gaine représente 12% des densités intégrées dans une mesure tomodynamométrique longitudinale. La différence de densité entre une gaine poreuse (IT = 1346 +/- 379 UH) et une gaine saine (IT = 1606 +/- 82 UH) cause une variation de 30 UH. Cette variation atteint 92 UH dans le cas d'un vide important (IT = -875 +/- 36) entre la gaine et les sédiments représentant 6 % de l'épaisseur totale. Donc, la variation de densité provoquée par la gaine poreuse est au moins égale à 30 % de la variation due aux espaces vides entre la gaine et les sédiments dans les deux carottes étudiées.

Les clichés tomodynamométriques axiaux permettent d'estimer la surface relative des vides et des sédiments (fig. 4-6). Dix valeurs de vitesse des ondes P ont été corrigées dans la MD 9922 20 (fig. 4-7-A) et 7 valeurs dans la MD 9922 21 (fig. 4-7-B). La surface totale, à l'intérieur de la gaine est mesurée dans Osiris™ (fig. 4-6). La matrice d'intensité tomodynamométrique obtenue est divisée en deux (fig. 4-6). Les valeurs inférieures à 0 UH, soit l'IT de l'eau, sont attribuées aux espaces libres entre gaine et sédiments. Ces espaces sont caractérisés par le produit de la surface par la vitesse du son dans l'air (333 m.s<sup>-1</sup>). Les valeurs supérieures à 0 UH sont attribuées aux sédiments. Ils sont caractérisés par le produit de la surface et la vitesse du son dans les sédiments. Cette vitesse correspond au résultat recherché. Elle est assimilée à 1500 m.s<sup>-1</sup>, la vitesse du son dans l'eau, lorsque non mesurable. Donc, la vitesse des ondes P est corrigée selon la formule (8) :

$$V_{P \text{ sédiment}} = ((V_{P \text{ totale}} * S_{\text{totale}}) - (V_{P \text{ vide}} * S_{\text{vide}})) / S_{\text{sédiment}} \quad (8)$$

Où,  $V_{P \text{ sédiment}}$ ,  $V_{P \text{ totale}}$  et  $V_{P \text{ vide}}$  correspondent respectivement à la vitesse des ondes P (en m.s<sup>-1</sup>) corrigées de l'espace entre gaine et sédiment, à la vitesse des ondes P (en m.s<sup>-1</sup>) mesurées au banc MST et à la vitesse du son dans l'air, soit 333 m.s<sup>-1</sup> et  $S_{\text{totale}}$ ,  $S_{\text{vide}}$  et  $S_{\text{sédiment}}$  sont les surfaces respectives déterminées sur les clichés axiaux.



**Figure 4-7 : Vitesses des ondes P (en m.s<sup>-1</sup>) corrigées des vides entre gaine et sédiments**

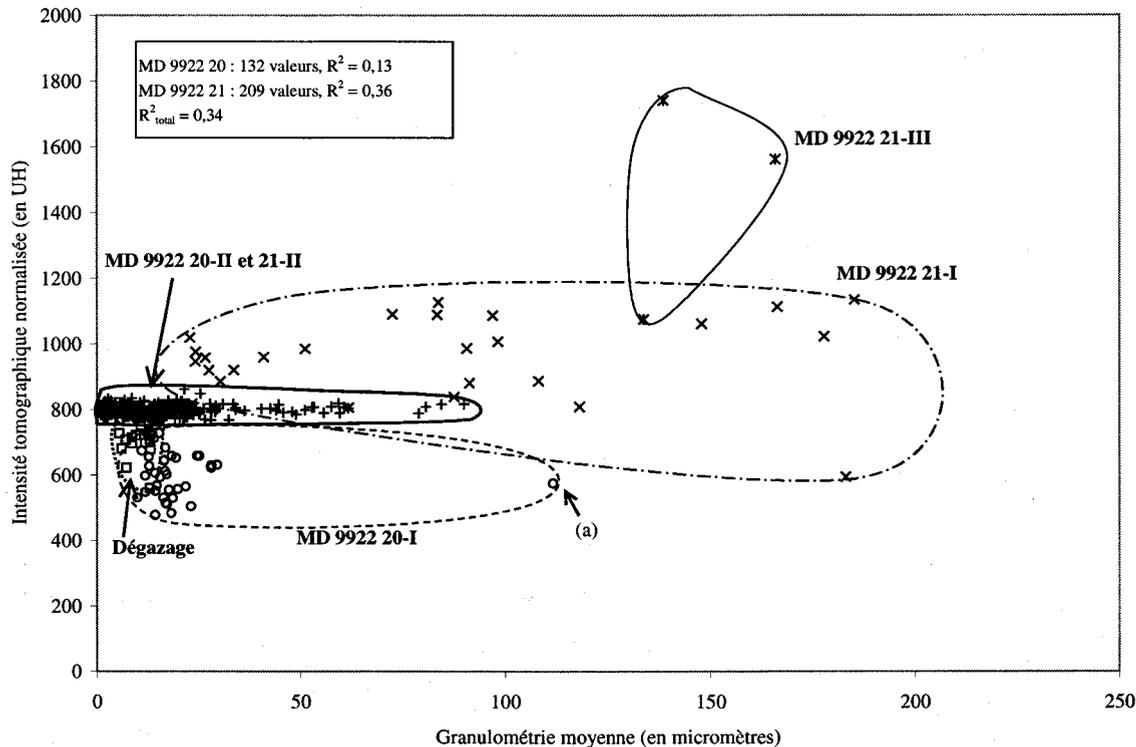
A)- pour la carotte MD 9922 20 et B)- la carotte MD 9922 21.

Les vitesses corrigées (fig. 4-7) sont différentes d'une carotte à l'autre. Les valeurs diminuent, principalement, entre 0 m et 7 m et entre 15 m et 25 m, dans la carotte MD 9922 20, et entre 0 m et 20 m, dans la MD 9922 21. Entre 28 m et 31,025 m, les vitesses augmentent très rapidement dans la carotte MD 9922 21. Les principales variations notées sont liées aux différentes granulométries. La carotte MD 9922 21 est divisée en trois unités, déjà définies précédemment, représentant la transition entre l'unité 21-III composée de sable fin, l'unité 21-II composée de sédiments fins (argile à sable très fin) et l'unité 21-I plus grossière (silt moyen à sable fin). Les variations majeures dans la carotte MD 9922 20 sont localisées au niveau des zones de dégazages (entre 15 m et 25 m) qui coïncident avec des sédiments fins (silt très fin et fin, à texture argilo silteuse) et au niveau de la sous-unité supérieure de l'unité 20-I plus grossière (silt fin à sable très fin).

De plus, l'unité 21-III est matérialisée par un important contraste de vitesse des ondes P (+ 360 m.s<sup>-1</sup>). Cette unité a des caractéristiques similaires aux réflecteurs importants observés sur les données de stratigraphie sismique, à la base des séquences holocènes, qui sont interprétés soit comme des tills et dépôts glaciaires ou sous glaciaires (Syvitski et Praeg, 1989) soit comme des formations deltaïques interglaciaires (Massé, 2001). L'unité est très dense, de l'ordre de 2 g.cm<sup>-3</sup> ou 1200 UH, et relativement grossière (sables fins). Les sédiments, composés de sable fin bien trié, sont proches de ceux enregistrés actuellement, et donc plus en accord avec une origine interglaciaire.

Cette correction des espaces entre gaine et sédiment est probablement invalide dans le cas étudié car tel que mentionné précédemment, les carottes ont subi une certaine compaction au cours du transport qui a créé ou augmenté les vides. Ces vides ont par la suite été observés sur les clichés tomodensitométriques. Cependant, si dans le cas de cette étude, cette méthode est inutile, elle s'avère en revanche très intéressante pour des carottes n'ayant pas subi de tel dommages.

### 4.3 Relations entre l'intensité tomographique normalisée ( $IT_N$ ), la granulométrie moyenne (fig. 4-8) et la susceptibilité magnétique.



**Figure 4-8 : Évolution de l'intensité tomographique normalisée (en UH), en fonction de la granulométrie moyenne (en  $\mu\text{m}$ ).**

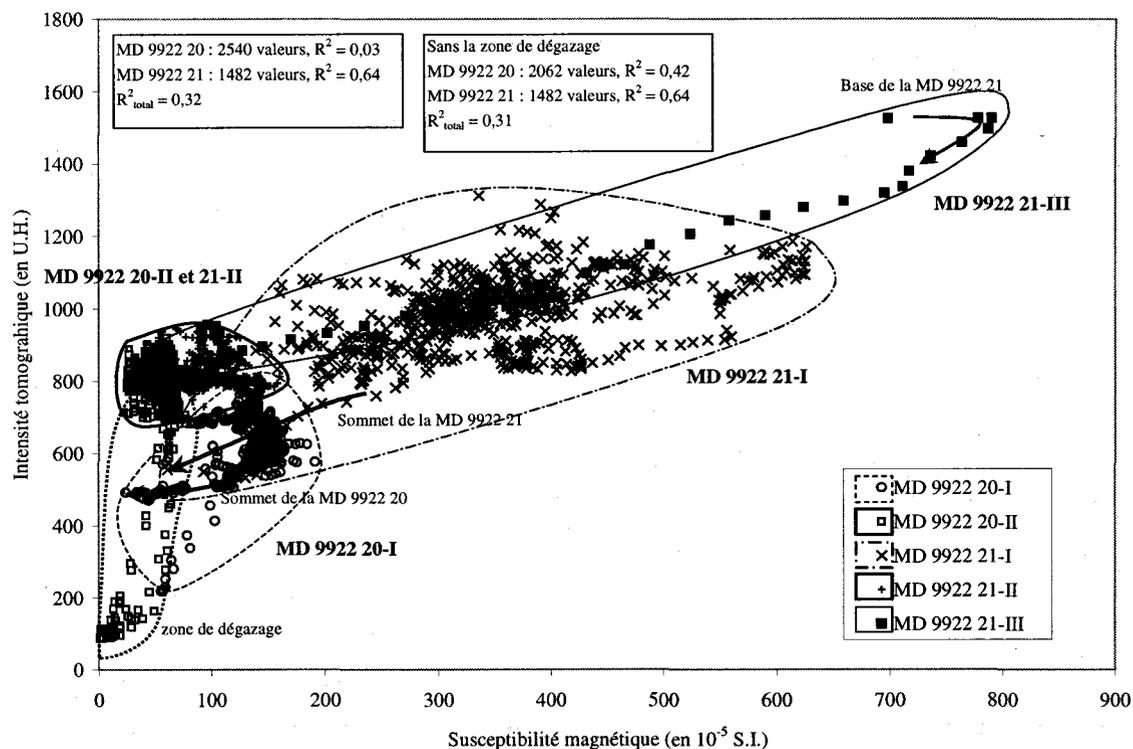
Les valeurs d' $IT_N$  ont été intégrées sur une hauteur de 10 mm, qui correspond au pas d'échantillonnage des sédiments.

Tel que déjà mis en évidence dans les sections étudiées au centimètre (fig. 3-10, 3-11 et 3-12), les valeurs d'intensité tomographique normalisée et la granulométrie moyenne ne semblent pas corrélées (fig. 4-8 ;  $R^2 = 0,34$ ), ce qui va apparemment à l'encontre des observations précédentes (Boespflug *et al.*, 1995). Inversement, l'étude des sections au centimètre a permis de mettre en évidence une relation entre la proportion d'argile (et les zones riches en précipitations diagénétiques) et les IT.

Comme le montre la figure 4-8, la corrélation entre IT et granulométrie moyenne permet de différencier aisément les unités MD 9922 20-I, 21-I et 21-III et de regrouper dans un même domaine les unités MD 9922 20-II (en excluant les quelques valeurs perturbées par le dégazage) et 21-II.

L'unité 20-I est caractérisée par des valeurs IT basses (inférieures à 800 UH) y compris le lit de sable très fin (a).

Pour une même granulométrie, les unités 20-II (en excluant la zone de dégazage) et 21-II ont des valeurs de densités supérieures (800 UH en moyenne) à l'unité 20-I.



**Figure 4-9 : Relations entre intensité tomographique (en UH) et susceptibilité magnétique (en  $10^{-5}$  S.I.).**

Les données sont divisées selon les unités déjà définies : MD 9922 20-I, MD 9922 21-I, MD 9922 21-III et dans un même domaine MD 9922 20-II (sans la zone de dégazage) et MD 9922 21-II. Les flèches indiquent le sommet des carottes.

Les unités 21-I et 21-III sont plus denses que l'unité 21-II, y compris pour des granulométries similaires.

Ces résultats combinés avec ceux du diagramme de corrélation des valeurs d' $IT_N$  et de susceptibilité magnétique (fig. 4-9) précisent les données.

Les valeurs de susceptibilité magnétique représentent les variations des propriétés physiques, concentration, minéralogie et granulométrie moyenne, des suites de minéraux magnétiques (Hall *et al.*, 2001). Les minéraux ferromagnétiques dominants sont la magnétite (Saint-Onge *et al.*, 2003) et la titanomagnétite (Ross, 1993), dont la densité est supérieure à  $4 \text{ g.cm}^{-3}$ , et le numéro atomique efficace ( $Z_{ef}$ ) est très élevé, soit respectivement 22,56 et 22,82, en raison du fer ( $Z=26$ ) et du titane ( $Z=22$ ). Ceci explique les différences notées entre chaque unité.

Les valeurs d' $IT_N$  et de susceptibilité magnétique ne sont pas corrélées ( $R^2 = 0,31$  sans la zone de dégazage). Cependant, comme précédemment avec les granulométries moyennes, les unités sont nettement différenciées.

L'unité 20-I est caractérisée par des valeurs d' $IT_N$  inférieures à 800 UH et des valeurs de susceptibilité magnétique comprise entre  $20 \cdot 10^{-5}$  SI et  $200 \cdot 10^{-5}$  SI.

Les unités 20-II et 21-II sont caractérisées par des valeurs d' $IT_N$  de l'ordre de 800 UH et des valeurs de susceptibilité magnétique comprise entre  $20.10^{-5}$  SI et  $180.10^{-5}$  SI.

Les unités 21-I et 21-III se différencient nettement du reste des unités par des valeurs d' $IT_N$  et de susceptibilité magnétique moyennes à élevées (jusqu'à 1600 UH et jusqu'à  $800.10^{-5}$ SI).

Un suivi des points en fonction de la profondeur met en évidence des variations d'apports graduels en minéraux magnétiques et des zones de dégazage. La transition entre chaque unité est progressive. Le caractère particulier de la base de la MD 9922 21 est souligné par de très hautes valeurs de densité et de susceptibilité magnétique. Le domaine défini par les unités 20-II et 21-II est compact et confondu pour les deux carottes, excepté dans la zone de dégazage. Inversement, les unités 20-I et 21-I sont nettement différenciées. Cette différence est due à la différence de granulométrie entre le sommet des deux carottes : silt moyen à sable fin dans la MD 9922 21 et silt fin à moyen dans la MD 9922 20. Ceci est confirmé par Saint-Onge *et al.* (2003).

#### 4.4 Conclusion.

Quantitativement, la corrélation entre les valeurs d'intensité tomographique et celles de densité gamma, de vitesse des ondes P, de susceptibilité magnétique et de granulométrie moyenne met en évidence :

- L'excellente corrélation avec des données de densité gamma, en intégrant une bande de sédiment moins large (Chaouq, 1998), donc plus précise, pour un temps d'acquisition plus court et, en mode axial, des densités recalculées en fonction de l'épaisseur de la carotte, de la gaine ou du vide ;
- La possibilité de corriger les données de vitesse des ondes P en estimant les pourcentages de vides entre gaine et sédiment et la porosité de la gaine ;
- L'influence marginale de la zone principale de dégazage entre 13,905 m et 23,355 m dans la carotte MD 9922 20 ;
- L'absence de surconsolidation de la base de la carotte MD 9922 21, la haute densité étant le résultat combiné de hautes teneurs en minéraux ferromagnétiques et d'une granulométrie relativement grossière ;
- L'influence, par ordre croissant, de la méthanogenèse, de la granulométrie moyenne, de la composition minéralogique, en particulier en minéraux lourds et/ou ferromagnétiques, et surtout de la consolidation / compaction dans la grandeur complexe que constitue l'intensité tomographique et son écart-type associé.

## **4.5 Synthèse et interprétation paléoenvironnementale des unités du chenal Laurentien à l'Holocène.**

Le contexte paléoenvironnemental est complété par des datations  $^{14}\text{C}$  (Saint-Onge, comm. pers.). Compte tenu du contexte hydrodynamique du chenal Laurentien, quelques précautions sont à prendre. De plus, des précisions sont à apporter tant du point de vue géochimique, que sur l'utilisation de ces âges.

### **4.5.1 Discussions sur la validité des datations au $^{14}\text{C}$ .**

Lors de l'ouverture et de l'échantillonnage des carottes, des coquilles et des morceaux de matière organique ont été prélevés pour être datés. Au total, ce sont neuf et onze dates qui ont été obtenues respectivement sur les carottes MD 9922 20 et MD 9922 21 (tab. 1-3 et 1-4).

Des inversions stratigraphiques d'âges sont visibles. Le sommet de la MD 9922 20, entre la surface et 318,5 cm, est apparemment constitué de sédiments plus anciens que ceux sous-jacents (tab. 1-3). Trois âges obtenus dans la MD 9922 21, vers 615 cm, 755 cm et 1606 cm de profondeur, sont également plus anciens que les sédiments sous-jacents. Ces inversions sont cohérentes avec la sédimentation de type turbiditique mise en évidence au sein du chenal, par opposition à une sédimentation par décantation, se manifestant sous la forme de coulées de boue saisonnières d'origine climatique.

### **4.5.2 Définition des unités tomodontométriques.**

La définition des unités tomodontométriques est basée sur les données tomodontométriques axiales (épaisseurs, transitions, intensités tomographiques moyennes et écarts types), complétées à l'échelle millimétrique à pluridécimétrique (cyclicités et taux annuel de sédimentation) par les données longitudinales. La définition des unités est complétée par les caractéristiques granulométriques (granulométrie moyenne et texture sédimentaire), les figures sédimentaires et les valeurs de susceptibilité magnétique. La granulométrie et la proportion en minéraux ferromagnétiques, dont les valeurs de susceptibilité magnétique fournissent une approximation, caractérisent la source sédimentaire, fournissent une estimation sur sa proximité et, accessoirement pour la zone d'étude, renseignent sur les paramètres hydrodynamiques. Les figures sédimentaires permettent de caractériser les processus de sédimentation (types de laminations, surface d'érosion, abandon puis recolonisation benthique du milieu).

Ces unités, sous-unités et ensembles sont ensuite interprétés et comparés aux unités et cadres sismostratigraphiques de référence (Syvitski et Praeg, 1989 ; Massé, 2001).

### 4.5.3 Synthèse des périodicités et évolution du taux de sédimentation au cours de l'Holocène.

Les périodicités sont interprétées à partir des données de traitement de signal et de l'interprétation visuelle des courbes d'intensité tomographique longitudinale moyenne. L'étude des cyclicités est entreprise à partir de l'hypothèse préalable suivante : les variations climatiques annuelles sont, pour une période donnée, les cycles les plus remarquables, les plus réguliers et de plus haute fréquence, correspondant au forçage climatique annuel sur la genèse des courants de turbidité, par opposition aux systèmes turbiditiques aléatoires qui ne peuvent être étudiés par traitement de signal.

#### 4.5.3.1 Évolution du taux de sédimentation annuelle au cours de l'Holocène.

Les taux de sédimentation (fig. 4-10) déterminés au cours de cette étude permettent de distinguer trois périodes, cohérentes avec les trois unités définies précédemment. À la base de la MD 9922 21, unité 21-III, les taux de sédimentation sont compris entre 4 mm.an<sup>-1</sup> et 18 mm.an<sup>-1</sup>. Au-dessus, les unités 20-II et 21-II présentent des taux de sédimentation élevés, compris respectivement entre 70 mm.an<sup>-1</sup> à 40 mm.an<sup>-1</sup> et entre 65 mm.an<sup>-1</sup> et 18 mm.an<sup>-1</sup>. Entre 51,58 m et 35 m et entre 30,105 m et 25 m, respectivement dans les unités 20-II et 21-II, le taux de sédimentation annuelle décroît jusqu'à 50 mm.an<sup>-1</sup> et 18 mm.an<sup>-1</sup>. Cette phase de ralentissement de la sédimentation est suivie d'une augmentation du taux de sédimentation, de plus 15 mm.an<sup>-1</sup> et plus 8 mm.an<sup>-1</sup>, respectivement dans la MD 9922 20 et dans la MD 9922 21. Au sommet des unités 20-II et 21-II, les taux de sédimentation diminuent. Les taux de sédimentation atteignent un minimum au cours des sous-unité 20-IB et 21-IB avec respectivement 4,5 mm.an<sup>-1</sup> et 8,5 mm.an<sup>-1</sup>. Au cours des sous-unités 20-IA et 21-IA, les taux de sédimentation sont croissants et atteignent respectivement 40 mm.an<sup>-1</sup> et 20 mm.an<sup>-1</sup>. Ces taux de sédimentation ne tiennent pas compte du niveau de consolidation très différents entre les unités 20-I et 21-I et les unités 20-II, 21-II et 21-III, et ont tendance à surévaluer les épaisseurs récentes des dépôts.

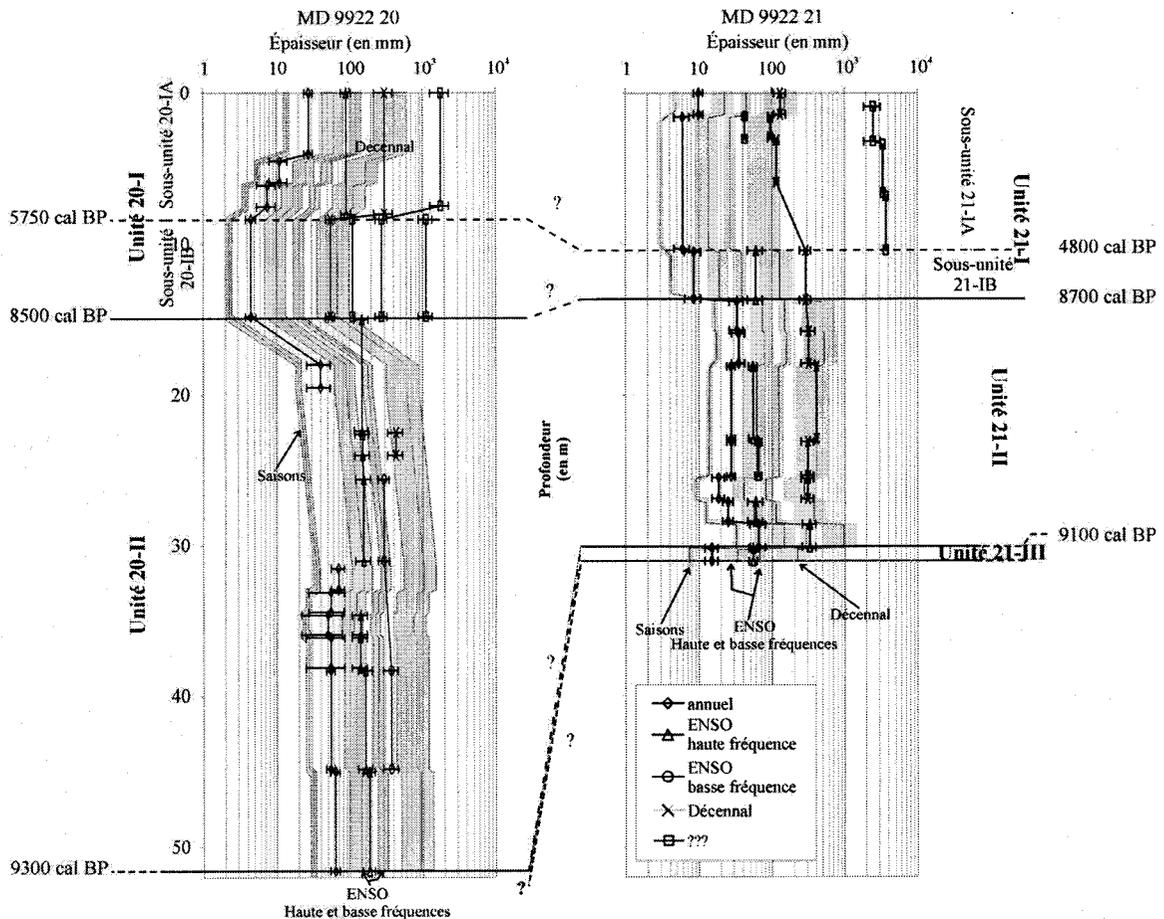
#### 4.5.3.2 Nature des cyclicités enregistrées.

La nature des cycles enregistrés dans les deux carottes du chenal Laurentien est étudiée succinctement du fait des trop grandes incertitudes liées au prolongement des cycles entre les sections et des très importantes variations du taux de sédimentation annuel.

En effet, il n'a pas été possible de faire un traitement mathématique sur toute la longueur de chaque unité compte tenu des effets de bouchons, des différents fantômes et des problèmes de jonction entre les sections. De plus, les taux de sédimentation annuels étant très variables, parfois du simple au double à l'intérieur d'une même unité, des cycles d'ordre supérieur ou inférieur ont pu être mal interprétés.

Cependant, en excluant les périodes ENSO («El Niño / Southern oscillation») haute et basse fréquence, il est intéressant de remarquer deux grandes familles de période dans les unités 20-I et 21-I. La

période de plus haute fréquence présente des cycles de l'ordre de 40 ans à 64 ans et de 34 à 48 ans, respectivement dans les carottes MD 9922 20 et MD 9922 21. Les cycles de plus basse fréquence enregistrés sont de l'ordre de 236 ans à 248 ans au cours de l'unité 20-I et de 413 ans et jusqu'à 616 ans dans l'unité 21-I. Ces périodes, matérialisées par les quatre ou cinq ensembles granulométriques, magnétiques et tomodynamométriques décrits dans les deux carottes se corrélient très bien aux différentes phases de refroidissement et de réchauffement répertoriées (fig. 1-9 ; Crowley, 1996).



**Figure 4-10 : Évolution du taux de sédimentation annuel et des cycles climatiques au cours de l'Holocène.**

*Les barres d'erreurs correspondent à deux sigmas lorsque déterminables ou à une estimation de l'erreur raisonnable lorsque non calculable. Les dates sont calibrées et extrapolées à partir des âges <sup>14</sup>C de Saint-Onge (comm. pers.). Les cycles, saisonniers, ENSO haute et basse fréquences et décennaux, théoriques sont calculés à partir du taux de sédimentation annuel, d'après l'hypothèse de départ, selon les périodes généralement admises, soit respectivement 6 mois, 2 ans à 2,5 ans et 4 ans à 5 ans et 10 ans (Ghil, 2002), et sont représentés par les surfaces grisées.*

En revanche, au sein des unités 20-II et 21-II, il a été mis en évidence des périodes de 96 jours à 146 jours, probablement d'origine saisonnière. Des périodes caractéristiques des phénomènes «El Niño / Southern oscillation» (ENSO), hautes (2 ans à 2,5 ans) et basses (4 ans et 5 ans) fréquences, des oscillations

Nord-Atlantique (NAO, 7,7 ans et 14 ans, Ghil, 2002) et des périodes décennales, liées à l'activité solaire (11 ans et 22 ans, Rind et Overpeck, 1995) sont également interprétées dans les deux carottes (fig. 4-10).

#### 4.5.4 Synthèse et interprétation des unités de la carotte MD 9922 20.

##### 4.5.4.1 L'unité 20-II.

. **Sous-unité 20-II-C (fig. 4-11)** : La sous-unité 20-II-C, datée en son sommet à 9258 cal BP (TO-8767 ; tab. 4-2), est comprise entre 44,90 m et 51,58 m au minimum car elle n'a pas été carottée au complet. Les valeurs d' $IT$  indiquent que la plus importante phase de consolidation est terminée.

Les profils d' $IT_N$  moyenne et ses écarts types montrent à la base de cet ensemble très peu de variations et des cyclicités peu contrastées. A l'inverse, au sommet, les cyclicités sont nettes. Au total, quatre ordres de cyclicités (fig. 4-10) sont enregistrés. Le cycle de base, interprété comme annuel a une épaisseur comprise entre 59 mm et 71 mm. L'ordre supérieur a une épaisseur comprise entre 160 mm et 213 mm, soit une période de 2,7 ans à 3 ans, caractéristique de la cyclicité ENSO («El Niño / Southern Oscillation») haute fréquence (Ghil, 2002). Le troisième ordre a une épaisseur comprise entre 333 mm et 345 mm, soit une période de 5,6 ans à 4,9 ans, caractéristique de la cyclicité ENSO basse fréquence (Ghil, 2002). La plus grande période enregistrée dans cette unité est composée de deux cycles de 3230 mm et 2820 mm, soit une période de 45,5 ans à 47,8 ans, non attribuable directement à une cyclicité reconnue (Ghil, 2002).

Les sédiments de la sous-unité 20-II-C sont interprétés comme distaux en raison de la granulométrie relativement fine et homogène et des faibles concentrations en minéraux magnétiques. Les laminations entrecroisées témoignent d'un transport par traction sur le fond et les figures de charge attestent d'une accumulation rapide de sédiments sur d'autres mal consolidés et du taux de sédimentation annuelle élevé, entre 59 mm.an<sup>-1</sup> et 71 mm.an<sup>-1</sup>. L'analyse comparée des descriptions visuelles et des clichés tomodynamométriques permet de mettre en évidence des fractures de décompression postgénétiques oblitérant les structures sédimentaires primaires.

Compte tenu de l'éloignement de la source sédimentaire, des hauts taux de sédimentation et de l'absence d'indices biologiques, les sédiments de cette sous-unité sont interprétés comme paraglaciers distaux en contexte de haut niveau marin au cours d'une régression relative. Le contexte paraglacière est par ailleurs confirmé par l'âge de cette sous-unité. Ils résultent de très hauts débits fluviaux dus à une fonte rapide de l'inlandsis Laurentidien, combinés à la remobilisation des corps sédimentaires deltaïques formés au cours du niveau marin maximum et à l'absence de végétation.

. **Sous-unité 20-II-B (fig. 4-12)** : La sous-unité 20-II-B, datée entre 9250 cal BP (TO-8767 ; sommet de l'ensemble 20-II-C) et 8401 cal BP (TO-8766 ; base de l'unité 20-I), est comprise entre 44,90 m et 25,68 m. Comme dans la sous-unité 20-II-C, la plus importante phase de consolidation est terminée. Les valeurs d' $IT$  axiales permettent de différencier deux ensembles. Le premier, entre 44,90 m et 33,78 m, est

plus homogène et légèrement plus dense : 794 +/- 15 UH. Le second, entre 33,78 m et 25,68 m, est plus irrégulier et moins dense : 791 +/- 14 UH. La transition entre les deux ensembles est placée au niveau d'une augmentation importante de l'hétérogénéité, à des valeurs de susceptibilité magnétique basses et à une sédimentation fine (argile et silt très fin : 48 % à 100 % d'argile ; 0 % à 52 % de silt ; moins de 1 % de sable).

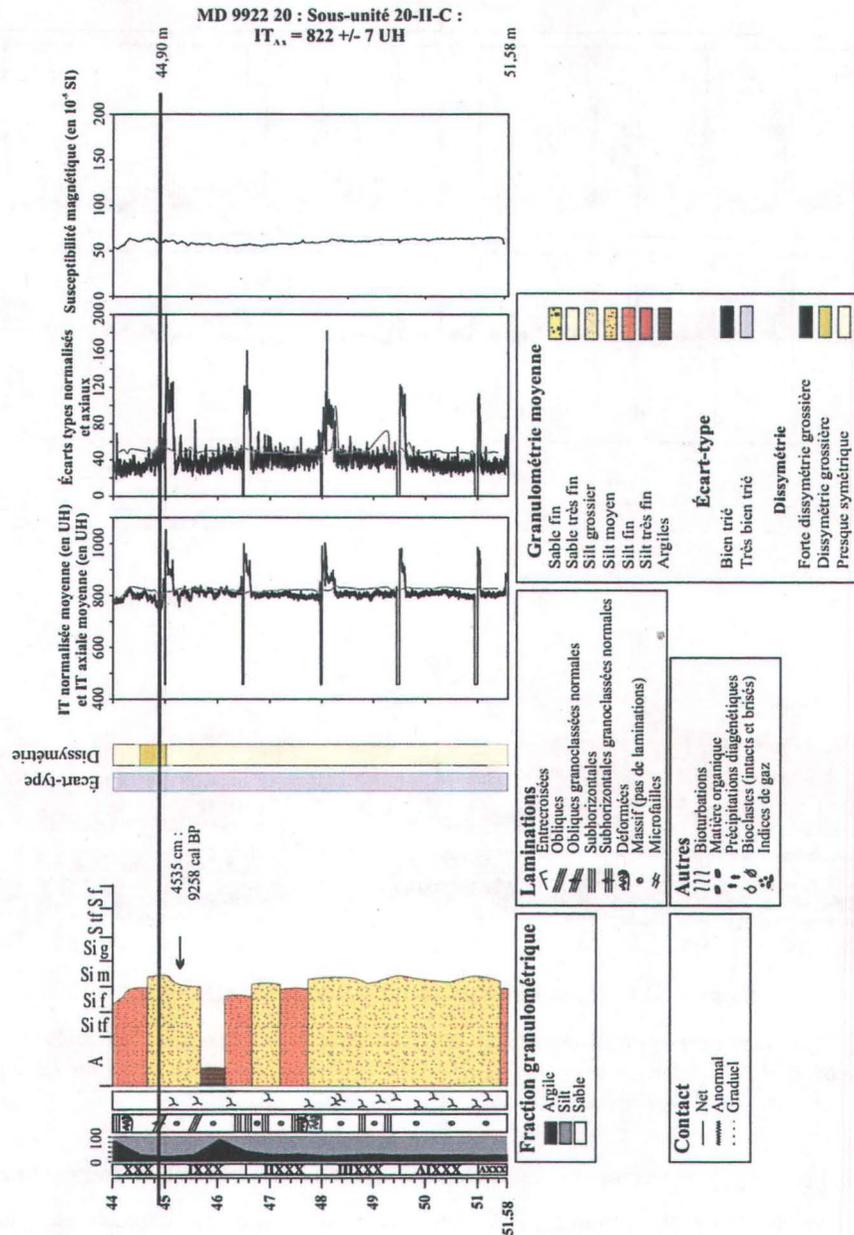


Figure 4-11 : Sous-unité 20-II-C de la carotte MD 9922 20.

Les échelles d'IT, d'écart type et de susceptibilité magnétique sont réduites respectivement entre 400 UH et 1100 UH, entre 0 et 200 unités et entre 0. 10<sup>-5</sup> SI et 200. 10<sup>-5</sup> SI afin de mieux observer les variations.

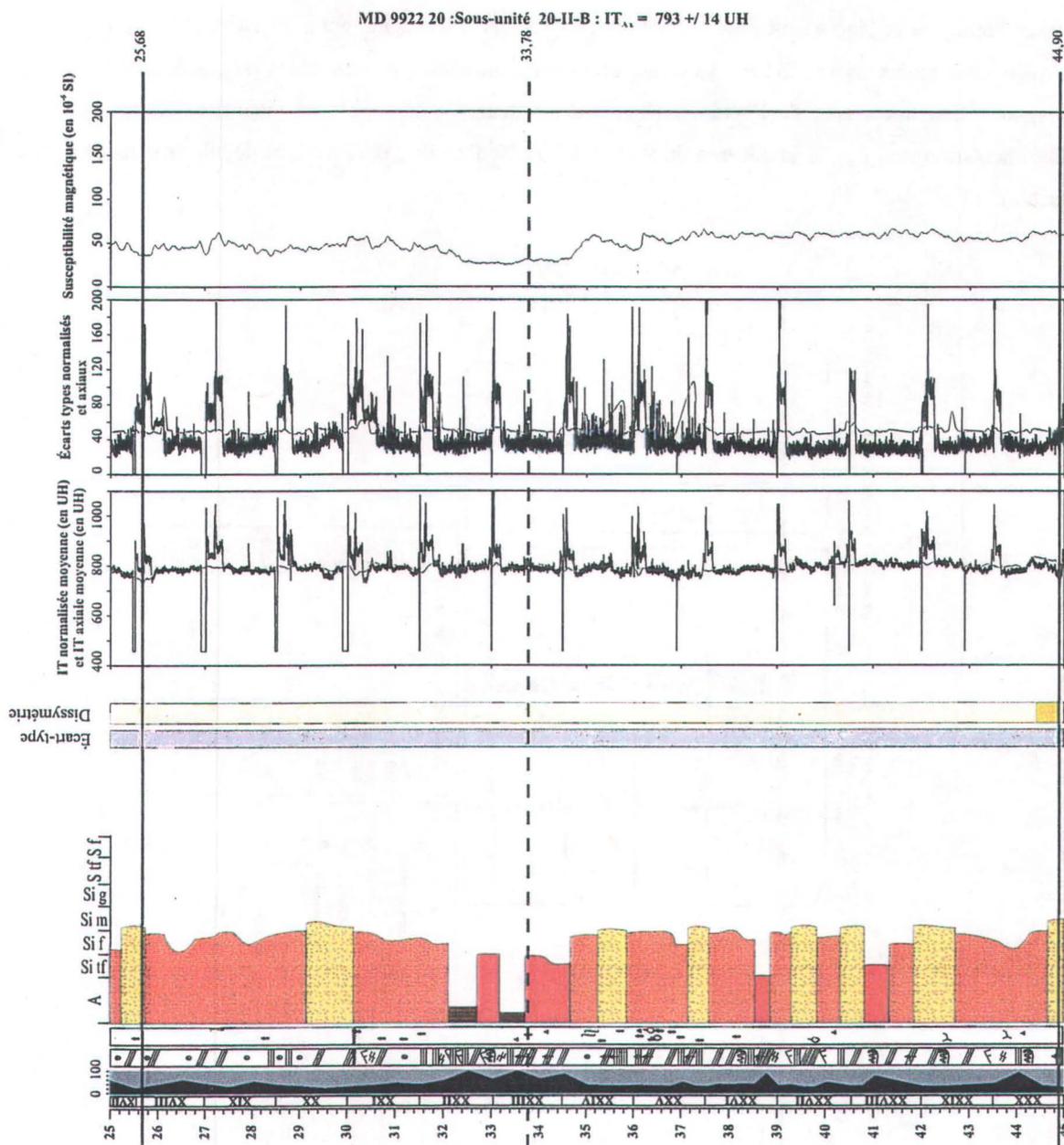


Figure 4-12 : Sous-unité 20-II-B de la carotte MD 9922 20.

Les échelles d'IT, d'écart type et de susceptibilité magnétique sont réduites respectivement entre 400 UH et 1100 UH, entre 0 et 200 unités et entre  $0 \cdot 10^{-5}$  SI et  $200 \cdot 10^{-5}$  SI pour mieux observer les variations. La légende est la même que pour la figure 4-11.

Les indices de bioturbation tronqués vers 30,10 m attestent qu'au moins une partie de la sédimentation est d'origine turbiditique. De plus, cette sous-unité est caractérisée par un taux de sédimentation annuelle élevé et croissant de  $60 \text{ mm}\cdot\text{an}^{-1}$  à  $65 \text{ mm}\cdot\text{an}^{-1}$ . Outre le cycle annuel, une période dont l'épaisseur est comprise entre 110 mm et 180 mm est enregistrée. Ce cycle représente une période de 2,2 ans à 2,6 ans et est interprété comme une expression des phénomènes ENSO haute fréquence (Ghil, 2002). La période d'ordre supérieure a une épaisseur comprise entre 200 mm et 455 mm, soit un rapport de

3,6 ans à 6,5 ans, interprété soit comme l'expression du phénomène ENSO basse fréquence (5 ans, Ghil, 2002), soit comme le résultat des oscillations de l'Atlantique Nord (ou NAO, 7,7 ans ; Ghil, 2002). La plus grande période n'est interprétable qu'à partir de la transition entre les deux ensembles et est caractérisée par une épaisseur comprise entre 900 mm et 1540 mm, soit une période de 16,4 ans à 22 ans. Ce dernier rapport est identique à la période de 22 ans de variations d'activité solaire (Rind et Overpeck, 1995).

La sédimentation granodécroissante de l'ensemble inférieur est interprétée comme une diminution des débits des rivières de la Côte Nord, peut-être due à un ralentissement de la vitesse de fusion de l'inlandsis ou une période plus aride provoqué par une phase plus froide. La zone de transition entre les deux ensembles présente une sédimentation très fine et homogène, de même que des valeurs de susceptibilité magnétique basse, peut-être contemporaine à la pause de Sakami (Dubois, 1977). La sous-unité est donc considérée comme paraglaciale distale en contexte de régression marine relative. La sédimentation de type hémipélagique est au moins ponctuellement interrompue par des événements turbides et soumise à des processus de traction sur le fond.

La transition entre les ensembles II-A et II-B est marquée par une diminution importante des IT de 800 +/- 89 UH, à 26,13 m, à 730 +/- 53 UH, à 25,68 m, par une raréfaction des figures sédimentaires et par la multiplication des traces de bioturbation, soulignant soit un ralentissement de la vitesse de sédimentation, soit des dépôts plus constants, soit les deux.

. **Sous-unité 20-II-A (fig. 4-13)** : La sous-unité 20-II-A, postérieure à 8401 cal BP (TO-8766 ; base de l'unité 20-I), est comprise entre 25,68 m et 14,90 m. Comme pour les deux sous-unités précédentes, la phase majeure de consolidation est complétée.

L'augmentation de la granulométrie moyenne et des valeurs de susceptibilité magnétique montrent un rapprochement de la source sédimentaire et le début de l'érosion des deltas du plateau continental nord, entre le chenal Laurentien et la Côte Nord. La granulométrie, les rares lamines obliques et les indices de bioturbation tronqués indiquent un milieu à sédimentation turbiditique dominante (granoclasses normaux de 1,50 m à 2 m d'épaisseur). Les traces de bioturbation et les indices de précipitation diagénétique attestent d'un milieu réducteur riche en matière organique. Le taux de sédimentation de cette sous-unité est compris entre 30 mm.an<sup>-1</sup> et 50 mm.an<sup>-1</sup>. Il est donc inférieur à celui enregistré dans la sous-unité 20-II-B, ce qui, corrélé au rapprochement de la source déjà mis en évidence, tend à montrer une diminution des débits fluviaux. L'ordre supérieur de cyclicité est compris entre 170 mm et 125 mm, soit une période de 4,2 ans à 3,4 ans, proche des cyclicités des phénomènes ENSO (Ghil, 2002). Le plus grand ordre de cyclicité a une épaisseur comprise entre 435 mm et 323 mm, soit une période de 10,8 ans à 8,7 ans, proche de la période caractéristique de l'activité solaire (11 ans ; Rind et Overpeck, 1995).

Les sous-unités 20-II-A, B et C présentent des paramètres granulométriques, des valeurs de susceptibilité magnétique et des taux de sédimentation similaires confirmant leur regroupement dans l'unité 20-II. Cette unité est donc interprétée comme paraglaciale distale de haut niveau marin en contexte de



La transition entre les unités 20-II et 20-I est marquée par une augmentation importante des IT de 700 +/- 51 UH, à 14,90 m, à 756 +/- 54 UH, à 13,905 m, concomitante à une augmentation importante des valeurs de susceptibilité magnétique, de  $69 \cdot 10^{-5}$  SI à 15,26 m à  $142 \cdot 10^{-5}$  SI à 13,84 m.

#### 4.5.4.2 L'unité 20-I.

. **Sous-unité 20-I-B (fig. 4-14)** : La sous-unité 20-I-B, dont la base est datée à 8401 cal BP (TO-8766) et le milieu à 7602 cal BP (TO-8765), est comprise entre 14,90 m et 8,355 m. Contrairement à l'unité 20-I, cette sous-unité est en cours de consolidation. L'évolution des valeurs d'IT, croissantes puis décroissantes, est liée au niveau de consolidation et à la densité des suites magnétiques. La susceptibilité magnétique ( $132 \pm 20 \cdot 10^{-5}$  SI) est trois fois plus élevée que dans l'unité 20-II. Elle est caractérisée par des variations de forte amplitude et de longues périodes, et une augmentation initiale des valeurs très importantes. Ces séries correspondent aux cinq ensembles définis sur les courbes IT et aux ensembles granulométriques. Les extrémités de l'unité entre 14,90 m et 14,54 m et entre 8,94 m et 8,355 m sont considérées comme des zones de transition avec les unités sous et sus-jacentes. Les différents ensembles, en excluant les deux zones de transition, ont une épaisseur moyenne de 1120 mm avec une diminution de la base (1430 mm) vers le sommet (880 mm). Le taux de sédimentation a fortement diminué depuis la sous-unité 20-II-A et n'est plus que de  $4 \text{ mm} \cdot \text{an}^{-1}$  à  $11 \text{ mm} \cdot \text{an}^{-1}$ . L'ordre de cyclicité supérieur a une épaisseur comprise entre 43 mm et 55 mm, soit une période de 10,75 ans à 5 ans. Le second ordre de cyclicité, entre 100 mm et 130 mm, a une période de 25 ans à 11,8 ans. Le troisième ordre, entre 238 mm et 313 mm, a une période de 59,5 ans à 28,5 ans. Le plus grand ordre de cette sous-unité, entre 880 mm et 1430 mm, a une période de 220 ans à 130 ans.

L'augmentation importante des valeurs de susceptibilité magnétique et la sédimentation granocroissante sont interprétées comme une accélération de la régression relative et une érosion des deltas du plateau continental nord, entre le chenal Laurentien et la Côte Nord, où les minéraux lourds (ferromagnétiques) ont été concentrés (Hein *et al.*, 1993). La diminution du taux de sédimentation est interprétée comme le résultat conjoint du retrait de l'inlandsis (Vincent, 1989), et la disparition de son influence dans les débits des cours d'eau de la Côte Nord, et d'une colonisation végétale plus importante. Afin d'obtenir, dans ce contexte, une granulométrie plus grossière et une augmentation de la proportion en minéraux lourds, la sédimentation ne doit plus être dominée par les processus de décantation mais par les processus de traction sur le fond. Compte tenu du taux de sédimentation qui varie du simple au triple, les différentes gammes de périodes concernées sont très large et ne permettent pas d'interprétation univoque. La seconde caractéristique principale de cette unité est la présence d'indices de gaz. Quelques indices de matière organique, des traces de bioturbations, de rares inclusions denses et un bioclaste ont également été répertoriés.

