

Stratégie d'étude, matériel et cadre chronologique



Chapitre 2 – Stratégie d'étude, matériel et cadre chronologique

Dans ce chapitre, après avoir brièvement présenté les objectifs de la campagne PACHIDERME, les particularités de la zone d'étude seront détaillées en faisant une description complète de la zone d'échantillonnage et du contexte climatique local. Ce chapitre va donc se consacrer à la description des carottes marines MD07-3088 (46°04.30' S, 75°41.23' W, 1536 m; 18,9 m de long), et MD07-3119 (46°05' S, 76°06' W, 3250 m; 32,5 m de long) collectées au large de la marge sud-chilienne afin de mieux cerner l'utilité de l'étude d'une archive sédimentaire marine à ultra-haute résolution.

2.1. LA CAMPAGNE OCÉANOGRAPHIQUE « PACHIDERME »

Dans le cadre du programme IMAGES (International MARine Global changES), la campagne océanographique "PACHIDERME" (MD-159), a eu pour objectif d'une part de compenser le manque d'archives sédimentaires disponibles dans les hautes latitudes sud et d'autre part d'étudier (1) les grands systèmes de circulation océan-atmosphère dans l'Hémisphère Sud et (2) les interactions terre-océan dans les fjords. Elle avait aussi pour but de mieux cerner l'influence des vents d'ouest sur les précipitations au cours de la déglaciation et de l'Holocène. Cette campagne a permis de récolter de longues séries sédimentaires dans la zone pour documenter les changements paléo-environnementaux, paléo-climatiques et paléo-océanographiques dans le Sud-Est du Pacifique le long de la marge chilienne (Kissel & The Shipboard Scientific Party, 2007). Durant le mois de février 2007, à bord du navire océanographique "Marion Dufresne II" de l'Institut Polaire Paul-Emile Victor (IPEV), 36 carottes marines ont ainsi été prélevées entre Punta Arenas (~53°S) et Puerto Montt (~41°S) aussi bien dans les fjords qu'en océan ouvert (**Fig. 2-1**).

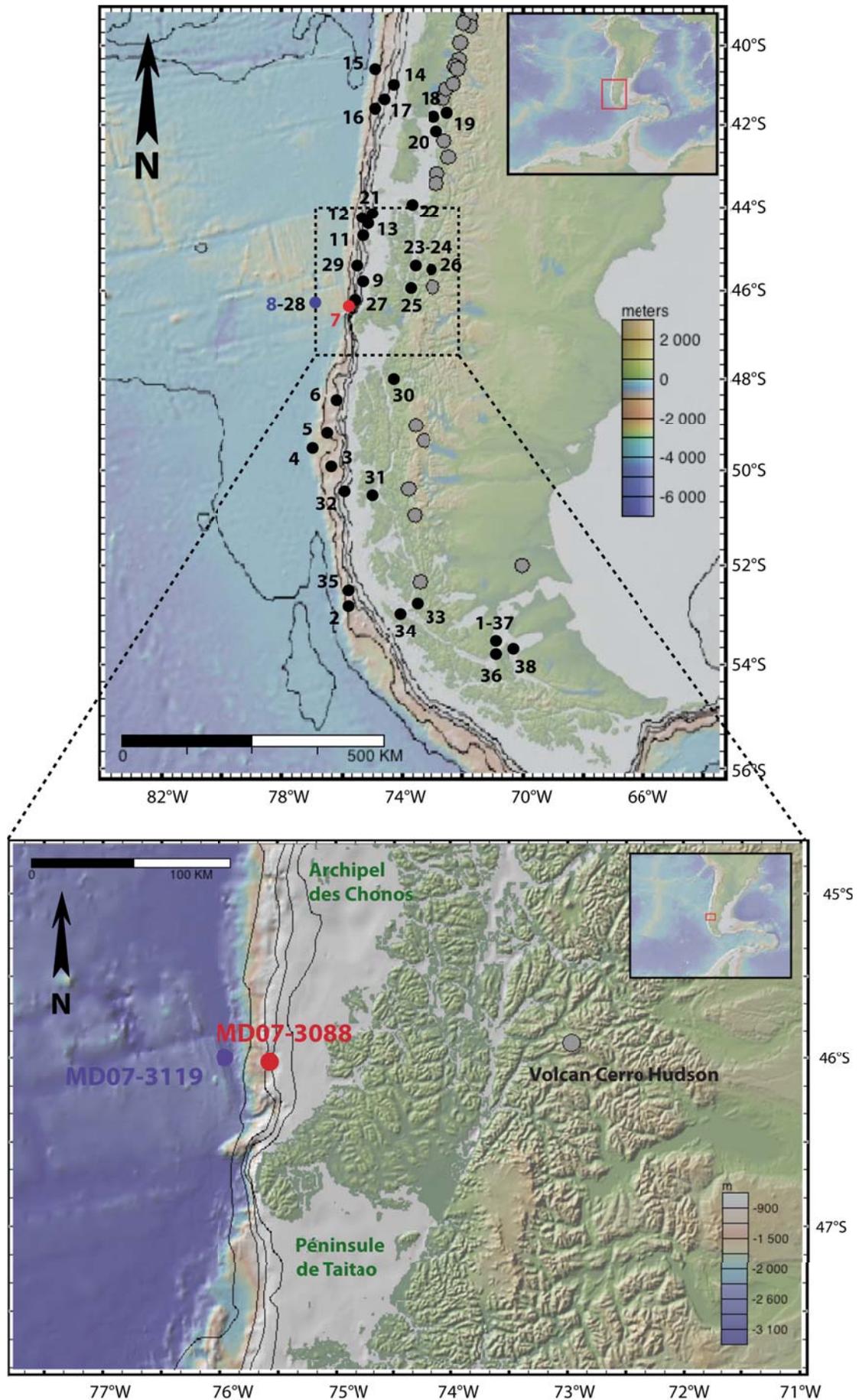


Figure 2-1: Localisation des carottes marines MD07-3088 et MD07-3119 (pastilles rouge et bleue) parmi les 36 sites d'échantillonnage de la mission Pachiderme (pastilles rouges) et position géographique des centres volcaniques (pastilles grises) ; l'encart montre un agrandissement de la zone de collecte à proximité du principal centre Cénozoïque : l'Hudson et position des deux carottes marines