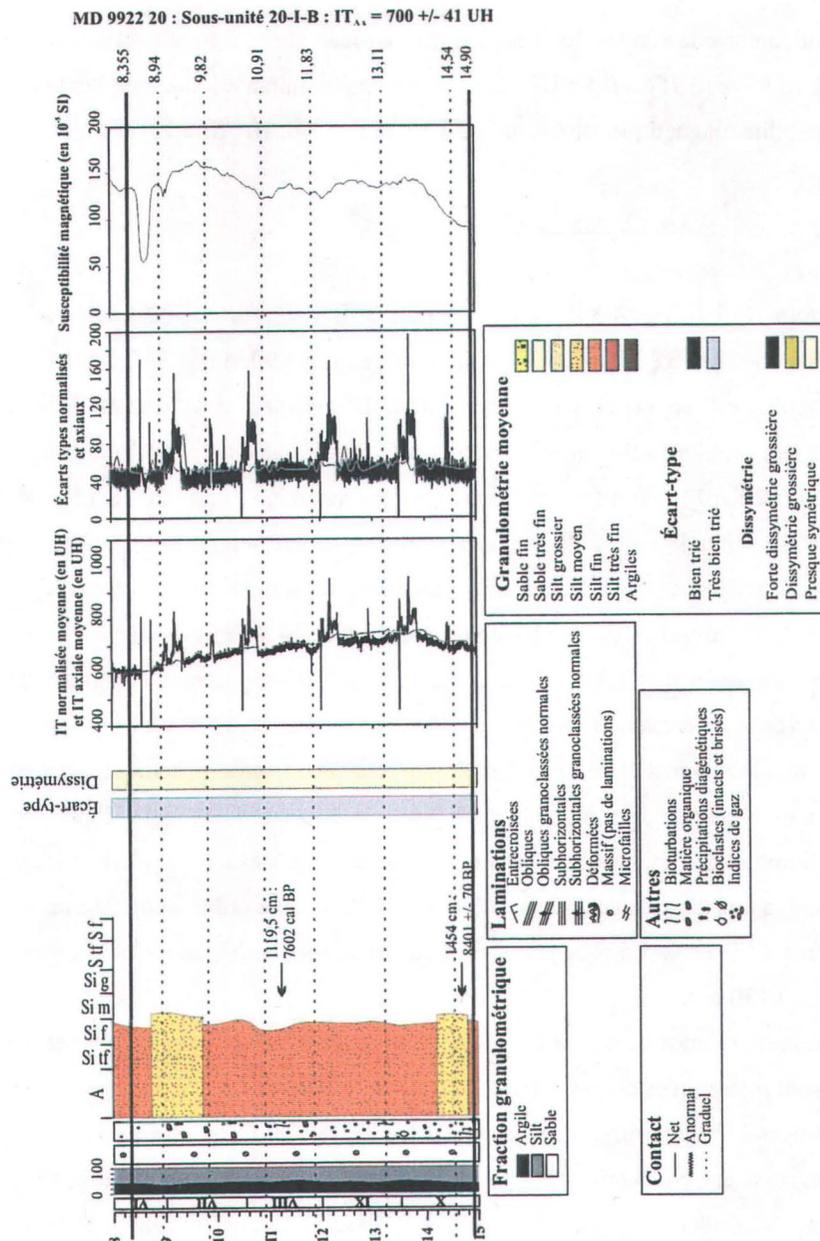


Figure 4-14 : Sous-unité 20-I-B de la carotte MD 9922 20.

Les échelles d'IT, d'écart type et de susceptibilité magnétique sont réduites respectivement entre 400 UH et 1100 UH, entre 0 unité et 200 unités et entre  $0 \cdot 10^{-5} \text{ SI}$  et  $200 \cdot 10^{-5} \text{ SI}$  pour mieux observer les variations.

Les sédiments de cette sous-unité sont donc postglaciaires de bas niveau marin en contexte de régression relative.

La transition entre les sous-unités 20-I-A et B est marquée par une augmentation importante des IT (de  $603 \pm 51 \text{ UH}$ , à 8,355 m, à  $731 \pm 58 \text{ UH}$ , à 7,755 m) et des valeurs de susceptibilité magnétique (de  $134 \cdot 10^{-5} \text{ SI}$  à 8,35 m à  $157 \cdot 10^{-5} \text{ SI}$  à 7,90 m). Les deux unités se différencient principalement par une augmentation des amplitudes de variations des IT et de l'hétérogénéité.

. Sous-unité 20-I-A (fig. 4-15) : Cette sous-unité, datée à 4392 cal BP (TO-8764) vers 6,47 m, est comprise entre 0 m et 8,355m et est en cours de consolidation.

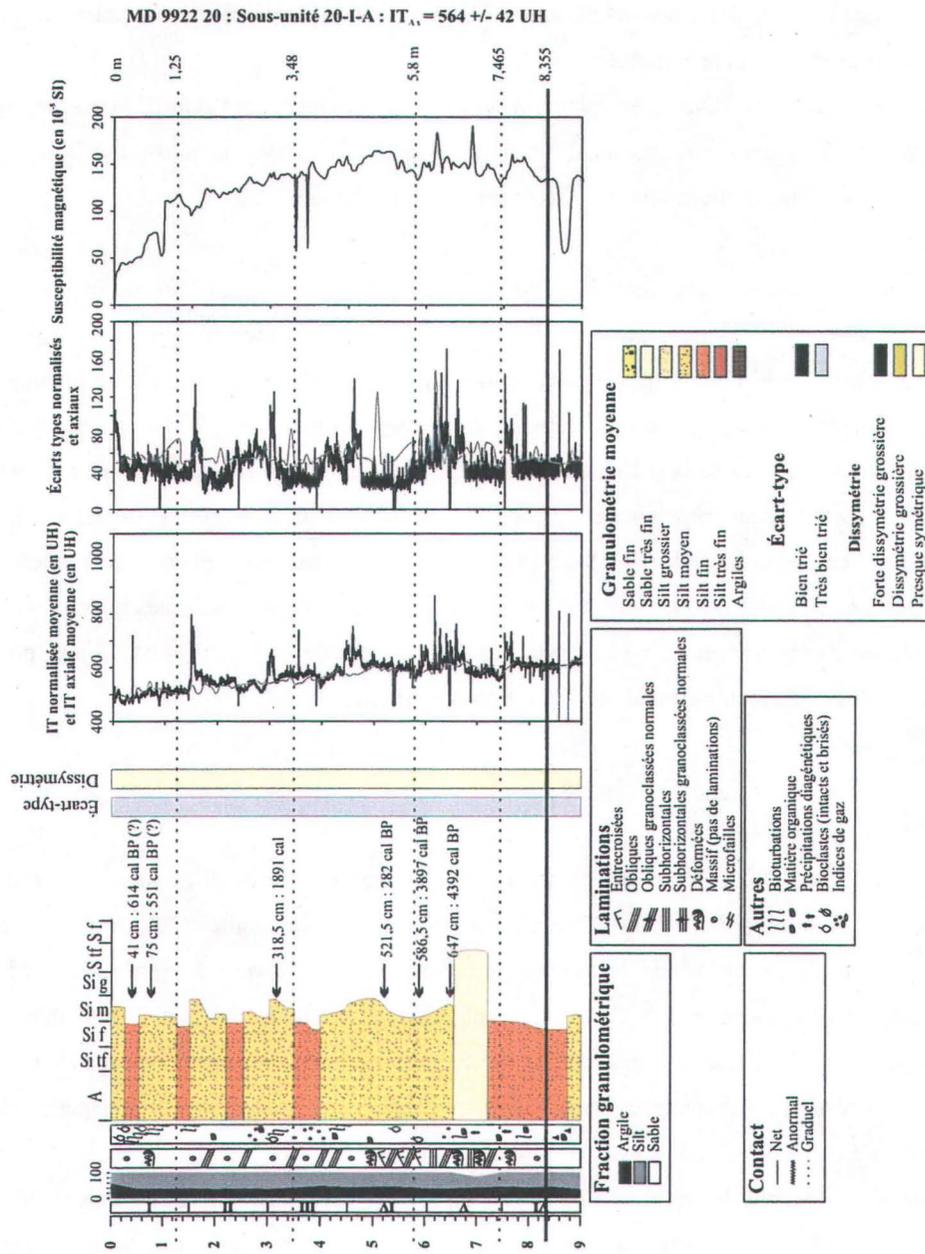


Figure 4-15 : Sous-unité 20-I-A de la carotte MD 9922 20.

Les échelles d'IT, d'écart type et de susceptibilité magnétique sont réduites respectivement entre 400 UH et 1100 UH, entre 0 et 200 unités et entre  $0 \cdot 10^{-5}$  SI et  $200 \cdot 10^{-5}$  SI pour mieux observer les variations.

L'importante diminution des valeurs de susceptibilité magnétique et la tendance granulométrique légèrement décroissante, dans un contexte de stabilisation du niveau marin relatif (Dubois, 1979 ; Dionne et Occhietti, 1996 ; Hart et Long, 1996), sont interprétées comme l'atteinte du profil d'équilibre des deltas de

la Côte Nord. Visuellement, la sédimentation est assez hétérogène, composée de graviers de délestage et de lits de minéraux magnétiques. Le lit de base coïncide avec des lamines déformées et obliques et de la matière organique. Les lits de minéraux magnétiques attestent de la proximité de la source de sédimentation. Les lamines déformées et obliques illustrent la nature turbiditique de cette sédimentation et sont de plus en plus rares vers le sommet.

Cette sous-unité est divisée en quatre ensembles granulométriques dont l'épaisseur est comprise entre 2320 mm et 1250 mm (en moyenne, 1866 mm), et la transition avec la sous-unité 20-I-B (890 mm). Le sommet des ensembles est défini par une hétérogénéité importante.

Le taux de sédimentation annuel est compris entre  $6 \text{ mm.an}^{-1}$ , à la base de la sous-unité, et  $40 \text{ mm.an}^{-1}$ , au sommet. Cette augmentation est interprétée comme une accélération de l'érosion des deltas abandonnés au cours de la régression relative rapide (sous-unité 20-I-B) ou comme un changement dans l'orientation du delta, accompagné d'une augmentation des précipitations. L'ordre supérieur de cyclicité, présent uniquement à la base de la sous-unité, a une épaisseur comprise entre 80 mm et 110 mm, soit une période de 13,3 ans à 9,2 ans, proches des périodes décennales (Ghil, 2002) et de la période de 11 ans de l'activité solaire (Rind et Overpeck, 1995). Le troisième ordre a des épaisseurs caractéristiques de 238 mm et 333 mm, soit des périodes de 39,7 ans et 8,3 ans, ininterprétables compte tenu des importantes variations du taux de sédimentation annuel. Les ensembles ont des périodes de 148,3 ans et 55,75 ans, pouvant aussi bien être liées à des événements climatiques qu'à l'activité sismique.

#### 4.5.4.3 Conclusion.

La carotte MD 9922 20 est constituée de deux unités nettement différenciées : l'unité 20-II est divisée en trois sous-unités (20-II-A, B et C) et l'unité 20-I en deux sous-unités (20-I-A et B). L'unité 20-II, entre 51,58 m et 14,90 m, est distale (sédiments relativement fins, fraction de minéraux lourds faible) et d'origine paraglaciale, soumise à la fusion de l'inlandsis en contexte de haut niveau marin relatif en régression (Dubois, 1979 ; Hart et Long, 1996). Cette unité est caractérisée par un taux de sédimentation très important, supérieur à  $30 \text{ mm.an}^{-1}$ , permettant, entre autre de mettre en évidence des périodes similaires aux phénomènes ENSO, NAO (Ghil, 2002) et solaires (Rind et Overpeck, 1995).

L'unité 20-I, entre 14,90 m et la surface, représente les conditions de sédimentation actuelles, postglaciaires. La sédimentation est plus proximale (sédiments plus grossiers, fraction de minéraux lourds importante) et principalement alimenté par l'érosion des deltas formés sur le plateau continental nord au cours de la régression. Les deux sous-unités (20-I-A et B), constituant cette unité, ont une origine eustatique partielle. La sous-unité 20-I-B est caractérisée par des taux de sédimentation annuels très bas liés à une régression relative rapide. La sous-unité A illustre la mise en équilibre du profil des deltas du plateau continental en contexte de bas niveau marin relatif stable ou en régression très lente. Cette unité postglaciale est caractérisée par un taux de sédimentation inférieur ou égal à  $11 \text{ mm.an}^{-1}$ , à l'exception du sommet de l'unité où il atteint  $40 \text{ mm.an}^{-1}$ , probablement sous l'influence climatique. Les taux de

sédimentation annuels étant très variables, les cyclicités des phénomènes climatiques ne peuvent être interprétées.

Outre la disparition de l'inlandsis et de son influence sur les cours d'eau de la Côte Nord, la végétation a pu jouer un rôle déterminant dans la stabilisation de la couverture sédimentaire et ainsi passer d'un ravinement accéléré sur d'importantes surfaces dénudées, combiné aux apports fluvio-glaciaires, à une simple érosion linéaire sur les berges et les corps deltaïques aux embouchures des cours d'eau.

#### 4.5.5 Synthèse et interprétation des unités de la carotte MD 9922 21.

##### 4.5.5.1 L'unité 21-III (fig. 4-16).

Cette unité, datée à plus de 8719 cal BP (TO-8758, dans l'unité 21-II), est comprise entre 31,025 m et 30,105 m. Elle correspond à la fin d'une unité très dense.

La densité très élevée de cette unité est due à une concentration importante de minéraux ferromagnétiques (valeurs de susceptibilité magnétique très élevées, en moyenne  $380 \pm 235 \cdot 10^{-5}$  SI) et à une granulométrie moyenne relativement grossière. Les figures sédimentaires sont rares (laminas entrecroisées et obliques mal définies), mettant en évidence un transport sédimentaire par traction sur le fond. Des traces de bioturbation et de matière organique sont également observées. Le taux de sédimentation annuel est compris entre  $4 \text{ mm} \cdot \text{an}^{-1}$  et  $18 \text{ mm} \cdot \text{an}^{-1}$ . L'ordre supérieur de cyclicité est compris entre 50 mm et 78 mm, soit une période de 12,5 ans à 4,3 ans ne pouvant être interprétée de façon univoque. Le plus grand ordre de cyclicité a une épaisseur moyenne de 236 mm (entre 175 mm et 300 mm), soit une période de 43,75 ans à 12,9 ans, également impossible à interpréter.

Les conditions de sédimentation sont similaires à celles enregistrées actuellement dans la zone d'étude : sédimentation relativement grossière avec processus de transport sur le fond, concentrations en minéraux ferromagnétiques importantes et présence de traces de bioturbation et de matière organique. En revanche, la sédimentation au cours de cette unité devient distale. Cette unité a donc été déposée en contexte de transgression rapide et pourrait être interprétée comme une unité paraglaciale proximale.

La transition entre les unités 21-III et 21-II de la MD 9922 21 est graduelle. Des lambeaux de l'unité 21-III, reconnus sur les clichés scanner, sont repris dans la matrice de l'unité 21-II. Cette transition est interprétée comme une coulée de débris à partir des sédiments remaniés dans l'unité 21-II. Cette coulée de débris est attribuée à une très importante loupe de glissement (140 m de hauteur pour un volume de sédiment estimé à  $5 \text{ km}^3$  (Massé, 2001), datée à environ 9100 cal BP. Elle est située à proximité de la carotte MD 9922 21 et est postérieure à l'unité 5, sangamonienne de Massé (2001).

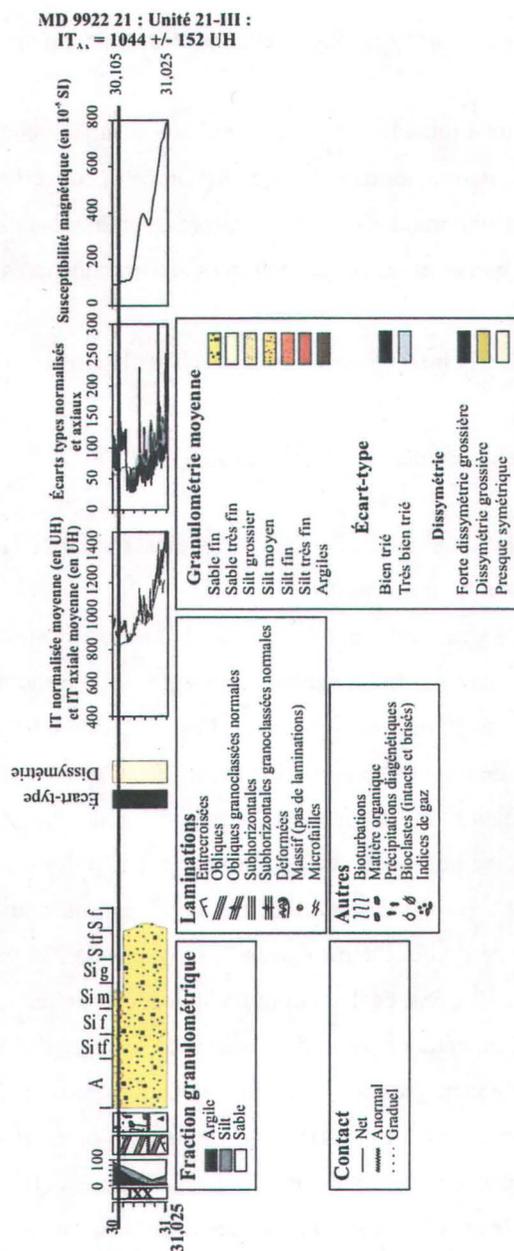


Figure 4-16 : Unité 21-III de la carotte MD 9922 21.

Les échelles d'IT, d'écart type et de susceptibilité magnétique sont réduites respectivement entre 400 UH et 1500 UH, entre 0 et 300 unités et entre 0.  $10^{-5}$  SI et 800.  $10^{-5}$  SI pour mieux observer les variations.

#### 4.5.5.2 L'unité 21-II (fig. 4-17).

L'unité 21-II est comprise entre 30,105 m et 13,68 m et la phase principale de consolidation est achevée. Deux âges ont été mesurés mais en raison de l'inversion stratigraphique seul l'âge de 8719 cal BP (TO-8758, vers 20,67 m) est conservé. Un âge obtenu à la base de la sous-unité 21-I-B restreint le sommet de l'unité 21-II à un âge minimum de 8686 cal BP (TO-8756). Cette unité est composée de rythmites silto-argileuse à argilo-silteuse, parfois nettes, principalement à lamines obliques et entrecroisées. L'alternance

de phases de colonisation et de disparition des indices de vie benthique (fig. 3-9) attestent de la nature ponctuelle de la sédimentation.

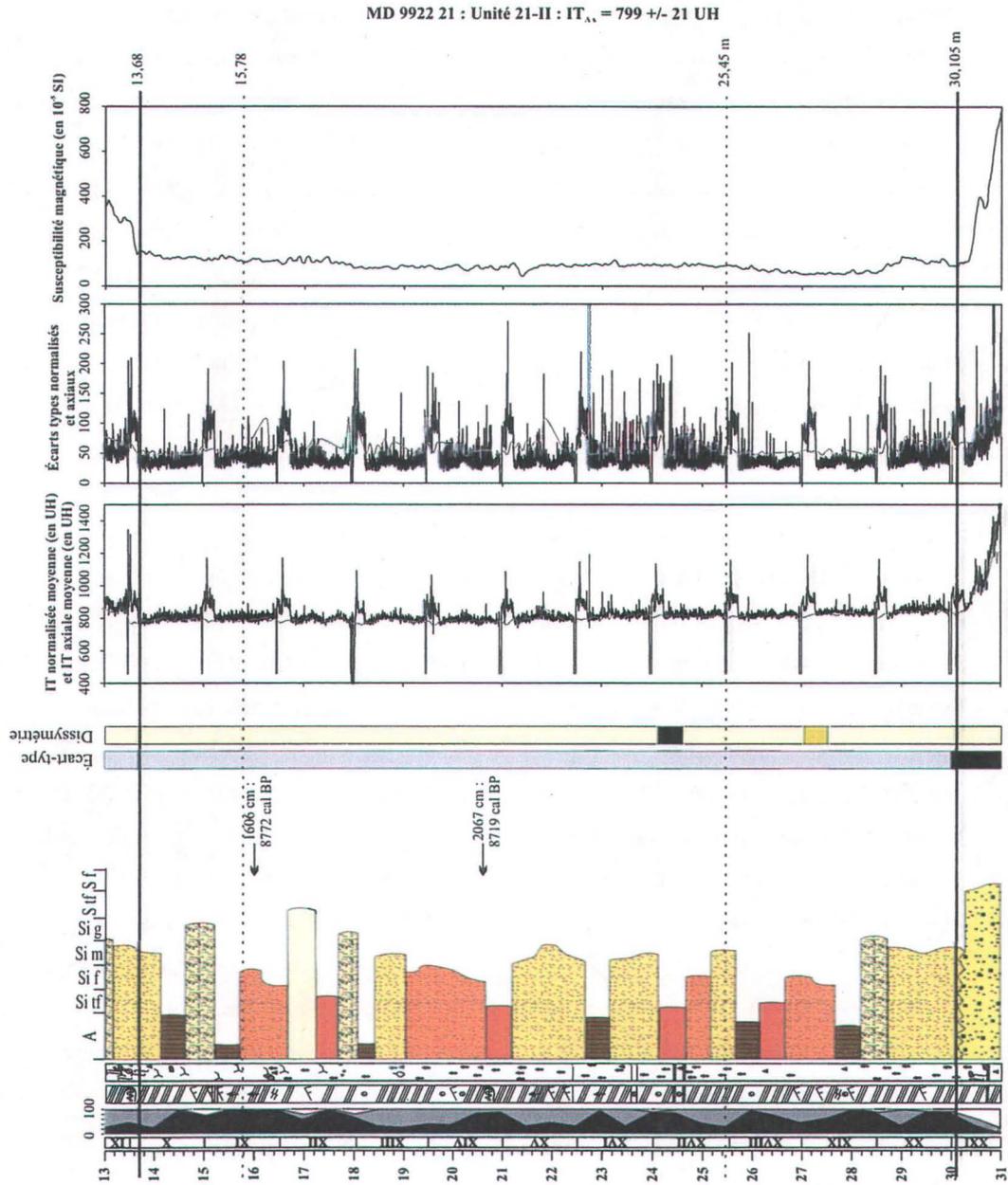


Figure 4-17 : Unité 21-II de la carotte MD 9922 21.

Les échelles d'IT, d'écart type et de susceptibilité magnétique sont réduites respectivement entre 400 UH et 1500 UH, entre 0 et 300 unités et entre  $0 \cdot 10^5$  SI et  $800 \cdot 10^5$  SI pour mieux observer les variations. La légende est la même que pour la figure 4-16.

Cette unité est donc caractérisée par une alternance de sédiments distaux, de type hémipélagique, et de sédiments turbiditiques, le tout en contexte de haut niveau marin relatif. Comme le montrent les valeurs de susceptibilité magnétique légèrement croissantes, la source d'alimentation de cet ensemble tend à

se rapprocher soulignant la régression marine relative. De nombreuses traces de précipitation diagénétique et de rares bioclastes caractérisent également cette unité au sein duquel trois ensembles se différencient :

. Le premier ensemble est compris entre 30,105 m et 25,45 m. Sa base souligne la transition entre les unités 21-III et 21-II par des IT, des variations d'amplitude et une hétérogénéité supérieures au reste de l'ensemble. Cette transition est également nette sur le profil de susceptibilité magnétique. Le taux de sédimentation est estimé entre  $17 \text{ mm.an}^{-1}$  et  $30 \text{ mm.an}^{-1}$ . Un cycle d'ordre inférieur est compris entre 6,8 mm et 12 mm, soit des périodes de l'ordre de 128 à 146 jours, pouvant représenter des variations saisonnières. L'ordre de cyclicité supérieur est décroissant de 65 mm à 40 mm, soit des périodes de 2,2 ans et 2,4 ans proche de la fréquence des cycles ENSO haute fréquence (Ghil, 2002). Le deuxième ordre de cyclicité supérieur est décroissant de 333 mm à 143 mm, soit des périodes respectives de 11,1 ans et 8,4 ans, comparables à la période de 11 ans de l'activité solaire (Rind et Overpeck, 1995). La plus grande période (565 mm et 1144 mm), interprétée uniquement au sommet de l'ensemble, est comprise entre 33,2 ans et 38,1 ans, peut être assimilable aux cycles décennaux de 25 ans-35 ans (Ghil, 2002).

. L'ensemble intermédiaire est compris entre 25,45 m et 15,78 m. Sa base, comme pour l'ensemble inférieur, est très hétérogène : écart type de l'ordre de 100 unités. Les IT sont légèrement décroissantes. Les valeurs de susceptibilité magnétique, et par conséquent la proportion en minéraux lourds ferromagnétiques, sont décroissantes entre 25,45 m et 17,991 m, puis croissantes entre 17,991 m et 15,78 m, soulignant une fluctuation soit dans l'éloignement de la source sédimentaire, soit dans les débits des cours d'eau. Cet ensemble est très riche en indices de précipitations diagénétiques, qui souvent soulignent les laminations. Le taux de sédimentation, confirmé par les mesures sédimentologiques, est compris entre  $25 \text{ mm.an}^{-1}$  et  $30 \text{ mm.an}^{-1}$ . Ces rythmites centimétriques sont majoritairement granodécroissantes. Un ordre inférieur est caractérisé par une période moyenne comprise entre 96 jours et 114 jours probablement d'origine saisonnière. Les ordres supérieurs de cyclicité ont des périodes de 2,4 – 2,3 ans (60 mm à 70 mm), 17,5 à 21 ans (526 mm) et entre 285 ans et 342 ans (8540 mm), soit les périodes respectives des phénomènes ENSO haute fréquence (Ghil, 2002), décennaux peut être d'activité solaire (22 ans, Rind et Overpeck, 1995 ; Ghil, 2002) et centennaux. Le sommet de l'ensemble, entre 21 m et 16 m, présente une sédimentation granocroissante. La granulométrie plus grossière par rapport au reste de l'unité et l'augmentation de la susceptibilité magnétique, à partir de 17,991 m, en font un niveau particulier.

. Le troisième ensemble, entre 15,78 m et 13,68 m, est le plus homogène, en relation avec la disparition des indices de précipitation diagénétique. Les valeurs de susceptibilité magnétique sont légèrement croissantes indiquant un rapprochement de la source sédimentaire, probablement à cause d'une chute du niveau marin (Dubois, 1979 ; Dionne et Occhietti, 1996 ; Hart et Long, 1996). Sédimentologiquement, cet ensemble constitue un retour à la sédimentation de la base de l'unité avec une alternance d'argile et de silt moyen à grossier. Les laminations sont entrecroisées à la base et obliques au sommet, soulignant l'importance du transport sédimentaire sur le fond. Le

deuxième niveau rythmique étudié met en évidence des taux de sédimentation moyens de 33,5 mm.an<sup>-1</sup>, avec des valeurs extrêmes entre 17 mm.an<sup>-1</sup> et 51 mm.an<sup>-1</sup>.

Cette unité, subdivisée en trois sous-unités, est nettement différenciée des unités 21-III et 21-I. Les taux de sédimentation sont importants : entre 54 mm.an<sup>-1</sup> et 76 mm.an<sup>-1</sup>, à la base de l'ensemble, et entre 20 mm.an<sup>-1</sup> et 30 mm.an<sup>-1</sup>, entre 29 m et 25,45 m.

La sédimentation de cette unité est distale d'origine paraglaciale : l'inlandsis, épais et en retrait rapide, alimente les cours d'eau dont les débits très élevés participent à l'incision des constructions sédimentaires plus anciennes. De plus, la végétation éparsse accroît le ravinement et la charge sédimentaire des cours d'eau. Cette unité permet donc de caractériser le cortège sédimentaire de haut niveau marin, en phase de régression marine relative. La section entre 21 m et 16 m correspond à un événement particulier bref (entre 80 ans et 200 ans, compte tenu des taux de sédimentation), interprété également dans la carotte MD 9922 20, entre 32 m et 27 m. Cette zone est caractérisée par une base granocroissante et un sommet granodécroissant, sans changement significatif des valeurs de susceptibilité magnétique. Si les changements granulométriques et les valeurs de susceptibilité magnétique n'indiquent pas une même tendance, cette zone est probablement liée à un événement dans l'axe du Saint-Laurent, plutôt que latéral, sur le plateau nord ou sur la Côte Nord. Les figures sédimentaires y sont moins bien définies. Les taux de sédimentation dans cette zone sont de 25 mm.an<sup>-1</sup> à 30 mm.an<sup>-1</sup>. Le taux de sédimentation augmente subséquentement, entre 30 mm.an<sup>-1</sup> et 40 mm.an<sup>-1</sup>.

La transition entre cette unité et la sous-unité 21-I-B est principalement marquée par une augmentation importante des valeurs de susceptibilité magnétique, de plus de 140. 10<sup>-5</sup> SI, et par la réapparition des indices biogéniques, plus particulièrement les traces de bioturbations et la matière organique.

#### 4.5.5.3 L'unité 21-I.

. **Sous-unité 21-I-B (fig. 4-18) :** Cette sous-unité, datée à 8686 cal BP (TO-8756, à 13,15 m) et à 7964 cal BP (TO-8755, à 11,87 m), est comprise entre 13,68 m et 10,40 m. Les valeurs de susceptibilité magnétique, très élevées, confirment l'importance de la Côte Nord comme source sédimentaire, et combinées avec la granulométrie croissante (silts moyen à grossier) permettent d'interpréter un rapprochement de la source sédimentaire. Les laminations ne sont pas nettes, principalement obliques et entrecroisées, et indiquent des transports sédimentaires par traction sur le fond. Des traces de matière organique, de bioturbation, des clastes et des indices de gaz sont répertoriés. Deux lits de sable bien trié sont en contact discordant avec la matrice sédimentaire, fine et moins bien triée. Ces lits sableux sont très riches en indices de gaz. Le taux de sédimentation annuel est compris entre 7,5 mm.an<sup>-1</sup> et 10,7 mm.an<sup>-1</sup>. Les cycles d'ordre supérieur ont des périodes de 5,4 ans à 5,9 ans (44 mm à 54 mm), de 20,5 ans à 46,6 ans

(154 mm à 499 mm), de 82 à 115 ans (615 mm à 1232 mm) et de 200 ans à 173 ans (1507 mm à 1847 mm), pouvant être interprété comme les périodes des cycles ENSO basse fréquence (Ghil, 2002) et d'événements décennaux et centennaux non identifiés. Cette sous-unité est donc caractérisée par une très importante diminution du taux de sédimentation (divisé au moins par 3 par rapport à l'unité sous-jacente) et par d'importants indices de gaz.

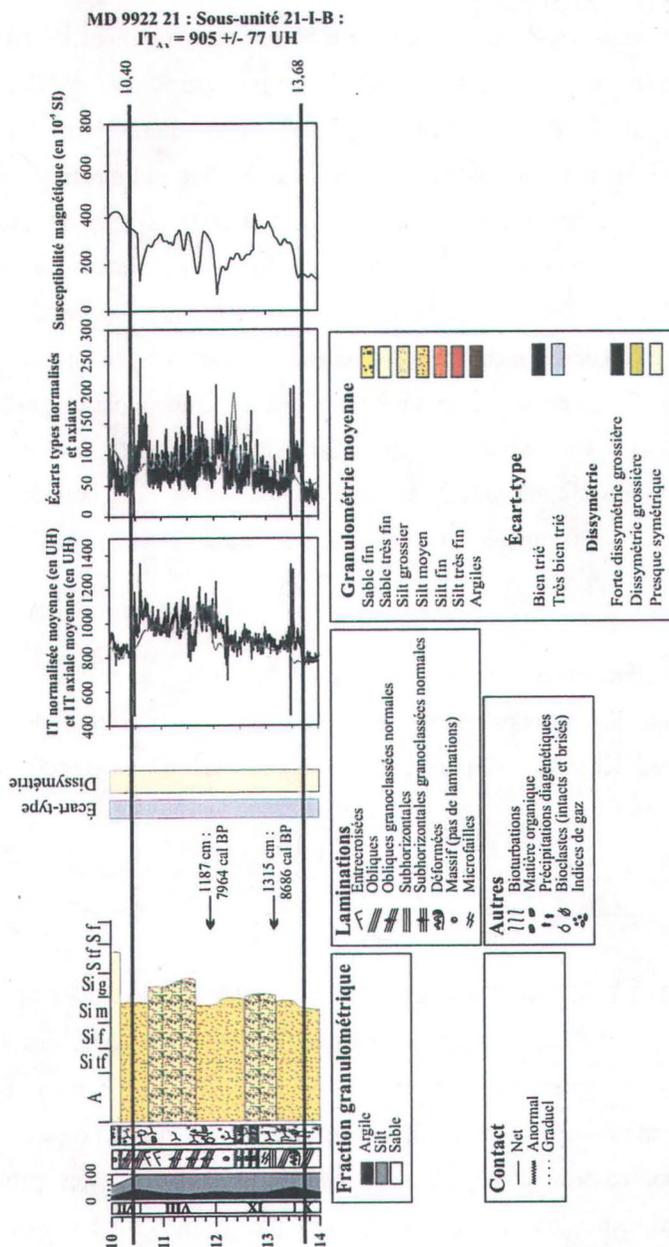


Figure 4-18 : Sous-unité 21-I-B de la carotte MD 9922 21.

Les échelles d'IT, d'écart type et de susceptibilité magnétique sont réduites respectivement entre 400 UH et 1500 UH, entre 0 et 300 unités et entre 0.  $10^{-5}$  SI et 800.  $10^{-5}$  SI pour mieux observer les variations.

La diminution des taux de sédimentation est interprétée comme la fin de l'influence de la fusion de l'inlandsis sur les cours d'eau, et donc la diminution très importante de leurs débits, et le début d'une colonisation végétale plus dense. L'augmentation des valeurs de susceptibilité magnétique et de la granulométrie sont liées, du fait de la régression relative rapide (Dubois, 1979 ; Hart et Long, 1996), à l'érosion des deltas du plateau continental nord où les concentrations en minéraux lourds sont plus importantes (Hein *et al.*, 1993).

La transition entre les sous-unités 21-I-A et B est marquée par une augmentation de la granulométrie, par une sédimentation plus hétérogène et par des indices de gaz très nombreux.

**. Sous-unité 21-I-A (fig. 4-19) :** La sous-unité 21-I-A, datée à 3348 cal BP (TO-8754, à 9,805 m), est comprise entre 10,40 m et 0 m. Elle est caractérisée par des valeurs d'IT très élevées et très hétérogènes (994 +/- 104 UH), du fait des concentrations en minéraux magnétiques élevées et de la l'importante phase de consolidation entre 4,35 m et 0 m. Cette sous-unité est, en moyenne, la plus mal classée de la carotte (très bien trié à bien trié) attestant de la proximité de la source sédimentaire, constituée des deltas du plateau continental nord soumis à l'érosion. Les figures sédimentaires sont principalement des laminations entrecroisées et obliques, soulignant l'importance des transports sédimentaires par traction sur le fond. De nombreux bioclastes, des indices de gaz et de la matière organique sont également répertoriés. Le taux de sédimentation est croissant de 8,7 mm.an<sup>-1</sup>, à la base, à 20 mm.an<sup>-1</sup>, au sommet.

Les ordres supérieurs de cyclicité ont des périodes de 2,3 ans à 3,4 ans (30 mm à 45 mm), de 8,5 ans à 11,5 ans (100 mm à 169 mm), de 26,5 ans à 27,6 ans (240 mm à 530 mm), entre 65 et 150 ans (1313 mm) et entre 175 ans et 400 ans (3461 mm), soit respectivement les phénomènes ENSO haute fréquence (Ghil, 2002), les périodes d'activités solaires (11 ans, Rind et Overpeck, 1995) et les périodes décennales et centennales non définies. La plus grande période est marquée par quatre ensembles tomodensitométriques et granulométriques, débutant par un maximum d'hétérogénéité tomodensitométrique et représentent les quatre lits sableux, avec les intercalations silteuses dont l'origine climatique est probable.

Lors de la sédimentation de la sous-unité 21-I-A, la source sédimentaire est proche (granulométrie relativement grossière et mal triée) et localisée sur la Côte Nord (valeurs de susceptibilité magnétique élevée). Tel que dans la sous-unité 20-I-A de la carotte MD 9922 20, les valeurs de susceptibilité magnétique diminue au sommet de l'ensemble, sans diminution significative de la granulométrie moyenne. Ceci est interprété comme une stabilisation ou une régression relative du niveau marin très ralentie (Dubois, 1979 ; Dionne et Occhietti, 1996 ; Hart et Long, 1996), permettant l'érosion des corps deltaïques du plateau continental nord et l'obtention de leur profil d'équilibre et une érosion des deltas abandonnés lors de la régression relative rapide.

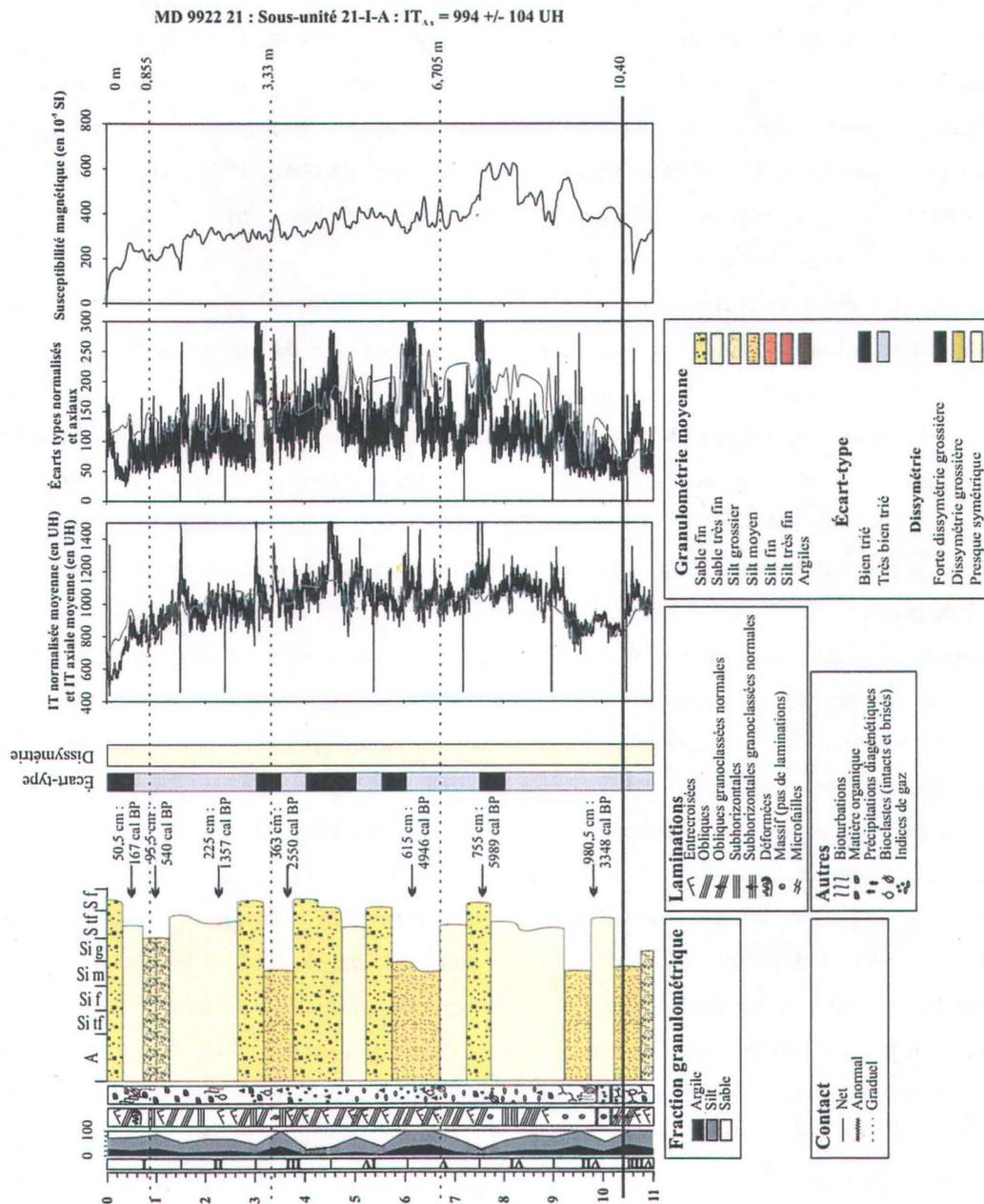


Figure 4-19 : Sous-unité 21-I-A de la carotte MD 9922 21.

Les échelles d'IT, d'écart type et de susceptibilité magnétique sont réduites respectivement entre 400 UH et 1500 UH, entre 0 et 300 unités et entre 0.  $10^{-5}$  SI et 800.  $10^{-5}$  SI pour mieux observer les variations.

Les sous-unités 21-I-A et B de la carotte MD 9922 21, tel que dans la carotte MD 9922 20, sont très similaires et sont donc regroupés dans une unité supérieure postglaciaire à sédimentation proximale. Les eaux résultant de la fusion de l'inlandsis n'ont plus qu'une influence marginale sur les débits des cours d'eau. L'érosion n'affectent plus l'ensemble des surfaces anciennement recouvertes par l'inlandsis mais uniquement les berges des cours d'eau. La régression relative rapide (sous-unité 21-I-B), puis le ralentissement ou la stabilisation à un bas niveau marin relatif (sous-unité 21-I-A), conduisent à une érosion des constructions deltaïques du plateau continental nord, dans un premier temps restreintes et dans un

deuxième temps à l'érosion des deltas abandonnés et à l'obtention du profil d'équilibre des deltas actifs, sous l'action des courants et des houles.

#### 4.6 Discussions et interprétations paléoenvironnementales.

Les unités définies par tomodynamométrie sont fonctions de nombreux paramètres. La granulométrie et la porosité sont deux des paramètres les plus fréquemment cités (Boespflug *et al.*, 1995 ; Capowiez *et al.*, 1998 ; Hellmuth *et al.*, 1999). Cette étude met en évidence le rôle prépondérant des suites de minéraux magnétiques, de la granulométrie et du niveau de consolidation, et l'influence non négligeable des précipitations d'origine diagénétique.

La tomodynamométrie sert aux reconstitutions paléoenvironnementales en illustrant qualitativement les conditions de milieu et de sédimentation (type de sédimentation, précipitations diagénétiques, traces de bioturbations et de gaz). De plus, les courbes d'intensité tomodynamométrique, par analyse visuelle et mathématique, permettent de déterminer les différents cycles climatiques ou sismiques.

L'unité la plus ancienne (21-III) n'est échantillonnée que dans la carotte MD 9922 21. Elle est surmontée d'une coulée de débris remobilisant partiellement cette unité.

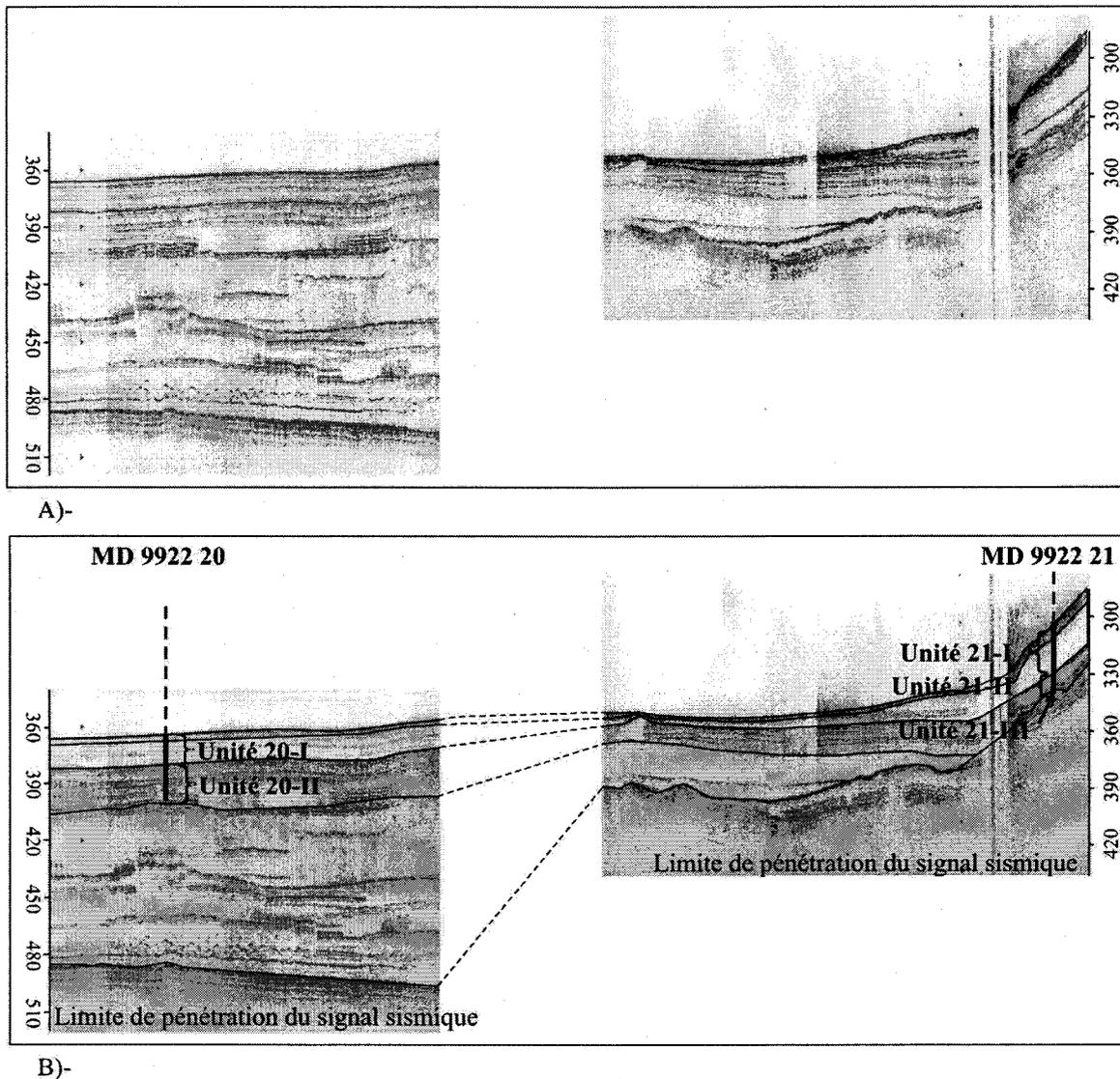
Les unités 20-II et 21-II sont caractérisées par des taux de sédimentation élevés, supérieurs à 20 mm.an<sup>-1</sup>, une sédimentation fine et des valeurs de susceptibilité magnétique basses. Cette sédimentation fine de la carotte MD 9922 20, essentiellement argileuse analysée par la Commission Géologique du Canada Atlantique, est mieux mise en évidence dans les travaux récents de Saint-Onge *et al.* (2003). Les différences de granulométrie moyenne entre cette étude et celle de Saint-Onge *et al.* (2003) semblent en partie provoquées par l'analyse de sédiments sans fraction organique, ni fraction carbonatée d'une part, et d'autre part de sédiments bruts et de possible problèmes de manipulation et de lessivage des échantillons lors de la destruction des fractions organique et carbonatée.

Les unités 20-I et 21-I sont caractérisées par des taux de sédimentation bas (en général, inférieur à 10 mm.an<sup>-1</sup>), une sédimentation relativement grossière et des valeurs de susceptibilité magnétique élevées. Les sédiments ont pour origine principale la Côte Nord et le Bouclier canadien. Les fluctuations eustatiques relatives (Dubois, 1979 ; Dionne et Occhietti, 1996 ; Hart et Long, 1996) ont permis l'érosion, au cours de l'unité supérieure, des deltas aux embouchures des affluents de la rive Nord. La chute du taux de sédimentation annuelle semble liée à deux facteurs : (1)- la disparition de l'inlandsis et la diminution très importante des débits des cours d'eau de la Côte Nord ; (2)- la densification de la végétation limitant le ravinement et les surfaces d'érosion aux seules berges.

#### *Corrélation des unités des carottes MD 9922 20 et MD 9922 21.*

Les deux carottes étudiées sont situées dans un même bassin : le chenal Laurentien. Or, les sédiments holocènes sont apportés principalement par les affluents de la Côte Nord et non le Saint-Laurent

(Massé, 2001). L'importance de la sédimentation latérale est illustrée par la sédimentation des suites ferromagnétiques des unités postglaciaires (20-I et 21-I).



**Figure 4-20 : Corrélation des unités sismostratigraphiques obtenue par le N. O. Marion Dufresne.**

*A)- Profil sismique ; B)- Profil interprété (modifié d'après Massé, 2001).*

De plus, les sédiments ne présentent pas d'arrangement grandécroissant typique de l'amont (MD 9922 21) vers l'aval (MD 9922 20). Donc les deux carottes ne sont pas alignées dans un même système axial de sédimentation et les unités des deux carottes ne peuvent pas être confondues. Cependant, moins de 75 km séparent les deux carottes. Les événements eustatiques et/ou climatiques ont eu un effet régional et sont donc enregistrés dans les deux carottes. Les unités des deux carottes sont donc comparées, voire regroupées et corrélées pour reconstituer une évolution paléoenvironnementale de la partie occidentale du

chenal Laurentien. Mais il est toujours entendu que les deux carottes n'appartiennent pas au même système deltaïque et que des variations plus locales peuvent être enregistrées.

La corrélation des unités est basée sur le profil des valeurs de susceptibilité magnétique (Hall et Reed, 1996). Cependant, les deux carottes sont dans des environnements dynamiques différents représentés par des granulométries moyennes différentes. Actuellement, la remontée occidentale du chenal Laurentien (MD 9922 21) peut être soumise à des vitesses de courants importantes, de l'ordre de  $58 \text{ cm.s}^{-1}$  (Gratton *et al.*, 1988, dans Syvitski et Praeg, 1989). Plus en aval (MD 9922 20), les vitesses enregistrées sont de l'ordre de  $12 \text{ cm.s}^{-1}$  (Syvitski *et al.*, 1983). La différence de granulométrie est donc à l'origine de différences importantes des valeurs de susceptibilité magnétique. Cependant, en prenant les hypothèses que les deux carottes sont soumises aux mêmes événements majeurs régionaux et que la Côte Nord (Bouclier canadien) est la principale source sédimentaire (Silverberg et Sundby, 1990 ; Massé, 2001 ; Dionne et Bernatchez, 2000), les variations relatives des deux courbes sont corrélées.

Ces observations sont confirmées par l'étude des profils sismiques (fig. 4-20 ; Massé, 2001). Dans les carottes étudiées, trois unités se distinguent. L'unité à la base de la MD 9922 21 (21-III), de 31,025 m à 30,105 m, ne se prolonge pas à la carotte MD 9922 20. Les unités 20-II et 21-II, divisées en trois sous-unités ont les mêmes caractéristiques magnétiques. L'augmentation des valeurs de susceptibilité magnétique est très importante et rapide à la base des unités 20-I et 21-I. Toutes deux sont divisées en deux sous-unités, dont les profils de susceptibilité magnétique sont identiques.

La corrélation des unités est confirmée par les paramètres sédimentologiques. Les unités 20-I et 21-I ont la même tendance granocroissante. Les sous-unités B sont plus homogènes et mieux triées que les sous-unités A. Pour les unités 20-II et 21-II, il est particulièrement intéressant de corréler la zone comprise entre 32 m et 27 m, dans la MD 9922 20, et celle entre 21 m et 16 m, dans la MD 9922 21. Les deux zones ont une granulométrie plus grossière, croissante dans un premier temps, puis granodécroissante. Il y a donc de fortes présomptions pour relier cette zone repère entre les deux carottes et par conséquent de relier l'unité 21-II de la MD 9922 21 à l'unité 20-I de la MD 9922 20. Enfin, l'unité de base de la MD 9922 21 ne présente aucune similarité avec les unités de la MD 9922 20.

Nous proposons donc le découpage suivant des colonnes sédimentaires étudiées :

- L'unité 21-III est post-sangamonienne et antérieure à 9100 cal BP. Elle n'est reconnue que dans la MD 9922 21. Son épaisseur minimale est de 0,92 m ;
- L'unité II, paraglaciale, a une sédimentation fine distale, granodécroissante à stable, de haut niveau marin en contexte de régression relative. Les sédiments ont trois origines : hérités de l'incision des corps sédimentaires qui se sont formés au cours du haut niveau marin ; les sédiments fluvio-glaciaires provenant de l'inlandsis en retrait ; le ravinement accéléré sur des surfaces dénudées ou à végétation éparses. Cette unité est subdivisée en au moins trois sous-unités, probablement d'origine climatique, et par un événement important se prolongeant dans les deux carottes, d'origine incertaine. L'unité est comprise entre 30,105 m et 13,68 m, soit

- une épaisseur de 16,425 m, dans la MD 9922 21 et entre 51,58 m et 14,90 m, soit une épaisseur minimale de 36,68 m, dans la MD 9922 20 ;
- L'unité I, postglaciaire, est caractérisée par un bas niveau marin relatif en contexte de régression (sous-unité B) puis par sa stabilisation à un niveau proche de l'actuel (sous-unité A), par la disparition de l'inlandis d'où une diminution importante des débits des affluents de la Côte Nord et par une fermeture rapide de la végétation. Les sédiments proviennent donc de l'érosion des deltas formés aux embouchures de ces affluents lors de la phase de régression relative. Cette unité est divisée en deux sous-unités.
  - La sous-unité I-B a une sédimentation stable à granocroissante. Elle est comprise entre 13,68 m et 10,40 m, soit une épaisseur de 3,28 m, dans la MD 9922 21, et entre 14,90 m et 8,355 m, soit une épaisseur de 6,545 m, dans la MD 9922 20 ;
  - La sous-unité I-A a une sédimentation plus contrastée et moins bien triée. Elle est comprise entre 10,40 m et la surface, soit une épaisseur de 10,40 m, dans la MD 9922 21, et entre 8,355 m et la surface, soit une épaisseur de 8,355 m, dans la MD 9922 20.

#### *Discussion sur l'épaisseur des unités.*

Deux études principales ont été menées sur la sédimentation du chenal Laurentien (Syvitski et Praeg, 1989 ; Massé, 2001). La corrélation précédente des unités de ces deux études n'a pas amené d'interprétations concluantes : « [...] il n'a pas été possible d'établir une correspondance, unité par unité et épaisseur totale, de Syvitski et Praeg (1989) et celles présentées au chapitre 5 » (p. 93 ; Massé, 2001). Pour faciliter les comparaisons, les épaisseurs des unités de cette étude sont exprimées en millisecondes, à partir des vitesses des ondes P moyennes, corrigées des espaces entre gaine et sédiments (tab.4-2 et 4-3).

		MD 9922 21			MD 9922 20		
		Épaisseur (en m)	V <sub>p</sub> moyenne (en m.s <sup>-1</sup> )	Épaisseur (en ms)	Épaisseur (en m)	V <sub>p</sub> moyenne (en m.s <sup>-1</sup> )	Épaisseur (en ms)
Unité I	Sous-unité A	10,40	1625	6,4	8,355	1460	5,7
	Sous-unité B	3,28	1500	2,2	6,545	1445	4,5
Unité II		16,425	1440	11,4	36,68	1435	25,4
Unité III		0,92	1600	0,6			

**Tableau 4-2 : Épaisseurs des unités de cette étude en m et en millisecondes.**

*Les traits en tiretés à la base des unités paraglaciale et antérieure indiquent que l'épaisseur est minimale.*

Les unités mises en évidence dans cette étude sont en accord avec les données de Massé (2001 et fig. 4-20). L'épaisseur totale des sédiments holocènes varie de 26,25 ms à 95 ms (Massé, 2001).

La carotte MD 9922 21 a atteint le réflecteur interprété par Massé (2001) comme la base de la série holocène. L'épaisseur des sédiments holocènes est de 20 ms, en excluant l'unité III. L'épaisseur de

sédiments holocènes est donc du même ordre de grandeur entre ces deux études. Une différence majeure intervient au niveau de la sous-unité 21-I-B.

	Massé (2001)			Syvitski et Praeg (1989)	
	Amont	Aval		Vers l'ouest	Vers le Golfe
	Épaisseur (en ms)	Épaisseur (en ms)		Épaisseur (en ms)	Épaisseur (en ms)
<b>Unité I</b>	7,5	5	<b>Unité V</b>	0 à 40	Moins de 10
	x	x	<b>Unité IV</b>	absente de la zone	absente de la zone
<b>Unité II</b>	10	12,5	<b>Unité III</b>	33	111
<b>Unité III</b>	8,75	27,5	<b>Unité II</b>	120	13
<b>Unité IV</b>	absente	25 à 50	<b>Unité I</b>	133	7

**Tableau 4-3 : Épaisseurs des unités définies par Massé (2001) et Syvitski et Praeg (1989).**

*Les épaisseurs indiquées pour les secteurs amont et aval sont des données non publiées de Massé.*

La carotte MD 9922 20 n'a pas échantillonné toute la colonne holocène. La sous-unité 20-I-A présente des épaisseurs similaires, de l'ordre de 5 ms à 6 ms. En revanche, la sous-unité 20-I-B est beaucoup plus épaisse sur les données sismiques que sur la carotte.

Ces différences sont la combinaison de la porosité de la gaine plastique (MD 9922 20, entre 17,30 m et la surface), et les mauvaises mesures des  $V_p$  résultantes, et la compaction des sédiments lors du carottage, par le carottier gravitaire. Un fluage important des sédiments non consolidés lors du carottage est également à prendre en compte. Cependant, la différence serait concentrée dans la sous-unité I-A et non la I-B, et l'épaisseur de sédiments ayant flué n'est que de 14 cm (Saint-Onge *et al.*, 2003).

Des différences majeures apparaissent, en comparant les épaisseurs mesurées dans cette étude et celles de Syvitski et Praeg (1989). Nous proposons que les sous-unités I-A et I-B (unité postglaciaire) et l'unité paraglaciale (20-II et 21-II) de cette étude correspondent, respectivement, aux unités V et III de Syvitski et Praeg (1989). L'appartenance de l'unité IV, absente de la zone d'étude, ne peut être extrapolée. Ceci permet de mettre en accord les épaisseurs des unités de Massé (2001) et de Syvitski et Praeg (1989). La transition entre les unités IV et V de Syvitski et Praeg (1989) est estimée entre 6400 cal BP et 8400 cal BP, après quoi l'environnement marin est proche de l'actuel, sans fluctuation eustatique majeure. Ces âges correspondent à la transition entre les unités II et I de cette étude, entre 8400 cal BP et 8700 cal BP. L'unité III de Syvitski et Praeg (1989) est interprétée comme des sédiments paraglaciaux distaux, fins massifs à laminés, dans un environnement de haut niveau marin relatif. Sédimentologiquement, ces interprétations sont cohérentes avec l'unité paraglaciale de cette étude, composées de sédiments fins, massifs à laminés. Ces interprétations sont également cohérentes avec celles de Massé (2001) dont les unités IV et III sont des unités de haut niveau marin relatif, déposées respectivement au cours de la transgression relative et de la phase précoce et rapide de régression relative.

### *Évolution du taux de sédimentation au cours de l'Holocène.*

Les taux de sédimentation déterminés pour la période actuelle dans cette étude (fig. 4-10) sont supérieurs dans les deux carottes à ceux déterminés précédemment pour la partie occidentale du chenal Laurentien, qui sont de l'ordre de 2,5 mm.an<sup>-1</sup> à 8,5 mm.an<sup>-1</sup> (Silverberg *et al.*, 1986) et à ceux déterminés à partir des âges <sup>14</sup>C (fig. 1-6 ; Saint-Onge *et al.*, 2003).

Ces données confirment les taux de sédimentation annuelle des unités paraglaciaires distales compris entre 18 mm.an<sup>-1</sup> et 70 mm.an<sup>-1</sup>. En revanche, même si la sédimentation annuelle semble pouvoir dépasser 10 mm.an<sup>-1</sup>, les taux de sédimentation des unités postglaciaires présentent de grandes différences liées principalement à la limite de résolution du tomodynamomètre et de la méthode mathématique. La résolution longitudinale du tomodynamomètre n'étant que de 1 mm, la résolution minimale des taux de sédimentation est de l'ordre de 5 mm.an<sup>-1</sup> à 6 mm.an<sup>-1</sup>, soit bien au-dessus des taux de sédimentation calculés à partir des âges <sup>14</sup>C. Ainsi, les périodes interprétées comme annuelles, à partir des profils d'IT, seraient d'un ordre supérieur (par ex. ENSO) dans les unités 20-I et 21-I. Donc, l'hypothèse préalable à l'établissement des taux de sédimentation annuels, qui reste valide pour les unités 20-II, 21-II et 21-III, ne peut être appliquée aux unités à faible taux de sédimentation, ici les unités 20-I et 21-I. Plusieurs autres paramètres peuvent expliquer ces différences. Les séries turbiditiques sont, en général, exclues des séries de données traitées par analyse de signal (Cowan *et al.*, 1999), d'une part à cause de leur signal non sinusoïdal, d'autre part à cause du caractère ponctuel et donc chaotique que revêtent ces événements. Compte tenu des excellents résultats obtenus dans les unités paraglaciaires, ce facteur peut être jugé peu influent dans cette étude. D'autre part, la remontée occidentale du chenal Laurentien est un milieu dynamique où les courants de fond, pouvant atteindre 58 cm.s<sup>-1</sup> (Gratton *et al.*, 1988), et la sédimentation turbiditique peuvent éroder les sédiments sous-jacents ou remobiliser des bioclastes plus anciens, d'où une sous-évaluation des taux de sédimentation à partir des âges mais également une source importante de perturbation pour l'analyse de signal.

Des tentatives similaires pour calculer le taux de sédimentation à partir d'âges <sup>14</sup>C n'avaient auparavant donné aucun résultat probant pour les lits superficiels (Silverberg *et al.*, 1986). Cependant, le cadre chronologique (fig. 1-6 et 4-10) semble fiable et se corrèle aux événements eustatiques et climatiques répertoriés dans la littérature.

Les taux de sédimentation des unités paraglaciaires sont supérieurs à 20 mm.an<sup>-1</sup>. Ils diminuent depuis la base vers la zone repère. Cette zone coïncide avec une augmentation des taux de sédimentation et est surmontée des unités postglaciaires. Cela confirme le caractère particulier de cette zone et l'intérêt de l'étudier plus attentivement à l'avenir. La transition entre les unités paraglaciaires et postglaciaires est soulignée par une diminution très importante des taux de sédimentation, inférieurs à 4 mm.an<sup>-1</sup> dans les sous-unités I-B. Les taux de sédimentation des sous-unités I-A sont irréguliers, cependant une nette tendance croissante se vérifie sur les données d'IT et <sup>14</sup>C. Une diminution des taux de sédimentation semble marquer la base des sous-unités I-A. Elle est observée dans la MD 9922 21 et la MD 9922 20,

respectivement par méthodes mathématiques et par les âges  $^{14}\text{C}$ . Les taux de sédimentation des sous-unités I-A sont compris entre  $0,2 \text{ mm.an}^{-1}$  et  $15,7 \text{ mm.an}^{-1}$  et sont plus importants dans la carotte MD 9922 20.

#### *Nature des cyclicités enregistrées.*

Les quatre ou cinq ensembles granulométriques, magnétiques et tomodynamométriques postglaciaires décrits dans les deux carottes se corrélaient très bien aux différentes phases de refroidissement et de réchauffement répertoriées depuis 6000 ans (fig. 4-21 ; Crowley, 1996).

En revanche, au sein des unités paraglaciaires, il a été mis en évidence des périodes de 96 jours à 146 jours (sous-unité II-A, MD 992221), d'origine saisonnière (dualité printemps – été / automne – hiver) probable et déjà observée en contexte deltaïque proximal dans des sédiments attribués au Sangamonien (Boespflug *et al.*, 1995). Des périodes caractéristiques des phénomènes «El Niño / Southern oscillation» (ENSO), hautes (2 ans à 2,5 ans) et basses (4 ans et 5 ans) fréquences, des oscillations Nord-Atlantique (NAO, 7,7 ans et 14 ans, Ghil, 2002) et des périodes décennales, liées à l'activité solaire (11 ans et 22 ans, Rind et Overpeck, 1995) ont également été interprétées dans les unités paraglaciaires des deux carottes (fig. 4-10).

#### *Influence des différents paramètres environnementaux (figure 4-21).*

La vitesse de retrait du front de l'inlandsis et la distance de celui-ci avec la côte sont deux paramètres importants (fig. 4-21). Les débits des cours d'eau de la Côte Nord sont importants au cours de la sédimentation des unités paraglaciaires, augmentés par les volumes très importants provenant de la fusion de la glace. Les très hauts débits et la proximité du front de l'inlandsis (Vincent, 1989) ont pour conséquence principale des taux de sédimentation très importants et sont cohérents avec l'hypothèse des panaches sédimentaires turbides aux embouchures des affluents (Syvitski et Praeg, 1989). Le recul de l'inlandsis vers le nord-est affecte l'amont du chenal Laurentien en premier, vers 8700 cal BP, et l'aval seulement vers 8500 cal BP (transition paraglaciale – postglaciale). L'amincissement de la calotte (Vincent, 1989) provoque une importante diminution du débit des rivières et une diminution très importante de la sédimentation (sous-unités I-B), jusqu'à la disparition complète de l'inlandsis vers 6900 cal BP (Vincent, 1989).

L'hydrodynamique a également fluctué en fonction des différentes périodes plus ou moins humides. Différentes études locales dans le massif des Laurentides (Lavoie et Richard, 2000-a), en Estrie (Lavoie et Richard, 2000-b) ou à l'échelle de l'Amérique du Nord (Gajewski *et al.*, 2000) mettent en évidence deux épisodes principaux dans l'est du Québec (fig. 4-21). La déglaciation a été suivie par une période sèche jusque vers 4400 cal BP, contribuant aux faibles taux de sédimentation des sous-unités I-B. À partir de 4400 cal BP, le climat est devenu de plus en plus humide. Le débit des cours d'eau a augmenté, faisant croître les taux de sédimentation au cours de la sédimentation des sous-unités I-A.

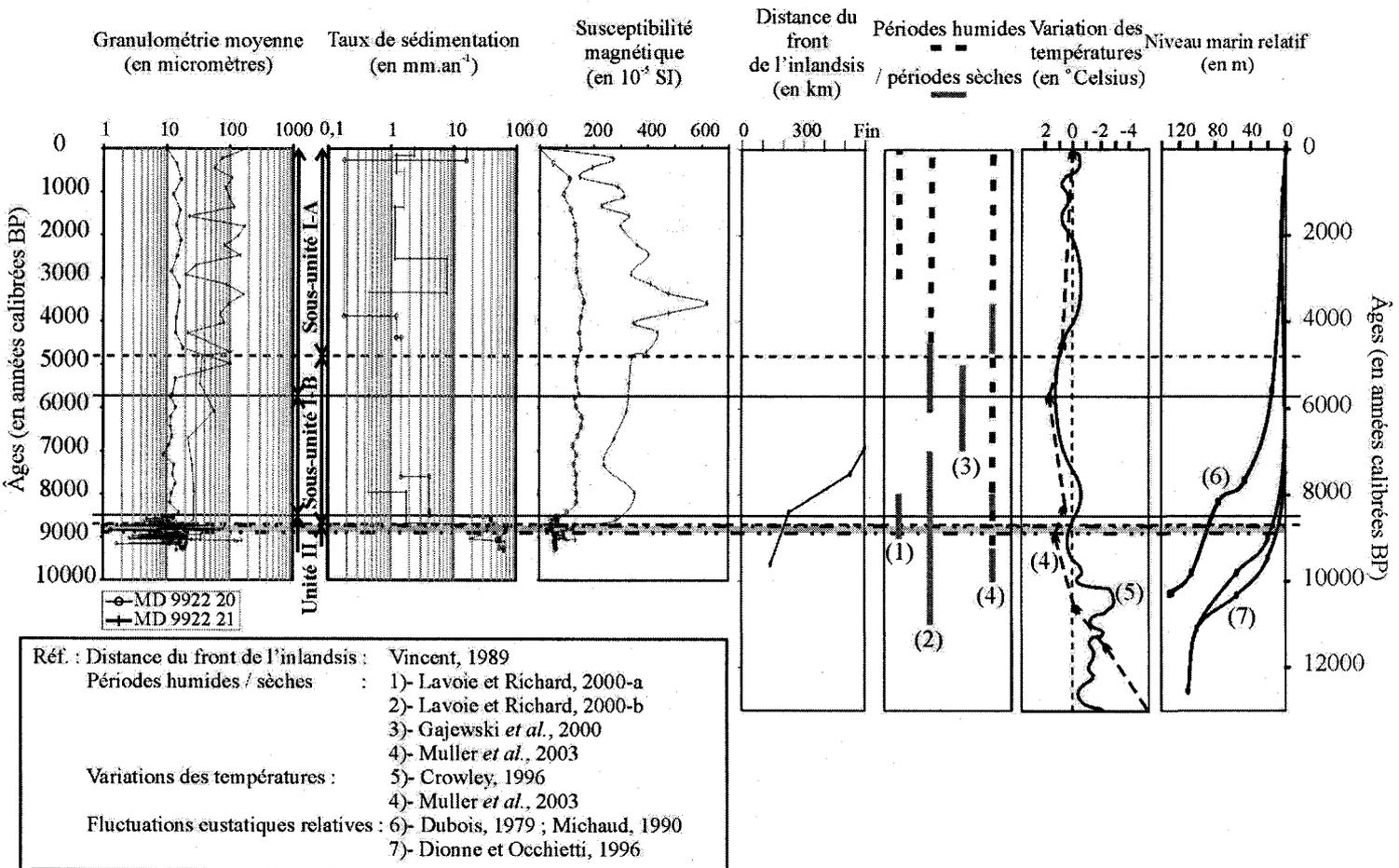


Figure 4-21 : Influence des paramètres environnementaux sur le taux de sédimentation (en mm.an<sup>-1</sup>), la granulométrie moyenne (en µm) et les valeurs de susceptibilité magnétique (en 10<sup>-5</sup> SI).

La zone repère est matérialisée par la surface grisée.

La végétation, en empêchant l'érosion des sols et sédiments, contribue à la diminution des taux de sédimentation. La Côte Nord, au niveau de la zone d'étude, est actuellement dominée par une sapinière à érable rouge, à l'embouchure du Saguenay, à bouleau jaune plus à l'intérieur des terres et à bouleau blanc jusqu'au-delà de Baie-Comeau (Richard, 1985). Dans le massif des Laurentides, la végétation non arboréenne est apparue rapidement (avant 10300 cal BP). Entre 8800 cal BP et 8000 cal BP, la période d'afforestation a mené à une couverture boisée éparse, puis à partir de 8000 cal BP, à un couvert forestier (Lavoie et Richard, 2000-a). À l'échelle des basses terres du Saint-Laurent, à l'intérieur des limites des mers de Champlain et de Goldthwait, et de la Côte Nord, le retrait de l'inlandsis est très rapidement suivi d'une phase de toundra arbustive puis de l'apparition des forêts, échelonnée entre 11400 cal BP et 8340 cal BP, du sud ouest au nord est (Richard, 1989). Sur la Côte Nord, entre Tadoussac et Baie-Comeau, vers 11500 - 12000 cal BP, la végétation est éparse et rase, représentée principalement par une toundra herbeuse, des boulots arbustifs et des aulnes crispés (Richard, 1985). Dès 9000 cal BP, la végétation est plus dense, constituée d'une pessière à épinette noire et blanche et d'une sapinière (Richard, 1985). L'afforestation a contribué à la diminution des taux de sédimentation enregistrés entre les unités I et II. Au cours de la colonisation européenne des basses terres du Saint-Laurent, la mise en culture des sols a conduit à une importante déforestation. Cette hypothèse, évoquée par de Vernal *et al.* (2001) pour expliquer l'augmentation des apports rudéraux, est cohérente avec l'augmentation finale des taux de sédimentation, à partir de 282 cal BP et 167 cal BP, respectivement dans les carottes MD 9922 20 et MD 9922 21.

L'influence des températures (Crowley, 1996 et Muller *et al.*, 2003 ; fig. 4-21) n'est pas évidente dans les unités paraglaciaires et la base des sous-unités I-B (unités postglaciaires), probablement à cause de la déglaciation récente et de l'influence majeure des autres paramètres. Cependant, il faut remarquer la coïncidence des transitions entre les unités I et II et entre les sous-unités I-A et I-B avec deux phases de refroidissement enregistrées dans les basses terres du Saint-Laurent (Muller *et al.*, 2003). Le sommet des sous-unités I-B et les cinq ensembles de la sous-unité I-A (unités postglaciaires) correspondent aux fluctuations climatiques enregistrées depuis environ 6000 ans. Ainsi, les trois phases froides, enregistrées depuis 6000 cal BP (Crowley, 1996), sont observées sur les données sédimentologiques, d'intensité tomographique et de susceptibilité magnétique et peut-être également sur les taux de sédimentation, en particulier sur la carotte MD 9922 21. La variation positive du taux de sédimentation à la base de la sous-unité I-A de la MD 9922 21 est nettement corrélée avec la période froide succédant au maximum holocène. Les deux fluctuations suivantes, dont le «Petit âge glaciaire» (Crowley, 1996), sont également corrélées avec une augmentation des taux de sédimentation.

Les fluctuations du niveau marin relatif ont eu une influence majeure sur la sédimentation du chenal Laurentien. Les deux courbes de référence (fig. 4-21) considérées sont celles de Tadoussac (Dionne et Occhietti, 1996) et de l'embouchure des rivières Natashquan, Moisie et aux Outardes (Dubois, 1979 ; Hart et Long, 1996). Le haut niveau marin relatif, lors de la sédimentation de l'unité paraglaciaire, entre + 90 m et + 20 m au-dessus du niveau marin actuel, éloigne l'embouchure des affluents par rapport à la pente continentale du chenal Laurentien. Donc, dans le chenal Laurentien, la sédimentation sera plus fine et moins

dense, les minéraux lourds et les particules plus grossières se déposant dans les deltas aux embouchures des affluents, sur le plateau continental nord. L'augmentation importante et quasi-instantanée des valeurs de susceptibilité magnétique, à la base de sous-unités I-B, est cohérente avec un début très rapide de l'érosion des deltas, donc avec une régression relative rapide. Les décalages temporels à la base et au sommet des sous-unités I-B sont fonction de l'altitude du delta, du niveau marin relatif et de la fin de l'influence de l'inlandsis sur les bassins versants. L'augmentation des valeurs de susceptibilité magnétique à la base des sous-unités I-A est comparable à celles enregistrées dans les sous-unités I-B. Si le niveau marin relatif était proche du niveau actuel (entre + 15 m et 0 m), une seconde accélération de la régression relative a été illustrée par Dubois (1979) vers 5300 cal BP. Au contraire, Dionne et Occhietti (1996) ont reconnu une transgression relative contemporaine de la base des sous-unités I-A, vers 6000 cal BP. La base des sous-unités I-A illustre donc une nouvelle phase d'érosion des deltas du plateau continental. La diminution des valeurs de susceptibilité magnétique au sommet de ces sous-unités est interprétée comme l'atteinte d'un profil d'équilibre des deltas dans un niveau marin relatif stable.

*Origine de la zone repère et de l'unité à la base de la MD 9922 21.*

La zone repère est synchrone dans les deux carottes et pratiquement instantanée (entre 8828 cal BP et 8730 cal BP, dans la MD 9922 20 et entre 8945 cal BP et 8768 cal BP, dans la MD 9922 21). Dans les paramètres répertoriés sur la figure 4-22, rien ne permet d'expliquer cette zone. Une première hypothèse prend en compte la possible décharge des lacs proglaciaires (Agassiz et Ojibway) par le système Saint-Laurent. Ces lacs ont changé fréquemment d'exutoires (Teller, 1988). Le dernier a eu lieu vers 8470 cal BP, dans la baie d'Hudson, et certains chercheurs lui attribuent le refroidissement de l'ensemble de l'Hémisphère Nord (Barber *et al.*, 1999), entre 8400 cal BP et 8000 cal BP. Avant ce drainage catastrophique, les eaux des lacs empruntaient le système Saint-Laurent (Teller, 1988). Praeg *et al.* (1992) ont par ailleurs attribué à ce déversement brutal une importante surface d'érosion, enregistrée dans le bassin de l'île aux Lièvres, en amont de la zone d'étude. Cependant, même s'il permet d'expliquer les variations granulométriques et de taux de sédimentation, aucune preuve d'un tel drainage et de telles conséquences n'a encore été apportée ni dans l'estuaire, ni dans le golfe du Saint-Laurent. La deuxième hypothèse est liée à l'activité sismique ou à un glissement de terrain majeur. Malgré les évidences de phases de sédimentation catastrophiques (surfaces d'érosion, disparition des indices de vie benthique puis recolonisation), de nombreuses incohérences semblent invalider cette hypothèse : le ralentissement du rebond glacio-isostasique, et donc le ralentissement de l'activité sismique consécutive ; la présence de rythmites nettes ; les caractéristiques granulométriques pratiquement constantes entre les deux carottes. La phase de refroidissement climatique entre 8900 cal BP et 8500 cal BP, menant à la période froide entre 8400 cal BP et 8000 cal BP (Crowley, 1996 ; Barber *et al.*, 1999 ; Muller *et al.*, 2003), est le dernier phénomène qui peut être à l'origine de cette zone repère. Cette dernière théorie est appuyée par le ralentissement des taux de sédimentation juste avant la zone repère, au cours de la période plus chaude, puis son augmentation subséquente, lors du refroidissement, et par l'augmentation puis la diminution régulière de la granulométrie

moyenne. Ce refroidissement s'est accompagné, dans les basses terres du Saint-Laurent, d'une augmentation des précipitations (Muller *et al.*, 2003). Sous l'influence de ces deux facteurs, la colonisation végétale a dû connaître un ralentissement voir un léger recul menant à un ravinement accru.

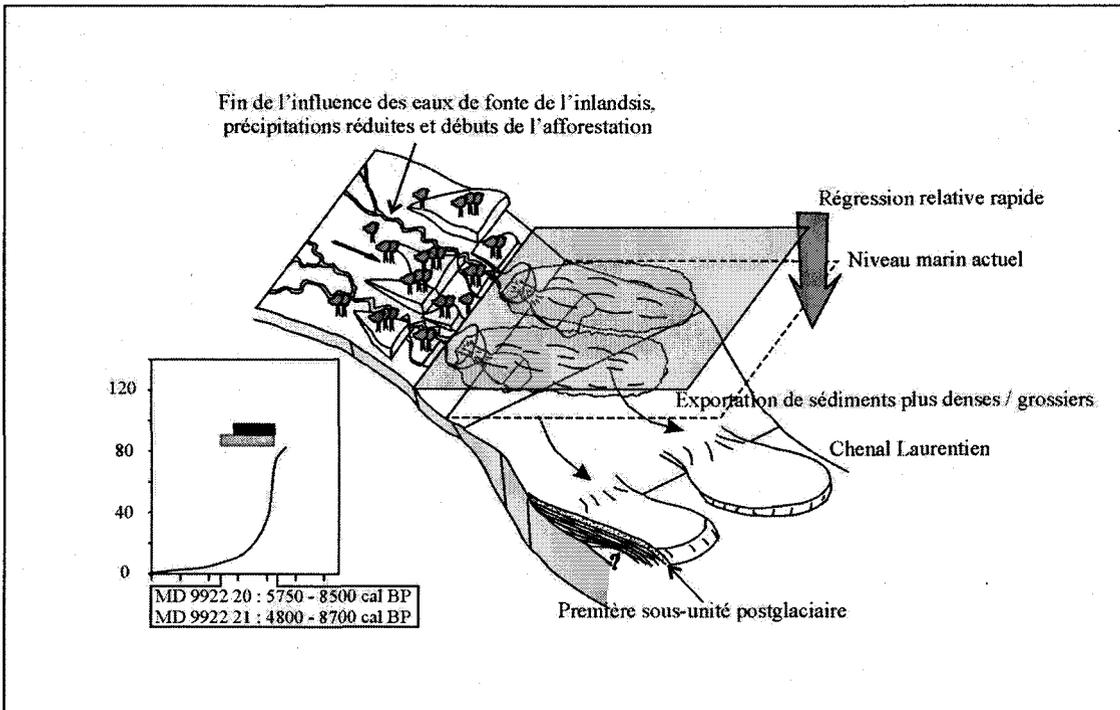
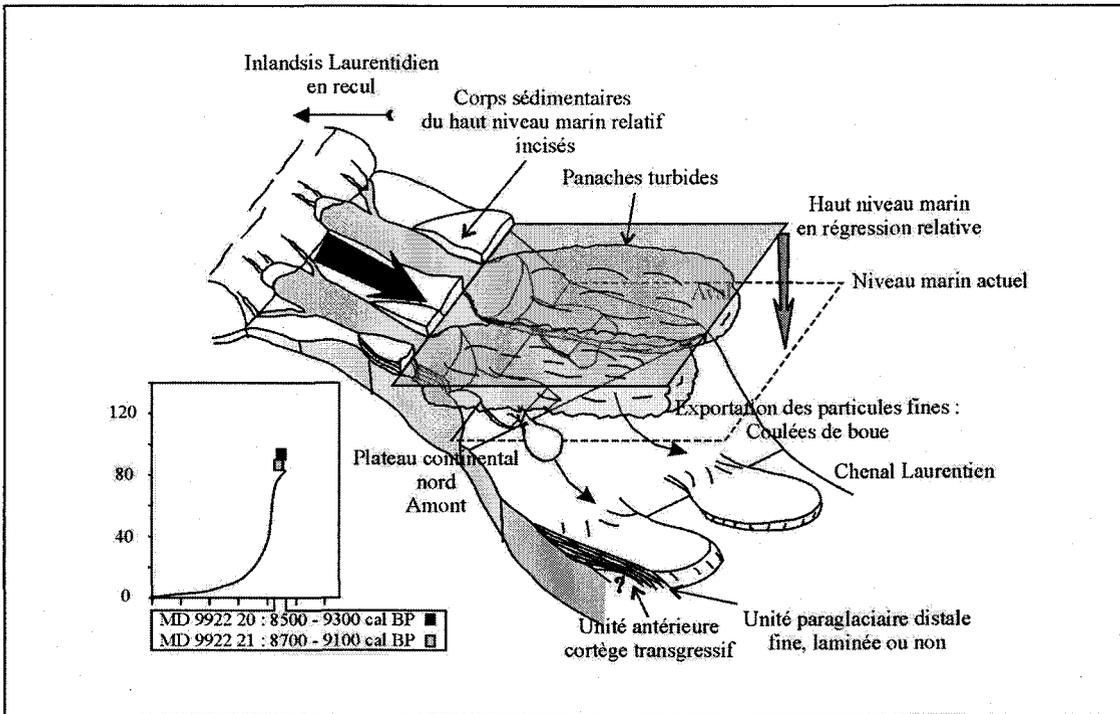
Le second point problématique est constitué par l'unité, non datée, à la base de la carotte MD 9922 21. Les densités élevées de cette unité sont liées aux valeurs de susceptibilité magnétique. Or l'hypothèse de départ supposait des densités élevées, liées à l'effet de compaction par les calottes glaciaires wisconsinienne. De plus, contrairement aux conclusions de Massé (2001) sur une origine axiale de la sédimentation sangamonienne, l'unité 21-III est constituée principalement de sédiments originaires de la Côte Nord. Cette unité n'est donc pas pré-wisconsinienne. De plus, les caractéristiques sédimentologiques (granulométrie, écart-type, tri, taux de sédimentation annuelle de l'ordre de  $15 \text{ mm.an}^{-1}$ ) et les valeurs de susceptibilité magnétique de cette unité sont très proches des sédiments actuels. En second lieu, des traces de bioturbation et de matière organique ont été décrites aussi bien visuellement que sur les clichés tomodynamométriques. Enfin, lors du carottage, des spécimens de foraminifères d'eaux relativement chaudes ont été identifiés (Long, comm. pers.). Tout ceci est hautement incompatible avec un milieu de sédimentation sous-glaciaire (Hall et Reed, 1996 ; Syvitski *et al.*, 1996) ou de contact glaciaire (Syvitski et Praeg, 1989 ; MacLean *et al.*, 2001 ; Lavoie *et al.*, 2002). La dernière hypothèse interprète cette unité en tant qu'unité de transgression, succédant à l'unité peu épaisse de contact glaciaire. Cette hypothèse est appuyée par la granulométrie moyenne et les valeurs de susceptibilité magnétiques décroissantes, illustrant l'éloignement des sources sédimentaires lors de la transgression.

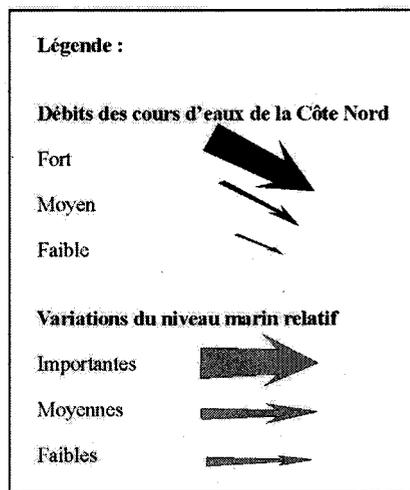
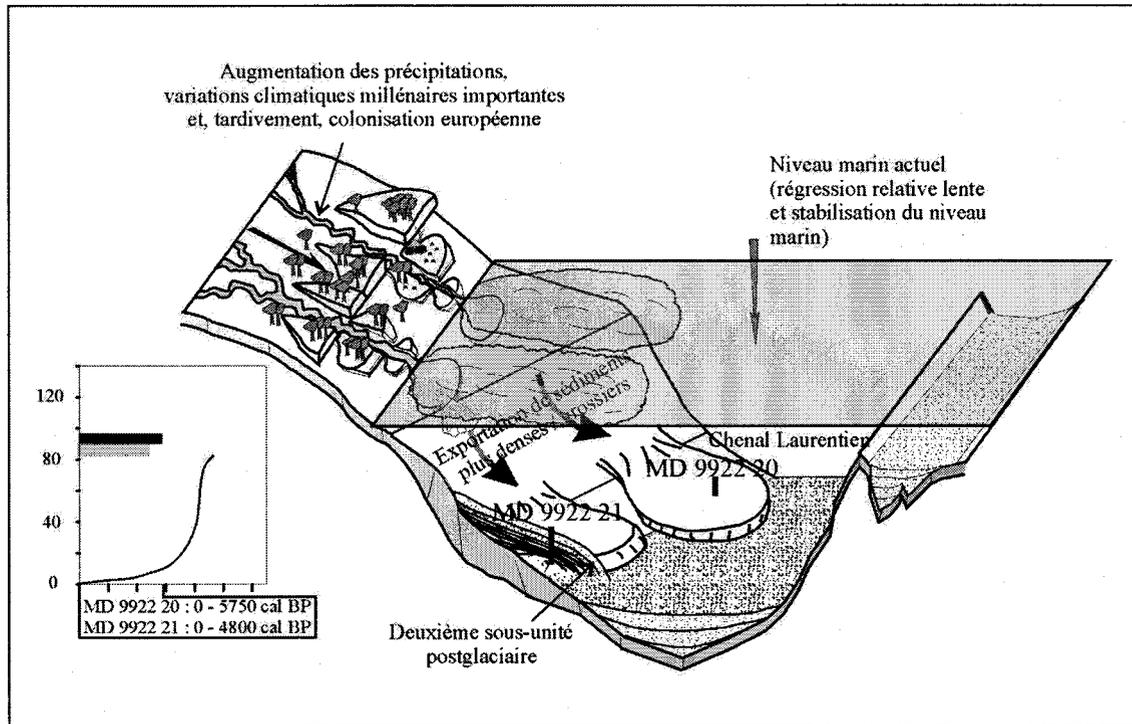
*Modèle paléoenvironnemental de la sédimentation holocène du chenal Laurentien (fig. 4-22).*

La sédimentation post-wisconsinienne au niveau de la remontée occidentale du chenal Laurentien débute par une unité paraglaciale proximale en contexte de transgression relative (unité 21-III). Cette unité est de toute évidence peu épaisse (inférieure à deux mètres d'épaisseur). Les taux de sédimentation enregistrés sont de l'ordre de  $15 \text{ mm.an}^{-1}$ . Un hiatus, révélé par la sismique (fig. 4-20), marque la transition entre les cortèges de transgression et de régression au niveau de la remontée occidentale du chenal Laurentien.

Cette unité est partiellement remobilisée au cours d'un important glissement de terrain (Massé, 2001) approximativement vers 9100 cal BP.

Le relèvement isostatique et la phase de régression relative n'ont pas été synchrones sur l'ensemble de la Côte Nord, bordant la partie occidentale de l'estuaire maritime du Saint-Laurent.





**Figure 4-22 : Modèle paléoenvironnemental schématique des conditions de sédimentation dans l'Estuaire maritime et le chenal Laurentien.**

La régression relative était ralentie entre au moins 9300 cal BP et 8700 cal BP, en amont, et 8500 cal BP, en aval du chenal Laurentien (début de l'unité II paraglaciale distale ; fig. 4-22) et le niveau marin relatif était d'environ + 80 m à + 60 m. Les débits des affluents de la Côte Nord sont très élevés en raison de la proximité de l'inlandsis (moins de 200 km). La végétation absente ou éparse est inefficace à empêcher le ravinement. Au cours de cette période, ces affluents construisent des deltas sur le plateau continental relativement étroit de la zone, où s'accumulent les sédiments les plus grossiers et denses. Les particules plus fines et moins denses sont exportées vers le chenal Laurentien, principalement par charriage de fond, lors

d'importantes coulées de boue et par des panaches sédimentaires turbides aux embouchures des rivières, selon un rythme de plusieurs centimètres par an. Cette période est interrompue par une phase plus froide et plus humide, perturbant la sédimentation, pendant une période proche de 100 ans, sur toute la partie occidentale du chenal Laurentien.

Dans un deuxième temps (unité postglaciaire, sous-unité I-B ; fig. 4-22), le retrait du front de l'inlandsis cesse d'affecter la sédimentation de la tête du chenal Laurentien plus tôt (8700 cal BP) que le bassin plus à l'est (8500 cal BP). Ces effets, accentués par une régression relative rapide et l'afforestation, ont pour conséquence une importante diminution des taux de sédimentation. De plusieurs centimètres, le taux de sédimentation chute à 1 mm et moins. Les deltas, construits sur le plateau continental aux embouchures des affluents, sont alors érodés par les houles et les courants de l'estuaire, se traduisant par l'exportation de particules plus grossières et plus denses, en particulier ferromagnétiques, vers le chenal Laurentien. Ces conditions se maintiennent jusque vers 4800 cal BP, en amont, et 5750 cal BP, en aval.

Ces dates (unité postglaciaire, sous-unité I-A ; fig. 4-22) correspondent à une stabilisation du niveau marin relatif à un niveau proche de l'actuel. L'érosion des deltas actifs, de plus en plus proches du chenal Laurentien, s'accroît, provoquant un nouvel afflux de sédiments plus denses et plus grossiers. En parallèle, l'érosion en régression des deltas abandonnés et des conditions de plus en plus humides provoquent une augmentation des taux de sédimentation, atteignant 2 mm.an<sup>-1</sup>, en amont, et plus de 10 mm.an<sup>-1</sup>, en aval. L'abaissement du niveau marin relatif, entre 3 m à 5 m et le niveau marin actuel, se poursuit à un rythme très lent à partir de 4500 cal BP. Le profil d'équilibre des deltas est atteint progressivement au cours de cette période grâce à la stabilité du niveau marin relatif. Le bas niveau marin permet également d'enregistrer, en particulier en amont, les six phases de réchauffement et refroidissement succédant à l'optimum climatique holocène.

L'évolution actuelle met en évidence une augmentation des taux de sédimentation depuis environ 400-500 ans, coïncidant avec le Petit âge glaciaire, et une stabilisation du niveau marin. En revanche, peu ou pas d'évidences permettent de supposer une influence anthropique depuis le début de la colonisation européenne.

## **Chapitre 5 : Conclusion.**



Cette étude montre l'apport de la tomodynamométrie à l'analyse des environnements sédimentaires. Cette technique permet une précision extrême d'analyse et l'observation pseudo-3D des figures sédimentaires, non perturbées par les opérations d'ouverture des carottes.

Qualitativement, la tomodynamométrie permet de confirmer la nature turbiditique de la sédimentation du chenal Laurentien. L'observation pseudo 3D et la très grande précision des clichés tomodynamométriques ont également permis de mettre en évidence les phénomènes de précipitation diagénétique (précipitation des lits ou lamines sédimentaires, riches en matière organique) soulignant un grand nombre de laminations denses au sein des unités paraglaciales distales. Les lamines denses, plus rares, des unités postglaciaires ont une granulométrie plus grossière et des teneurs en minéraux magnétiques et / ou lourds environ trois fois plus élevées que dans les unités paraglaciales. De plus, les indices de bioturbation soulignés par les phénomènes de précipitation diagénétique ont permis de mettre en évidence l'alternance de phases de sédimentation de type hémipélagique, favorisant la colonisation des sédiments par les organismes benthiques, et de phases turbides au cours desquels la vie benthique disparaît.

Quantitativement, cette étude démontre l'excellente corrélation entre données tomodynamométriques et densité des sédiments, tant en mode d'acquisition axiale ( $R^2 = 0,92$ ), qu'en mode d'acquisition longitudinale après normalisation ( $R^2 = 0,84$ ), pour une résolution spatiale meilleure (1,015 mm) que par densité gamma (plusieurs centimètres). Dans un deuxième temps, les valeurs de vitesse des ondes P dans des sédiments en cours de consolidation ont été corrigées, en estimant l'importance des vides entre la gaine et le sédiment au moyen des clichés tomodynamométriques. Les corrections majeures ont été apportées dans les 5 m superficiels, où les valeurs mesurées au banc MST sont de  $1438 \text{ m.s}^{-1}$  et  $1468 \text{ m.s}^{-1}$ , respectivement au sommet des carottes MD 9922 20 et MD 9922 21, et les valeurs corrigées de  $1500 \text{ m.s}^{-1}$  et  $1713 \text{ m.s}^{-1}$ . Dans un troisième temps, le traitement des données tomodynamométriques a souligné l'importance relative du degré de consolidation des sédiments, de la concentration en minéraux magnétiques et de la granulométrie moyenne. Enfin, bien que l'hypothèse de départ de détermination du taux annuel de sédimentation (p. 49) soit invalidée pour les unités postglaciaires, les courbes d'intensité tomographique permettent de souligner des modifications très importantes des taux de sédimentation annuels. Variant entre  $4 \text{ mm.an}^{-1}$  et  $18 \text{ mm.an}^{-1}$  à l'extrême base de la carotte MD 9922 21, les taux de sédimentation sont maximums, entre  $20 \text{ mm.an}^{-1}$  et  $70 \text{ mm.an}^{-1}$ , dans les unités paraglaciales. Lors de la sédimentation des unités postglaciaires, les taux de sédimentation annuels ont chuté très fortement et sont en deçà de la limite de résolution du tomodynamomètre. De plus, d'autres cycles, plus hautes et plus basses fréquences, sont mis en évidence, que les incertitudes sur le cycle annuel, en particulier au sein des unités postglaciaires, n'ont pas permis d'interpréter de façon univoque.

D'un point de vue paléoenvironnemental, une unité post-wisconsinienne, paraglaciale proximale en contexte de transgression relative, et deux unités holocènes diachroniques, l'une paraglaciale et l'autre postglaciale, sont différenciées. Les interprétations paléoenvironnementales sont basées sur des données existantes aussi bien à l'échelle mondiale qu'à l'échelle plus locale. Or, les données paléoclimatiques et palynologiques sur la Côte Nord sont rares dans la littérature. Les rapports isotopiques de ces deux carottes

sont en cours d'analyse au laboratoire du Géotop (Montréal). Il est donc souhaitable pour la validation des travaux que dans le futur une analyse pollinique de la série sédimentaire soit faite.