2.2. LOCALISATION ET CONTEXTE CLIMATIQUE DES SITES D'ÉTUDE

La région chilienne des fjords d'Aysen, localisée entre l'archipel des Chonos au nord et la péninsule de Taitao au sud, représente un complexe d'îles, de chenaux, et petites baies issus de l'érosion des glaciers patagoniens qui couvraient cette région pendant les dernières glaciations. Actuellement, cette région est soumise à de très fortes précipitations produites par l'influence du front polaire sud sur le système atmosphère-océan (Strub *et al.*, 1998). Ce front migre saisonnièrement entre environ 50°S au cours de l'été et 40°-45°S en hiver. Cette zone est donc soumise à l'influence directe des Westerlies, qui vont contrôler la distribution des précipitations, le budget sédimentaire par les fleuves et les glaciers, les régimes d'altération et/ou d'érosion et les interactions entre l'océan et l'atmosphère. A cette latitude, le climat est tempéré hyper-humide avec des températures moyennes annuelles de l'ordre de 10°C et des précipitations annuelles oscillant entre 2000 et 4000 mm (Miller, 1976 ; Markgraf *et al.*, 1995 ; Garreaud et Aceituno, 2007, **Fig. 2-2**). L'intensification des Westerlies favorise une dynamique plus soutenue de la circulation océanique de surface et les apports d'eaux froides en provenance du pôle sont donc plus intenses pendant les périodes de refroidissement, alimentées par de plus fortes précipitations (Haberle et Bennett, 2004). Ces effets expliquent en partie les nombreuses évidences de fluctuations des calottes patagoniennes à l'échelle séculaire à millénaire, dont la dynamique croît exponentiellement à partir de 46°S. Elle résulte de la combinaison de plusieurs paramètres : la température de l'air, le bilan radiatif solaire et les précipitations (Ooelermans, 2005).

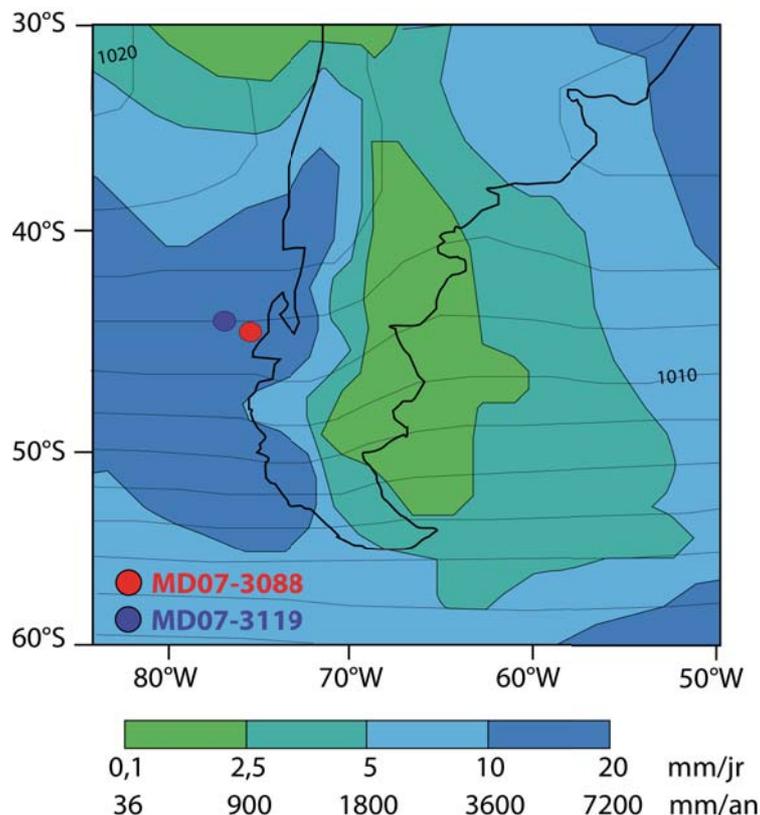


Figure 2-2: Carte des précipitations moyennes annuelles; courbes de niveau tous les 2,5 hPa (modifiée d'après Garreaud et Aceituno, 2007); Localisation des carottes MD07-3088 (pastille rouge) et MD07-3119 (pastille bleue)

La carotte marine CALYPSO MD07-3088 (46°04.30' S, 75°41.23' W) a été collectée au cours de la campagne océanographique PACHIDERME (station 7, pastille rouge, **Fig. 2-1**) entre la péninsule de Taitao (au sud) et l'archipel des Chonos (au nord) à une profondeur de 1536 mètres (**Fig. 2-1**). La carotte marine CALYPSO MD07-3119 (46°05 S, 76°06 W) a également été collectée au cours de cette même campagne au large de la région chilienne des fjords d'Aysen à la profondeur de 3250 mètres (station 8, pastille bleue, **Fig. 2-1**). À cette latitude, nous pourrions ainsi restituer la variabilité climatique de la ceinture des vents d'Ouest associée à celles des calottes et glaciers andins, jusqu'à présent bien documentée aux latitudes plus basses que 41°S (Lamy *et al.*, 2001 ; 2004).