L'unité III représente la phase de transgression relative au cours de l'invasion marine (paraglaciale proximale). Elle est caractérisée par des taux de sédimentation compris entre  $4 \text{ mm.an}^{-1}$  et  $18 \text{ mm.an}^{-1}$ . La transition avec l'unité paraglaciale distale est soulignée par une coulée de débris remobilisant en partie cette unité. Cette coulée de débris est attribuée à un très important glissement daté à environ 9100 cal BP.

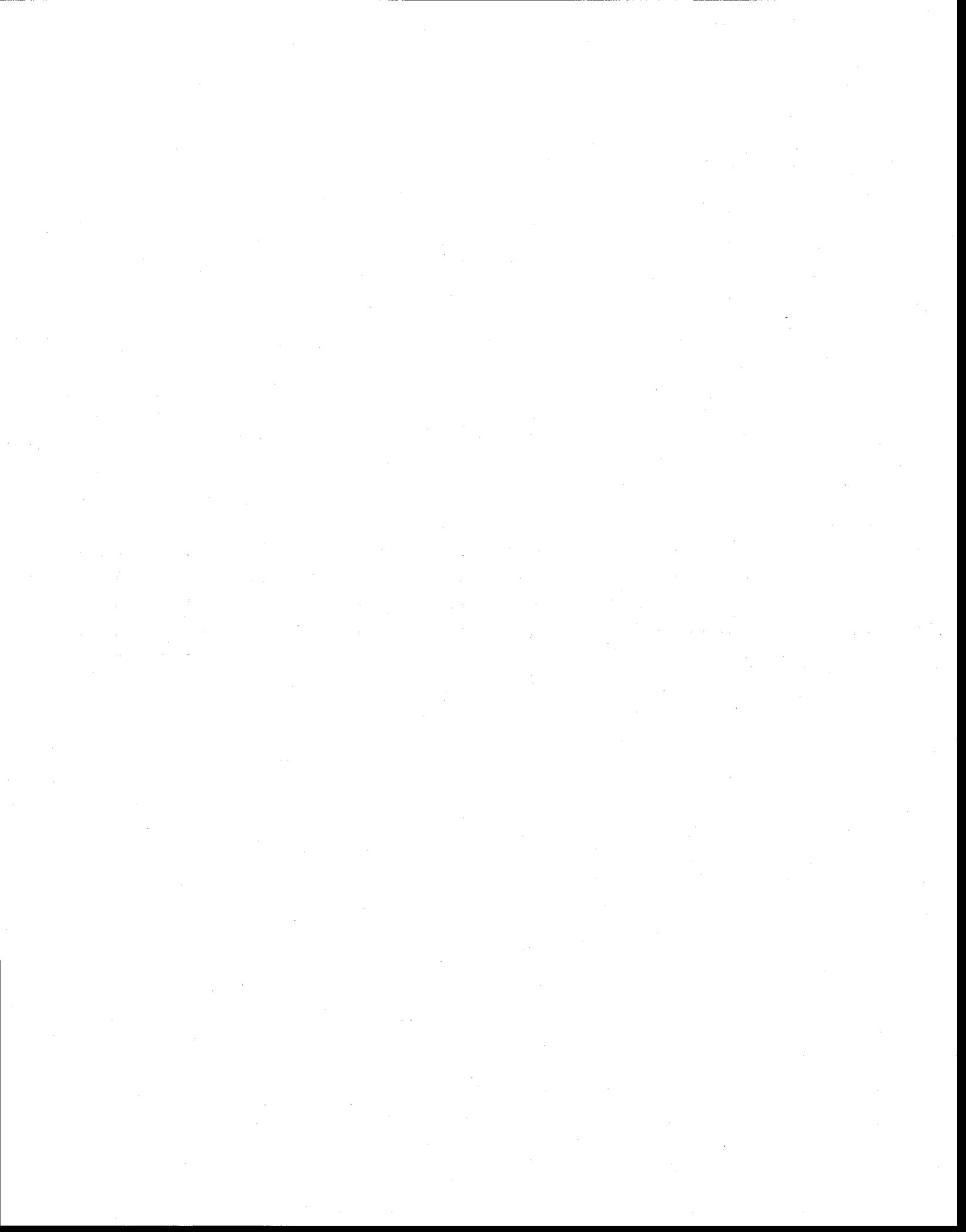
L'unité paraglaciale résulte de la fonte rapide de l'inlandsis Laurentidien et d'un niveau marin relatif élevé (environ + 80 m) en régression lente. Ceci a pour conséquences de très hauts débits des affluents de la Côte Nord, générant de très importants panaches turbides aux embouchures. Des flancs du chenal, les sédiments sont transportés par traction sur le fond et dans d'importantes coulées de boue. Les importantes surfaces dénudées par le retrait glaciaire (végétation éparsée ou absente) facilitent le ravinement et accroissent la charge sédimentaire apportée par les cours d'eau. Ces conditions se traduisent, dans le chenal Laurentien, par une sédimentation distale laminée, alternant sédimentation hémipélagique et turbiditique, et des taux de sédimentation très importants, compris entre  $20 \text{ mm.an}^{-1}$  et  $70 \text{ mm.an}^{-1}$ . Cet épisode de sédimentation paraglaciale distale débute avant 9500 cal BP et s'achève approximativement vers 8500 cal BP au large de Rimouski et 8700 cal BP, face aux Escoumins. Cette unité est divisée en trois sous-unités dont l'origine, climatique, sismique ou eustatique, n'a pu être définie. L'événement marqueur, marquant la fin de l'unité paraglaciale et mis en évidence dans les deux carottes, est très bien corrélé à la phase de refroidissement précédant l'événement de 8200 cal BP (Barber *et al.*, 1999). Les granulométries plus grossières de ce niveau marqueur peuvent être interprétées comme une augmentation des précipitations reliée à cet épisode de refroidissement.

L'unité postglaciale est caractérisée par des conditions de sédimentation similaires à celles enregistrées actuellement. En raison de l'éloignement de l'inlandsis, réduit à un dôme sur le Nouveau-Québec – Labrador, et des volumes d'eau moins importants générés, la fonte de l'inlandsis n'a plus d'influence sur les débits des cours d'eau de la Côte Nord. Il en résulte des taux de sédimentation très bas, généralement inférieurs à  $10 \text{ mm.an}^{-1}$ . Les corps deltaïques, formés sur le plateau continental à l'embouchure des affluents au cours de la première phase de régression relative, sont alors soumis à l'érosion. La proximité des deltas et les processus d'érosion ont pour conséquence une sédimentation granocroissante et des proportions importantes de minéraux magnétiques dans le chenal Laurentien. Cette unité peut être divisée en deux sous-unités, reconnues sur les deux carottes. La sous-unité I-B, entre 8700 cal BP et 4800 cal BP en amont et entre 8500 cal BP et 5750 cal BP en aval, est caractérisée par des taux de sédimentation généralement inférieurs à  $1 \text{ mm.an}^{-1}$ , causés par une régression relative rapide (entre + 80 m et + 15 m), des précipitations faibles et la phase d'afforestation de la région. La sous-unité I-A, la plus récente, est caractérisée par un ralentissement de la régression relative en contexte de bas niveau marin (inférieur à + 15 m) et une augmentation des précipitations, reliée aux fluctuations climatiques du continent nord américain. Le ralentissement de la régression relative se traduit par l'obtention du profil d'équilibre

des deltas actifs du plateau continental nord, mis en évidence par une diminution des teneurs en minéraux magnétiques au sommet de la sous-unité I-A, et par une érosion accrue (rétrogradation) des deltas abandonnés. Cette érosion, l'augmentation des précipitations et le réchauffement succédant au Petit âge glaciaire, puis beaucoup plus tardivement et dans une proportion moindre la colonisation européenne et la déforestation, ont pour conséquence une augmentation des taux de sédimentation, dépassant  $10 \text{ mm.an}^{-1}$  au sommet de la carotte.



## **Références.**



**AMOS, C. L., Sutherland, T. F., Radzjewski, B. et Doucette, M., 1996** – A rapid technique to determine bulk density of fine-grained sediments by X-ray computed tomography. Journal of Sedimentary Research, vol. 66, no. 5, p. 1023 – 1039.

**BARBER, D. C., Dyke, A., Hillaire-Marcel, C., Jennings, A. E., Andrews, J. T., Kerwin, M. W., Bilodeau, G., Mc Neely, R., Southon, J., Morehead, M. D. et Gagnon, J. M., 1999** – Forcing of the cold event of 8,200 years ago by catactrophic drainage of Laurentide lakes. Nature, vol. 400, p. 344 – 348.

**BARD, E., 1988** – Correction of accelerator mass spectrometry  $^{14}\text{C}$  ages measured in planktonic foraminifera : paleoceanographic implications. Paleoceanography, vol. 3, no. 6, p. 635 – 645.

**BARD, E., Hamelin, B., Fairbanks, R. G. and Zindler, A., 1990** – Calibration of the  $^{14}\text{C}$  timescale over the past 30000 years using mass spectrometric U – Th ages from Barbados corals. Nature, vol. 345, p. 405 – 410.

**BERNATCHEZ, P., Dubois, J.-M. M. et Dionne, J.-C., 1999** – Les dépôts coquilliers (faluns) holocènes de Baie-Comeau, Côte-Nord de l'estuaire du Saint-Laurent, Québec. Journal Canadien des Sciences de la Terre, vol. 36, p. 519 – 531.

**BOESPFLUG, X., Long, B. F. et Occhietti, S., 1995** – CAT-scan in marine stratigraphy : a quantitative approach. Marine Geology, vol. 122, p. 281 - 301.

**BOESPFLUG, X., Ross, N., Long, B. F. et Dumais, J.-F., 1994** – Tomodensitométrie axiale : relation entre l'intensité tomographique et la densité de la matière. Journal Canadien des Sciences de la Terre, vol. 31, p. 426 – 434.

**BOGGS, S. Jr., 1995** – Principles of sedimentology and stratigraphy, Second edition. Éditeur Prentice Halle, 774 p.

**BOUMA, A. H., 1962** - Sedimentology of some Flysch deposits; a graphic approach to facies interpretation. Elsevier, New York, 168 p.

**CAMPBELL, J. S. et Clark, D. L., 1977** – Pleistocene turbidites of the Canada Abyssal Plain of the Arctic Ocean. Journal of Sedimentary Petrology, vol. 47, no. 2, p. 657 – 670.

**CAPOWIEZ, Y., Pierret, A., Daniel, O., Monestiez, P. et Kretzschmar, A., 1998** – 3D skeleton reconstructions of natural earthworm burrow systems using CAT scan images of soil cores. Biology and Fertility of Soils, vol. 27, p. 51 – 59.

**CATALIOTTI-VALDINA, D. et Long, B. F., 1983** - Évolution du débit liquide et de la charge solide d'un estuaire sub-boréal : Rivière Saint-Jean, Québec (côte nord du Golfe du Saint-Laurent). Journal Canadien des Sciences de la Terre, vol. 20, p. 184 - 194.

**CATALIOTTI-VALDINA, D. et Long, B. F., 1984** - Évolution estuarienne d'une rivière régularisée en climat sub-boréal : la Rivière aux Outardes (côte nord du Golfe du Saint-Laurent, Québec). Journal Canadien des Sciences de la Terre, vol. 21, p. 25 – 34.

**CENTRE SAINT-LAURENT, 1992** – Bilan Saint-Laurent : Le fleuve... en bref. Capsules éclair sur l'état du Saint-Laurent.

**CHAMPANHET, J.-M., Durand, J., Long, B. et Labeyrie, B., 1989** – Apport du scanner à la définition géométrique des réservoirs non consolidés. Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine, vol. 13, no. 1, p. 167 – 174.

**CHAOUQ, N., 1998** – Caractérisation des sédiments de surface en zone intertidale. Thèse de doctorat, Université de Rimouski, 202 p.

**CLET, M. et Occhietti, S., 1995** – Palynologie des sédiments de la fin de l'optimum climatique de l'interglaciaire sangamonien, île aux Coudres, estuaire du Saint-Laurent, Québec. Géographie Physique et Quaternaire, vol. 49, no. 2, p. 291 – 304.

**COLEMAN, J. M., Bouma, A. H., Roberts, H. H., Thayer, P. A. et DSDP Leg 96 scientific party, 1985** – X-ray radiography of Mississippi fan cores. In : Submarine fans and related turbidite systems. Éditeurs Bouma, A. H., Normark, W. R. et Barnes, N. E., p. 311 – 318.

**COWAN, E. A., Seramur, K. C., Cai, J. et Powell, R. D., 1999** – Cyclic sedimentation produced by fluctuations in meltwater discharge, tides and marine productivity in an Alaskan fjord. Sedimentology, vol. 46, p. 1109 – 1126.

**CRAMEZ, C., 1990** – Glossaire de stratigraphie séquentielle anglais – français. Revue de l'Institut Français du Pétrole, vol. 45, no. 3, p. 435 – 453.

**CRÉMER, J.-F., Long, B., Desrosiers, G., de Montety, L. et Locat, J., 2002** – Application de la scanographie à l'étude de la densité des sédiments et à la caractérisation des structures sédimentaires : exemple des sédiments déposés dans la rivière Saguenay (Québec, Canada) après la crue de juillet 1996. Journal Canadien de Géotechnique, vol. 39, no. 2, p. 440 – 450.

**CROWLEY, T. J., 1996** – Remembrance of things past : greenhouse lessons from the geologic record. In : *Consequences : the nature and implications of environmental change*. Éditeur Eddy, J. A., vol. 2, no. 1, <http://gcric.ciesin.org/consequences/winter96/geoclimate.html>.

**D'ANGLEJAN, B., 1990** – Recent sediments and sediment transport processes in the St. Lawrence estuary. In : Oceanography of a large-scale estuarine system : The St. Lawrence. Éditeurs El-Sabh, M. I. et Silverberg, N., Springer – Verlag, p. 109 – 129.

**D'ANGLEJAN, B. et Smith, E. C., 1973** – Distribution, transport and composition of suspended matter in the St. Lawrence estuary. Journal Canadien des Sciences de la Terre, vol. 10, p. 1380 – 1396.

**DEFLANDRE, B., Mucci, A., Gagné, J.-P., Guignard, C. et Sundby, B., 2002** – Early diagenetic processes in coastal marine sediments disturbed by a catastrophic sedimentation event. Geochimica et Cosmochimica Acta, vol. 66, no. 14, p. 2547 – 2558.

**DE MONTETY, L., Long, B., Desrosiers, G., Crémer, J.-F., Locat, J. et Stora, G., 2003** – Utilisation de la scanographie pour l'étude des sédiments : influence des paramètres physiques, chimiques et biologiques sur la mesure des intensités tomographiques. Journal Canadien des Sciences de la Terre, vol. 40, p. 937 - 948.

**DE VERNAL, A., Hillaire-Marcel, C., Ghaleb, B., Saint-Onge, G., Leduc, J., Loucheur, V., Zhang, D., Gamache-Rochette, A., Saucier, F., 2001** – High frequency climate oscillations in the lower St. Lawrence Estuary during the last millenia. Congrès EURESCO, Castelveccio, Italie. Recueil des Résumés.

**DIONNE, J.-C., 1977** – La mer de Goldthwait au Québec. Géographie Physique et Quaternaire, vol. 31, no. 1-2, p. 61 – 80.

**DIONNE, J.-C., 1988** – Holocene relative sea-level fluctuations in the Saint-Lawrence Estuary, Quebec, Canada. Quaternary Research, vol. 29, no. 3, p. 233 – 244.

**DIONNE, J.-C., 2001** – Relative sea-level changes in the St. Lawrence estuary from deglaciation to present day. In : Deglacial history and relative sea-level changes, Northern New England and adjacent

Canada. Éditeurs Weddle, T. K. et Retelle, M. J., Boulder, Colorado, Geological society of America special paper 351, p. 271 – 284.

**DIONNE, J.-C. et Bernatchez, P.**, 2000 – Les erratiques de dolomie sur le rivage des Escoumins, Côte Nord de l'estuaire maritime du Saint-Laurent, Québec. Atlantic Geology, vol. 36, no. 2-3, p. 117 - 129.

**DIONNE, J.-C. et Occhietti, S.**, 1996 – Aperçu du Quaternaire à l'embouchure du Saguenay, Québec. Géographie Physique et Quaternaire, vol. 50, no. 1, p. 5 – 34.

**DUBOIS, J.-M.**, 1977 – La déglaciation de la Côte Nord du Saint-Laurent : analyse sommaire. Géographie Physique et Quaternaire, vol. 31, no. 3-4, p. 229 – 246.

**DUBOIS, J.-M.**, 1979 – Environnements quaternaires et évolution post-glaciaire d'une zone côtière en émergence en bordure sud du Bouclier Canadien : la moyenne Côte-Nord du Saint-Laurent, Québec. Thèse de doctorat, Université d'Ottawa, 754 p.

**DUFOUR, D.**, 1995 – Mesure de la migration des figures sédimentaires à l'aide de jauges nucléaires. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Rimouski, 96 p.

**DULIU, O. G.**, 1999 – Computer axial tomography in geosciences : an overview. Earth-Science Reviews, vol. 48, p. 265 – 281.

**DULIU, O. G., Tufan, M. et Szobotka, S.**, 1997 – Computer axial tomography investigation of polymetallic nodules. Marine Geology, vol. 138, p. 303 – 311.

**EL-SABH, M. I. et Silverberg, N.**, 1990 – The Saint Lawrence estuary : introduction. In : Oceanography of a large-scale estuarine system : The St. Lawrence. Éditeurs El-Sabh, M. I. et Silverberg, N., Springer – Verlag, p. 1 – 9.

**FAIRBANKS, R. G.**, 1989 – A 17000 year glacio-eustatic sea level record : influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. Nature, vol. 342, p. 637 – 642.

**FOLK, R. L.**, 1974 – Petrology of sedimentary rocks. Hemphil publishing, 182 p.

**FRENETTE, M. et Verrette J. L.**, 1990 - Bilan dynamique et sédimentaire du Saint-Laurent. In : Symposium sur le Saint-Laurent ; un fleuve à reconquérir. Éditeurs Messier, D., Legendre, P. et Delisle, C. E., Collection Environnement et Géologie, vol. 11, 57 p.

**FRITSCH GMBH**, 1994 - Instruction - Manual Laser particle Sizer « analysette 22 », 224 p.

**FULTON, R.**, 1984 – Quaternary stratigraphy of Canada – A canadian contribution to IGCP Project 24. Éditeur Fulton, R., Geological Survey of Canada - Commission Géologique du Canada ; paper 84-10, 210 p.

**FULTON, R.**, 1989 – Le Quaternaire du Canada et du Groenland. Éditeur Fulton, R., Geological Survey of Canada - Commission Géologique du Canada ; Géologie du Canada, n° 1, 907 p.

**GAGNON, C., Mucci, A. et Pelletier, E.**, 1995 – Anomalous accumulation of acid-volatile sulphides (AVS) in a coastal marine sediment, Saguenay Fjord, Canada. Geochimica et Cosmochimica Acta, vol. 59, no 13, p. 2663 – 2675.

**GAJEWSKI, K., Vance, R., Sawada, M., Fung, I., Gignac, L. D., Halsey, L., John, J., Maisongrande, P., Mandell, P., Mudie, P. J., Richard, P. J. H., Sherin, A. G., Soroko, J et Vitt, D. H.**, 2000 – The climate of North America and adjacent ocean waters ca. 6 ka. Journal Canadien des Sciences de la Terre, vol. 37, p. 661 – 681.

**GEOTEK**, 2000 – Geotek Multi – Sensor Core Logger manual. 112 p.

**GE SYSTÈMES MÉDICAUX PRODUCT DATA**, 1996 – B7590K HiSpeed Advantage™ 2.X CT/i™ Option. 10 p.

**GHIL, M.**, 2002 – Natural climate variability. In : Encyclopedia of global environmental change, Vol. 1, The Earth system : physical and chemical dimensions of global environmental change. Éditeurs Mac Cracken, M. C. et Perry, J. S., Éditeur en chef, Munn, T., p. 544 – 549.

**GODIN, G.**, 1979 – La marée dans le Golfe et l'Estuaire du Saint-Laurent. Le Naturaliste Canadien, vol. 106, p. 105 – 121.

**GRATTON, Y., Mertz, G. et Gagné, J. A.**, 1988 – Satellite observations of tidal upwelling and mixing in the St. Lawrence Estuary. Journal of Geophysical Research, vol. 93, p. 6947 – 6954.

**HALL, F. R., Andrews, J. T., Kerwin, M. et Smith, L. M.**, 2001 – Quaternary sediments in Hudson Strait and Ungava Bay. In : Marine Geology of Hudson Strait and Ungava Bay, Eastern Arctic Canada : Late Quaternary sediments, depositional environments, and late glacial – deglacial history derived from

marine and terrestrial studies. Éditeur Mac Lean, B., Geological survey of Canada bulletin – Bulletin de la Commission Géologique du Canada, vol. 566, p. 161 – 170.

**HALL, F. R. et Reed, S. J.**, 1996 – Rock (mineral) – magnetic properties of post-glacial (16 – 0,5 ka) sediments from the Emerald Basin (Scotian Shelf), Canada. In : Late Quaternary Palaeoceanography of the North Atlantic Margins. Éditeurs Andrews, J. T., Austin, W. E. N., Bergsten, H. et Jennings, A. E., Geological Society Special Publication 111, p. 103 – 115.

**HART, B. S. et Long, B. F.**, 1996 – Forced regressions and lowstand deltas : Holocene canadian examples. Journal of Sedimentary Research, vol. 66, no. 4, p. 820 – 829.

**HEIN, F. J., Syvitski, J. P. M., Dredge, L. A. et Long, B. F.**, 1993 – Quaternary sedimentation and marine placers along the North Shore, Gulf of St. Lawrence. Journal Canadien des Sciences de la Terre, vol. 30, p. 553 – 574.

**HELLMUTH, K.-H., Siitari – Kauppi, M., Klobes, P., Meyer, K. et Goebels, J.**, 1999 – Imaging and analysing rock porosity by autoradiography and Hg – porosimetry / X – ray computer tomography – Applications. Physical and Chemical Earth, Elsevier Science, vol. 24, no. 7, p. 569 – 573.

**HICKS, P. J., Deans, H. A. et Narayanan, K. R.**, 1992 – Distribution of residual oil in heterogenous carbonate cores using X-ray CT. SPE Formation Evaluation, p. 235 – 240.

**HOCQ, M.**, 1994 – La Province de Grenville. In : La géologie du Québec. Éditeur Dubé, C., Les publications du Québec, p. 74 – 94.

**HOCQ, M. et Martineau, G.**, 1994 – Le Quaternaire. In : La géologie du Québec. Éditeur Dubé, C., Les publications du Québec, p. 121 – 128.

**HOFFMAN, P. F.**, 1989 – Precambrian geology and tectonic history of North America. In : The geology of North America : an overview. Éditeurs Balby, A. W. et Palmer, A. R., Boulder, Colorado. Geological Society of America; The geology of North America, volume A, p. 447 – 512.

**HOLLER, P. et Kögler, F.-C.**, 1990 – Computer tomography : a nondestructive, high-resolution technique for investigation of sedimentary structures. Marine Geology, vol. 91, p. 263 – 266.

**HORNAPOUR, M. M., Cromwell, V., Hatton, D et Satchwell, R.**, 1985 – Reservoir rock description using computed tomography. SPE 60<sup>th</sup> annual technical conference and exhibition, Las Vegas, p. 501 - 505.

**HOUNSFIELD, G. N.**, 1973 – Computerized transverse axial scanning (tomography). Part 1. Description of system. British Journal of Radiology, vol. 46, p. 1016 – 1022.

**HUNT, P. K., Eugier, P. et Basjarowicz, C.**, 1988 – Computed tomography as a core analysis tool : applications, instrument evaluation and image improvement techniques. Society of Petroleum Engineers, Dallas, p. 1203 –1210.

**IMAGES**, 2001 - <http://images.pclab.ifg.uni-kiel.de/start.html>.

**JARRETT, C.**, 1999 - Physical property whole core measurements. In : IMAGES 5 à bord du Marion Dufresne, 2<sup>e</sup> leg du 30 juin au 24 juillet 1999, Geological survey of Canada - Commission géologique du Canada, dossier public 3782. Chefs de mission Hillaire-Marcel, C., Turon C. L. et les participants scientifiques, compilé par Dreger, D. L., p. 34 - 38.

**KANTZAS, A.**, 1995 - Recent advances in the characterization of porous media using computer assisted tomography of X-rays. Journal of Canadian Well Logging Society, vol. 20, p. 99 - 110.

**KANTZAS, A., Marentette, D. F. et Jha, K. N.**, 1992 – Computer-assisted tomography : from qualitative visualization to quantitative core analysis. The Journal of Canadian Petroleum Technology, vol. 31, no. 9, p. 48 - 56.

**KARROW, P. F., Mac Andrews, J. H., Miller, B. B., Morgan, A. V., Seymour, K. L. et White, O. L.**, 2001 – Illinoian to Late Wisconsinan stratigraphy at Woodbridge, Ontario. Journal Canadien des Sciences de la Terre, vol. 38, p. 921 – 942.

**KNOLL, G. F.**, 1989 – Radiation detection and measurement – 2<sup>nd</sup> edition. John Wiley & Sons Inc., New-York. 784 p.

**KRANCK, K.**, 1979 - Dynamics and distribution of suspended particulate matter in the St. Lawrence Estuary. In : L'océanographie de l'estuaire du Saint-Laurent. Éditeurs El-Sabh, M. I., Bourget, E., Bewers, M. J., Dionne, J.-C., Le Naturaliste Canadien, vol. 106, no. 1, p. 163 - 173.

**LANDRY, B. et Mercier, M.**, 1992 – Notions de géologie, 3<sup>ème</sup> édition. Éditions Modulo, 563 p.

**LASALLE, P. et Tremblay, G.**, 1978 – Dépôts meubles, Saguenay Lac-Saint-Jean. Ministère des Richesses naturelles, Québec ; RG-191, 61 p.

**LAVOIE, C., Allard, M. et Hill, P. R., 2002** - Holocene deltaic sedimentation along an emerging coast : Nastapoka River delta, eastern Hudson Bay, Quebec. Journal Canadien des Sciences de la Terre, vol. 39, p. 505 –518.

**LAVOIE, M. et Richard, P. J. H., 2000 -a** – Paléoécologie de la tourbière du Lac Malbaie, dans le massif des Laurentides (Québec) : évaluation du rôle du climat sur l'accumulation de la tourbe. Géographie Physique et Quaternaire, vol. 54, no. 2, p. 169 – 185.

**LAVOIE, M. et Richard, P. J. H., 2000 -b** – Postglacial water level changes of a small lake in southern Québec, Canada. The Holocene, vol. 10, no. 5, p. 621 – 634.

**LEBEL, D. et Kirkwood, D., 1998** – Nappes and melanges in the Quebec – Bellechasse area : their regional tectonic and stratigraphic significance in the Humber Zone. Geological Association of Canada – Mineralogical Association of Canada, Joint Annual Meeting, Québec 1998, Guide d'excursion A5, 64 p.

**LEBLANC, S., 1984** – Analyses sédimentologiques. Éditeur INRS – Océanologie, Rimouski, 31 p.

**LEEDER, M. R., 1982** – Sedimentology, process and product. George Allen and Unwin, London, 344 p.

**LOCAT, J., 1977** – L'émersion des terres dans la région de Baie-des-Sables / Trois-Pistoles, Québec. Géographie Physique et Quaternaire, vol. 31, p. 297 – 306.

**LONG, B. F. et Schillinger, S., 2001** – Détermination des faciès sédimentaires de flèches intertidales par tomographie axiale. Comptes Rendus de la Conférence Canadienne sur le Littoral, p. 447 – 463.

**LORING, D. H. et Nota, D. J. G., 1973** – Morphology and sediments of the Gulf of St. Lawrence. Fisheries Research Board of Canada Bulletin, vol. 182, 147 p.

**LORTIE, G. et Guilbault, J. P., 1984** – Les diatomées et les foraminifères de sédiments marins postglaciaires du Bas-Saint-Laurent (Québec) : une analyse comparée des assemblages. Le Naturaliste Canadien, vol. 11, p. 297 – 310.

**MAC BRIDE, E. F. et Picard, M. D., 1991** – Facies implications of *Trichichnus* and *Chondrites* in turbidites and hemipelagites, Marnoso-arenacea Formation (Miocene), Northern Apennines, Italy. Palaios, vol. 6, p. 281 – 290.

**MAC CULLOUGH, E. C.**, 1975 – Photon attenuation in computed tomography. Medical Physics, vol. 2, p. 307 – 320.

**MAC LEAN, B., Vilks, G., Hardy, I., Deonarine, B., Jennings, A. E. et Manley W. F.**, 2001 – Quaternary sediments in Hudson Strait and Ungava Bay. In : Marine Geology of Hudson Strait and Ungava Bay, Eastern Arctic Canada : Late Quaternary sediments, depositional environments, and late glacial – deglacial history derived from marine and terrestrial studies. Éditeur Mac Lean, B., Geological survey of Canada Bulletin – Bulletin de la Commission géologique du Canada, vol. 566, p. 71 – 125.

**MAILLY, V.**, 2000 – Formation de l'image au scanner. <http://vidmailly.free.fr/NewFiles/scan.html#debut>.

**MALO, M. et Bourque, P. A.**, 1993 – Timing of the deformation events from Late Ordovician to Mid-Devonian in the Gaspé Peninsula. In : The Acadian Orogeny : recent studies in New England, Maritime Canada, and the Autochthonous Foreland. Éditeurs Roy, D. and Skekan, S. J., Geological Society of America; special paper 275, p. 101 – 122.

**MANGERUD, J., Andersen S. T., Berglund B. E. et Donner, J. J.**, 1974 - Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. Boreas, vol. 3, no. 3, p. 109-127.

**MASSÉ, M.**, 2001 – L'évolution des dépôts quaternaires de l'estuaire du Saint-Laurent. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Rimouski, 128 p.

**MAURICE, F. et Locat, J.**, 2000 – Caractéristiques géotechniques et évolution de la couche de sédiment déposée lors du déluge de 1996 dans la baie des Ha! Ha! (fjord du Saguenay, Québec). Compte rendu de la 53<sup>e</sup> Conférence Canadienne de Géotechnique, Montréal, vol. 1, p. 123 – 130.

**MICHAUD, E., Desrosiers, G., Long, B., de Montety, L., Crémer, J.-F., Pelletier, E., Locat, J., Gilbert, F. et Stora, G.**, 2003 – Use of axial tomography to follow temporal changes of benthic communities in an unstable sedimentary environment (Baie des Ha! Ha!, Saguenay Fjord). Journal of Experimental Marine Biology and Ecology, vol. 285 – 286, p. 265 – 282.

**MICHAUD, E., Long, B., Crémer, J.-F., Desrosiers, G. et de Montety, L.**, 2001 – Les phases de construction deltaïques, influence d'un apport catastrophique. Comptes Rendus de la Conférence Canadienne sur le Littoral, p. 533 – 547.

**MICHAUD, L.**, 1990 – Structure d'un lobe deltaïque en milieu régressif. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Rimouski, 132 p.

**MILLER, D. J. et Eriksson, K. A.**, 2000 – Sequence stratigraphy of Upper Mississippian strata in the central Appalachians : a record of glacioeustasy and tectonoeustasy in a foreland basin setting. AAPG Bulletin, vol. 84, no. 2, p. 210 – 233.

**MORGAN, C. L.**, 1983 – Basic principles of computed tomography. University Park Press, Baltimore, 342 p.

**MUCCI, A., Sundby, B., Gehlen, M., Arakaki, T., Zhong, S. et Silverberg, N.**, 2000 – The fate of carbon in continental shelf sediments of eastern Canada : a case study. Deep-Sea Research II, vol. 47, p. 733 – 760.

**MULLER, S. D., Richard, P. J. H., Guiot, J., de Beaulieu, J.-L. et Fortin, D.**, 2003 – Postglacial climate in the St. Lawrence lowlands, southern Québec : pollen and lake-level evidence. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, vol. 193, p. 51 – 72.

**NORTH AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE**, 1983 – North American stratigraphic code. AAPG Bulletin, vol. 67, no. 5, p. 841 – 875.

**OCCHIETTI, S.**, 2001 – Quaternary of the St. Lawrence Basin (Valley, Estuary and Gulf). In : Stratigraphy of the Pleistocene units on land and below the St. Lawrence Estuary, and deglaciation pattern in Charlevoix. Éditeurs Bhiry, N., Dionne, J.-C., Clet, M., Occhietti, S. et Rondot, J., p. 21 – 45.

**OCCHIETTI, S., Chartier, M., Hillaire-Marcel, C., Cournoyer, M., Cumbaa, S. L. et Harington, R.**, 2001 – Paléoenvironnements de la mer de Champlain dans la région de Québec, entre 11300 et 9750 BP : le site de Saint-Nicolas. Géographie Physique et Quaternaire, vol. 55, no. 1, p. 23 – 46.

**OCCHIETTI, S. et Clet, M.**, 1989 – The last interglacial / glacial group of sediments in the Saint-Lawrence valley, Quebec, Canada. Quaternary International, vol. 3, no. 45, p. 123 – 129.

**OCCHIETTI, S., Long, B., Clet, M., Boespflug, X. et Sabeur N.**, 1995 – Séquence de la transition Illinoien – Sangamonien : forage IAC-91 de l'île aux Coudres, estuaire moyen du Saint-Laurent, Québec. Journal Canadien des Sciences de la Terre, vol. 32, p. 1950 - 1964.

**ORSI, T. H. et Anderson, A. L.**, 1999 – Bulk density calibration for X-ray tomographic analyses of marine sediments. Geo-Marine Letters, vol. 19, p. 270 – 274.

**ORSI, T. H., Edwards, C. L. et Anderson, A. L., 1994** – X-ray computed tomography : a nondestructive method for quantitative analysis of sediment cores. Journal of Sedimentary Research, vol. 64, p. 690 – 693.

**PETTIJOHN, F. J., Potter P. E. et Siever, R., 1972** – Sand and Sandstone. Springer-Verlag, 600 p.

**PINET, N. et Tremblay, A., 1995** – Tectonic evolution of the Quebec – Maine Appalachians : from oceanic spreading to obduction and collision in the Northern Appalachians. American Journal of Science, vol. 295, p. 173 – 200.

**PRAEG, D., d'Anglejan, B. et Syvitski, J. P. M., 1992** – Seismotratigraphy of the middle St. Lawrence estuary : a Late Quaternary glacial marine to estuarine depositional / erosional record. Géographie Physique et Quaternaire, vol. 46, p. 133 – 150.

**READING, H. G., 1986** – Sedimentary environments and facies, second edition. Blackwell scientific publications, 615 p.

**RICHARD, P. J. H., 1985** – Couvert végétal et paléoenvironnements du Québec entre 12000 et 8000 ans BP : l'habitabilité d'un milieu changeant. Recherches Amérindiennes au Québec, vol. XV, no. 1-2, p. 39 – 56.

**RICHARD, P. J. H., 1989** – Les patrons de colonisation végétale post-wisconsinienne au Québec - Labrador. In : Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chapitre 7. Sous la direction de R. J. Fulton, Geological survey of Canada - Commission géologique du Canada, p. 552 – 559.

**RICHARD, P. J. H., Occhietti, S., Clet, M. et Larouche, A. C., 1999** – Paléophytogéographie de la formation de Scarborough : nouvelles données et implications. Journal Canadien des Sciences de la Terre, vol. 36, p. 1589 - 1602.

**RIND, D. H. et Overpeck, J. T., 1995** – Modeling the possible causes of decadal to millennial scale variability. In : Natural climate variability on decade to century time scales. Éditeur National Research Council, p. 187 – 197.

**RIVIÈRE, A., 1977** – Méthodes granulométriques, techniques et interprétation. Masson, 170 p.

**ROSS, N., 1993** – Les barres d'avant-côte : géométrie des systèmes, mécanismes de mise en place et concentration des minéraux lourds. Thèse de doctorat, Université Laval, Canada, 299 p.

**RUBIN, D. M.**, 1987 – Cross-bedding, bedforms and paleocurrents. In : Concepts in sedimentology and paleontology. Éditeur Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists, Tulsa, 187 p.

**SAINT-ONGE, G., Stoner, J. S. et Hillaire-Marcel, C.**, 2003 - Holocene paleomagnetic records from the St. Lawrence Estuary, Eastern Canada : centennial- to millennial-scale geomagnetic modulation of cosmogenic isotopes. Earth and Planetary Science Letters, vol. 209, p. 113 – 130.

**SCHILLINGER, S.**, 2000 – Genèse et architecture d'une flèche sableuse : Le banc du Bûcheron, île de Ré, France. Thèse de doctorat, Université de la Rochelle, France, 201 p.

**SHACKLETON, N. J., Berger, A. et Peltier, W. A.**, 1990 – An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODP Site 677. Transaction of the Royal Society of Edinburgh, vol. 81, no. 4, p. 251 – 261.

**SHANMUGAM, G.**, 2002 – Ten turbidite myths. Earth-Science Reviews, vol. 58, no 3-4, p. 311 – 341.

**SHANMUGAM, G., Spalding, T. D. et Rofheart, D. H.**, 1993 – Traction structures in deep-marine, bottom-current-reworked sands in the Pliocene and Pleistocene, Gulf of Mexico. Geology, vol. 21, p. 929 – 932.

**SIEGBAHN, K.**, 1967 – Alpha, beta and gamma ray spectroscopy. North-Holland, Amsterdam. 2 volumes.

**SILVERBERG, N.**, 1978 – Sediments of the Rimouski shelf region, Lower Saint Lawrence estuary. Journal Canadien des Sciences de la Terre, vol. 15, p. 1724 – 1736.

**SILVERBERG, N., Edenborn, H. M. et Belzile, N.**, 1985 – Sediment response to seasonal variations in organic matter input. In : Marine and Estuarine Geochemistry. Éditeurs Sigleo, A. C. et Hattori, A., p. 70 – 80.

**SILVERBERG, N., Nguyen, H. V., Delibrias, G., Koide, M., Sundby, B., Yokoyama, Y., et Chesselet, R.**, 1986 – Radio nuclide profiles, sedimentation rates, and bioturbation in modern sediments of the Laurentien Trough, Gulf of St. Lawrence. Oceanologica Acta, vol. 9, no. 3, p. 285 – 290.

**SILVERBERG, N. et Sundby, B.**, 1990 – Sediment-water interaction and early diagenesis in the Laurentien Trough. In : Oceanography of a large-scale estuarine system : The St. Lawrence. Éditeurs El-Sabh, M. I. et Silverberg, N., Springer – Verlag, p. 202 – 238.

**SIMPKIN, P. et Long, B.**, 1992 – Offshore survey methods. In : Nearshore Non-Fuel Mineral Resources : Indian Ocean, volume 1B. Course Manual. Éditeur Barrie, J. V., chapitre 6, 91 p.

**STEA, R. R., Fader, G. B. J., Scott, D. B. et Wu, P.**, 2001 – Glaciation and relative sea-level change in Maritime Canada. In : Deglacial history and relative sea-level changes, Northern New England and adjacent Canada. Éditeurs Weddle, T. K., et Retelle, M. J., Boulder, Colorado, Geological Society of America special paper 351, p. 35 – 49.

**STEA, R. R., Piper, D. J. W. Fader, G. B. J. et Boyd, R.**, 1998 – Wisconsinan glacial and sea-level history of Maritime Canada and the adjacent continental shelf : a correlation of land and sea events. Geological Society of America Bulletin, vol. 110, no. 7, p. 821 – 845.

**STUIVER, M., Reimer, P. J., Bard, E., Warren Beck, J., Burr, G. S., Hughen, K. A., Kromer, B., McCormac, G., Van der Plicht, J. et Spurk, M.**, 1998 – INTCAL98 radiocarbon age calibration, 24,000 – 0 cal BP. Radiocarbon, vol. 40, no. 3, p. 1041 – 1083.

**SWANSON, R. G.**, 1981 – Sample examination manual. AAPG methods in exploration series, N°1, 31 p.

**SYVITSKI, J. P. M. et Praeg, D. B.**, 1989 – Quaternary sedimentation in the Saint-Lawrence estuary and adjoining areas, eastern Canada : an overview based on high resolution seismo-stratigraphy. Géographie Physique et Quaternaire, vol. 43, no. 3, p. 291 – 310.

**SYVITSKI, J. P. M., Silverberg, N., Ouellet, G. et Asprey, K. W.**, 1983 – First observations of benthos and seston from a submersible in the Lower St. Lawrence Estuary. Géographie Physique et Quaternaire, vol. 37, no. 3, p. 227 – 240.

**TELLER, J. T.**, 1988 – Lake Agassiz and its contribution to flow through the Ottawa Saint-Lawrence system. In : The Late Quaternary development of the Champlain sea basin. Éditeur Gadd, N. R., GAC special paper 35, p. 281 – 289.

**TIVEY, M. K. et Singh, S.**, 1997 – Nondestructive imaging of fragile sea-floor vent deposit samples. Geology, vol. 25, no. 10, p. 931 – 934.

**TODD, B. J., Occhietti, S. et Burns, R. A.**, 1991 – Seismic reflection mapping of bedrock topography and Quaternary seismo-stratigraphy of the middle St. Lawrence Estuary, île aux Coudres. Current research, Part D, Geological survey of Canada - Commission géologique du Canada, 91-1D, p. 53 – 59.

**TSUCHIYAMA, A., Hanamoto, T., Nakashima, Y. et Nakano, T., 2000** – Quantitative evaluation of attenuation contrast of minerals by using X-ray CT scanner. Journal of Mineralogical and Petrological Sciences, vol. 95, p. 125 – 137.

**VINCENT, J.-S., 1989** – Le Quaternaire du sud-est du Bouclier canadien. In : Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chapitre 3. Sous la direction de R. J. Fulton, Geological Survey of Canada - Commission géologique du Canada, p. 266 – 295.

**VINEGAR, H. J., de Waal, J. A. et Wellington, S. L., 1991** – CT studies of brittle failure in Castlegate Sandstone. International Journal of Rock Mechanics, Mining Sciences and Geomechanics Abstracts, vol. 28, no. 5, p. 441 – 448.

**WEBER, M. E., Niessen, F., Kuhn, G. et Wiedicke, M., 1997-a** – Calibration and application of marine sedimentary physical properties using a multi-sensor core logger. Marine Geology, vol. 136, p. 151 – 172.

**WEBER, M. E., Wiedicke, M. H., Kudrass, H. R., Hübscher, C. et Erlenkeuser, H., 1997-b** – Active growth of the Bengal Fan during sea-level rise and highstand. Geology, vol. 25, no. 4, p. 315 – 318.

**WEBER, M. E., Wiedicke-Hombach, M., Kudrass, H. R. et Erlenkeuser, H., 2003** – Bengal Fan sediment transport activity and response to climate forcing inferred from sediment physical properties. Sedimentary Geology, vol. 155, p. 361 – 381.

**WELLINGTON, S. L. et Vinegar, H. J., 1987** – X-Ray Computerized Tomography. Journal of Petroleum Technology, vol. 39, no. 2, p. 885 – 898.

**WILLIAMS, H. et Hatcher, R. D., 1982** – Suspect terranes and accretionary history of the Appalachian orogen. Geology, vol. 10, p. 530 – 536.

**Annexe 1 : Méthodes d'acquisition des données tomодensitométriques.**

N° de section	Profondeur (en cm)	Coupes longitudinales (en cm, du sommet vers la base)	Coupes axiales (en cm, du sommet vers la base)
20-I	0-150	1 <sup>ère</sup> demi-section : 0-30/30-60/60-90 2 <sup>ème</sup> demi section : 90-120/120-150	1 <sup>ère</sup> demi-section : 3 à 85,5 par pas de 7,5 cm 2 <sup>ème</sup> demi section : 125 à 145 cm par pas de 5 cm
20-II	150-300	"	"
20-III	300-450	"	"
20-IV	450-600	"	"
20-V A	600-646	0-30/30-60	3 à 48 par pas de 5 cm (10 clichés)
20-V B	646-750	0-30/30-60/60-90/90-110	10,5 à 100,5 par pas de 7,5 cm (13 clichés)
20-VI	750-900	1 <sup>ère</sup> demi-section : 0-30/30-60/60-90 2 <sup>ème</sup> demi section : 90-120/120-150	1 <sup>ère</sup> demi-section : 3 à 85,5 par pas de 7,5 cm 2 <sup>ème</sup> demi section : 125 à 145 cm par pas de 5 cm
20-VII	900-1050	"	"
20-VIII	1050-1200	"	"
20-IX	1200-1350	"	"
20-X	1350-1500	"	"
20-XI	1500-1650	"	"
20-XII	1650-1800	"	"
20-XIII	1800-1950	"	"
20-XIV	1950-2100	"	"
20-XV	2100-2250	"	"
20-XVI	2250-2400	"	"
20-XVII	2400-2550	"	"
20-XVIII	2550-2700	"	"
20-XIX	2700-2850	"	"
20-XX	2850-3000	"	"
20-XXI	3000-3150	"	"
20-XXII	3150-3300	"	"
20-XXIII	3300-3450	"	"
20-XXIV	3450-3600	"	"
20-XXV	3600-3750	"	"
20-XXVI	3750-3900	"	"
20-XXVII	3900-4050	"	"
20-XXVIII	4050-4200	"	"
20-XXIX	4200-4350	"	"
20-XXX	4350-4500	"	"
20-XXXI	4500-4650	"	"
20-XXXII	4650-4800	"	"
20-XXXIII	4800-4950	"	"
20-XXXIV	4950-5100	"	"
20-XXXV	5100-5158	0-30/30-60	20 à 40 par pas de 5 cm (5 clichés)

Modes d'acquisition des clichés scanner : MD 9922 20. Toutes les sections débutent à 0 cm. Dix clichés longitudinaux et dix-sept clichés axiaux sont pris pour chaque section ("), à l'exception des sections VA (4 longitudinaux et dix-sept clichés axiaux), VB (8 longitudinaux et 13 axiaux) et XXXV (4 longitudinaux et 5 axiaux).

N° de section	Profondeur (en cm)	Coupes longitudinales (en cm, du sommet vers la base)	Coupes axiales (en cm, du sommet vers la base)
20-I	0 – 150	1 <sup>ère</sup> demi-section : 0-30/30-60/60-90 2 <sup>ème</sup> demi section : 90-120/120-150	1 <sup>ère</sup> demi-section : 3 à 85,5 par pas de 7,5 cm 2 <sup>ème</sup> demi section : 125 à 145 cm par pas de 5 cm
20-II	150 – 300	"	"
20-III	300 – 450	"	"
20-IV	450 – 600	"	"
20-V	600 – 750	"	"
20-VI	750 – 900	"	"
20-VII	900 – 1050	"	"
20-VIII	1050 – 1200	"	"
20-IX	1200 – 1350	"	"
20-X	1350 – 1500	"	"
20-XI	1500 – 1650	"	"
20-XII	1650 – 1800	"	"
20-XIII	1800 – 1950	"	"
20-XIV	1950 – 2100	"	"
20-XV	2100 – 2250	"	"
20-XVI	2250 – 2400	"	"
20-XVII	2400 – 2550	"	"
20-XVIII	2550 – 2700	"	"
20-XIX	2700 – 2850	"	"
20-XX	2850 – 3000	"	"
20-XXI	3000 - 3102	"	"

Modes d'acquisition des clichés scanner : MD 9922 21. Toutes les sections débutent à 0 cm. Dix clichés longitudinaux et dix-sept clichés axiaux sont pris pour chaque section (").



**Annexe 2 : Méthode de mesure de la granulométrie.**



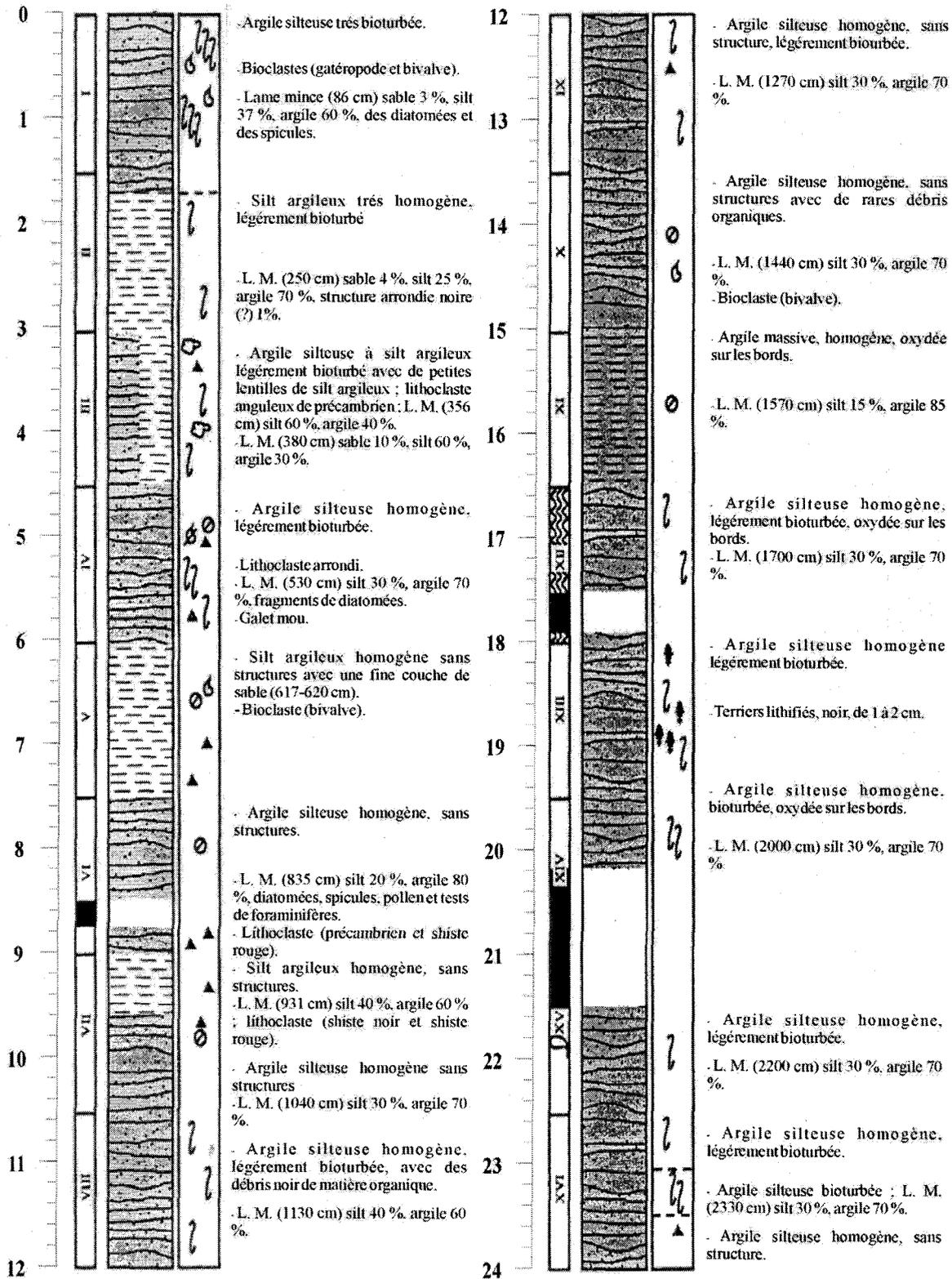
<ul style="list-style-type: none"> <li>. Pesée des bouteilles de 250 ml et étiquetage</li> <li>. Transfert des échantillons des sacs dans les bouteilles</li> <li>. Séchage à l'étuve dans des bouteilles de 250 ml (<math>\approx 50^{\circ}\text{C}</math>)</li> <li>. Pesée de l'ensemble (poids total de l'échantillon)</li> </ul>	24 à 36 h (ou plus)
<b>Destruction des carbonates</b>	
<ul style="list-style-type: none"> <li>. Dispersion de la masse sédimentaire par processus mécanique dans l'eau</li> <li>. Attaque à l'acide chlorhydrique (HCl) avec agitation sur plaque chauffante</li> <li>. 2 rinçages à l'eau (200 ml) avec centrifugation et agitation</li> <li>. Séchage à l'étuve dans les mêmes bouteilles (<math>\approx 50^{\circ}\text{C}</math>)</li> <li>. Pesée de l'ensemble</li> </ul>	5 min 2 h (ou plus) 2*20 min 12h
<b>Destruction de la matière organique</b>	
<ul style="list-style-type: none"> <li>. Dispersion de la masse sédimentaire par processus mécanique dans l'eau</li> <li>. Attaque au peroxyde d'hydrogène (<math>\text{H}_2\text{O}_2</math>) avec agitation sur plaque chauffante (sans ébullition), tamponné à pH 8 – 9 avec NaOH (1 N)</li> <li>. Séchage à l'étuve dans les mêmes bouteilles (<math>\approx 50^{\circ}\text{C}</math>)</li> <li>. Pesée de l'ensemble</li> </ul>	5 min 12h 12h
<b>Granulométrie</b>	
<ul style="list-style-type: none"> <li>. Défloculation par hexamétaphosphate de sodium (1 g pour 10 l d'eau déminéralisée) avec agitation mécanique</li> <li>. Colonne de tamis (2mm, 1mm)</li> <li>. Séchage des refus de tamis</li> <li>. Pesée des refus de tamis</li> <li>. Granulomètre laser (entre 1000 <math>\mu\text{m}</math> et 0.16 <math>\mu\text{m}</math>)</li> </ul>	1h 10 min

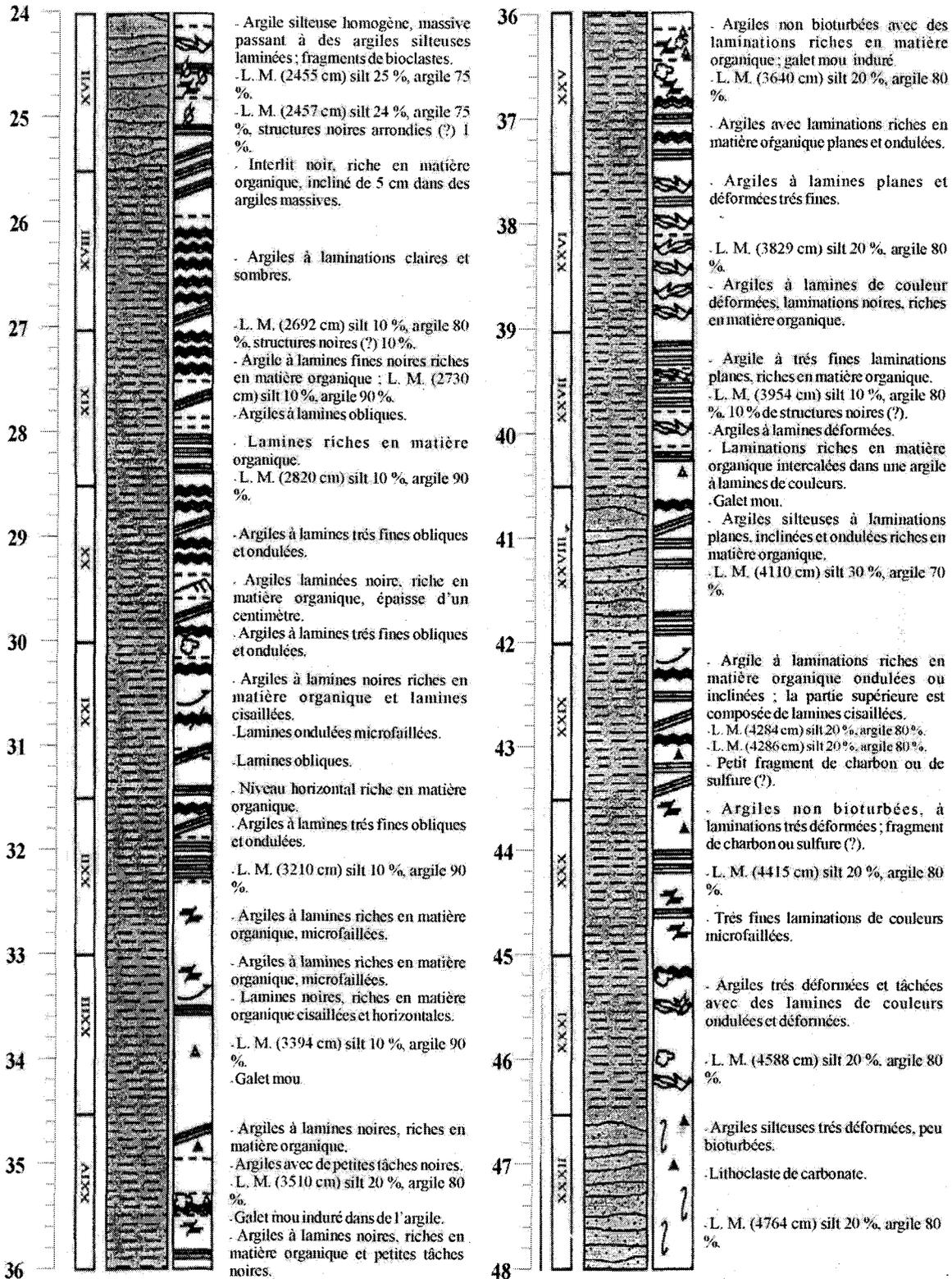


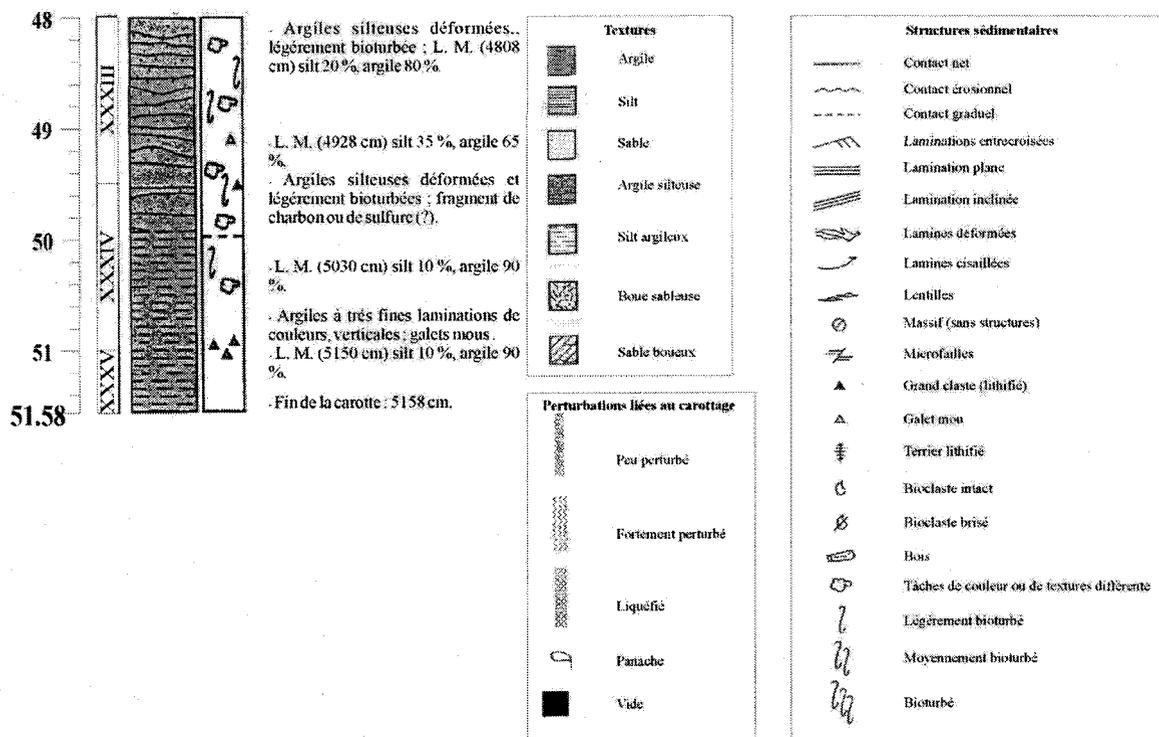
**Annexe 3 : Description visuelle des carottes MD 9922 20 et MD 9922 21.**



MD 9922 20







Depuis la base vers le sommet, quatre ensembles distincts apparaissent visuellement :

De 51,58 m à 46,50 m, les sédiments laminés sont très déformés. Entre 51,58 m et 50 m, les sédiments sont constitués d'argiles, contenant quelques galets mous. Entre 50 m et 46,50 m, les sédiments sont argilo-silteux et légèrement bioturbés. Les sédiments sont très oxydés ;

De 46,50 m à 24,20 m, les sédiments sont argileux à lamines noires (obliques, entrecroisées et subhorizontales et déformées). De nombreuses microfailles normales sont répertoriées. L'ensemble de cette unité est oxydée à l'interface gaine sédiment ou aux extrémités des sections. Ces traces d'oxydation sont de plus en plus rares vers le sommet de l'unité.

. Entre 46,50 m et 45,30 m, les sédiments sont de moins en moins déformés.

. Entre 45,30 m et 42,80 m, les argiles finement laminées alternent avec des intervalles sans structures visibles (sept intervalles entre 43,50 m et 42,80 m). Des clastes de matière organique ou des fragments de sulfures sont accumulés entre 43,74 m et 43,82 m, et à 43,04 m.

. Entre 42,80 m et 42 m, les sédiments argileux laminés sont déformés.

. Entre 42 m et 40,50 m, les argiles silteuses sont finement laminées (lamines noires principalement subhorizontales). Entre 41 m et 40,87 m, les lamines noires sont déformées. De 40,70 m à 40,50 m, les lamines sont obliques.

. Entre 40,50 m et 37,60 m, les argiles, à laminations noires subhorizontales à légèrement obliques, alternent avec des niveaux d'argiles à lamines très déformées. Les niveaux très déformés sont compris entre 40,20 m et 39,82 m, entre 39,54 m et 39,37 m, entre 39 m et 38,19 m, entre 38,10 m et 37,80 m et entre 37,67 m et 37,60 m et sont interprétés comme des figures de charge.

. Entre 37,60 m et 35,90 m, les sédiments sont argileux, à laminations subhorizontales riches en matière organique et sans traces de bioturbations. Des galets d'argiles sont répertoriés entre 36,75 m et 36,20 m.

. Entre 35,90 m et 34,92 m, des lits d'argiles massives, sans traces de bioturbations, alternent avec des lits d'argiles à fines lamines noires, entre 35,51 m et 35,27 m.

. Entre 34,92 m et 33,21 m, les sédiments sont argileux, à lamines riches en matière organique, cisailées entre 34,50 m et 33,21 m, et sans traces de bioturbations.

. De 33,21 m à 32,40 m, les argiles laminées sont affectées par de nombreuses microfailles normales.

. Entre 32,40 m et 31,87 m, les sédiments sont argileux à lamines centimétriques, riches en matière organique.

. Entre 31,87 m et 31,46 m, les argiles à fines laminations noires obliques sont en contact anormal (microfailles normales) avec des argiles à lamines subhorizontales, riches en matière organique.

. Entre 31,46 m et 30,12 m, les lits d'argiles, avec des traces de matières organiques, sans structure visible, alternent avec des lits d'argiles à fines laminations noires, microfaillées.

. De 30,12 m à 29,72 m, les sédiments sont argileux à fines laminations obliques.

. Entre 29,72 m et 25,94 m, les sédiments sont argileux, à fines laminations obliques voire déformées, riches en matière organique.

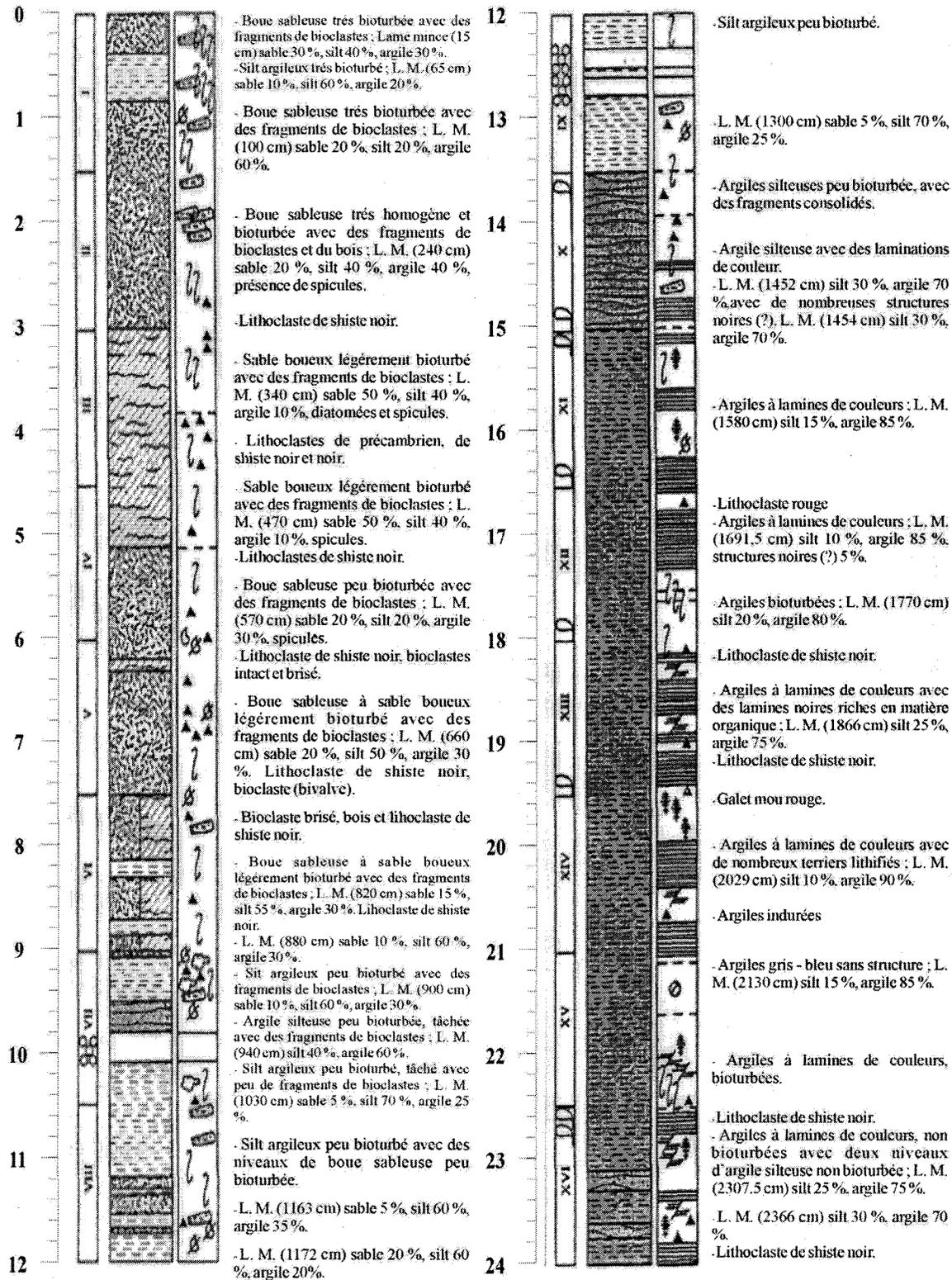
. Entre 25,94 m et 25,15 m, ce sont des intercalations d'argiles silteuses laminées obliques, riches en matières organiques, avec des lits d'argiles silteuses massives, d'environ 5 cm d'épaisseur. Les lames minces prélevées au niveau des lamines riches en matière organique et des lits plus clairs ont des compositions granulométriques identiques (75 % d'argile et 25 % de silt), mais les lamines noires sont constituées de particules noires arrondies.

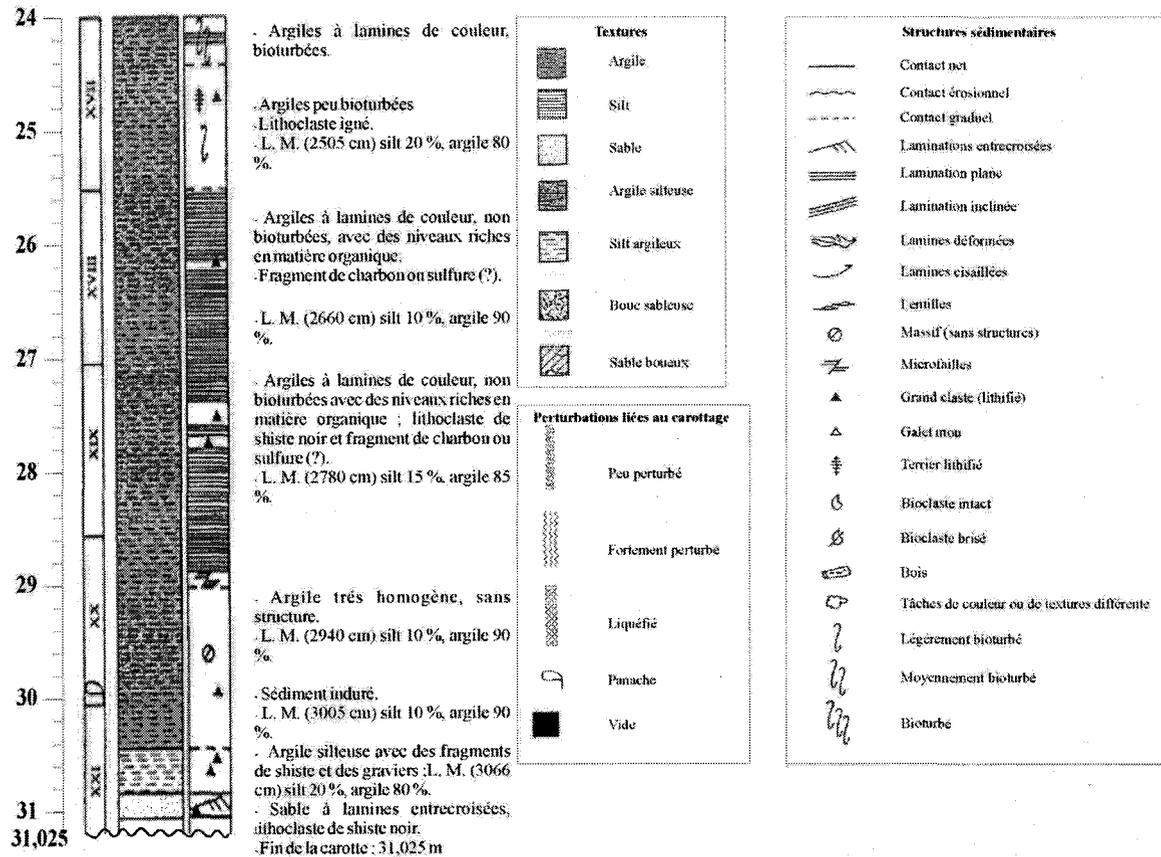
. Entre 25,15 m et 24,20 m, les sédiments sont argilo-silteux à fines lamines noires obliques. Ils alternent avec des lits d'argiles silteuses massives. Ce niveau contient des fragments de bioclastes ;

De 24,20 m à 9,60 m, les sédiments sont argilo-silteux sans laminations identifiables. Un lit d'argiles est intercalé entre 16,50 m et 15 m. Les bioturbations sont les traces biogènes les plus nombreuses. Quelques terriers «lithifiés» (entre 19 m et 18 m), un bioclaste et de rares lithoclastes sont également répertoriés. Cet ensemble est marqué par deux lacunes postgénétiques liées à des dégazages brutaux lors du sectionnement de la carotte : de 17,53 m à 17,87 m et entre 20,29 m et 21,52 m. Entre 21,52 m et 24,20 m, les sédiments argilo-silteux sont homogènes, oxydés à l'interface gaine – sédiments, avec quelques traces de bioturbations. Entre 20,29 m et 17,87 m, les argiles silteuses sont homogènes, oxydées à l'interface gaine – sédiments. Des traces de bioturbations et des terriers lithifiés sont présents. Entre 17,53 m et 16,50 m, les sédiments argilo-silteux sont massifs et oxydés à l'interface gaine – sédiment. Des traces de bioturbations et de nombreuses fractures alignées sont répertoriées. De 16,50 m à 15 m, les sédiments argileux sont massifs, oxydés au niveau de la gaine et sans structure visible. De 15 m à 9,60 m, les argiles silteuses sont homogènes sans structures visibles à légèrement bioturbées (entre 12,70 m et 10,50 m) avec des débris organiques noirs. Un bioclaste est présent à 14,55 m ;

De 9,60 m à 0 m, le sédiment est constitué d'une alternance de silt argileux et d'argiles silteuses. La proportion de lithoclastes augmente depuis la base vers le sommet de l'ensemble. La bioturbation est importante dans les lits d'argiles silteuses. Une lacune provoquée par les dégazages, entre 8,56 m et 8,73 m, marque également cette unité. Entre 9,60 m et 8,73 m, les sédiments sont des silts argileux homogènes, sans structures visibles, avec quelques lithoclastes centimétriques. Entre 8,73 m à 7,53 m, la carotte est constituée d'argiles silteuses homogènes, sans structure visible. Entre 7,53 m et 6 m, les sédiments sont silto-argileux et homogènes, sans structure visible, avec quelques lithoclastes et un bioclaste. Des traces d'oxydation soulignent l'interface gaine - sédiment. Entre 6,20 m et 6,18 m, un mince lit sableux est présent. Entre 6 m et 4,50 m, les sédiments sont argilo-silteux et homogènes. Quelques traces de bioturbation, un fragment de bioclaste et un lithoclaste centimétrique sont présents. De 4,50 m à 3 m, les sédiments sont silto-argileux à argilo-silteux, légèrement bioturbés. Entre 3 m et 1,68 m, ce sont des silts argileux homogènes, légèrement bioturbés. Entre 1,68 m et la surface, les sédiments sont argilo-silteux homogènes très bioturbés et contenant deux bioclastes, à 75 cm et 41 cm.

MD 9922 21





La description visuelle de la carotte MD 9922 21 permet de définir trois ensembles principaux :

De 31,025 m à 30,80 m, les sédiments sont sableux à laminations entrecroisées, avec de rares traces de bioturbations et un lithoclaste centimétrique ;

De 30,80 m à 13,50 m, les argiles alternent avec des lits d'argiles silteuses à lamines subhorizontales. De nombreuses microfailles normales sont présentes. Des terriers lithifiés et des bioturbations sont visibles de façon discontinue depuis 24,80 m. Cet ensemble contient de nombreuses traces d'oxydation aux interfaces gaines – sédiments et aux extrémités des sections, confirmant la présence de minéraux authigènes (sulfures de fer).

. Entre 30,80 m et 30,40 m, les sédiments sont argilo-silteux. Entre 30,80 m et 30,70 m, des lithoclastes centimétriques et des traces de bioturbations sont répertoriés.

. Entre 30,40 m et 29 m, la colonne sédimentaire est constituée d'argiles homogènes massives.

. Entre 29 m et 25,50 m, la colonne sédimentaire est formée de 71 doublets, d'une épaisseur moyenne de 49 mm. Ils sont constitués de lits d'argile gris foncés et de lits riches en matières organiques, subhorizontaux. Quelques clastes de sulfures ou de charbons sont également présents.

. De 25,50 m à 24,42 m, les sédiments sont argileux légèrement bioturbés, avec un niveau riche en matières organiques vers 25,45 m.

. Entre 24,42 m et 21,55 m, la colonne sédimentaire est constituée de 58 doublets d'argile, d'une épaisseur moyenne de 49 mm. Ils sont formés d'une alternance de lamines grises foncées à noires, légèrement bioturbés. Des intercalations d'argiles silteuses sont présentes entre 23,77m et 23,59 m et entre 23,28 m et 23,10 m. Quelques microfailles décalent les lamines. Des terriers lithifiés, quelques lithoclastes centimétriques et des niveaux de matières organiques sont également présents.

. Entre 21,55 m et 21,15 m, il y a un lit d'argile massif, de couleur bleu – gris.

. Entre 21,15 m et 19,46 m, la colonne sédimentaire est constituée de 46 doublets d'argiles, d'une épaisseur moyenne de 37 mm. Ils sont laminés subhorizontalement. Quelques terriers lithifiés sont présents.

. Entre 19,46 m et 18,85 m, les argiles sont laminées et fortement bioturbées.

. Entre 18,85 m et 18,10 m, les sédiments argileux sont laminées, dont des lamines noires riches en matière organique. Au total, ce sont 14 doublets, d'une épaisseur moyenne de 54 mm, qui sont recensés.

. De 18,10 m à 17,41 m, les argiles sont fortement bioturbées.

. Entre 17,41 m et 15,55 m, la colonne sédimentaire est constituée de 55 doublets d'argiles à lamines subhorizontales, d'une épaisseur moyenne de 34 mm. Une lentille de sable argileux (17,02 m), un bioclaste (16,67 m) et un terrier lithifié (16 m) sont présents.

. Entre 15,55 m et 15 m, les sédiments sont argileux, laminés et fortement bioturbés.

. Entre 15 m et 13,92 m, les sédiments sont argilo - silteux à fines lamines claires subhorizontales. Un morceau de bois (14,61 m) et des lithoclastes sont présents.

. De 13,92 m à 13,50 m, les sédiments sont composés d'argiles silteuses légèrement bioturbées, non laminées.

De 13,50 m à 0 m, les sédiments passent progressivement d'un silt argileux, avec de fins niveaux de sable argileux, à un sable argileux massif. Aucune figures sédimentaires n'a été décrite. De la matière organique est visible à la base (13,50 m à 7,80 m) et au sommet (2,20 m à 0 m), avec des bioturbations sur l'ensemble de la hauteur. Des clastes (bioclastes intacts et brisés et nombreux lithoclastes de 8,80 m à 2,60 m) sont répertoriés.

. Entre 12,74 m et 12,57 m, entre 12,49 m et 12,33m et entre 10,10 m et 9,78 m se sont des sables argileux liquéfiés, en contact discordant avec la matrice silto – argileuse.

. Entre 12 m et 11,20 m, la colonne est constituée d'une alternance de lits de silt argileux et d'argiles sableuses légèrement bioturbés. Des fragments de bioclastes et du bois sont répertoriés.

. Entre 11,20 m et 9,05 m, un niveau de silt argileux est légèrement bioturbé et moutonné, avec de rares fragments de bioclastes millimétriques. Il précède le niveau sableux liquéfié signalé précédemment.

. De 9,78 m à 9,05 m, un niveau de silt argileux, à fragments de bioclastes millimétriques, légèrement bioturbé et moutonné succède à un niveau d'argiles silteuses, à fragments de bioclastes millimétriques. . À partir de 9,05 m, la colonne sédimentaire est dominée par des argiles sableuses et du sable argileux, légèrement bioturbés, à fragments de bioclastes millimétriques et contenant des lithoclastes centimétriques.

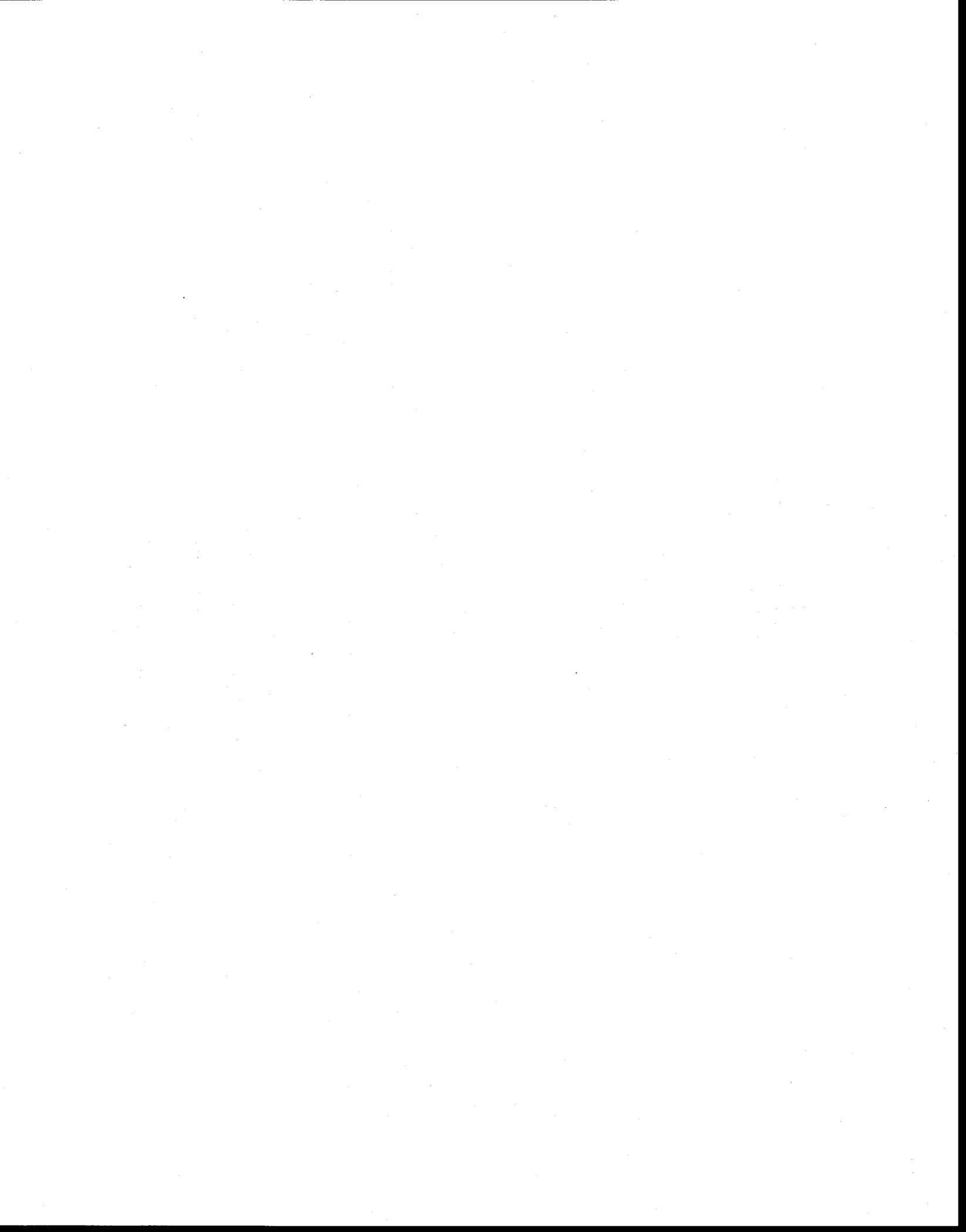
. Entre 2,70 m et 0,82 m, les sédiments sont argilo-sableux, homogènes, bioturbées, à fragments de bioclastes millimétriques et relativement riches en débris organiques.

. Entre 0,82 m et 0,41 m, la colonne est constituée de silt argileux bioturbé.

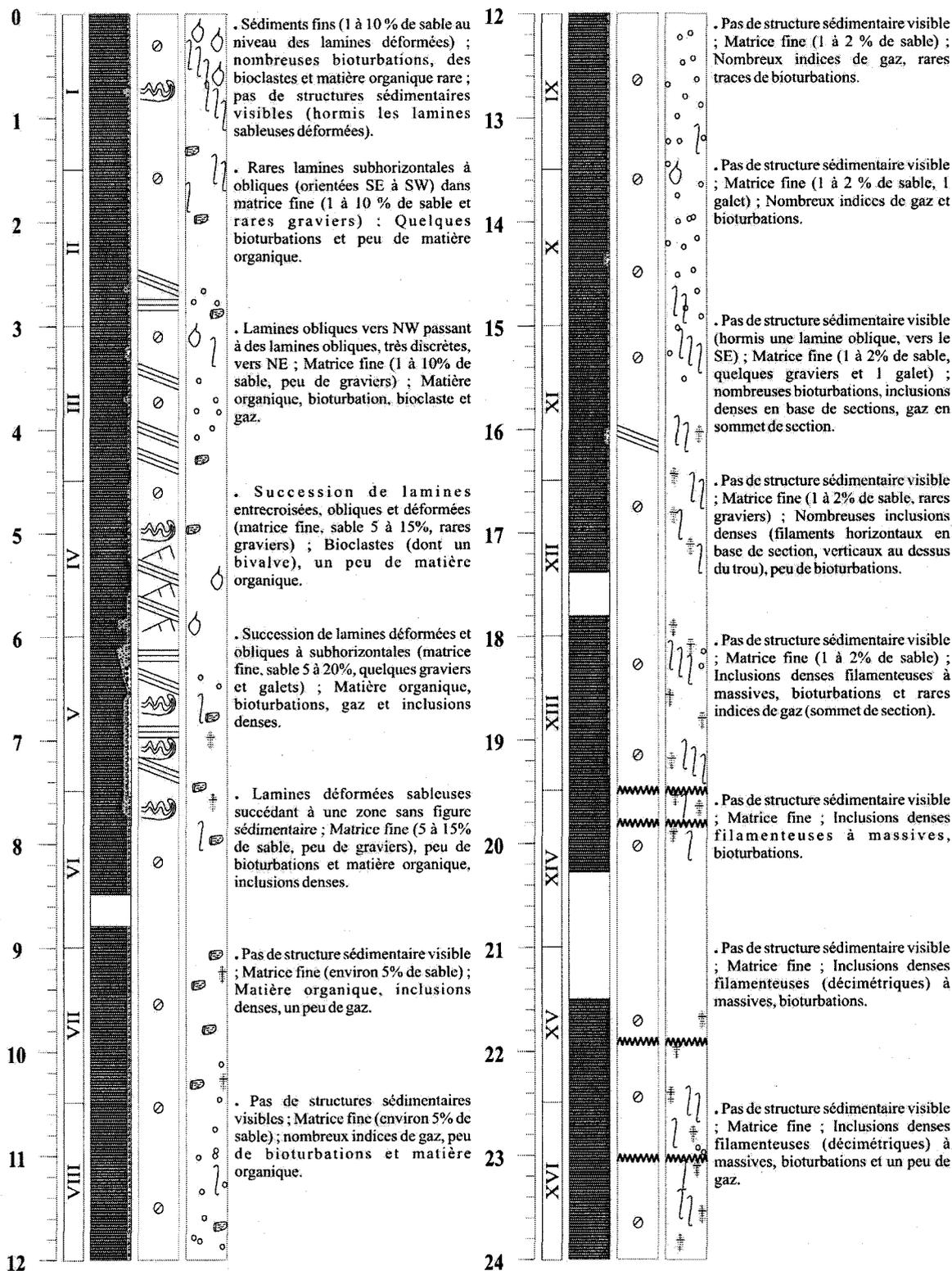
. De 0,41 m à 0 m, le sommet de la colonne sédimentaire est constitué d'argiles sableuses, bioturbées avec des fragments de bioclastes millimétriques. Un morceau d'aluminium est présents vers 5 cm de profondeur.

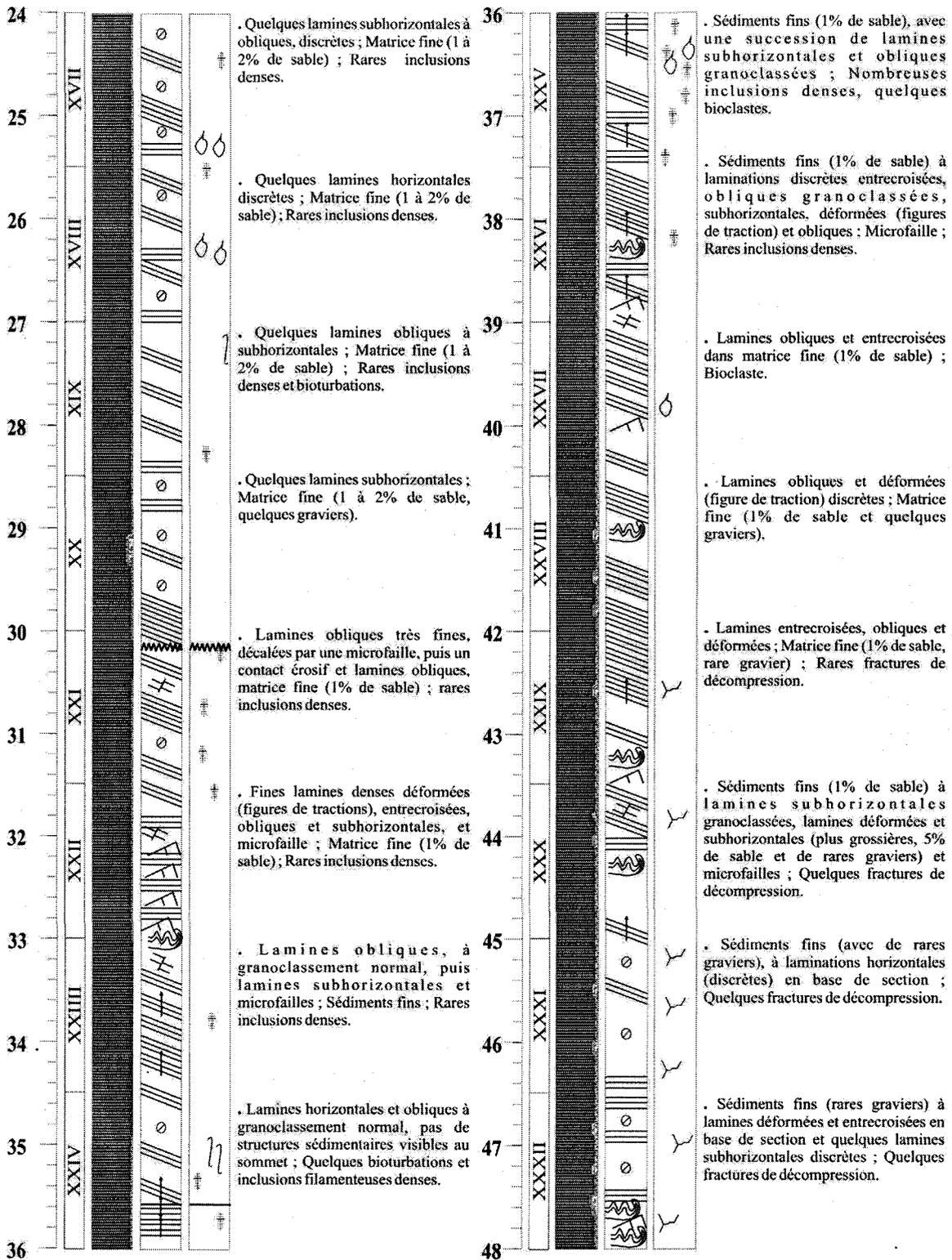


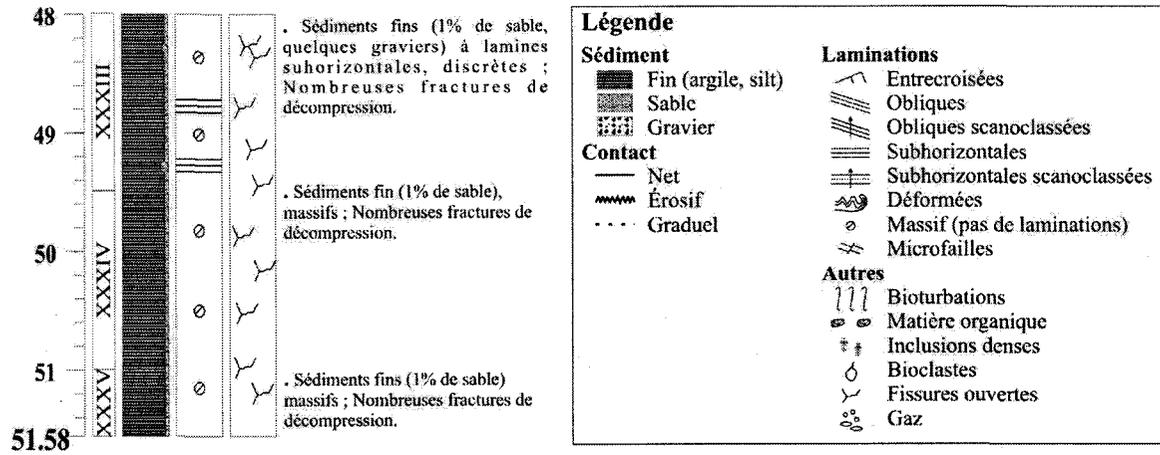
**Annexe 4 : Description tomодensitométrique des carottes MD 9922 20 et  
MD 9922 21.**



MD 9922 20







La description tomodynamométrique est basée sur la lecture des clichés axiaux et longitudinaux et permet de différencier trois grands ensembles :

De 51,58 m à 23,80 m, un premier ensemble est caractérisé par une sédimentation fine (silt à argile) avec des sédiments sableux ponctuels. Quatre niveaux se différencient :

. De 51,58 m à 48 m, les sédiments sont fins (environ 1% de sable et quelques rares graviers) et marqués par de rares et discrètes laminations denses subhorizontales. De nombreuses fractures verticales de décompression des sédiments sont présentes ;

. De 48 m à 38,30 m, les sédiments sont plus grossiers (autour de 5 % de sable et quelques graviers) et laminés (laminés déformés, entrecroisés, obliques et subhorizontales). Elles sont parfois décalées par des microfailles normales discrètes. Aucune trace d'origine biogénique (matière organique, gaz ou bioturbations) n'est identifiable, à l'exception d'un bioclaste vers 39,80 m. De nombreuses fractures verticales de décompression des sédiments sont présentes à la base :

. De 38,30 m à 30,10 m, les sédiments sont fins (1 % de sable) à lamines subhorizontales et obliques, plus rarement entrecroisées ou déformées. Les lamines, entre 38,30 m et 37,80 m, ne sont observées que sur les clichés axiaux. Entre 36 m et 30,10 m, les lamines sont très mal définies et uniquement sur le cliché longitudinal à 45° par rapport au nord virtuel. Les arrangements tomographiques croissants (sédimentation turbiditique distale et / ou érosion de la partie supérieure des doublets) et symétriques (sédimentation hémipélagique et / ou par décantation) sont dominants. Des microfailles normales et un système de microfailles inverses sont répertoriés, ainsi que de rares traces de bioturbations et quelques indices de précipitations diagénétiques : recristallisation de matière organique et de bioturbations. Le contact avec le niveau supérieur, à 30,10 m, est une surface d'érosion ;

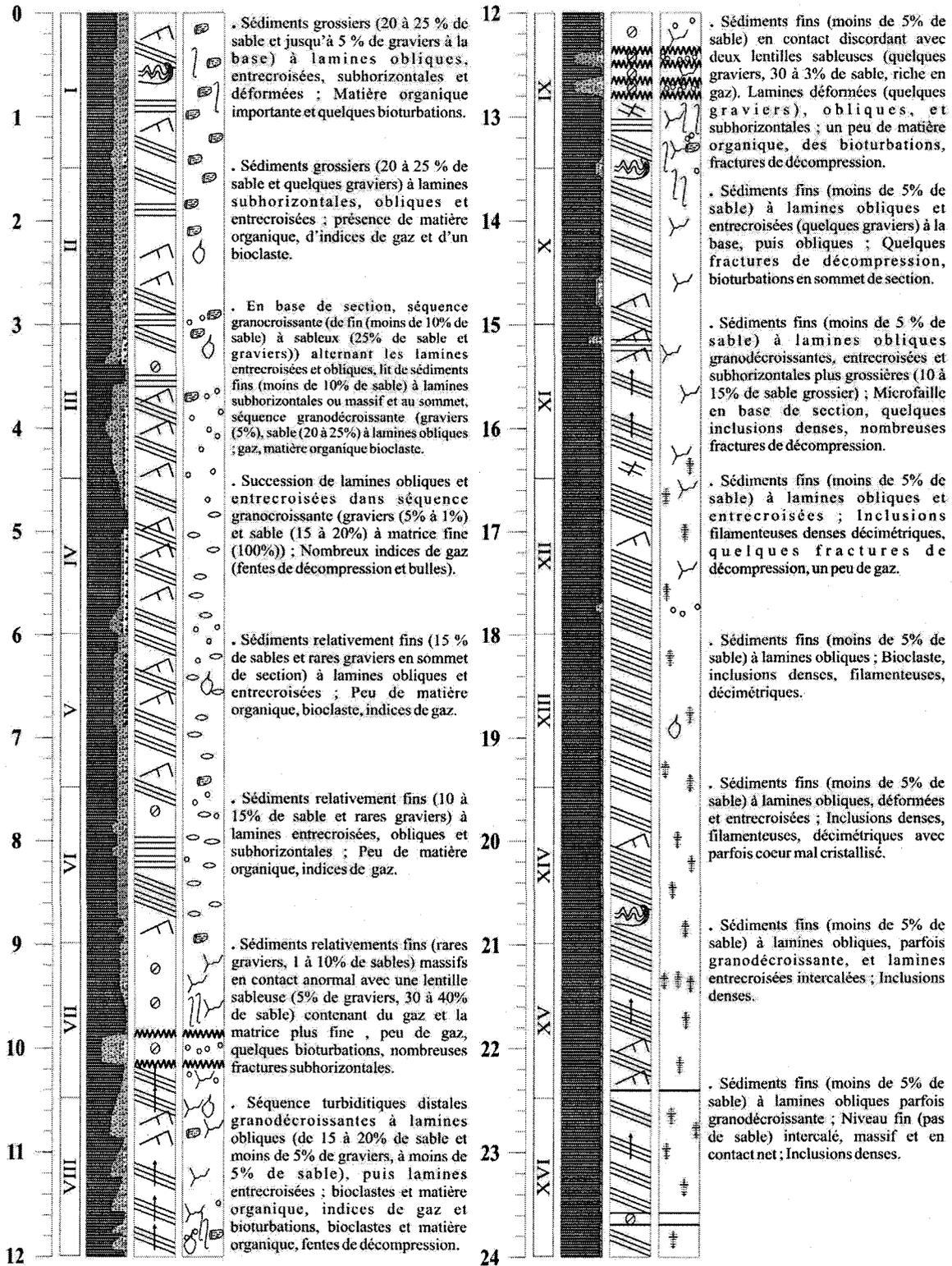
. De 30,10 m à 23,80 m, la sédimentation est fine (1 % à 2 % de sable) laminées (subhorizontales et obliques), avec de rares indices de précipitations diagénétiques (matière organique recristallisée), peu de traces de bioturbations ;

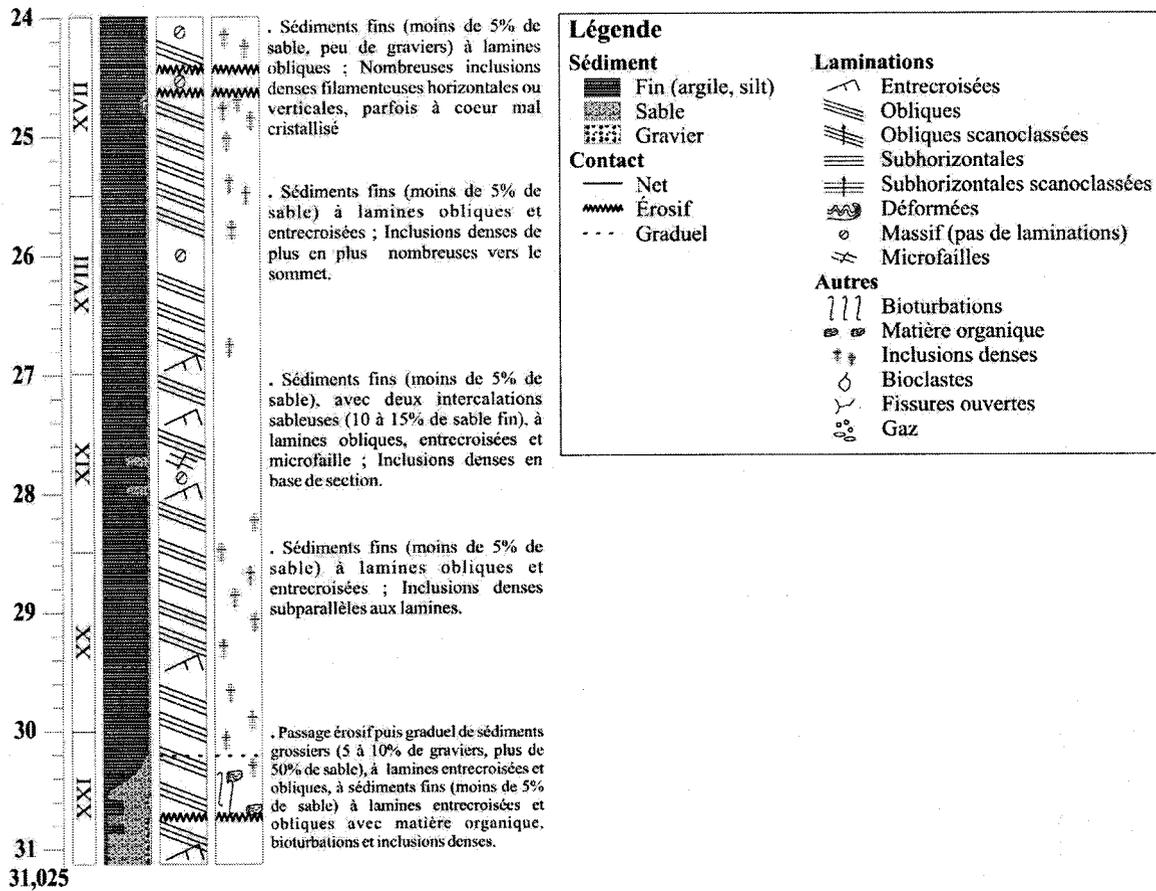
La transition entre les deux ensembles n'est pas nette. Elle correspond à la disparition des lamines de l'ensemble inférieur, dans l'ensemble supérieur.