De plus, la proximité de ces sites de prélèvement à un grand nombre de centres volcaniques actifs (pastilles grises, **Fig. 2-1**), permet l'accumulation de nombreux niveaux de téphra. L'identification des centres d'émission de ces téphras couplée à une comparaison avec les niveaux repérés dans les séries sédimentaires à terre et lacustres (Naranjo et Stern 1998 ; Haberle et Lumley, 1998) permettra d'obtenir des niveaux datés en complément des datations radiocarbone et de la stratigraphie isotopique afin d'établir un cadre chronologique fiable et précis.

2.3. LITHOLOGIE DES CAROTTES MD07-3088 ET MD07-3119

Une analyse de la lithologie des deux carottes a été effectuée à bord du Marion Dufresne lors de la campagne MD 159–Pachiderme et a permis de construire un log représentatif des composantes des deux enregistrements marins.

Les six premiers mètres de l'enregistrement MD07-3088 sont constitués d'une succession relativement uniforme de sédiments silto-argileux de couleur noirs-olive à gris-olive. Les 13 mètres restants sont dominés par du matériel argilo-silteux de couleur gris-olive à gris, fréquemment intercalé avec des niveaux plus grossiers silto-sableux (**Fig. 2-3 ; 2-4**).

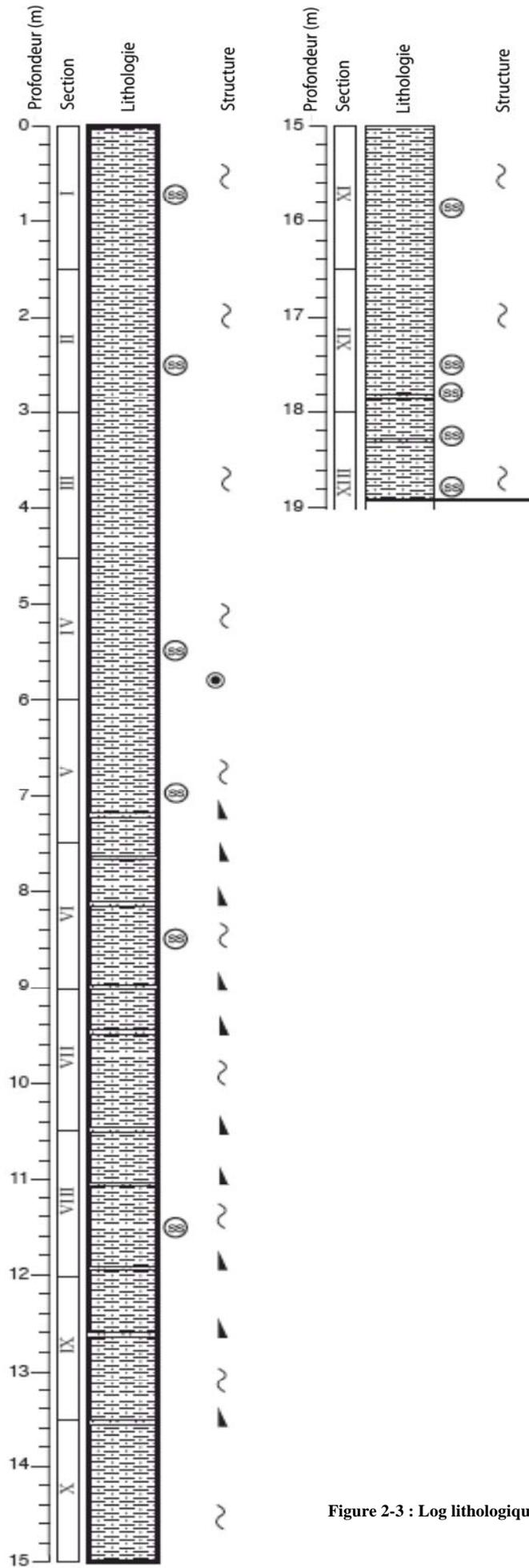


Figure 2-3 : Log lithologique de la carotte MD07-3088

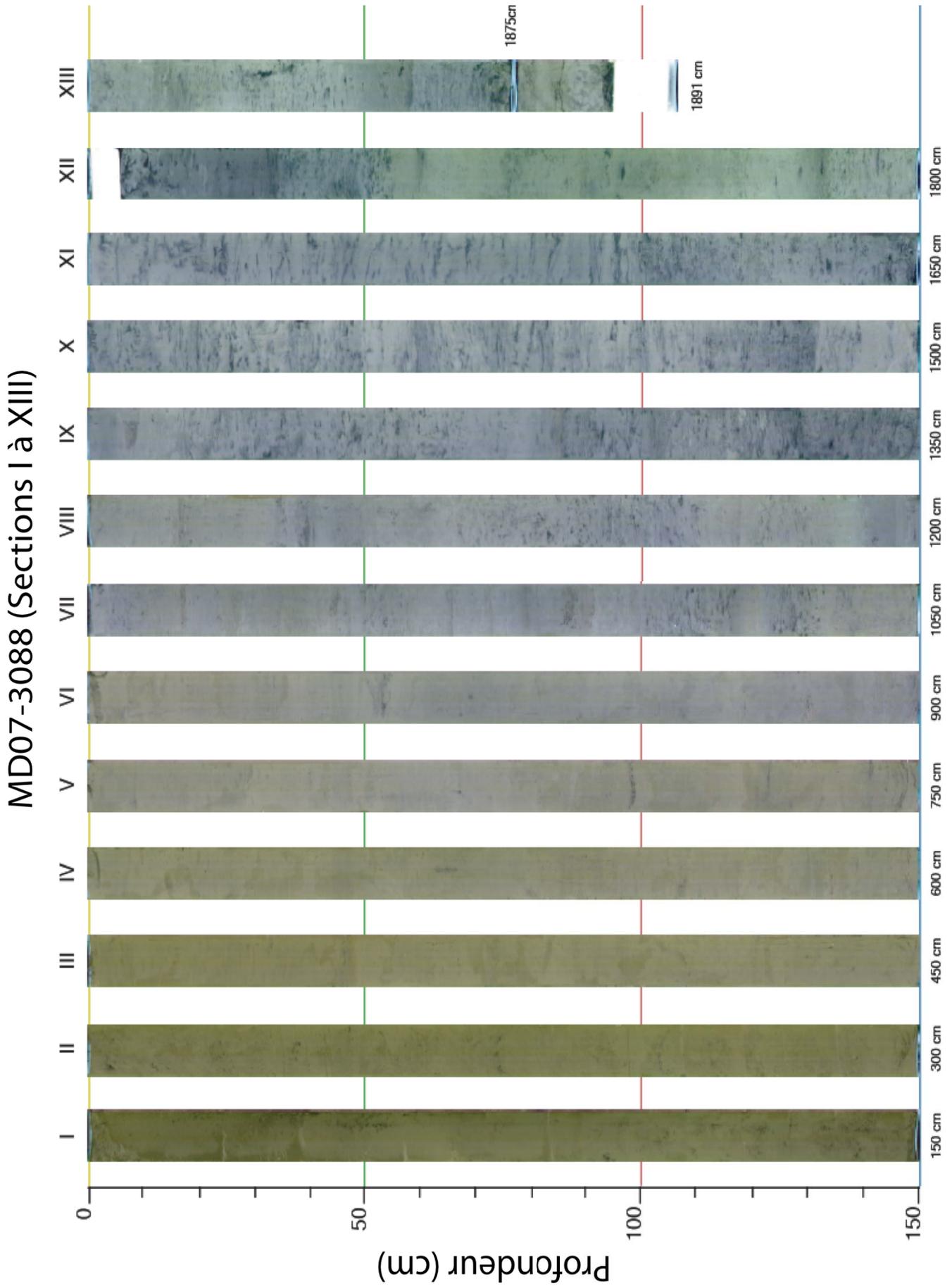


Figure 2-4 : Colorimétrie des sédiments de la carotte MD07-3088 déterminée par réflectance (Kissel, 2007)

La susceptibilité magnétique de la carotte MD07-3088 est relativement faible sur les sept premiers mètres et montre une forte variabilité d'amplitude sur les 12 derniers mètres (**Fig. 2-5 et 2-6**). Ces variations de susceptibilité sont corrélées avec les changements observés dans la distribution des mesures de colorimétrie par spectrophotométrie et plus précisément les variations observées des paramètres a^* (gamme de 600 niveaux de couleurs de l'axe rouge vers l'axe vert) et b^* (gamme de couleurs de 600 niveaux de l'axe jaune vers l'axe bleu), témoignant de changements significatifs de la teneur en matière organique et/ou en oxydes.