De 23,80 m à 7,87 m, le granoclassement de cet ensemble est inverse : la fraction sableuse, nulle à la base, atteint 5 % au sommet. Très peu de figures sédimentaires sont visibles (quelques lamines obliques sableuses vers 16,10 m). De nombreux indices de précipitations diagénétiques (24,50 m à 16 m), des indices de gaz (15,40 m à 10,20 m) et de la matière organique (10,40 m à 7,87 m) sont présents. Vers 23 m, 21,90 m, 19,80 m et 19,50 m, des indices de précipitations diagénétiques (indices de bioturbations) sont tronqués, soulignant des surfaces d'érosions. Les trois lacunes déjà repérées lors de la description visuelle sont contenues dans cet ensemble. La transition avec l'ensemble supérieur est graduelle, principalement soulignée par l'apparition de lits sableux et une sédimentation plus contrastée dans l'ensemble supérieur.

De 7,87 m à 0 m, les sédiments sont plus grossiers (5 % à 20 % de sable et quelques graviers) avec un granoclassement normal général. Entre 7,87 m et 6,50 m, les lits sableux déformés alternent avec des zones à lamines obliques et subhorizontales. Entre 6,50 m et 5,20 m, les lamines sont entrecroisées et obliques. Ce niveau contient des bioclastes. Vers 5 m, les lamines sont déformées. Entre 5 m et 2,50 m, les zones à lamines obliques sont de plus en plus espacés. Des traces de bioturbations (de 3,10 m au sommet) sont répertoriées ainsi que des traces de matières organiques, des bioclastes, de rares indices de précipitations diagénétiques à la base et un niveau de gaz (de 4,10 m à 2,50 m).

MD 9922 21





L'étude des clichés axiaux et longitudinaux met en évidence quatre ensembles sédimentaires principaux :

À la base de la carotte, entre 31,025 m et 30,40 m, les sédiments sableux possèdent des laminations entrecroisées et obliques. Quelques traces de matières organiques et de bioturbations sont présentes. Entre 30,75 m et 30,40 m, la transition entre les deux ensembles est érosive, avec incorporation de matériel de l'ensemble inférieur à la base de l'ensemble supérieur ;

De 30,40 m à 13,55 m, les sédiments sont généralement fins (moins de 5 % de sable et très peu de graviers), à l'exception de rares lamines plus sableuses (10 à 15 % de sable fin et des graviers ponctuels), vers 28 m, 27,70 m, 24,70 m, 17,80 m, 15,20 m et entre 14,80 m et 14,50 m. Cet ensemble est tomodynamométriquement croissant (plus dense au sommet qu'à la base), et est plus hétérogène au sommet. Cette hétérogénéité croissante est probablement le fait d'une plus grande proximité de la source sédimentaire. Les lamines sont obliques entre 22 m et 13,55 m. Les déplacements sédimentaires sont donc dominés par les processus de charriage de fond. Les arrangements décroissants et symétriques dominent. Les lamines obliques alternent avec des laminations entrecroisées, répertoriées entre 29,40 m et 29,20 m, entre 28 m et 26,70 m, entre 22,30 m et 21,80 m, vers 20 m et 17 m et entre 15,40 m et 14,60 m. Quelques lamines déformées, vers 20,70 m, et failles normales, vers 27,70 m et 16,40 m, sont présentes. De nombreux indices de précipitations diagénétiques, sous forme d'amas centimétriques (matière organique), de filaments décimétriques verticaux ou subparallèles aux lamines (indices de bioturbations), sont observés. L'interruption brutale de ces indices de précipitations diagénétiques met en évidence, vers 24,60 m, une surface d'érosion. De rares bioclastes sont visibles et de nombreuses fractures ouvertes, subhorizontales, ainsi que quelques indices de gaz, des traces de bioturbations et de matière organique sont répertoriées au sommet. La transition entre cet ensemble et l'ensemble supérieur est nette, soulignée par une augmentation brutale de la granulométrie et de l'hétérogénéité ;

Le troisième ensemble, entre 13,55 m et 8,80 m, est composé d'une succession de séquences d'IT croissantes, à laminations obliques et entrecroisées, dans une matrice généralement fine (1 % à 10 % de sable), typiquement d'origine turbiditiques. Des traces de bioturbations, de matière organique et quelques bioclastes sont présents. À 10 m, 12,40 m et 12,70 m, trois lits sableux bien triés (30 % à 40 % de sable et 1 % à 5 % de graviers), de 20 cm à 40 cm d'épaisseur, sont intercalés, en contact discordant. Ces niveaux n'ont pas de structures sédimentaires visibles mais forment d'importantes accumulations de gaz. De nombreuses fractures ouvertes subhorizontales sont également présentes et probablement reliées à la décompression du gaz. Entre 12 m et 10,20 m, cinq lits sableux à granoclassement normal et à base nette sont définis. La fraction de sable évolue de 15 % à 20 %, en base de lit, à moins de 5 % de sable, au sommet des lits. Ces ensembles turbiditiques ont une épaisseur comprise entre 10 cm et 80 cm. Le passage à l'ensemble sédimentaire suivant est marqué par une augmentation nette de la densité ;

Le dernier ensemble, entre 8,80 m et 0 m, est caractérisé par une matrice fine dominante, contenant de 10 % à 20 % de sable et jusqu'à 5 % de gravier disséminé. Trois niveaux se différencient par leurs structures sédimentaires et biogènes.

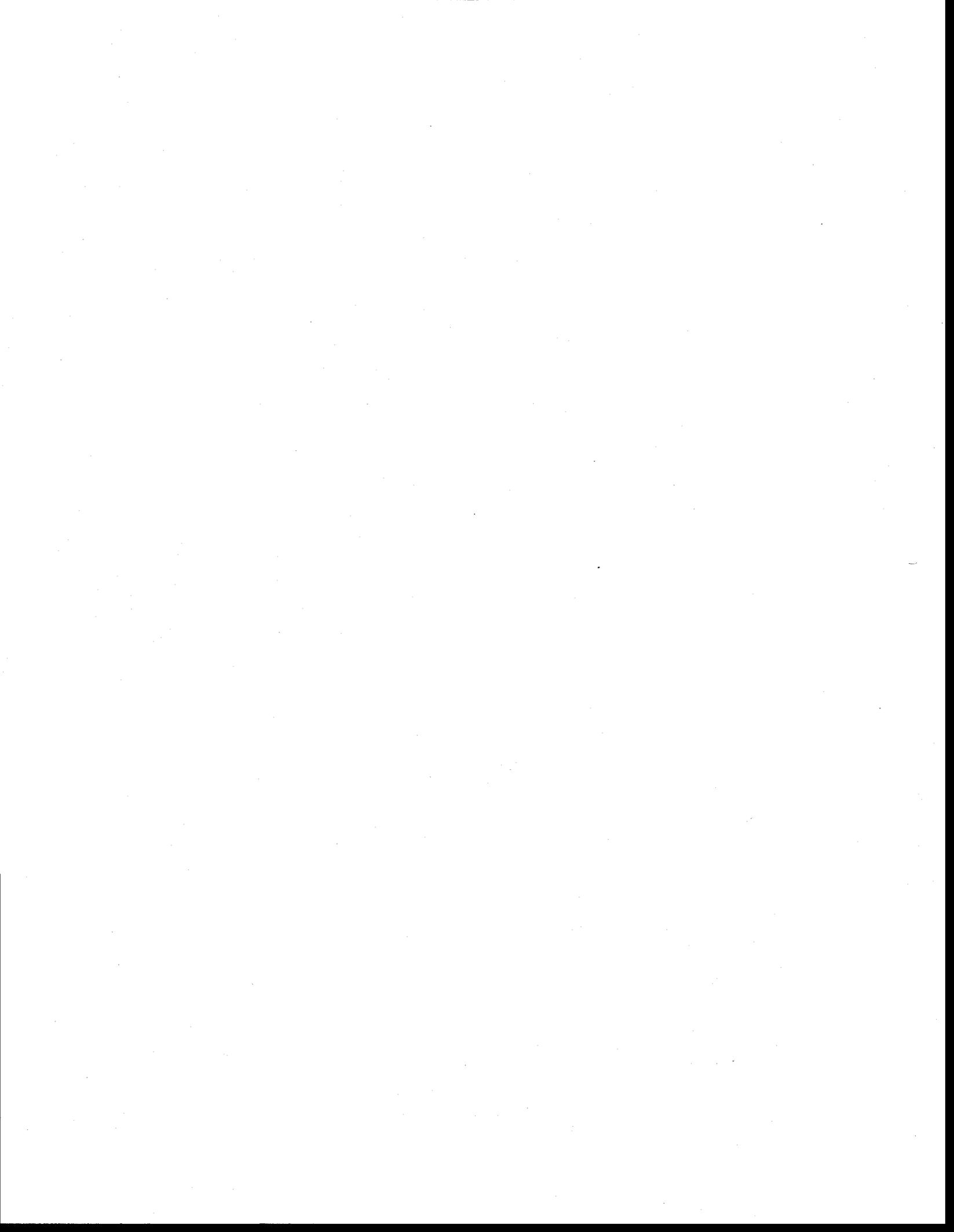
. De 8,80 m à 4,80 m, les sédiments sont fins, légèrement sableux (10 % à 15 % de sable et de rares graviers) à laminations obliques et quelques lamines subhorizontales. Ce niveau est surtout caractérisé par les indices de gaz sous forme de fentes de décompression et de bulles ;

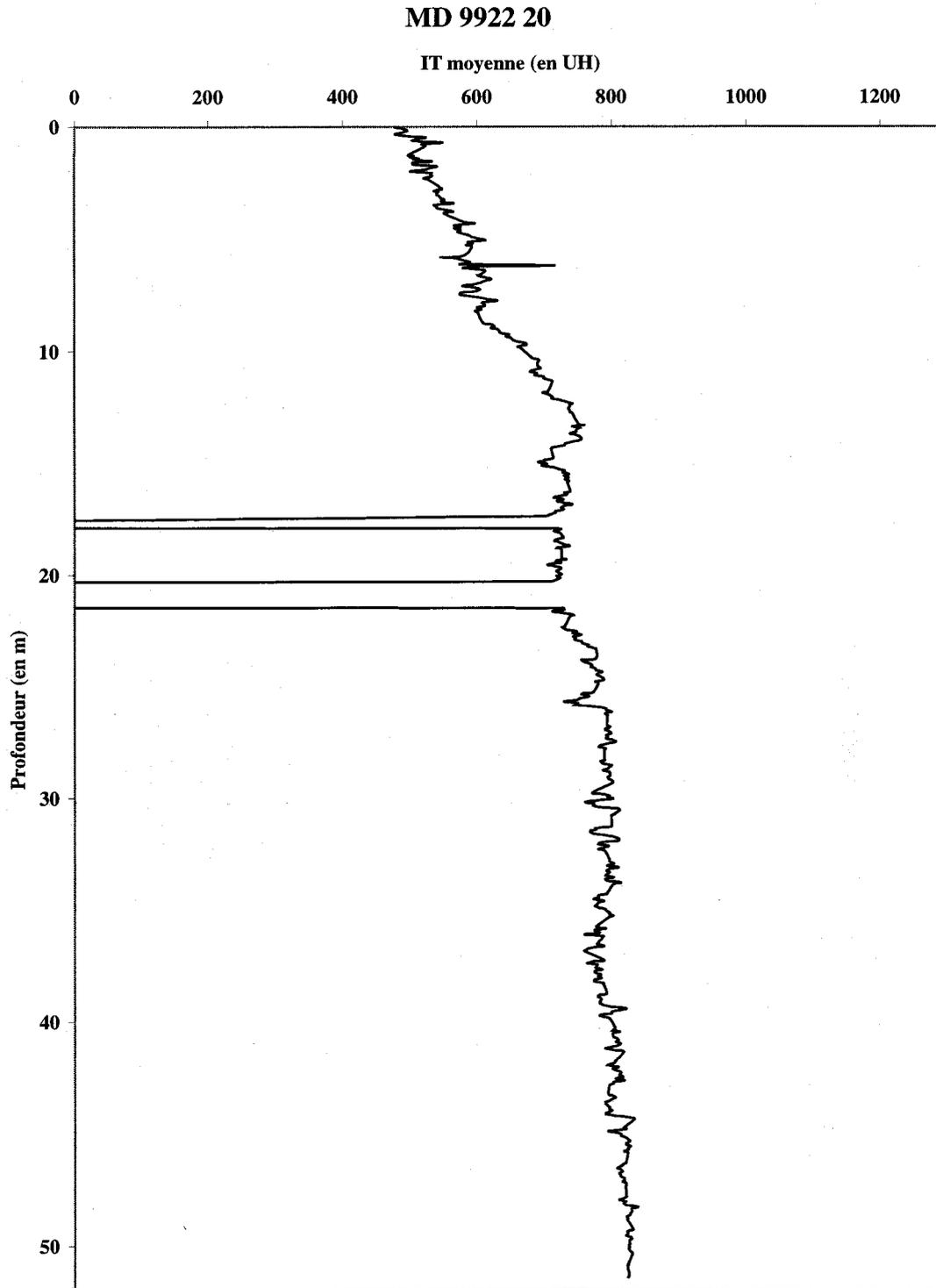
. Entre 4,80 m et 3,50 m, les sédiments sont progressivement plus sableux (15 % à 20 % et 0 % à 5 % de gravier), à lamines entrecroisées et obliques. Des ensembles d'IT croissants et de nombreux indices de gaz sont identifiables.

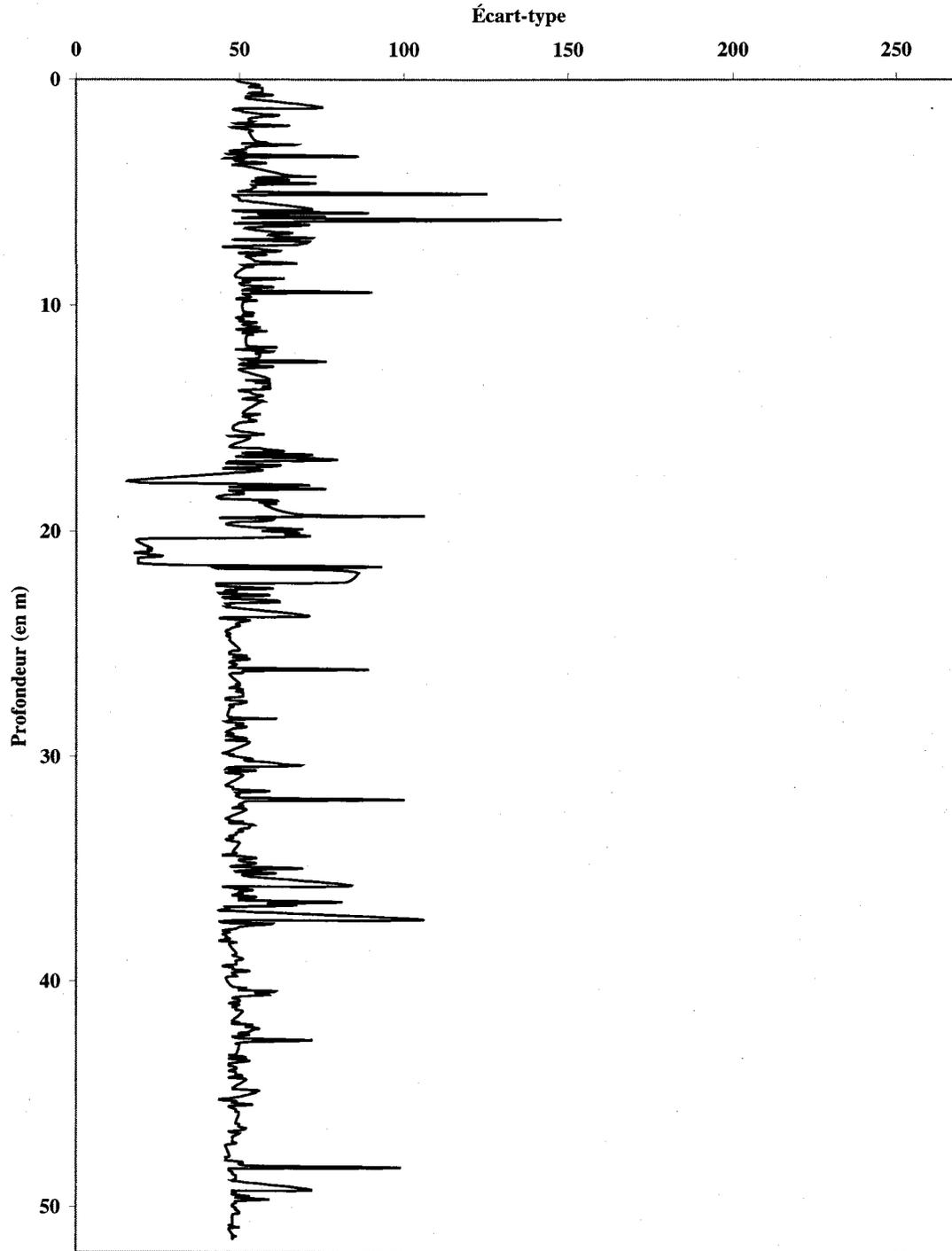
. De 3,50 m à 0 m, la colonne sédimentaire est constituée de 20 % à 25 % de sable fin et des graviers disséminés (sauf à 3,40 m et 1,40 m où la proportion de gravier atteint 5%). Les laminations sont entrecroisées, subhorizontales et obliques, voire déformées. De nombreux fragments de matière organique, quelques bioclastes et des traces de bioturbations sont visibles.

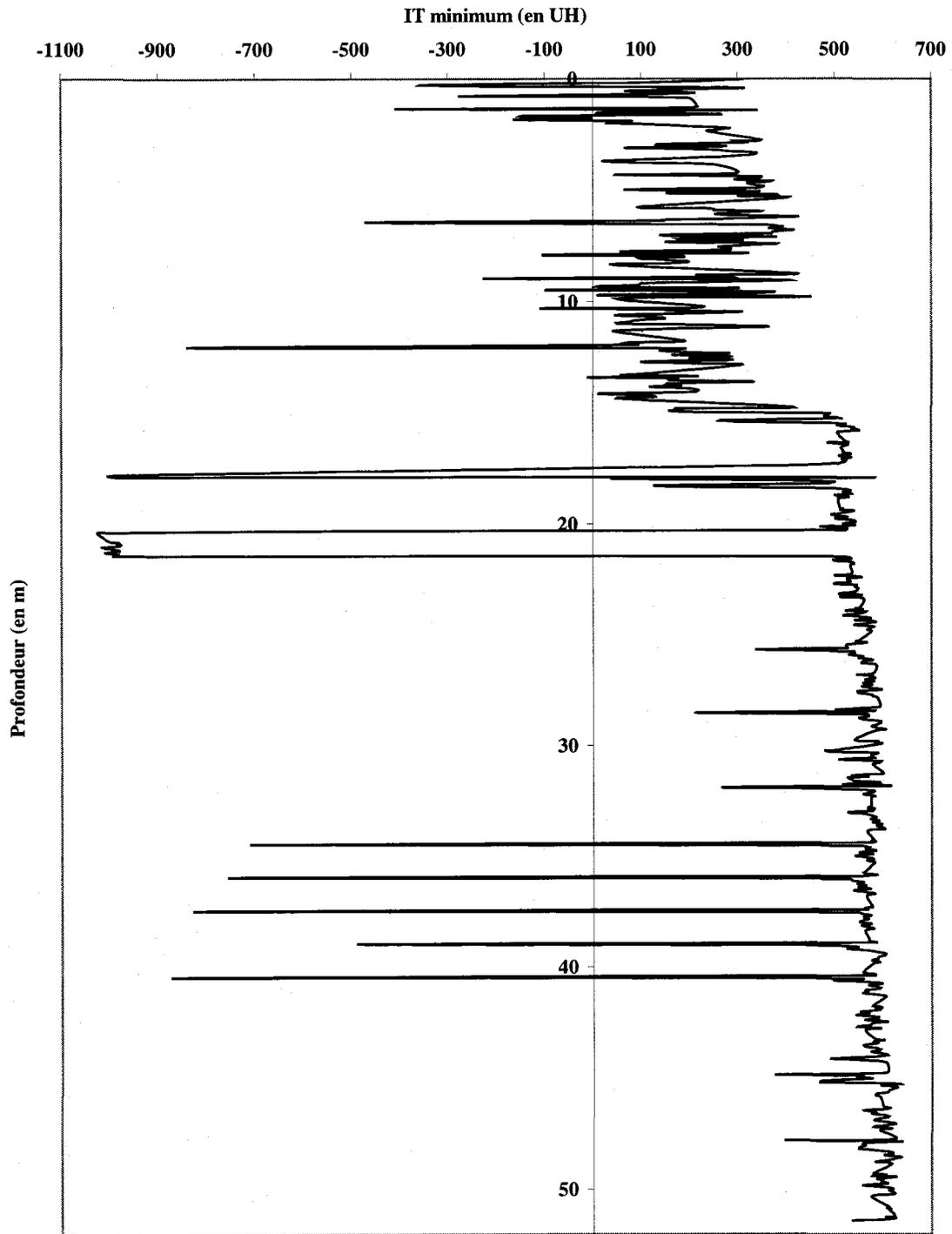


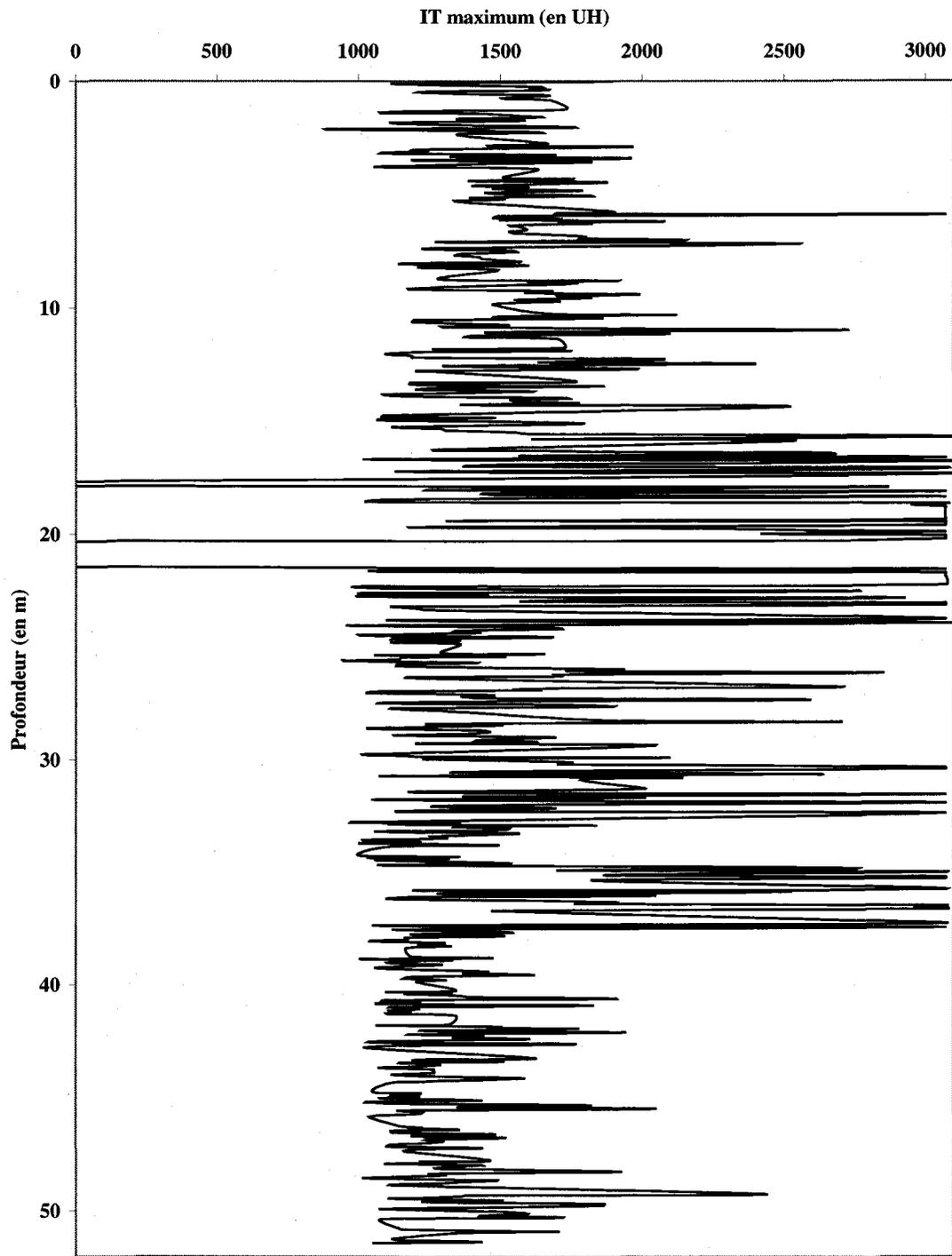
**Annexe 5 : Courbes d'intensité tomographique axiale moyenne, écart-type, minimale et maximale des carottes MD 9922 20 et MD 9922 21.**











Les  $IT_{moy}^{ax}$  sont comprises entre - 932 +/- 18 UH et 839 +/- 99 UH. Les  $IT_{moy}^{ax}$  sont décroissantes entre 825 UH, à la base de la carotte, et 475 UH, au sommet. Les valeurs les plus basses (inférieures à 100 UH) sont enregistrées au niveau de deux lacunes postgénétiques provoquées par des dégazages brutaux. Les écarts types axiaux sont compris entre 40 unités et 75 unités avec des valeurs extrêmes de 16 unités à 17,75 m, au niveau d'un trou, et de 146 unités, à 6,18 m. Les courbes d' $IT_{moy}^{ax}$  et d'écarts types sont divisées en trois grands ensembles.

De la base à 25,68 m, la densité décroît de 825 UH à 730 UH. Les écarts types sont compris entre 50 unités et 60 unités. Entre 38 m et 34 m, les sédiments sont plus hétérogènes (69 unités à 106 unités). Cet ensemble est donc caractérisé par des IT homogènes, sans variations importantes. La transition entre cet ensemble et l'ensemble supérieur est marquée par une très forte diminution des  $IT_{moy}^{ax}$  (- 64 UH).

Entre 25,68 m et 14,90 m, la densité décroît de 730 +/- 53 UH à 700 +/- 51 UH. Cet ensemble est très hétérogène : les écarts types sont compris entre 44 unités et 65 unités, avec des valeurs extrêmes de 16 unités, à 17,75 m, et 106 unités, à 19,30 m. Entre 23,85 m et 16,25 m, les sédiments sont plus hétérogènes (supérieurs à 70 unités). Cet ensemble est caractérisé par les lacunes postgénétiques, liées aux dégazages. La transition avec le troisième ensemble est matérialisée par une augmentation des IT, de 700 +/- 51 UH à 753 +/- 57 UH à 13,98 m.

Entre 14,90 m et la surface, les  $IT_{moy}^{ax}$  diminuent très rapidement : de 700 +/- 51 UH à 478 +/- 49 UH. La base de cet ensemble est homogène (de 49 unités à 62 unités) et est hétérogène à partir de 7,24 m (supérieur à 70 unités). Entre 6,18 m et la surface, les écarts types décroissent de 146 unités à 49 unités.

Les IT minimales ( $IT_{min}$ ) sont comprises entre - 1022 UH, au niveau des trous de dégazages, et 635 UH, à 48,555 m. Deux grands ensembles sont mis en évidence.

De 51,58 m à 14,90 m, les densités minimales sont élevées, comprises entre 475 UH et 635 UH, et décroissantes, de 615 UH à 505 UH. Entre 40,50 m et 34,40 m, cinq pics inférieurs ou égaux à - 489 UH sont régulièrement espacés tous les 1,50 m et sont dues à la bordure des sections.

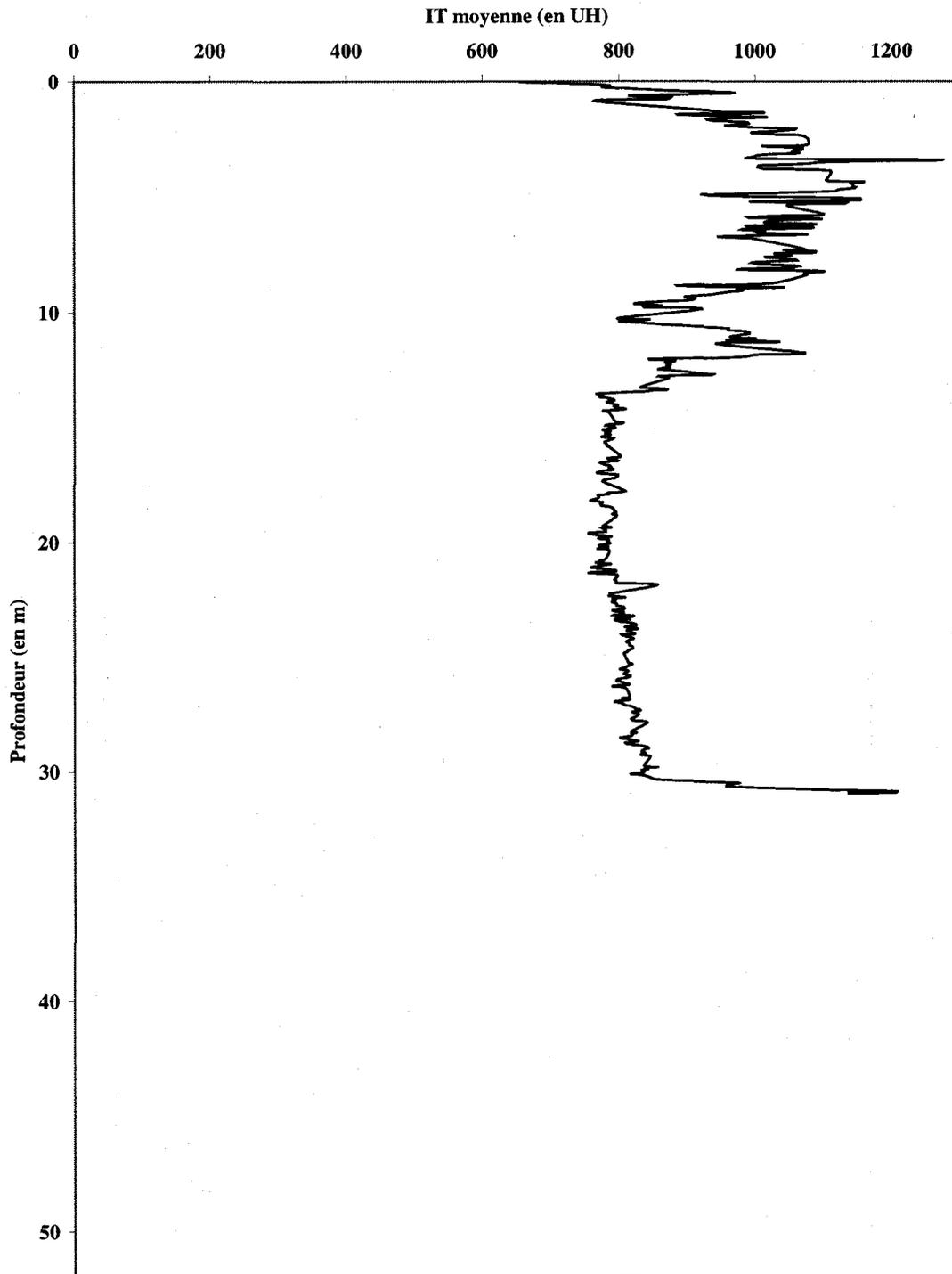
Le second ensemble, entre 14,90 m et la surface, est caractérisé par des valeurs d' $IT_{min}$  inférieures à 450 UH. Ces valeurs sont à corrélérer avec un niveau de consolidation des sédiments bas, d'où des teneurs en eau élevées, et en second lieu avec les indices de matière organique et de gaz. L'amplitude de variations des valeurs est élevée, en moyenne 200 UH, et de fréquence élevée.

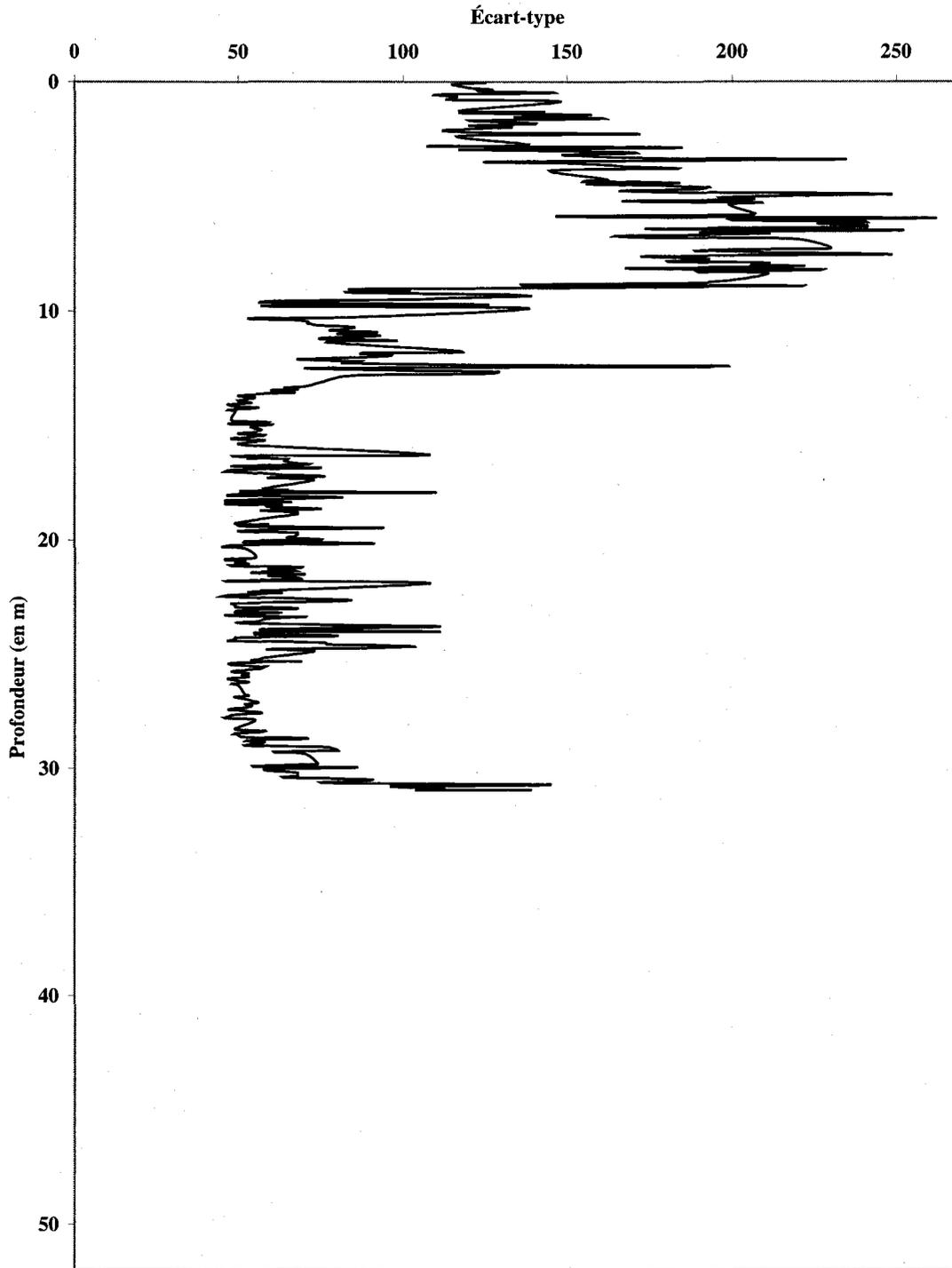
Les IT maximales ( $IT_{max}$ ) sont comprises entre - 800 UH, au niveau des lacunes postgénétiques, et 3071 UH, dans les zones recristallisées. Les  $IT_{max}$  sont divisés en trois grands ensembles.

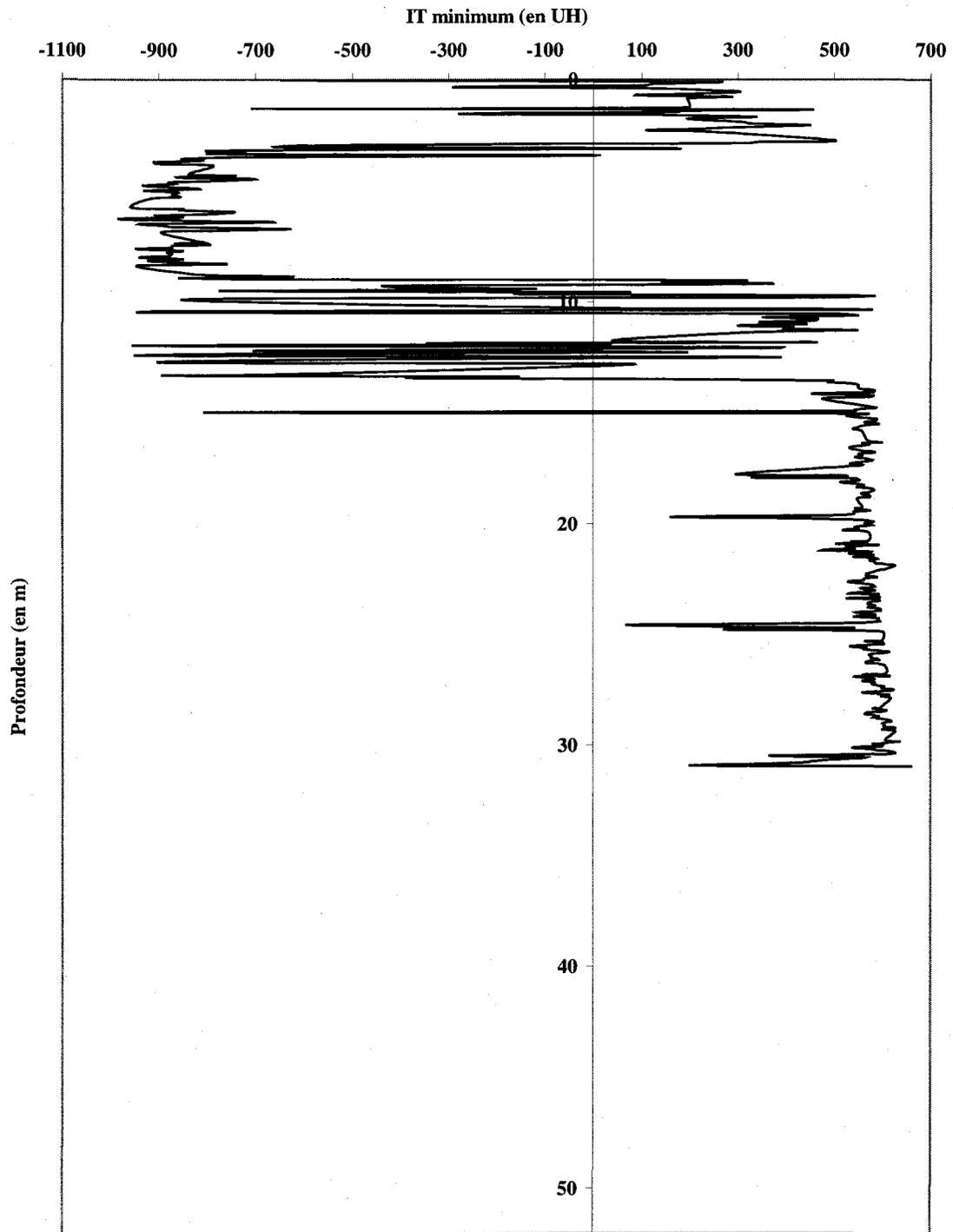
De 51,58 m à 38,205 m, les  $IT_{max}$  sont en moyenne de 1309 +/- 239 UH et décroissantes, avec des valeurs extrêmes comprises entre 1000 UH et 2439 UH. L'ensemble intermédiaire, entre 38,205 m et 14,90 m, est caractérisé par des  $IT_{max}$  élevées (1679 +/- 919) avec des valeurs extrêmes comprises entre -821 UH, au niveau des dégazages principaux, et 3071 UH. Les très hautes valeurs (3071 UH) sont très bien corrélées avec les zones riches en inclusions denses. Le dernier ensemble, de 14,90 m à la surface, est caractérisé par des  $IT_{max}$  moyens (1556 +/- 319 UH), corrélés avec une granulométrie plus grossière que le reste de la

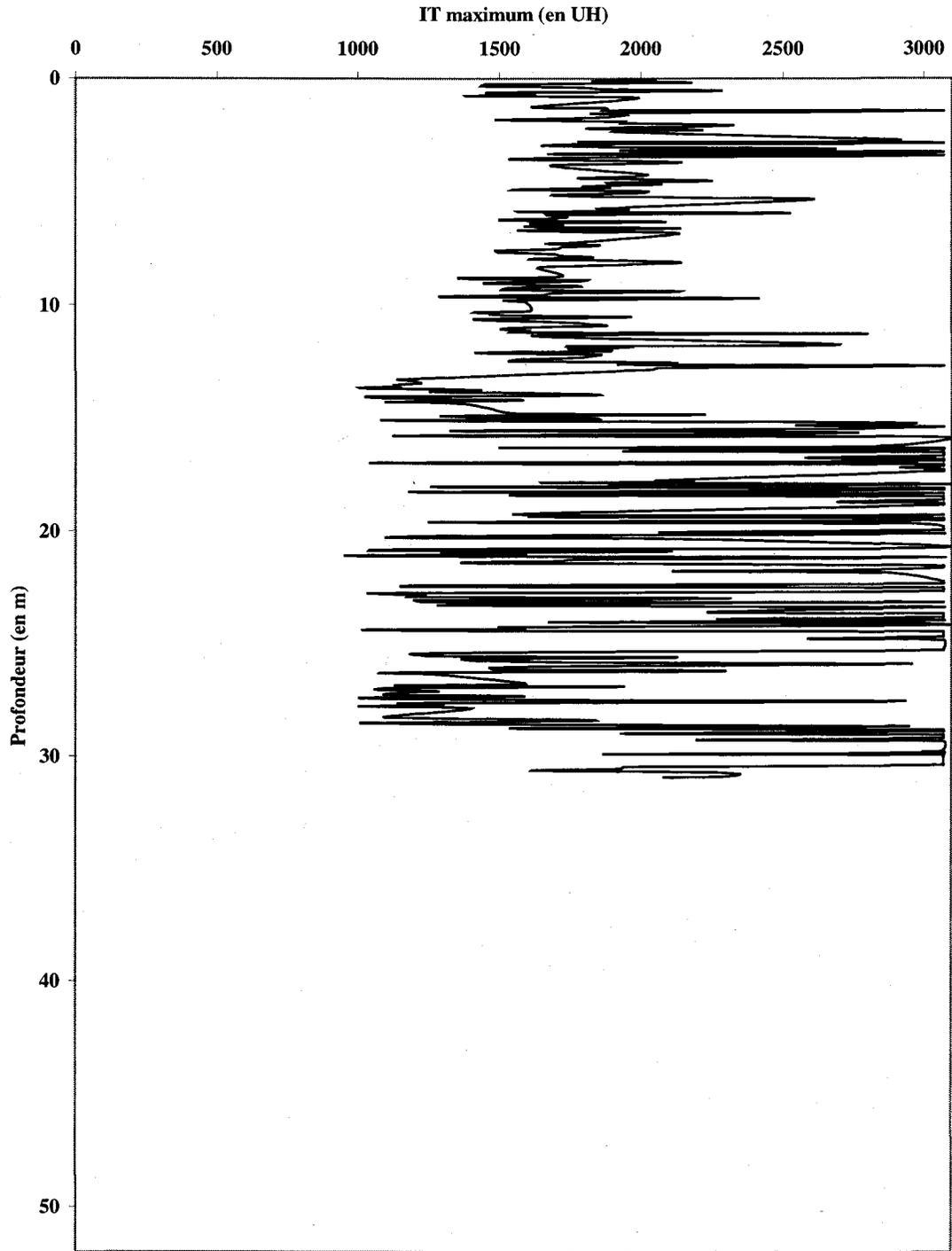
carotte et des valeurs de susceptibilité magnétique élevées. Les valeurs extrêmes sont de 888 UH, à 2,13 m et de 3071 UH, à 5,90 m.

### MD 9922 21









Les IT moyennes ( $IT_{moy}^{ax}$ ) de la MD 9922 21 sont comprises entre 1273 +/- 234 UH, à 3,405 m de profondeur, et 656 +/- 125 UH, à 0,03 m. La densité tomodynamométrique moyenne de la carotte est de 885 +/- 120 UH. Les écarts types sont compris entre 45 unités, à 22,45 m, et 262 unités à 5,95 m. Cinq ensembles sont différenciées.

Entre 31,025 m et 30,105 m, les  $IT_{moy}^{ax}$  sont fortement décroissantes : de 1211 +/- 108 UH à 816 +/- 59 UH. Cet ensemble est très dense : 1044 +/- 152 UH. Les écarts types mesurés dans le plan horizontal sont élevés, mais diminuent de 108 à 59 unités vers le sommet. Les  $IT_{min}^{ax}$  varient entre 660 UH et 201 UH, respectivement à 30,94 m et 30,91 m, à la base de ce premier ensemble, et augmentent vers le sommet : 539 UH à 30,105 m. Les  $IT_{max}^{ax}$  sont comprises entre 1619 UH et le niveau d'opacité, soit 3071 UH, et sont croissantes depuis la base, 1906 UH, vers le sommet, 3071 UH.

Le second ensemble est compris entre 30,105 m (816 +/- 59 UH) et 21,855 m (855 +/- 108 UH). La densité est moyenne et homogène (814 +/- 15 UH). Les  $IT_{moy}^{ax}$  décroissent depuis la base vers le sommet. La base et le sommet de l'ensemble sont hétérogènes (supérieurs à 80 unités), séparés par une zone homogène (inférieurs à 57 unités entre 28,905 m et 25,45 m). Les  $IT_{min}^{ax}$  sont décroissantes : entre 637 UH et 527 UH, respectivement à 29,80 m et à 23,355 m. Les  $IT_{max}^{ax}$ , 3027 UH à 30,105 m et 2860 UH à 21,855 m, sont très élevés voire dans le domaine des particules opaques aux rayons X, soit 3071 UH. Entre 28,83 m et 25,30 m, les valeurs diminuent fortement pour atteindre au maximum 2958 UH, à 25,905 m. La transition avec le troisième ensemble est marquée par une augmentation importante de la densité, entre 787 +/- 63 UH et 855 +/- 108 UH, respectivement à 22,30 m et à 21,855 m, puis une diminution jusqu'à 795 +/- 47 UH à 21,78 m.

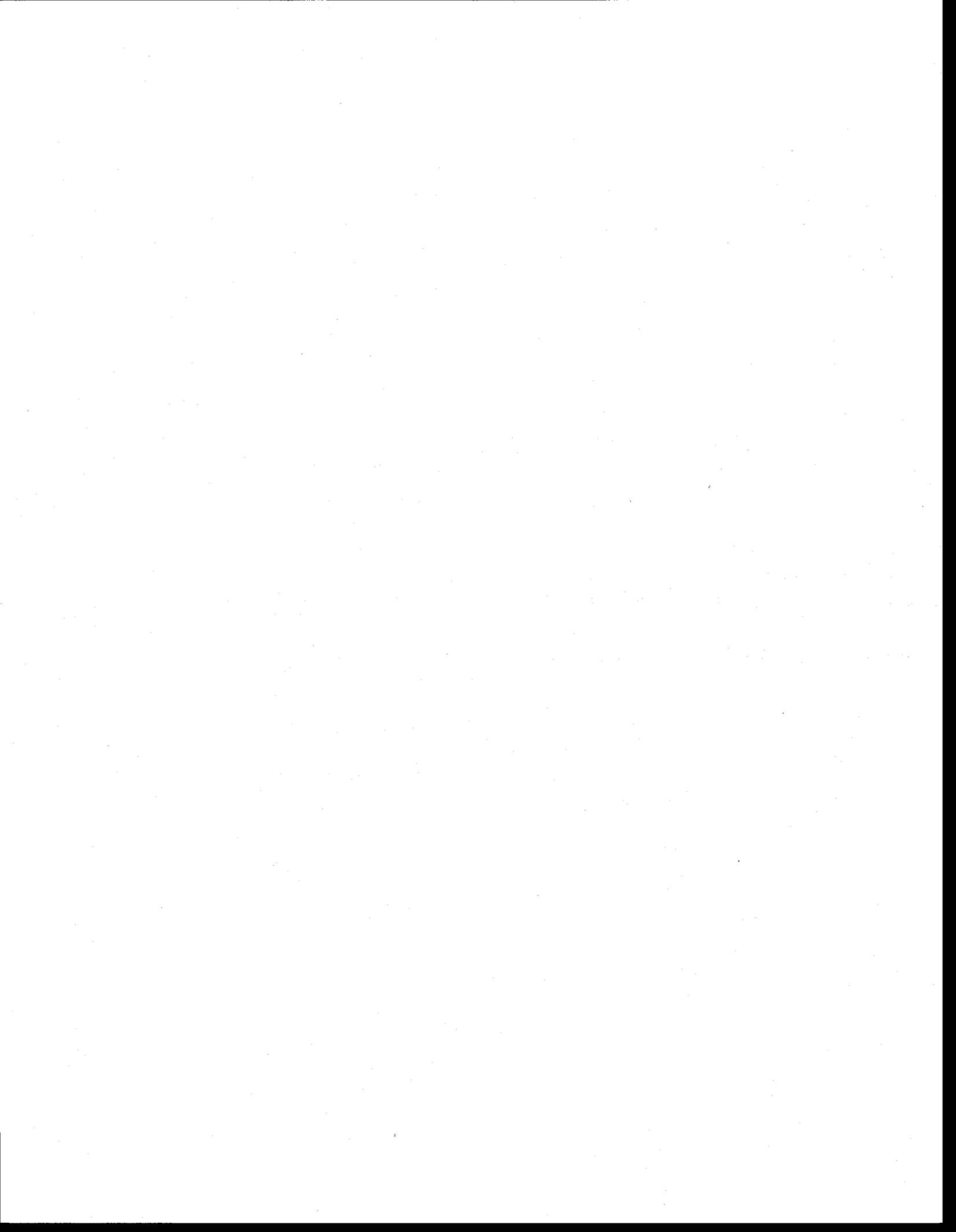
Les  $IT_{moy}^{ax}$  du troisième ensemble, entre 21,855 m et 13,68 m, sont décroissantes de 855 +/- 108 UH à 770 +/- 50 UH. La base et le sommet de l'ensemble sont homogènes, inférieurs à 70 unités, et séparés par une zone d'hétérogénéité supérieure à 80 unités, entre 20,28 m et 15,78 m. Les  $IT_{min}^{ax}$ , dont les limites inférieures et supérieures sont respectivement de 541 UH et 626 UH, ont une tendance croissante. Les  $IT_{max}^{ax}$  sont très élevées, jusqu'à 3071 UH, entre 21,855 m et 15,405 m, où les valeurs diminuent jusqu'à 1016 UH à 13,68 m. Ces valeurs d' $IT_{max}^{ax}$  sont corrélées aux nombreux indices de recristallisation.

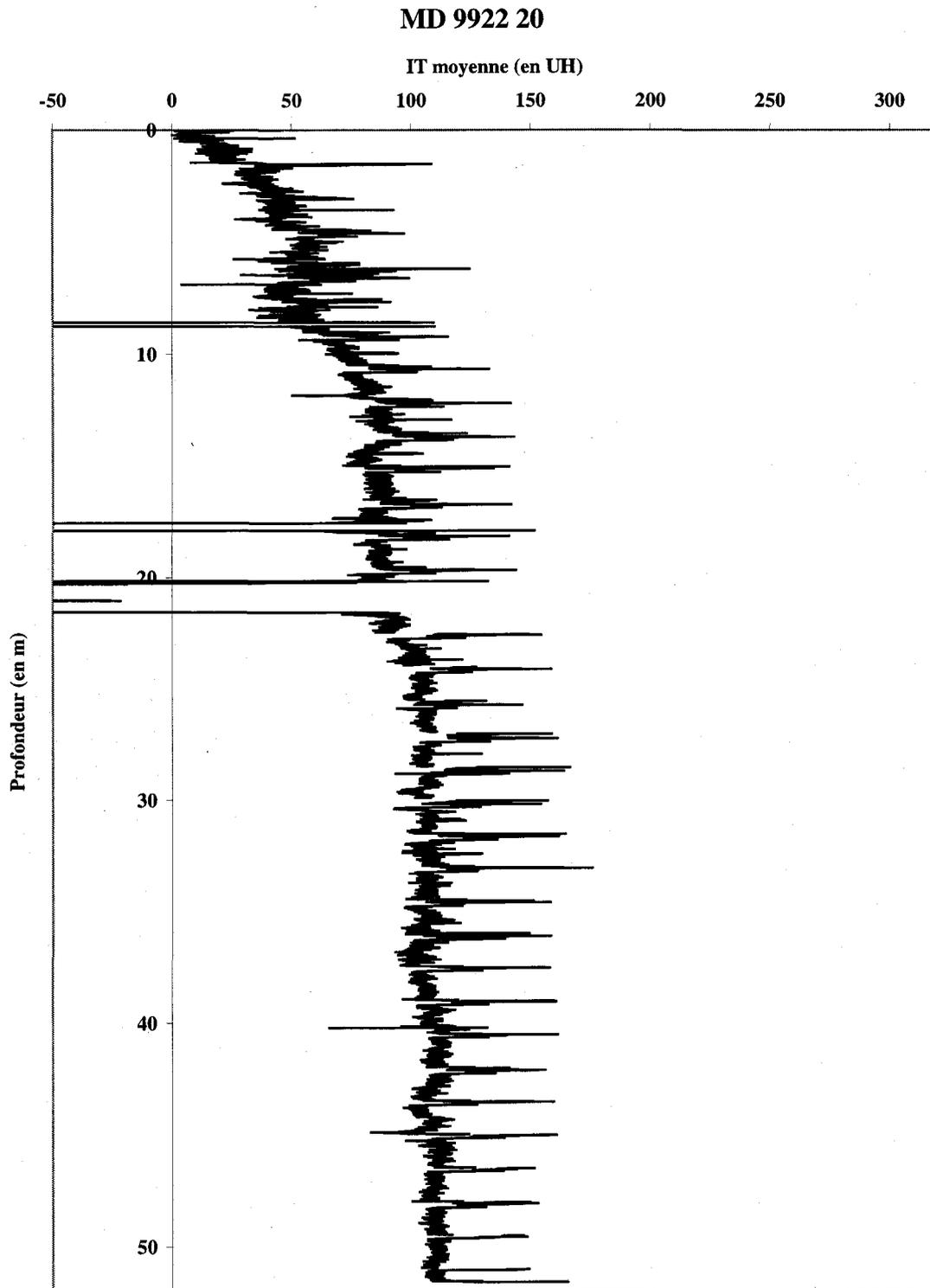
Le quatrième ensemble, 13,68 m (770 +/- 50 UH) à 10,40 m (905 +/- 77 UH), est marquée par une augmentation importante des  $IT_{moy}^{ax}$  (+ 100 UH en 33 cm), puis une diminution (environ - 271 UH). Cet ensemble est l'un des plus denses et des plus hétérogènes de la carotte ( $IT_{moy} = 905 +/- 77$  UH). Il est divisé en deux sous-ensembles. Le sous-ensemble inférieur, entre 13,68 m et 12,03 m, le moins dense (environ 870 UH par rapport à 965 UH pour le sous-ensemble supérieur), entre 12,03 m et 10,40 m. L'hétérogénéité, moyenne à la base et au sommet de l'ensemble (entre 50 unités et 68 unités), est maximale au centre de l'ensemble : 198 unités à 12,405 m, et est corrélées avec la transition entre les deux sous-ensembles. Les  $IT_{min}^{ax}$  sont compris entre 571 UH à la base et - 902 UH au sommet de cet ensemble. Le premier sous-ensemble est caractérisé par des  $IT_{min}^{ax}$  très variables (- 934 UH à 380 UH), généralement basses. Les  $IT_{min}^{ax}$  du second sous-ensemble sont plus homogènes et plus élevées, autour de 426 UH. Les  $IT_{max}^{ax}$ , de

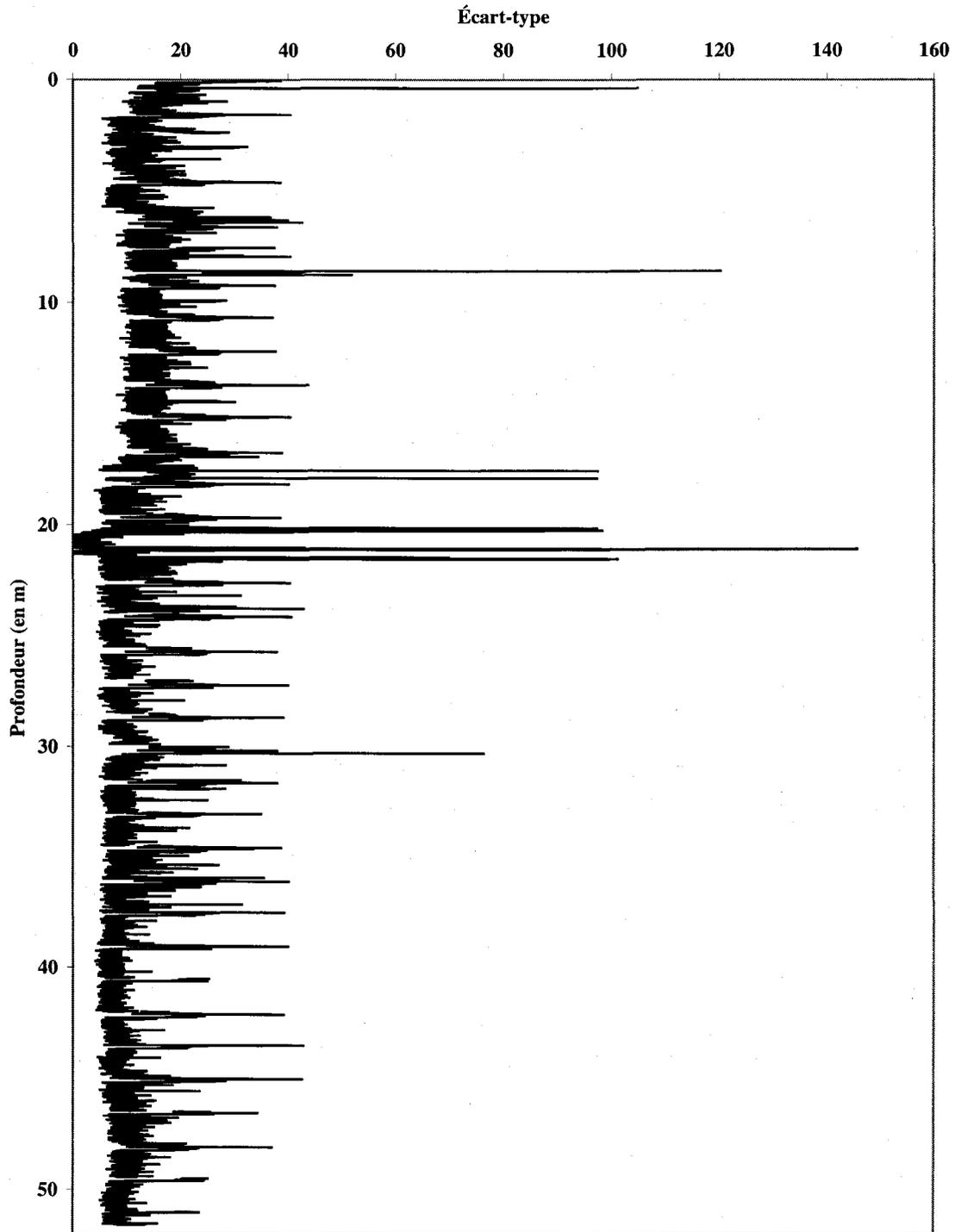
1016 UH à la base à 1466 UH au sommet, augmentent dans un premier temps (3071 UH à 12,705 m), puis diminuer jusqu'à 10,40 m (1466 UH).

Le cinquième ensemble, entre 10,40 m (800 +/- 68 UH) et la surface (656 +/- 125), est très dense et très hétérogène (994 +/- 104 UH). Les  $IT_{\text{moy}}^{\text{ax}}$  augmentent jusqu'à 9 m (1036 UH) puis diminuent jusqu'à 656 +/- 125 UH, à 0,03 m. L'hétérogénéité de cet ensemble est supérieure à 170 unités entre 8,75 m et 3,33 m. Ensuite, elle diminue jusqu'à 125 unités (0,03 m). Les valeurs d' $IT_{\text{min}}^{\text{ax}}$ , entre 10,40 m et 9 m, sont élevées, autour de 400 UH, et hétérogènes. Entre 9 m et 3,33 m, les  $IT_{\text{min}}^{\text{ax}}$  diminuent jusqu'à - 983 UH, en raison de nombreux indices de gaz et de décomposition de la matière organique. À partir de 3,33 m, les valeurs d' $IT_{\text{min}}^{\text{ax}}$  augmentent pour atteindre 500 UH, à 2,75 m. Le sommet de la carotte a une  $IT_{\text{min}}^{\text{ax}}$  de 337 UH. Les valeurs d' $IT_{\text{max}}^{\text{ax}}$  sont basses, environ 1776 UH, et augmentent pour atteindre 3071 UH à 3,405 m. Entre 3,405 m et 1,45 m, il y a quelques niveaux opaques aux Rx (3071 UH). Entre 1,45 m et 0,03 m, les valeurs d' $IT_{\text{max}}^{\text{ax}}$  diminuent jusqu'à 2054 UH.

**Annexe 6 : Courbes d'intensité tomographique longitudinale moyenne et écart-type des carottes MD 9922 20 et MD 9922 21.**







La densité moyenne de la carotte MD 992220 est de  $87 \pm 56$  UH. La densité maximale mesurée est de  $176 \pm 24$  UH, à 33,03 m et la minimale est de  $-353 \pm 38$  UH, à 17,55 m. Les écarts types sont compris entre 146 unités, à 21,08 m et 0 unité, ponctuellement répartis entre 20,44 m et 21,31 m.

Les pics de valeurs liés aux bouchons et aux fantômes sont exclus des descriptions. Les valeurs de densités sont décroissantes de  $110 \pm 9$  UH, à 51,58 m, à  $8 \pm 18$  UH, à 0,35 m. La courbe est divisée en deux domaines décroissants. De 51,58 m à 23,76 m, les valeurs de densités diminuent, de  $165 \pm 13$  UH à  $90 \pm 13$  UH. La diminution des valeurs de densité accélère à partir de 23,76 m : de  $90 \pm 13$  UH, à 23,76 m, à  $8 \pm 18$  UH, à 0,35 m. Sept ensembles sont différenciés.

Le premier ensemble, entre 51,58 m à 44,88 m, est le plus dense ( $113 \pm 14$  UH) de la carotte. L' $It_{\text{moy}}^{\text{long}}$  à 51,58 m est de  $165 \pm 13$  UH et décroît à  $83 \pm 13$  UH à 44,88 m. Cet ensemble est caractérisé par l'augmentation de son hétérogénéité moyenne depuis la base (6 unités) vers le sommet (11 unités). Les cyclicités enregistrées sont de quatre ordres. La plus grande période, interprétée visuellement, est constituée de deux cycles, épais de 3230 mm et de 2820 mm. Le premier cycle, entre 50,93 m et 47,70 m, est d'IT décroissantes. Le second, entre 47,70 m et 44,88 m, est d'IT croissantes. Le deuxième ordre est compris entre 345 mm (section 20-XXXIV, entre 51 m et 49,50 m) et 333 mm (section 20-XXXII, entre 48 m et 46,50 m). Le sommet des deux cycles de premier ordre coïncide avec des cycles de troisième ordre, très bien définis, dont la période est comprise entre 160 mm et 213 mm (section 20-XXXI, entre 46,5 m et 45 m). Le quatrième ordre est compris entre 71 mm (section 20-XXXV, entre 51,58 m et 51 m) et 59 mm (section 20-XXXII, entre 48 m et 46,50 m). La transition avec le deuxième ensemble est marquée par une diminution importante de la densité ( $-30$  UH en moins de 40 cm).

Le second ensemble est compris entre 44,88 m ( $83 \pm 13$  UH) et 36,94 m ( $94 \pm 6$  UH). Cet ensemble est moins dense et aussi homogène ( $110 \pm 13$  UH) que le précédent. Les valeurs de densité croissent jusqu'à 42,59 m ( $117 \pm 6$  UH) puis diminuent jusqu'à 36,94 m. L'hétérogénéité est croissante vers le sommet de cet ensemble. Cet ensemble se divise en trois. Deux zones de transition, entre 44,26 m et 43,77 m (490 mm), et entre 37,40 m et 36,94 m (460 mm), et un grand cycle symétrique entre 43,77 m et 37,40 m (6370 mm). Le deuxième ordre de cyclicité est compris entre 455 mm (section 20-XXVI, entre 39 m et 37,50 m) et 330 mm (section 20-XXX, entre 45 m et 43,50 m et section 20-XXVII, entre 40,50 m et 39 m). Le troisième ordre a une épaisseur comprise entre 160 mm et 110 mm (section 20-XXIX, entre 43,50 m et 42 m et section 20-XXVIII, entre 42 m et 40,50 m). Le quatrième ordre a une épaisseur comprise entre 50 mm et 70 mm (section 20-XXVIII, entre 42 m et 40,50 m et section 20-XXVI, entre 37,50 m et 36 m). Les épaisseurs extrêmes observées visuellement sont de l'ordre de 20 mm et de 100 mm.

Le troisième ensemble est compris entre 36,94 m ( $94 \pm 8$  UH) et 30,34 m ( $93 \pm 13$  UH). Il est moins dense et plus hétérogène que le deuxième :  $109 \pm 14$  UH. Les valeurs de densité sont stables. Cet ensemble est divisé en six cycles de premier ordre de 900 mm à 1500 mm. Entre trois et cinq cycles de deuxième ordre, de 200 mm à 300 mm d'épaisseur, subdivisent les cycles de premier ordre (section 20-XXIV à XXI, entre 36 m et 30 m). Ces cycles sont difficiles à définir à cause des bouchons. Le troisième ordre de cyclicité, de 140 mm à 180 mm, est enregistré sur toutes les demi-sections mais n'a pas été décrit

visuellement. Le quatrième ordre est compris entre 55 mm et 70 mm (section 20-XXIV à XXI, entre 36 m et 30 m). La transition entre cet ensemble et le suivant est marquée par une zone moins dense (102 +/- 8 UH) et plus hétérogène (de 8 à 15 unités).

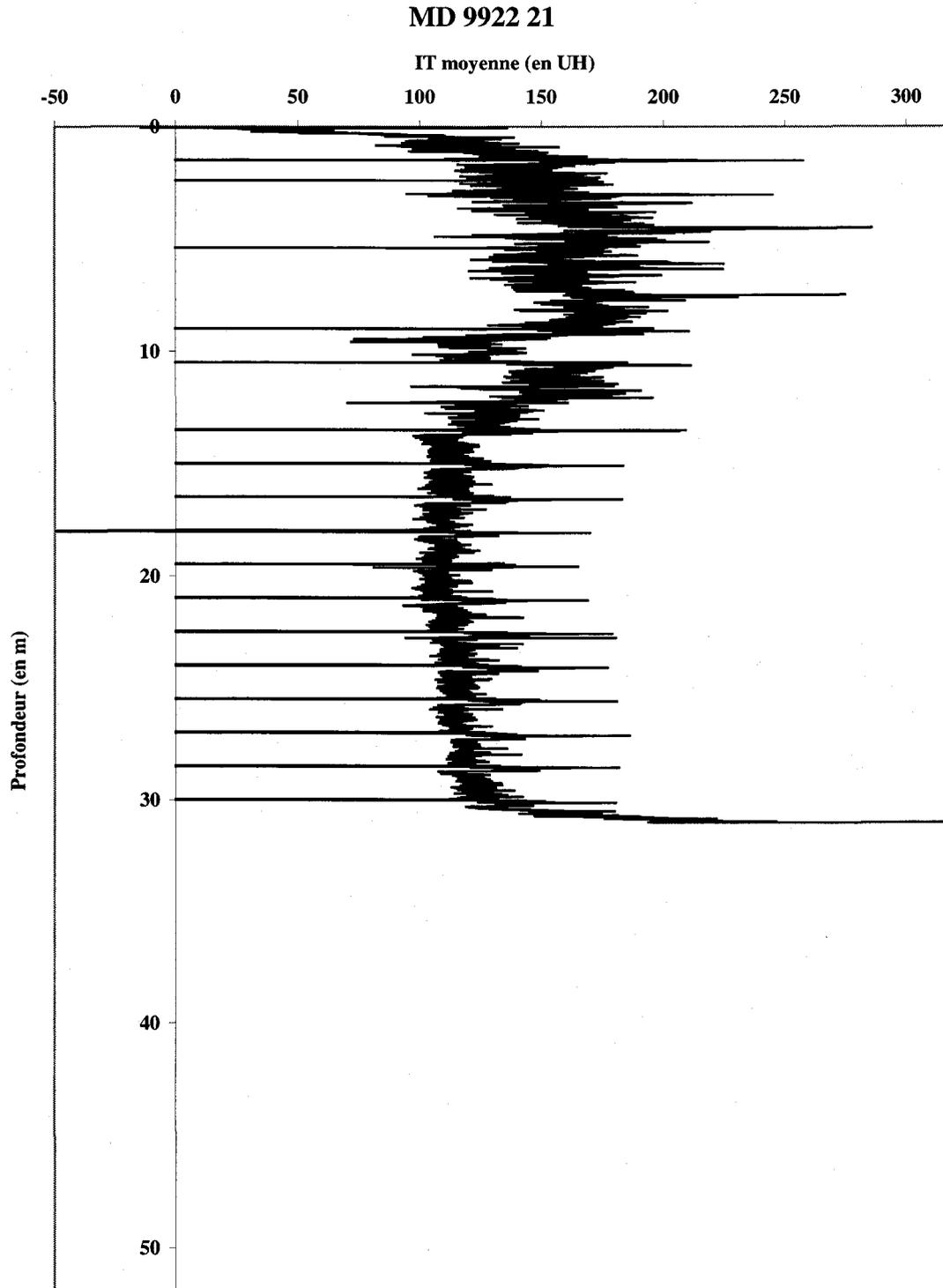
Le quatrième ensemble est compris entre 30,34 m (93 +/- 13 UH) et 23,76 m (90 +/- 13 UH). Cet ensemble (109 +/- 16 UH) est aussi dense et plus hétérogène que le troisième. Les valeurs de densité sont décroissantes et inversement l'hétérogénéité est croissante (entre 5 et 15 unités, à la base, et entre 8 unités et 17 unités, vers le sommet). Cet ensemble est composé de six cycles de premier ordre, d'épaisseur croissante, de 800 mm à 1540 mm. La transition d'un cycle à l'autre est marquée par une augmentation de l'hétérogénéité de 6-8 unités à 10-12 unités. Le deuxième ordre est décroissant de 333 mm (section 20-XX, entre 30 m et 28,50 m) à 256 mm (section 20-XVIII, entre 27 m et 25,50 m), avec des épaisseurs extrêmes interprétées visuellement de l'ordre de 200 mm et 600 mm. Le troisième ordre, non reconnu visuellement, est compris entre 130 mm et 170 mm, visible sur toutes les sections. Le quatrième ordre interprété visuellement est compris entre 30 mm et 100 mm. La transition avec le cinquième ensemble est marquée par une diminution importante de la densité (- 10 UH) et une augmentation de l'hétérogénéité (entre 8 unités et 17 unités).

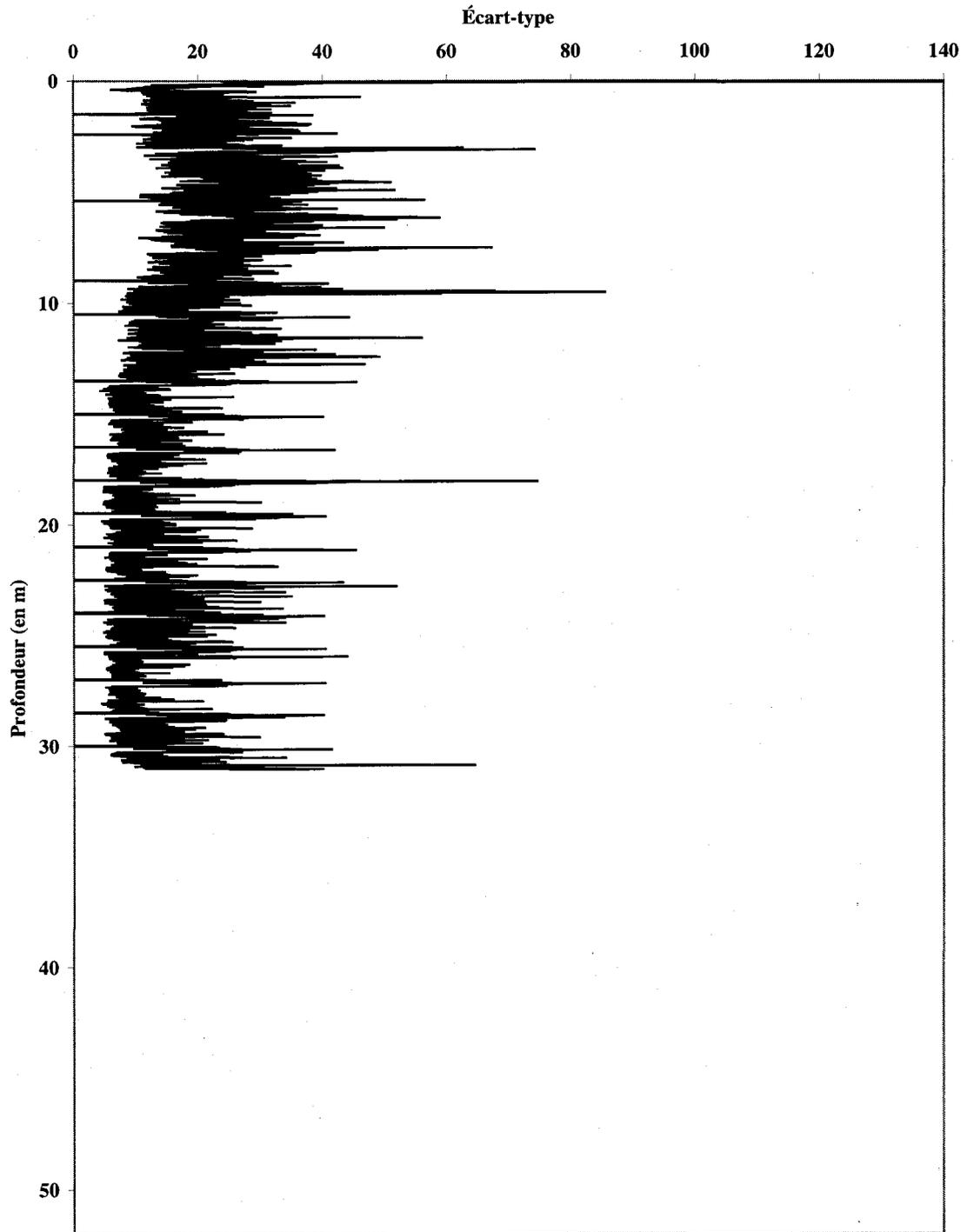
Le cinquième ensemble est compris entre 23,76 m (90 +/- 13 UH) et 14,98 m (73 +/- 12 UH). Il est marqué par les deux principaux dégazages, donc cet ensemble est très peu dense et très hétérogène : 21 +/- 111 UH. Les valeurs de densité sont décroissantes et l'hétérogénéité est croissante depuis la base vers le sommet. Le premier ordre de cyclicité est constitué de période de 435 mm et 323 mm (section 20-XIII, entre 19,50 m et 18 m et section 20-XVI (entre 24 m et 22,50 m). Le deuxième ordre est compris entre 170 mm et 125 mm, visible sur les sections 20-XVI (entre 24 m et 22,50 m) et 20-XII (entre 18 m et 16,50 m) et 20-XI (entre 16,50 m et 15 m). Le troisième ordre est compris entre 30 mm et 50 mm (section 20-XIII, entre 18 m et 16,50 m). La transition avec le sixième ensemble est marquée par l'augmentation de l'hétérogénéité et par la diminution très importante des valeurs de densité.

Les valeurs de densité du sixième ensemble (74 +/- 41 UH), entre 14,98 m (73 +/- 12 UH) et 7,42 m (35 +/- 9 UH), sont décroissantes. Cet ensemble est le plus hétérogène de la carotte, si l'on excepte l'ensemble dégazé. Il est divisé en huit cycles de premier ordre, épais de 400 mm à 1200 mm. Le deuxième ordre est compris entre 238 mm (section 20-X, entre 15 m et 13,50 m et section 20-VII, entre 10,50 m et 9 m) et 313 mm (section 20-VIII, entre 12 m et 10,50 m). Le troisième ordre est compris entre 130 mm (section 20-IX, entre 13,50 m et 12 m) et 100 mm (section 20-VI, entre 8 m et 7,50 m). Le quatrième ordre, très bien défini visuellement (épaisseur moyenne de 43 mm), est compris entre 43 mm et 55 mm sur tout l'ensemble. Le cinquième ordre est compris entre 4 mm et 11 mm. La transition avec le septième ensemble est marquée par une augmentation des valeurs de densités (+ 10 UH) et par une zone hétérogène (supérieur à 20 unités), entre 7 m et 6 m.

Le septième ensemble, de 7,42 m (35 +/- 9 UH) au sommet (44 +/- 31 UH), est peu dense et est hétérogène : 43 +/- 23 UH. Après la zone de transition, les valeurs de densité décroissent de plus de 50 UH à moins de 10 UH. Le premier ordre de cyclicité divise l'ensemble en cinq cycles, de plus en plus épais (de

360 mm à 2390 mm d'épaisseur). Le deuxième ordre de périodicité est compris entre 333 mm et 238 mm, avec des épaisseurs extrêmes de l'ordre 450 mm et 140 mm, vers le sommet de la carotte. Le troisième ordre est d'environ 80 mm à 110 mm (section 20-V et 20-III). Le quatrième ordre est compris entre 6 mm (section 20-V) et 40 mm (section 20-I).





Le profil d'intensité tomographique longitudinal de la MD 9922 21 a une longueur de 31,025 m. Les valeurs en base et sommet de carotte sont, respectivement, de 194 +/- 40 UH, à 31,025 m, et de 72 +/- 58 UH, à 0 m. L'intensité tomographique moyenne de la carotte est de 131 +/- 34 UH. Les valeurs de densités maximale et minimale enregistrées sont de -369 +/- 22 UH (17,981 m) et de 310 +/- 23 UH (31,025 m). Les écarts types horizontaux sont compris entre 205 unités à 0,0625 m et 3 unités à 14,004 m, pour une hétérogénéité moyenne de 14 unités. Six ensembles divisent les profils d'intensité tomographique longitudinal moyenne ( $I_t^{\text{long}}_{\text{moy}}$ ) et d'écart type.

Le premier ensemble, entre 31,025 m (194 +/- 40 UH) et 30,317 m (121 +/- 7 UH) est le plus dense et le deuxième plus hétérogène (172 +/- 36 UH) de la carotte. Les valeurs de densité et l'hétérogénéité sont décroissantes depuis la base vers le sommet de l'unité. Cet ensemble est composé de trois cycles de premier ordre : entre 31,025 m et 30,725 m (300 mm), entre 30,725 m et 30,550 m (175 mm) et entre 30,550 m et 30,317 m (233 mm), soit une épaisseur moyenne de 236 mm, déterminée également par FFT (240 mm section 21-XXI, entre 31,025 m et 30,50 m). Le deuxième ordre, défini visuellement et par FFT, est compris entre 50 mm et 78 mm. Le troisième ordre est compris entre 4 et 18 mm.

Le deuxième ensemble, entre 30,317 m (121 +/- 7 UH) et 28,307 m (122 +/- 31 UH) est le troisième moins dense et le deuxième plus homogène (125 +/- 17 UH) de la carotte. Il est caractérisé par une hétérogénéité moyenne, comprise entre 4 unités et 20 unités. Le premier ordre de périodicité est formé de quatre cycles (29,768 m à 29,682 m (86 mm), 29,682 m à 28,703 m (979 mm), 28,703 m à 28,454 m (249 mm) et 28,454 m à 28,307 m (147 mm)), soit une épaisseur moyenne de 365 mm, également interprété par FFT (333 mm). Le deuxième ordre est composé de 13 cycles de 75 mm d'épaisseur moyenne, assimilable à la période de 56 mm à 65 mm interprétée par FFT (section 21-XX, entre 30,50 m et 29 m). Le troisième ordre, défini uniquement par FFT, est de 30 mm. Le quatrième ordre est composé de 224 cycles d'épaisseur décroissante, de 12 mm à 4 mm, de la base vers le sommet.

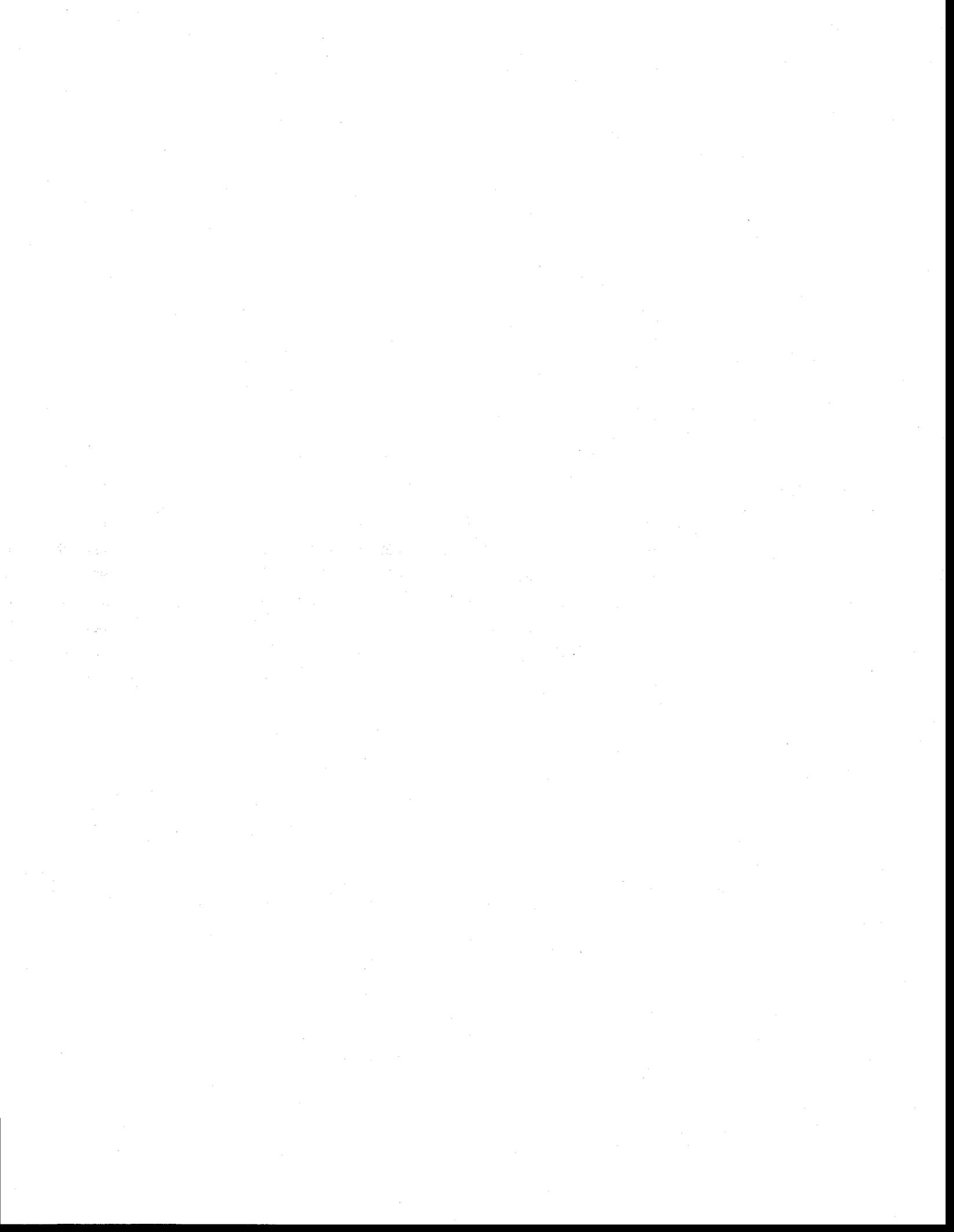
Le troisième ensemble est compris entre 28,307 m (122 +/- 31 UH) et 25,940 m (154 +/- 55 UH). La densité moyenne de cette unité est de 119 +/- 13 UH, soit la deuxième moins dense et la plus homogène de la carotte. Les cyclicités de cet ensemble (section 21-XIX, entre 28,30 m et 27 m, 21-XVIII, entre 27 m et 26 m) sont de cinq ordres. Le premier ordre est composé de trois cycles de 565 mm à 1144 mm d'épaisseur (28,307 m à 27,649 m, 27,649 m à 26,505 m et 26,505 m et 25,940 m). Le deuxième ordre est compris entre 313 mm et 143 mm. Le troisième ordre est compris entre 40 mm et 59 mm. Le quatrième ordre est compris entre 17 mm et 30 mm. Le cinquième ordre (276 cycles) est croissant de 6,8 mm à 10,5 mm.

Le quatrième ensemble est compris entre 25,940 m (154 +/- 55 UH) et 13,737 m (95 +/- 10 UH). La densité moyenne de cette unité est de 113 +/- 21 UH, soit l'unité la moins dense et la troisième plus homogène de la carotte. Le premier ordre de cyclicité est perturbé par l'effet bouchon et n'est interprété qu'entre 25,431 m et 16,891 m (8540 mm) et entre 16,891 m et 13,737 m (3154 mm). Le deuxième ordre, défini également par FFT, est composé de 20 cycles, dont l'épaisseur est comprise entre 310 mm et 648 mm, soit une épaisseur moyenne de 526 mm. Le troisième ordre est décroissant et compris entre 60 mm et

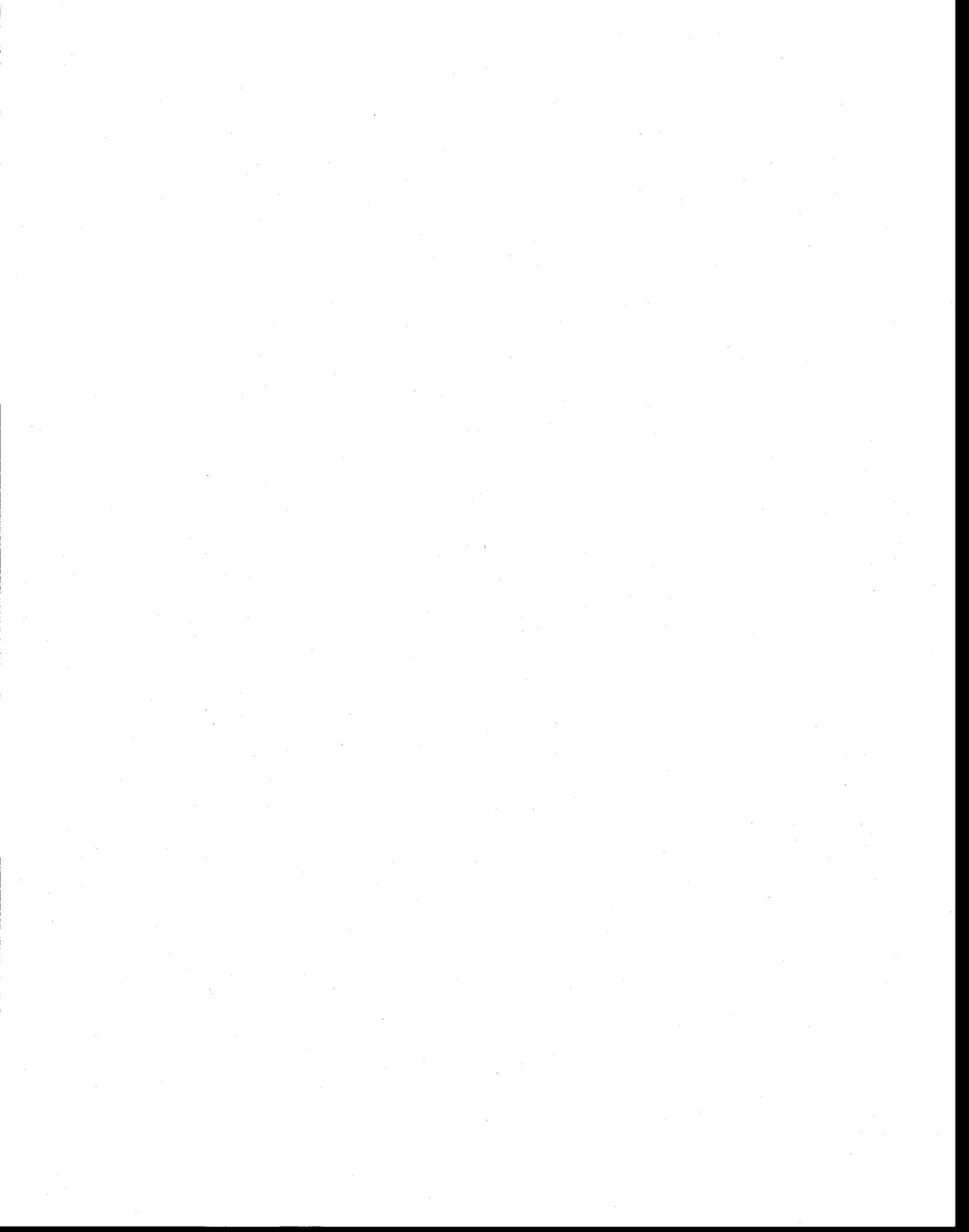
70 mm (section 21- XVII) et entre 50 mm et 60 mm (sections 21-XIV, 21-XIII, 21-X et 21-XI). Le quatrième ordre est croissant entre 25 mm et 30 mm (section 21-XVII) et entre 30 et 40 mm section 21-XI). Le cinquième ordre, observé uniquement visuellement dans le deuxième cycle de premier ordre, est constitué de 402 cycles d'une épaisseur moyenne de 7,8 mm.