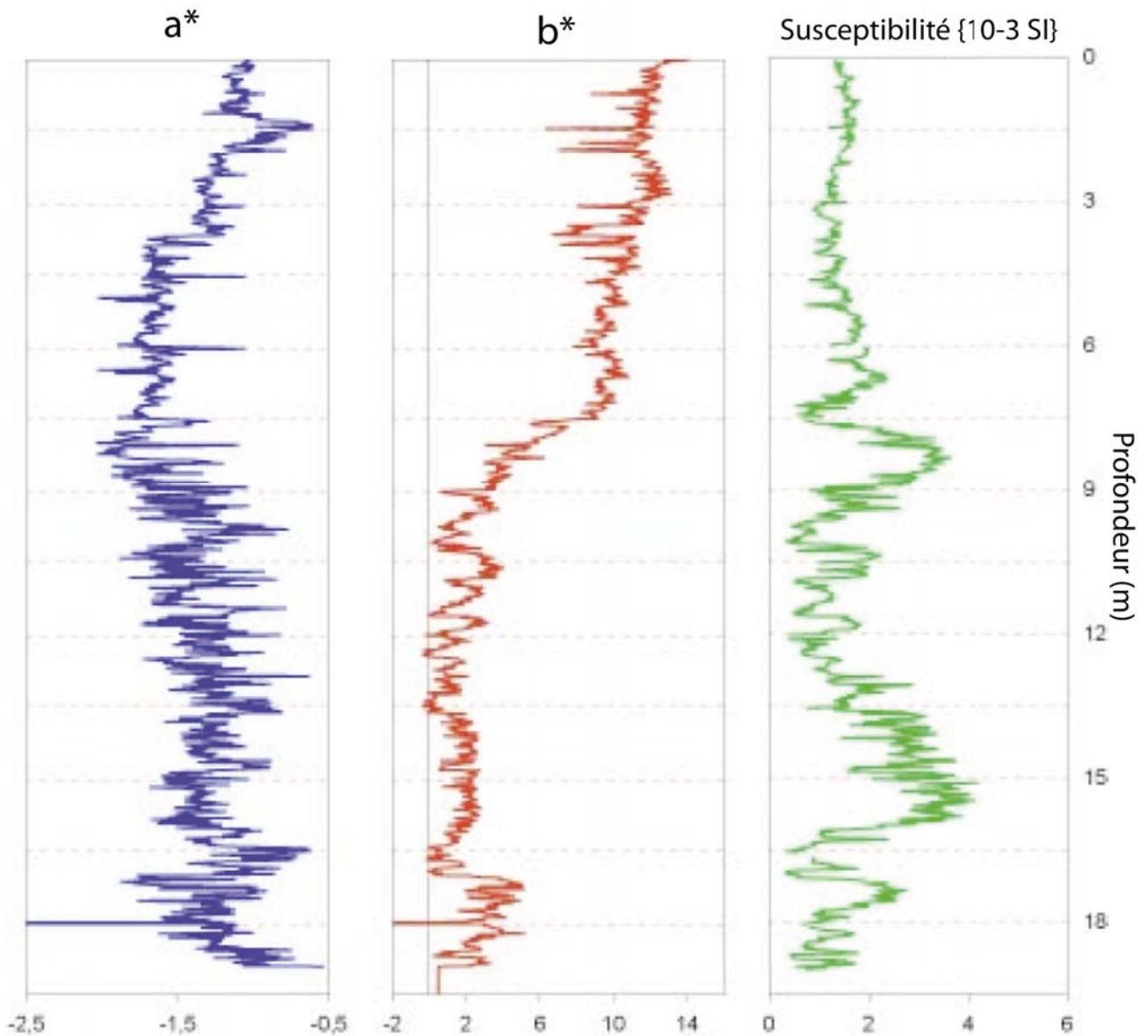


Figure 2-5 : Mesures colorimétriques par spectrophotométrie (composantes a^* et b^*) comparées à la susceptibilité magnétique de la carotte MD07-3088

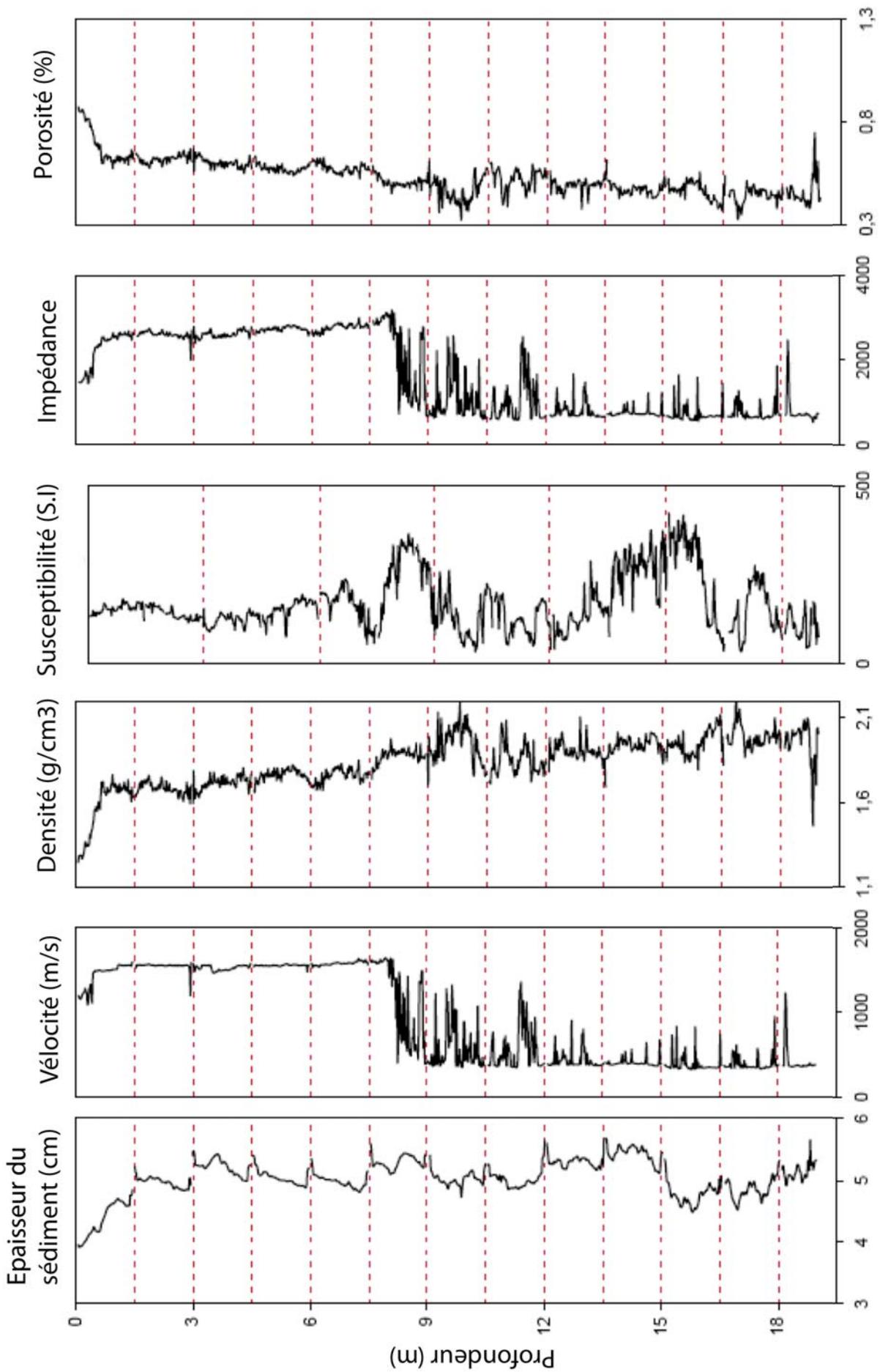


Figure 2-6 : Description et paramètres physiques des niveaux sédimentaires de la carotte MD07-3088 effectuée à bord du Marion Dufresne (Kissel, 2007)

La lithologie de la carotte MD07-3119 est composée de niveaux argileux à diatomées de couleur gris-olive homogènes et bioturbés avec des intercalations de niveaux silto-sableux (Fig. 2-7 et 2-8).