Le cinquième ensemble est compris entre 13,737 m (95 +/- 10 UH) et 10,383 m (104 +/- 10 UH). La densité moyenne de cette unité est de 142 +/- 24 UH, ce qui en fait la troisième plus dense et plus hétérogène de la carotte. Cet ensemble est composé de cinq ordres. Le premier ordre est composé de deux cycles (13,737m à 12,230 m et 12,230 m à 10,383m). Le deuxième ordre est représenté par des cycles de 615 mm à 1232 mm d'épaisseur. Ces deux ordres ne sont définis que visuellement. Le troisième ordre (14 cycles définis visuellement) est décroissant depuis la base vers le sommet de l'ensemble, entre 154 mm et 499 mm. Les cycles du quatrième ordre (59 cycles définis visuellement) sont décroissants, entre 68,5 mm, à la base de l'ensemble, et 44 mm à 54 mm, au sommet. Le cinquième ordre est composé de 385 cycles, dont l'épaisseur, croissante, est comprise entre 7,5 mm et 10,7 mm.

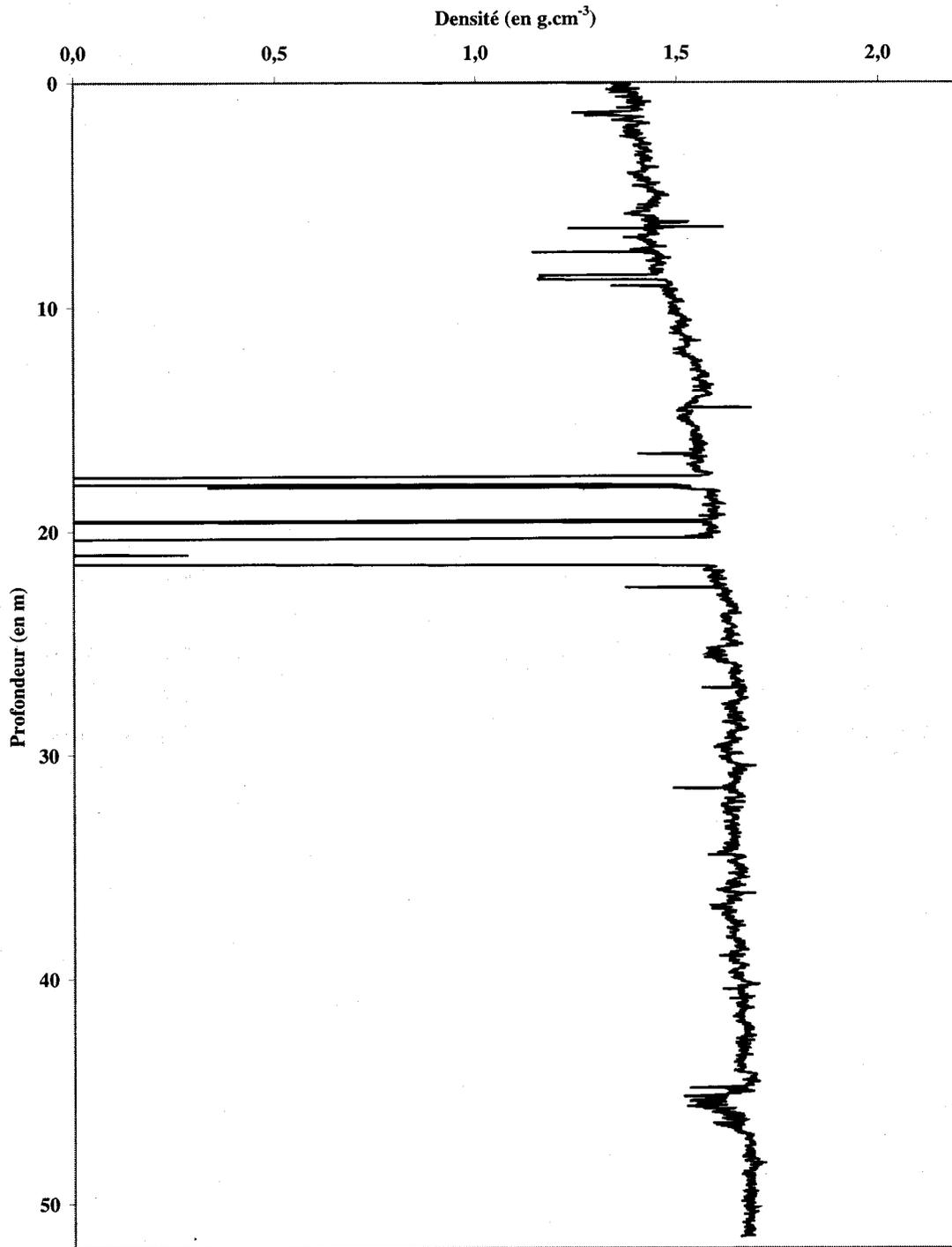
Le sixième ensemble est compris entre 10,383 m (104 +/- 10 UH ) et 0 m (72 +/- 58 UH). La densité moyenne de cette unité est de 150 +/- 39 UH, ce qui en fait la deuxième plus dense et la plus hétérogène de la carotte. Trois cycles majeurs, de premier ordre, divisent cette unité (10,383 m à 6,206 m, 6,206 m à 3,16 m et 3,16 m à 0 m), soit une épaisseur moyenne de 3461 mm. Le deuxième ordre a une épaisseur moyenne de 1313 mm. Ces deux ordres ne sont reconnus que visuellement. Le troisième ordre est très hétérogène et son épaisseur varie entre 530 mm et 240 mm. Le quatrième ordre a une épaisseur qui varie entre 169 mm et 100 mm. Le cinquième ordre est compris entre 30 mm et 45 mm. Le sixième ordre est compris entre 8,7 mm (section 21-V) et 10 mm à 20 mm (sections 21-IV à 21-I).

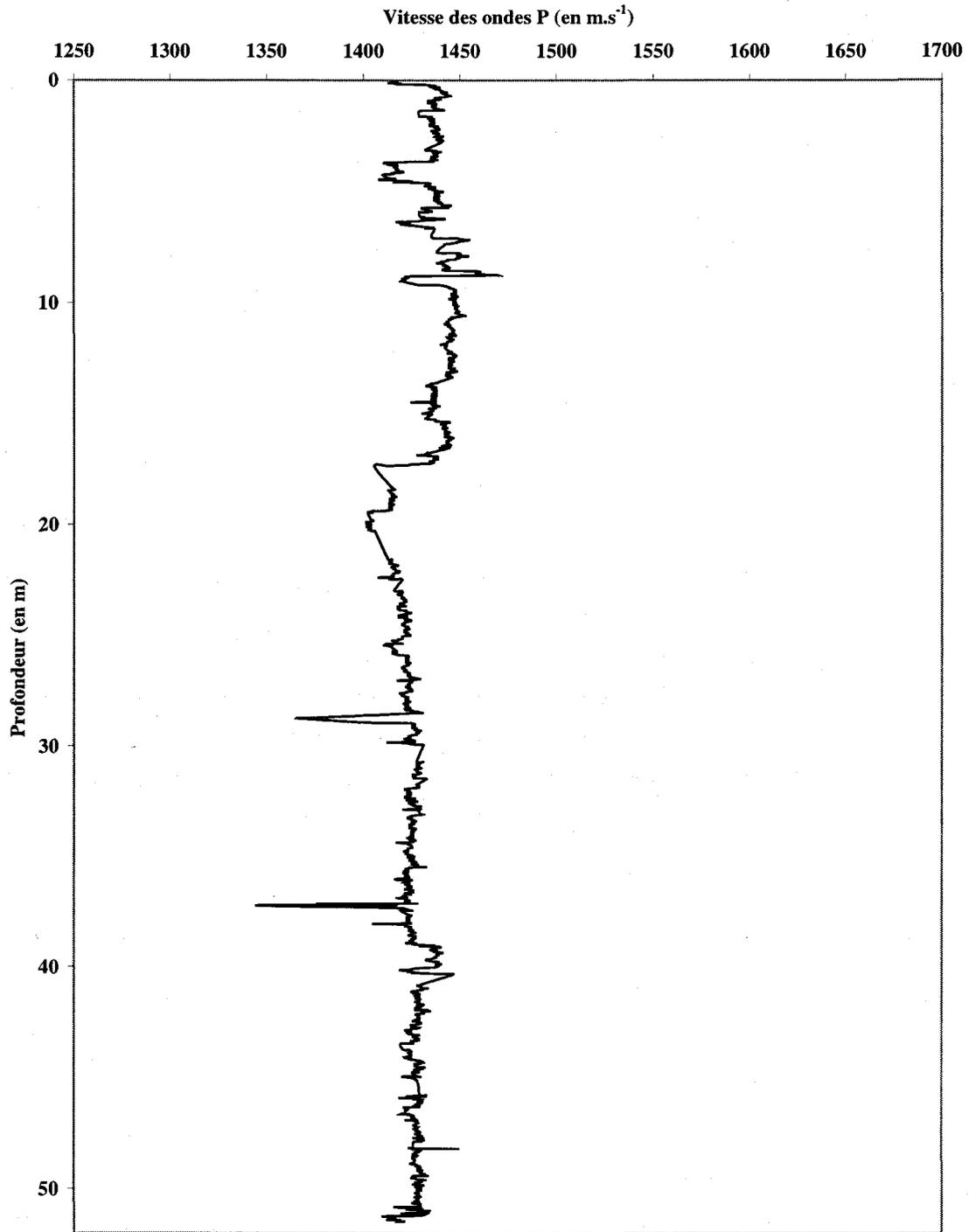


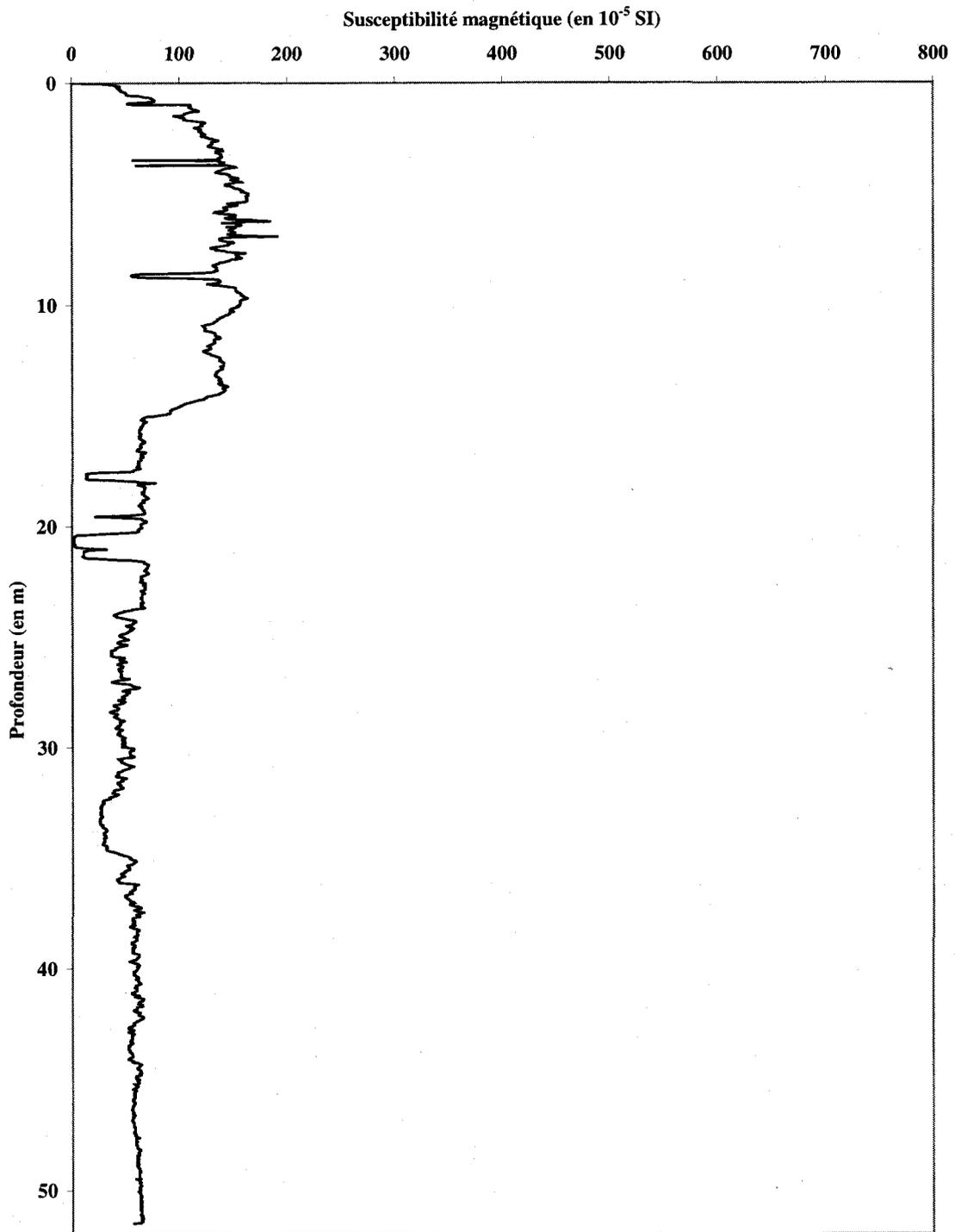
**Annexe 7 : Courbes de densité gamma, vitesse des ondes P et  
susceptibilité magnétique des carottes MD 9922 20 et MD 9922 21.**



### MD 9922 20







### La densité gamma.

Les valeurs de densité gamma sont comprises entre  $1,718 \text{ g.cm}^{-3}$ , à 48,21 m, et  $-0,074 \text{ g.cm}^{-3}$ , à 21 m. La densité moyenne de la MD 9922 20 est de  $1,529 \pm 0,297 \text{ g.cm}^{-3}$ .

Les trous provoqués par le dégazage sont caractérisés par des densités négatives, en raison probable de problèmes d'étalonnages. Les valeurs de densités décroissent de  $1,689 \text{ g.cm}^{-3}$ , à 51,40 m, à  $1,344 \text{ g.cm}^{-3}$ , à 0,02 m. La courbe des densités gamma est divisée en cinq ensembles.

Le premier ensemble, le plus dense ( $1,657 \pm 0,035 \text{ g.cm}^{-3}$ ), est compris entre 51,58 m et 45,25 m. Les valeurs de densités sont décroissantes ( $1,657 \text{ g.cm}^{-3}$  à  $1,516 \text{ g.cm}^{-3}$ ). La transition entre cet ensemble et le deuxième ensemble, entre 47,18 m et 45,11 m, est caractérisée par des densités basses (entre  $1,5 \text{ g.cm}^{-3}$  et  $1,6 \text{ g.cm}^{-3}$ ).

Le deuxième ensemble (entre 45,25 m et 25,48 m) est dense ( $1,645 \pm 0,022 \text{ g.cm}^{-3}$ ) et caractérisé par une diminution des valeurs de densité ( $1,57 \text{ g.cm}^{-3}$  à 25,48 m).

Le troisième ensemble, entre 25,48 m et 15,04 m, est marqué par les deux plus importantes zones de dégazage. La densité moyenne de cet ensemble est moyenne ( $1,582 \pm 0,073 \text{ g.cm}^{-3}$ ). Les valeurs de densités sont décroissantes, jusqu'à  $1,44 \text{ g.cm}^{-3}$  à 15,04 m. La transition entre le troisième et le quatrième ensemble est marquée par une augmentation des valeurs de densité ( $1,581 \text{ g.cm}^{-3}$  à 13,92 m).

La densité moyenne du quatrième ensemble, entre 15,04 m et 6,89 m, est basse ( $1,497 \pm 0,071 \text{ g.cm}^{-3}$ ). Cet ensemble est caractérisé par une diminution des valeurs de densité, jusqu'à  $1,371 \text{ g.cm}^{-3}$ , à 6,89 m. La transition avec le cinquième ensemble est marquée par une augmentation de la densité : de  $1,371 \text{ g.cm}^{-3}$  à  $1,526 \text{ g.cm}^{-3}$  entre 6,89 m et 6,20 m.

Le dernier ensemble (6,89 m à 0 m), est le moins dense et l'un des plus hétérogène ( $1,406 \pm 0,062 \text{ g.cm}^{-3}$ ). Les valeurs densités décroissent très irrégulièrement depuis la base de cet ensemble ( $1,371 \text{ g.cm}^{-3}$  à 6,89 m) jusqu'à la surface ( $0,652 \text{ g.cm}^{-3}$  à 0 m).

### La vitesse des ondes P.

Compte tenu des vitesses inférieures à  $1500 \text{ m.s}^{-1}$ , la vitesse du son dans l'eau, il est important de noter que des problèmes d'étalonnage ou de dérive soient possibles. Ces valeurs n'ont donc pas de valeur absolue fiable, mais restent intéressantes à étudier de façon relative.

La vitesse des ondes P minimale est de  $1344 \text{ m.s}^{-1}$ , enregistrée à 37,23 m. La valeur maximale est de  $1469 \text{ m.s}^{-1}$  à 8,76 m. La vitesse moyenne des ondes P est de  $1429 \pm 11 \text{ m.s}^{-1}$ , donc inférieure à la vitesse du son dans l'eau, soit  $1500 \text{ m.s}^{-1}$ . Cette différence peut être expliquée conjointement par la présence importante de gaz, la vitesse du son dans l'air est de  $333 \text{ m.s}^{-1}$ , et par des problèmes de transmission du signal en raison de vides entre la gaine et le sédiment. La courbe se divise en trois grands ensembles.

Le premier ensemble est compris entre 51,58 m ( $1375 \text{ m.s}^{-1}$ ) et 38,92 m ( $1422 \text{ m.s}^{-1}$ ). Les vitesses sont décroissantes jusqu'à 41,43 m ( $1427 \text{ m.s}^{-1}$ ). Entre 41,43 m et 38,92 m, la transition entre les deux ensembles est marquée par une augmentation de la vitesse des ondes P jusqu'à  $1438 \text{ m.s}^{-1}$ .

Les valeurs des vitesses des ondes P du deuxième ensemble, entre 38,92 m et 17,34 m, sont décroissantes ( $1422 \text{ m.s}^{-1}$  à  $1406 \text{ m.s}^{-1}$ ). La transition avec le troisième ensemble est marquée par une augmentation de la vitesse entre 19,37 m ( $1412 \text{ m.s}^{-1}$ ) et 17,34 m ( $1406 \text{ m.s}^{-1}$ ).

Le dernier ensemble, 17,34 m à la surface ( $1417 \text{ m.s}^{-1}$ ), est le plus hétérogène. Cet ensemble est marqué par une augmentation de la vitesse des ondes P de plus de  $29 \text{ m.s}^{-1}$  en 12 cm. Les plus importantes variations négatives du dernier ensemble sont dues aux extrémités de section, et sont particulièrement visibles à partir de 9,02 m.

### **La susceptibilité magnétique.**

Les valeurs de susceptibilité magnétique sont comprises entre  $-1.10^{-5}$  SI en surface et  $191.10^{-5}$  SI à 6,89 m. Le minéral magnétique dominant est supposé être la magnétite (Saint-Onge *et al.*, 2003). La susceptibilité magnétique moyenne est de  $75 \pm 41.10^{-5}$  SI. La courbe de susceptibilité magnétique est composée de six ensembles de valeurs de plus en plus hétérogènes.

Dans le premier ensemble, entre 51,58 m ( $57.10^{-5}$  SI) à 44,11 m ( $53.10^{-5}$  SI), les valeurs de susceptibilité magnétique sont moyennes et homogènes :  $60 \pm 3.10^{-5}$  SI. Les valeurs décroissent d'environ  $65.10^{-5}$  SI à environ  $57.10^{-5}$  SI, vers 46,52 m et augmentent jusqu'à  $64.10^{-5}$  SI, à 44,33 m. La transition avec l'ensemble suivant est marquée par des valeurs de susceptibilité magnétique basses entre 44,11 m ( $53.10^{-5}$  SI) et 42,71 m ( $52.10^{-5}$  SI).

Dans le deuxième ensemble, entre 44,11 m et 34,68 m ( $34.10^{-5}$  SI), les valeurs de susceptibilité magnétique diminuent et sont plus hétérogènes ( $56 \pm 5.10^{-5}$  SI). Cet ensemble est composé de neuf sous-ensembles. La transition avec le troisième ensemble est marquée par des valeurs basses, entre 34,68 m ( $34.10^{-5}$  SI) et 32,72 m ( $26.10^{-5}$  SI).

Le troisième ensemble, 34,68 m à 23,66 m ( $67.10^{-5}$  SI), a la susceptibilité magnétique moyenne la plus basse de la carotte :  $42 \pm 9.10^{-5}$  SI. Cet ensemble est composé de trois grands sous-ensembles. La transition avec le quatrième ensemble est marquée par une augmentation des valeurs de susceptibilité magnétique de plus  $28.10^{-5}$  SI entre 24 m et 23,66 m.

Le quatrième ensemble, entre 23,66 m et 15,16 m ( $64.10^{-5}$  SI) est constitué de valeurs de susceptibilité magnétique moyennes et homogènes ( $65 \pm 4.10^{-5}$  SI), en excluant les trous de la zone de dégazage principale. La transition avec le cinquième ensemble est marquée par une augmentation des valeurs de susceptibilité magnétique de plus  $80.10^{-5}$  SI entre 15,16 m et 13,68 m.

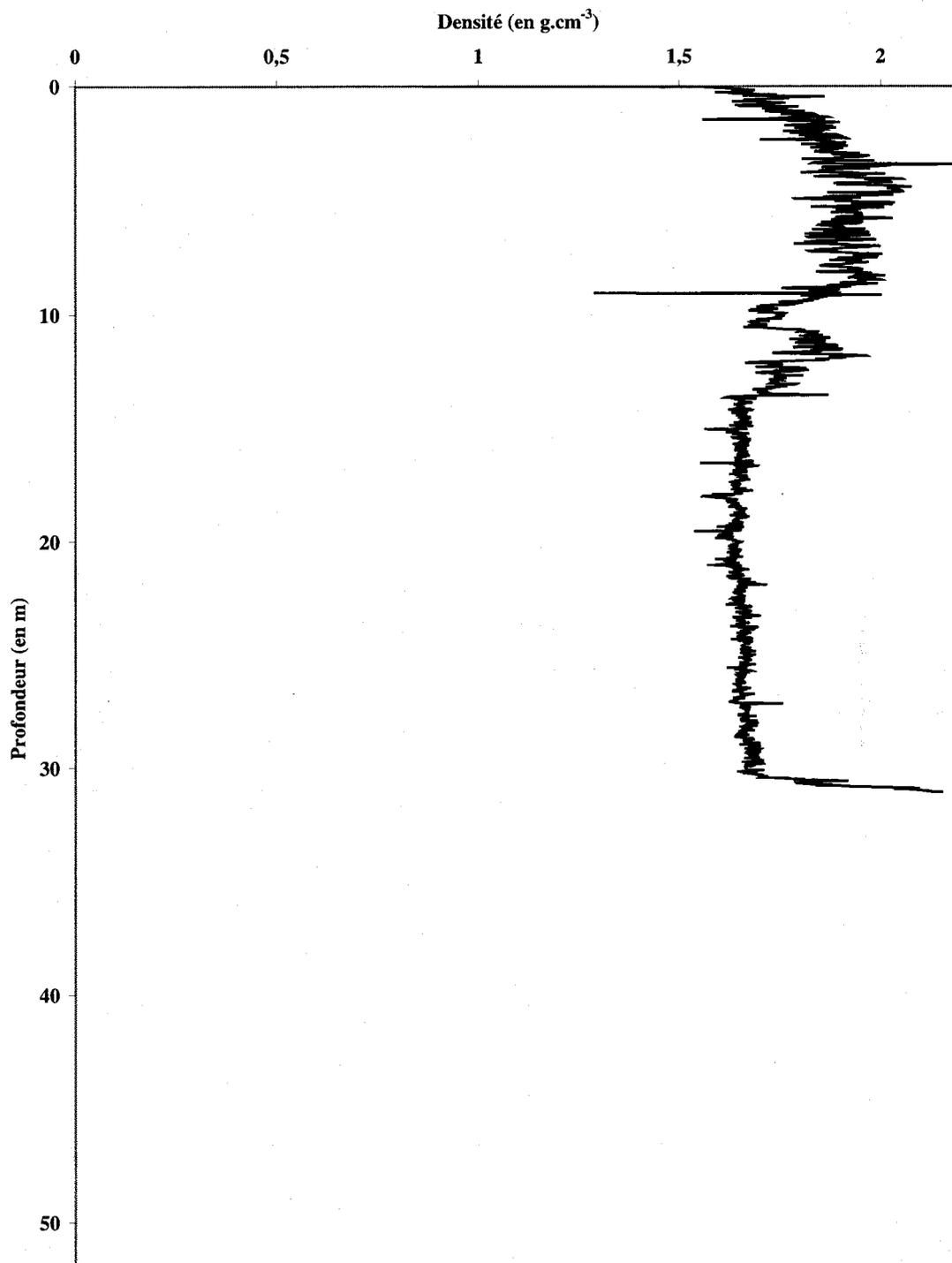
Le cinquième ensemble, entre 15,16 m et 7,43 m ( $129.10^{-5}$  SI), est caractérisé par la susceptibilité magnétique moyenne la plus élevée de la carotte et la deuxième plus hétérogène ( $131 \pm 22.10^{-5}$  SI). Il est également marqué par cinq importants pics de susceptibilité magnétique, à 13,68 m ( $144.10^{-5}$  SI), 12,73 m

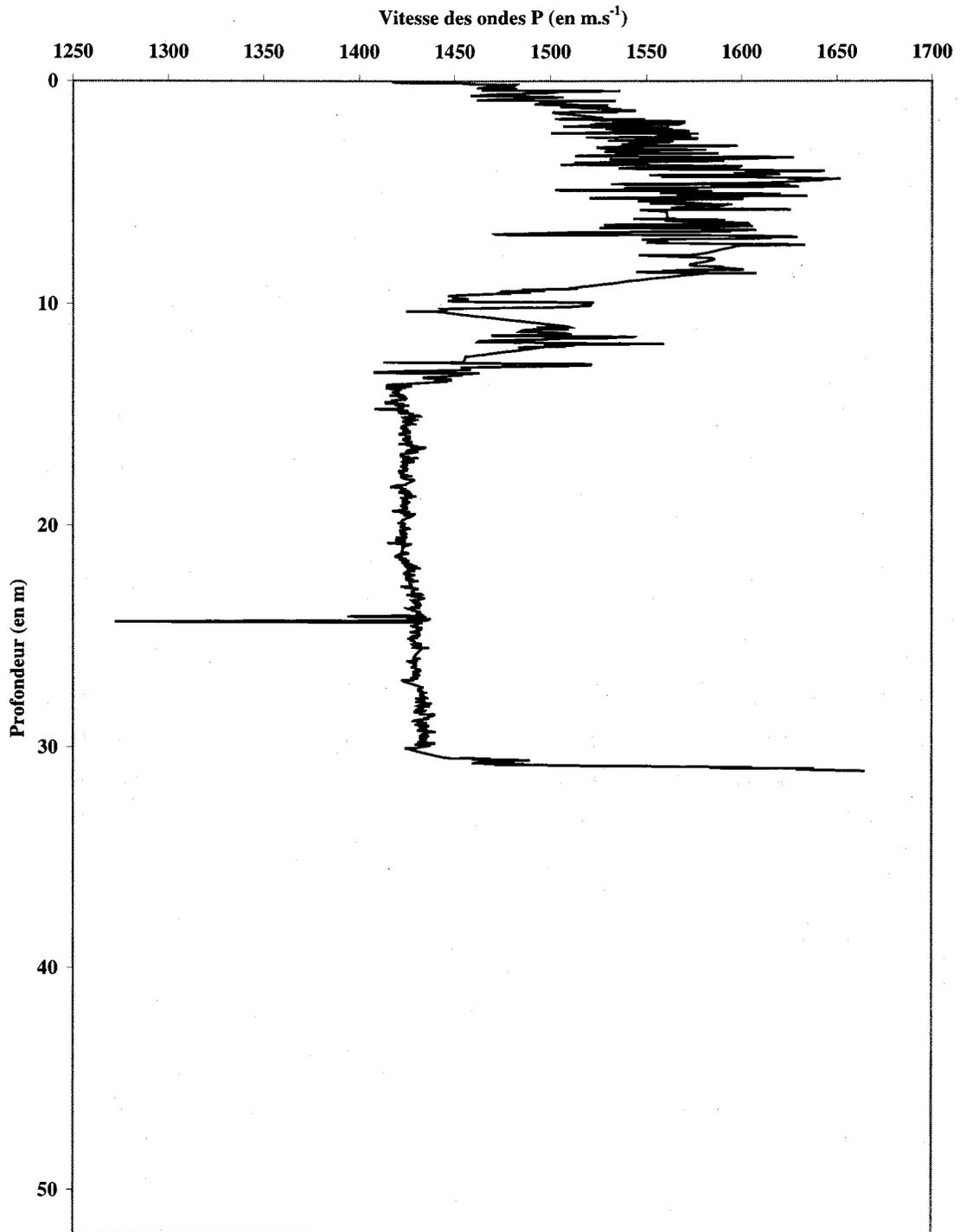
( $141.10^{-5}$  SI), 11,48 m ( $138.10^{-5}$  SI), 9,68 m ( $163.10^{-5}$  SI) et 7,66 m ( $161.10^{-5}$  SI). La transition avec l'ensemble précédent est marquée par des variations de fortes amplitudes et de hautes fréquences, entre 7,43 m et 5,84 m, où la valeur de susceptibilité magnétique est maximale :  $191.10^{-5}$  SI à 6,89 m et  $184.10^{-5}$  SI à 6,20 m.

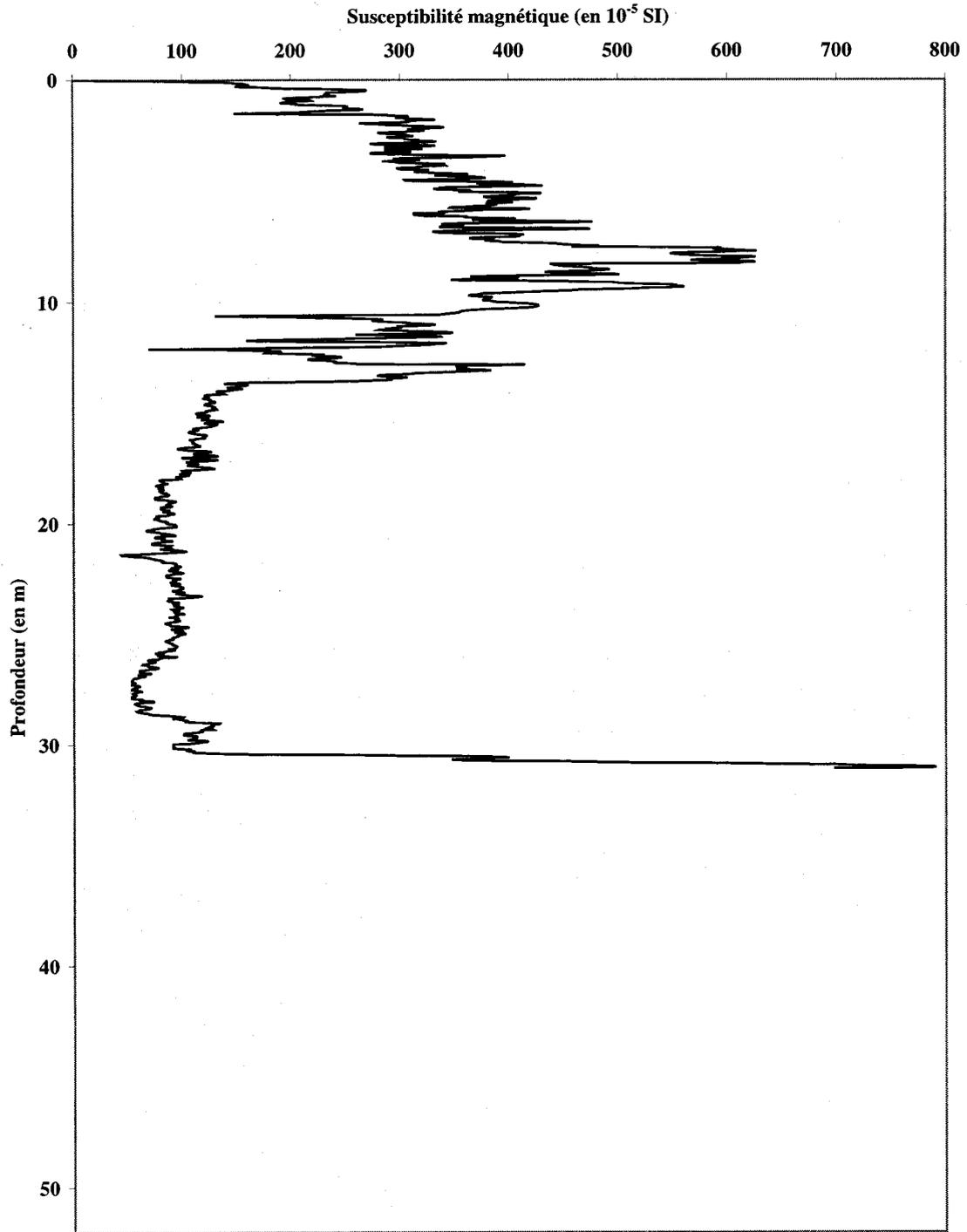
Le sixième ensemble, entre 7,43 m et la surface ( $-1.10^{-5}$  SI), a une valeur moyenne de susceptibilité magnétique élevée et la plus hétérogène de la carotte :  $127 \pm 34.10^{-5}$  SI. Cet ensemble peut être divisé en sept sous-ensembles.

Les cinquième et sixième ensembles correspondent, en première approximation, à une multiplication par trois de leur teneur en minéraux magnétiques.

**MD 9922 21**







### La densité gamma.

La carotte MD 9922 21 a une densité gamma moyenne de  $1,735 \pm 0,145 \text{ g.cm}^{-3}$  et des valeurs extrêmes de  $0,041 \text{ g.cm}^{-3}$  (12,061 m) et  $2,178 \text{ g.cm}^{-3}$  (3,42 m). Les pics de très basses densités sont corrélés aux limites de section. La MD 9922 21 est divisée en quatre ensembles distincts.

Le premier ensemble est compris entre 31,025 m ( $2,151 \text{ g.cm}^{-3}$ ) et 30,057 m ( $1,573 \text{ g.cm}^{-3}$ ). Les valeurs de densités décroissent fortement entre la base et le sommet de l'unité, et sa densité moyenne est élevée :  $1,831 \pm 0,156 \text{ g.cm}^{-3}$ .

Le deuxième ensemble est compris entre 30,057 m et 13,659 m ( $1,612 \text{ g.cm}^{-3}$ ). La densité moyenne de l'ensemble est de  $1,647 \pm 0,071 \text{ g.cm}^{-3}$ . Cet ensemble est donc le moins dense et le plus homogène de la carotte. Trois sous-ensembles le composent. La densité du premier sous-ensemble (30,057 m à 27,049 m) augmente de  $0,050 \text{ g.cm}^{-3}$  entre 30,057 m et 29,817 m, puis décroît de  $0,068 \text{ g.cm}^{-3}$  jusqu'à 27,049 m. Ce sous-ensemble est le plus hétérogène et le plus dense des trois :  $1,669 \pm 0,026 \text{ g.cm}^{-3}$ . Le deuxième sous-ensemble, entre 27,049 m et 19,829 m, a une densité moyenne de  $1,651 \pm 0,019 \text{ g.cm}^{-3}$ . Les valeurs de densités sont croissantes, de plus  $0,047 \text{ g.cm}^{-3}$ , jusqu'à 25,419 m puis décroissantes jusqu'à 19,829 m, de moins  $0,071 \text{ g.cm}^{-3}$ . Le dernier sous-ensemble, entre 19,829 m et 13,659 m, a une densité moyenne de  $1,632 \pm 0,110 \text{ g.cm}^{-3}$ , soit le sous-ensemble le moins dense. L'écart type est très élevé en raison des densités très basses corrélées aux limites des sections 21-XII et 21-XIII. La transition avec le troisième ensemble est marquée par une augmentation importante des valeurs de densité :  $0,058 \text{ g.cm}^{-3}$ .

Le troisième ensemble est compris entre 13,659 m ( $1,612 \text{ g.cm}^{-3}$ ) et 10,562 m ( $0,977 \text{ g.cm}^{-3}$ ). Sa densité moyenne,  $1,765 \pm 0,167 \text{ g.cm}^{-3}$ , est intermédiaire par rapport aux trois autres unités de la carotte, mais elle est la plus hétérogène, du fait des limites de sections très peu denses. Deux sous-ensembles composent cet ensemble. Le premier (13,659 m et 12,061 m) est moins dense et moins hétérogène, avec  $1,711 \pm 0,192 \text{ g.cm}^{-3}$ , que le deuxième (12,061 m et 10,562 m), avec  $1,799 \pm 0,231 \text{ g.cm}^{-3}$ . La transition entre les deux sous-ensembles est marquée par une augmentation importante de la densité : plus  $0,137 \text{ g.cm}^{-3}$ . La transition avec le quatrième ensemble est marquée par une diminution importante de la densité (moins  $0,124 \text{ g.cm}^{-3}$ ) et des valeurs basses,  $1,715 \text{ g.cm}^{-3}$ , entre 10,562 m et 9,801 m.

Le quatrième ensemble (10,562 m à 0 m) a une densité moyenne de  $1,851 \pm 0,134 \text{ g.cm}^{-3}$ , soit l'ensemble le plus dense et le plus hétérogène de la carotte. Après la zone de transition, les valeurs de densités augmentent de  $1,719 \text{ g.cm}^{-3}$  (9,801 m) à  $1,990 \text{ g.cm}^{-3}$  (8,638 m). Entre 8,638 m et 2,908 m, les valeurs de densité oscillent autour de  $1,900 \text{ g.cm}^{-3}$  avec de fortes variations, de l'ordre de  $0,20 \text{ g.cm}^{-3}$ . Entre 2,908 m et la surface, la densité diminue pour atteindre  $0,865 \text{ g.cm}^{-3}$  à 0 m.

### **La vitesse des ondes P.**

Compte tenu des vitesses inférieures à  $1500 \text{ m.s}^{-1}$ , la vitesse du son dans l'eau, il est important de noter que des problèmes d'étalonnage ou de dérive soient possibles. Ces valeurs n'ont donc pas de valeur absolue fiable, mais restent intéressantes à étudier de façon relative.

La vitesse des ondes P moyenne mesurée est de  $1468 \pm 63 \text{ m.s}^{-1}$ . Les valeurs minimales et maximales sont respectivement de  $1273 \text{ m.s}^{-1}$  (24,339 m) et de  $1664 \text{ m.s}^{-1}$  (31,025 m). Les valeurs de vitesse peu élevées, notamment entre 17,80 m et 30 m, sont liées aux limites de section. La courbe des vitesses des ondes P est divisée en quatre ensembles.

Le premier ensemble, entre 31,025 m ( $1664 \text{ m.s}^{-1}$ ) et 29,937 m ( $1395 \text{ m.s}^{-1}$ ), a une vitesse moyenne de  $1518 \pm 77 \text{ m.s}^{-1}$ . Les vitesses mesurées décroissent très rapidement entre la base et le sommet de cet ensemble.

Le deuxième ensemble est compris entre 29,937 m et 13,619 m ( $1373 \text{ m.s}^{-1}$ ). Cet ensemble, avec  $1426 \pm 9 \text{ m.s}^{-1}$ , a la vitesse moyenne la plus faible et la plus homogène de la carotte. Les valeurs enregistrées diminuent jusqu'à 21,535 m ( $1423 \text{ m.s}^{-1}$ ). Les valeurs sont stables autour de  $1423 \text{ m.s}^{-1}$ , entre 21,535 m et 17,491 m. Entre 17,491 m et 16,461 m, les vitesses augmentent pour atteindre  $1435 \text{ m.s}^{-1}$ , puis diminuent, entre 16,461 m et 13,619 m.

Le troisième ensemble, entre 13,619 m ( $1373 \text{ m.s}^{-1}$ ) et 10,341 m ( $1425 \text{ m.s}^{-1}$ ), a une vitesse moyenne de  $1477 \pm 35 \text{ m.s}^{-1}$ . Les vitesses augmentent entre 13,619 m et 12,601 m ( $1454 \text{ m.s}^{-1}$ ) et entre 12,601 m et 11,801 m ( $1559 \text{ m.s}^{-1}$ ) puis diminuent jusqu'à la fin de l'unité, à 10,341 m ( $1425 \text{ m.s}^{-1}$ ). La transition, entre 13,619 m et 9,641 m, avec le quatrième ensemble est marquée par deux paliers de vitesses autour de  $1450 \text{ m.s}^{-1}$ , séparés par un pic entre  $1515 \text{ m.s}^{-1}$  et  $1520 \text{ m.s}^{-1}$ .

La vitesse moyenne mesurée dans le quatrième ensemble, entre 13,619 m et 0,04 m ( $1517 \text{ m.s}^{-1}$ ), est de  $1542 \pm 50 \text{ m.s}^{-1}$ . Après la zone de transition, les vitesses augmentent de  $1447 \text{ m.s}^{-1}$  (9,641 m) à  $1607 \text{ m.s}^{-1}$  (8,638 m). Entre 8,638 et 3,58 m, les vitesses oscillent autour de  $1575 \text{ m.s}^{-1}$ , avec de fortes disparités, entre  $1473 \text{ m.s}^{-1}$  à 6,894 m et  $1651 \text{ m.s}^{-1}$  à 4,40 m. À partir de 3,58 m ( $1475 \text{ m.s}^{-1}$ ), les vitesses diminuent jusqu'à  $1417 \text{ m.s}^{-1}$  à 0,04 m.

### **La susceptibilité magnétique.**

La valeur de susceptibilité magnétique moyenne de la carotte MD 9922 21 est de  $211 \pm 150 \cdot 10^{-5}$  SI. Les valeurs s'échelonnent entre  $-2 \cdot 10^{-5}$  SI, à 0 m, et  $790 \cdot 10^{-5}$  SI, à 31,017 m. Cinq ensembles sont définis sur la courbe de susceptibilité magnétique.

Le premier ensemble est compris entre 31,025 m ( $698 \cdot 10^{-5}$  SI) et 30,037 m ( $86 \cdot 10^{-5}$  SI), avec une susceptibilité magnétique moyenne de  $357 \pm 238 \cdot 10^{-5}$  SI. Les valeurs sont fortement décroissantes.

Le deuxième ensemble, entre 30,037 m et 28,489 m ( $60 \cdot 10^{-5}$  SI), a une susceptibilité magnétique moyenne de  $105 \pm 18 \cdot 10^{-5}$  SI. Il est constitué de deux sous-ensembles, entre 30,037 m et 29,517 m et entre 29,517

m et 28,489 m, dont les maximums respectifs sont de  $122. 10^{-5}$  SI à 29,817 m et de  $133. 10^{-5}$  SI à 28,997 m. Le sommet de l'unité est marqué par une diminution importante des valeurs de susceptibilité magnétique : moins  $73. 10^{-5}$  SI en 0,508 m.

Le troisième ensemble est compris entre 28,489 m et 13,639 m ( $139. 10^{-5}$  SI). La valeur de susceptibilité magnétique moyenne est de  $92 \pm 22. 10^{-5}$  SI. Entre 28,489 m et 27,229 m, les valeurs sont décroissantes, de  $60. 10^{-5}$  SI à  $53. 10^{-5}$  SI. De 27,229 m à 24,959 m, les valeurs augmentent pour atteindre  $98. 10^{-5}$  SI. Jusqu'à 18,239 m,  $76. 10^{-5}$  SI, la susceptibilité magnétique diminue de moins  $22. 10^{-5}$  SI. Entre 18,239 m et 17,511 m, les valeurs augmentent jusqu'à  $114. 10^{-5}$  SI. Entre 15,511 m et 13,639 m, les valeurs de susceptibilité augmente jusqu'à  $139. 10^{-5}$  SI.

Le quatrième ensemble, entre 13,639 m et 7,134 m, a une valeur moyenne de  $370 \pm 126. 10^{-5}$  SI, donc le plus hétérogène et avec la susceptibilité magnétique moyenne la plus élevée de la carotte. Il débute par deux augmentations importante, successives des valeurs, de  $139. 10^{-5}$  SI (13,639 m) jusqu'à  $306. 10^{-5}$  SI (13,381 m) et jusqu'à  $383. 10^{-5}$  SI (13,061 m). La fin de l'unité est marquée par une diminution très importante des valeurs de susceptibilité magnétique entre 7,698 m ( $626. 10^{-5}$  SI) et 7,134 m ( $368. 10^{-5}$  SI).

Le cinquième ensemble est compris entre 7,134 m ( $368. 10^{-5}$  SI) et la surface ( $-2. 10^{-5}$  SI). La susceptibilité magnétique moyenne est de  $313 \pm 74. 10^{-5}$  SI. Entre 7,134 m et 6,014 m ( $313. 10^{-5}$  SI), les valeurs sont décroissantes et la courbe est composée de cinq pics. Les valeurs sont croissantes entre 6,054 m et 5,087 m ( $429. 10^{-5}$  SI). Cette section est également composée de cinq pics. Entre 5,087 m et 4,767 m, les valeurs sont stables à l'exception de deux petits pics de  $364. 10^{-5}$  SI et  $344. 10^{-5}$  SI. À partir, de 4,767 m, les valeurs sont décroissantes et divisées en vingt cinq pics de susceptibilité magnétique.

Les ensembles 1, 4 et 5 ont, en première approximation, des teneurs en minéraux magnétiques trois fois plus élevées que les ensembles 2 et 3.