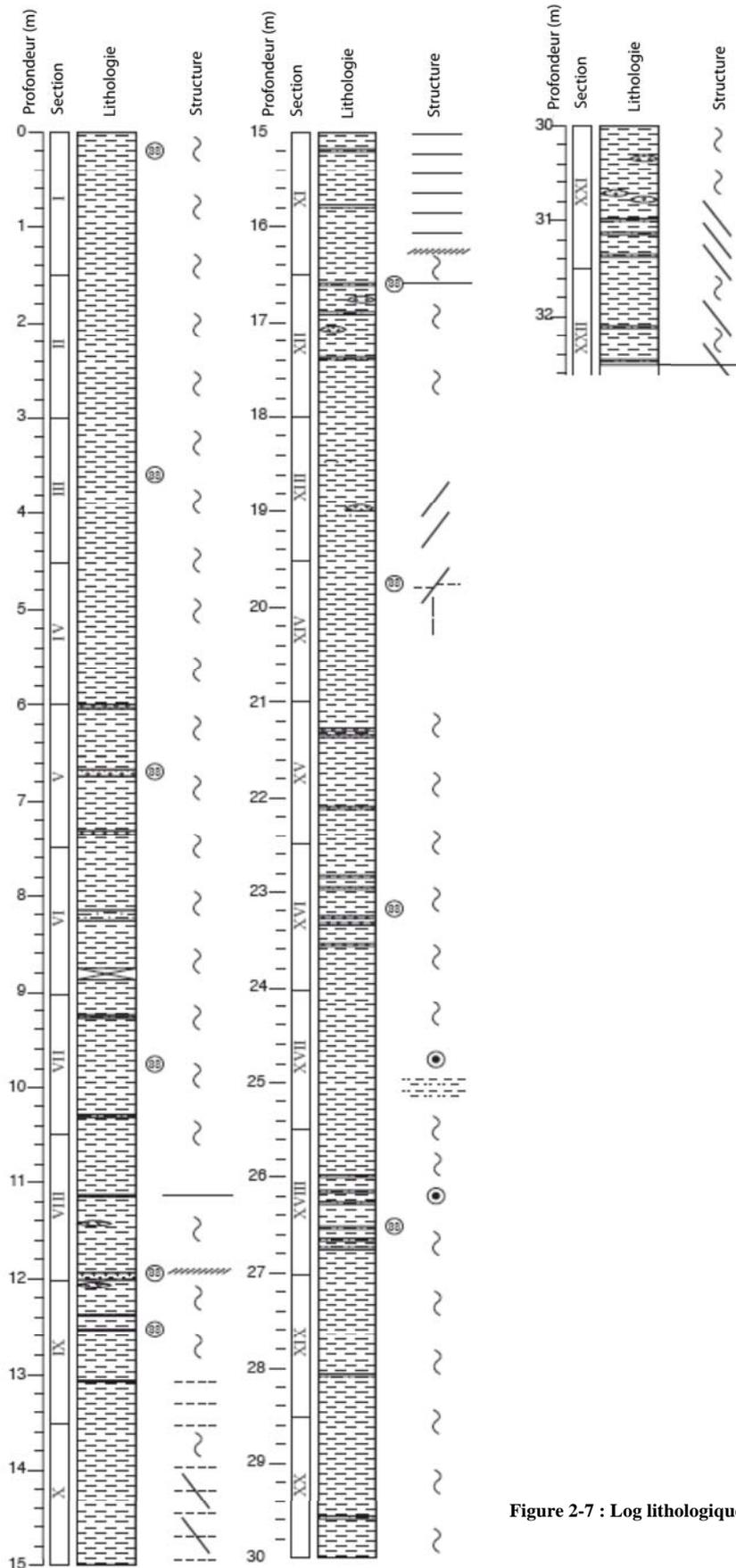
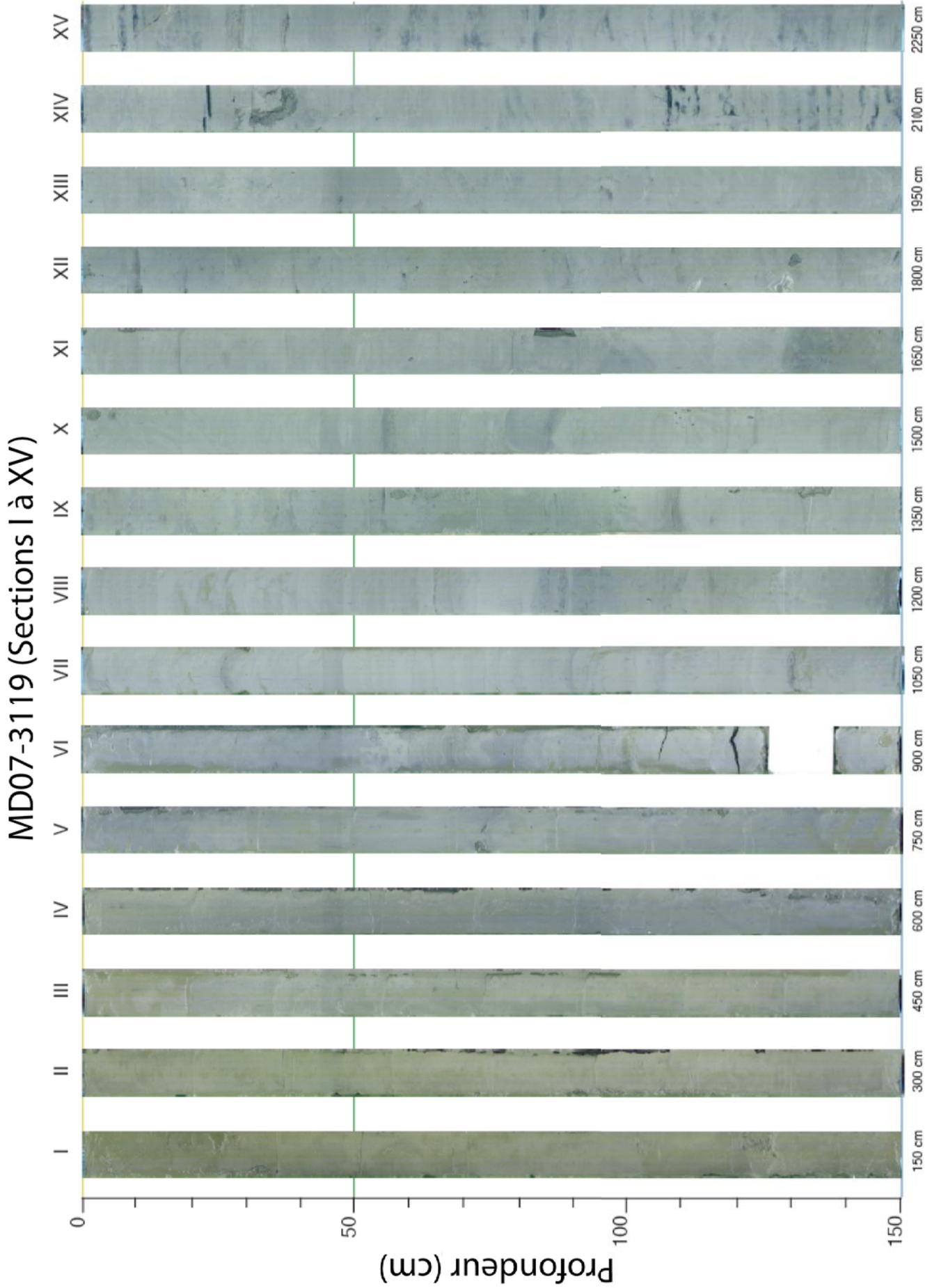


Figure 2-7 : Log lithologique de la carotte MD07-3119



MD07-3119 (Sections XVI à XXII)

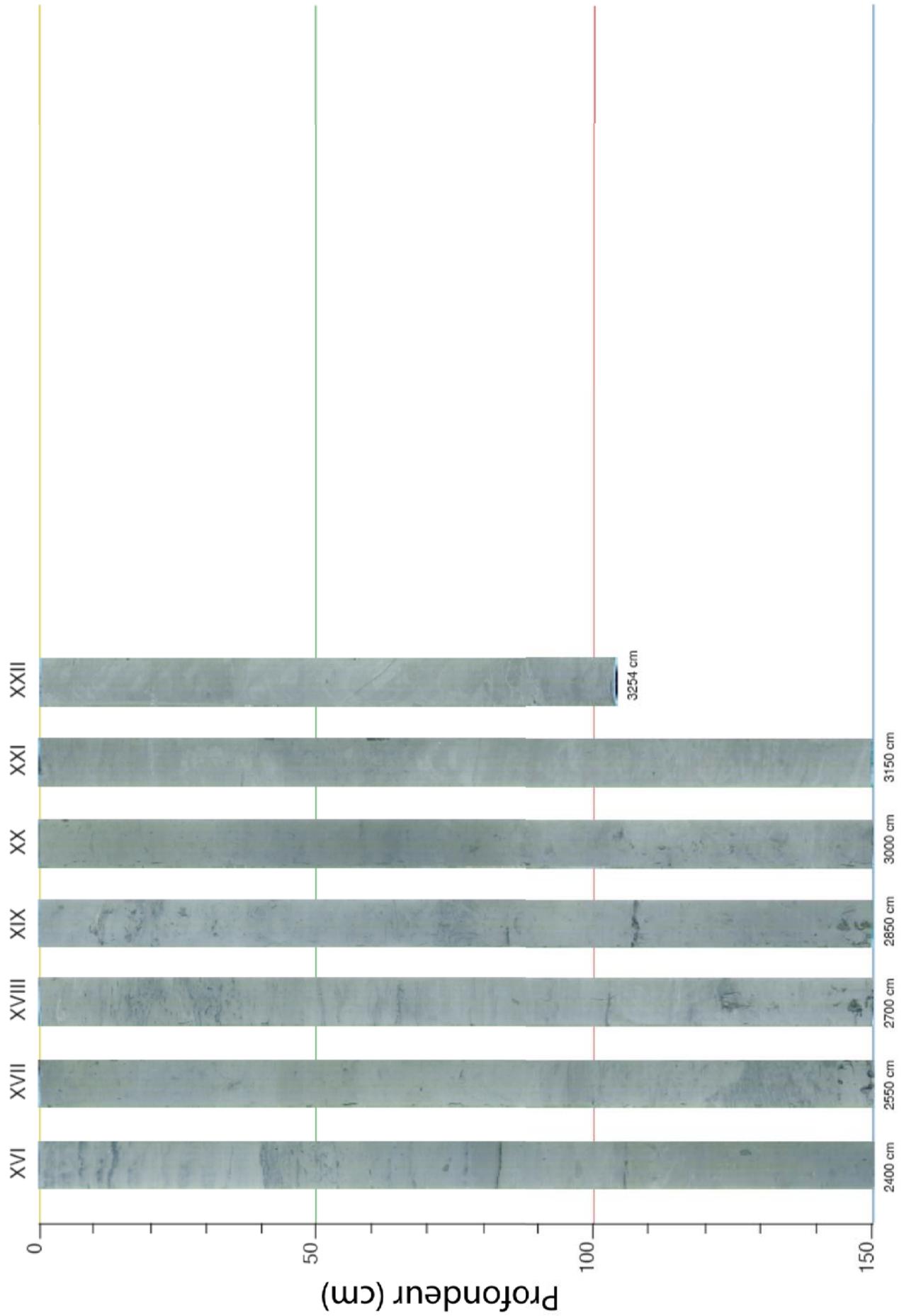


Figure 2-8 : Colorimétrie des sédiments de la carotte MD07-3119 déterminée par réflectance (Kissel, 2007)

La susceptibilité magnétique de la carotte MD07-3119 est caractérisée par des faibles valeurs sur les neuf premiers mètres et une variabilité plus marquée en amplitude dans les niveaux sédimentaires plus profonds (Fig. 2-9 et 2-10).

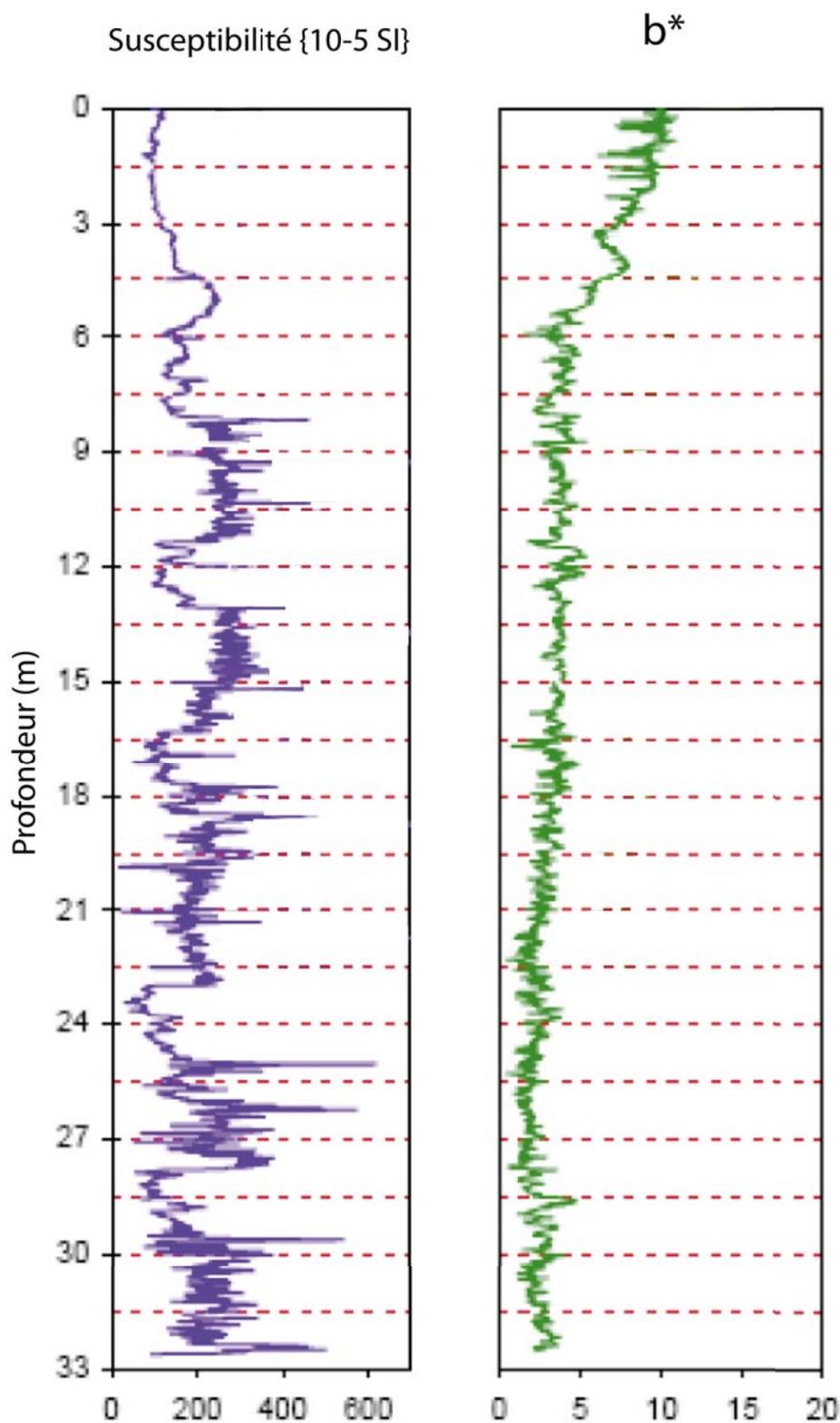


Figure 2-9 : Mesures colorimétriques par spectrophotométrie (composante b*) comparées à la susceptibilité magnétique de la carotte MD07-3119

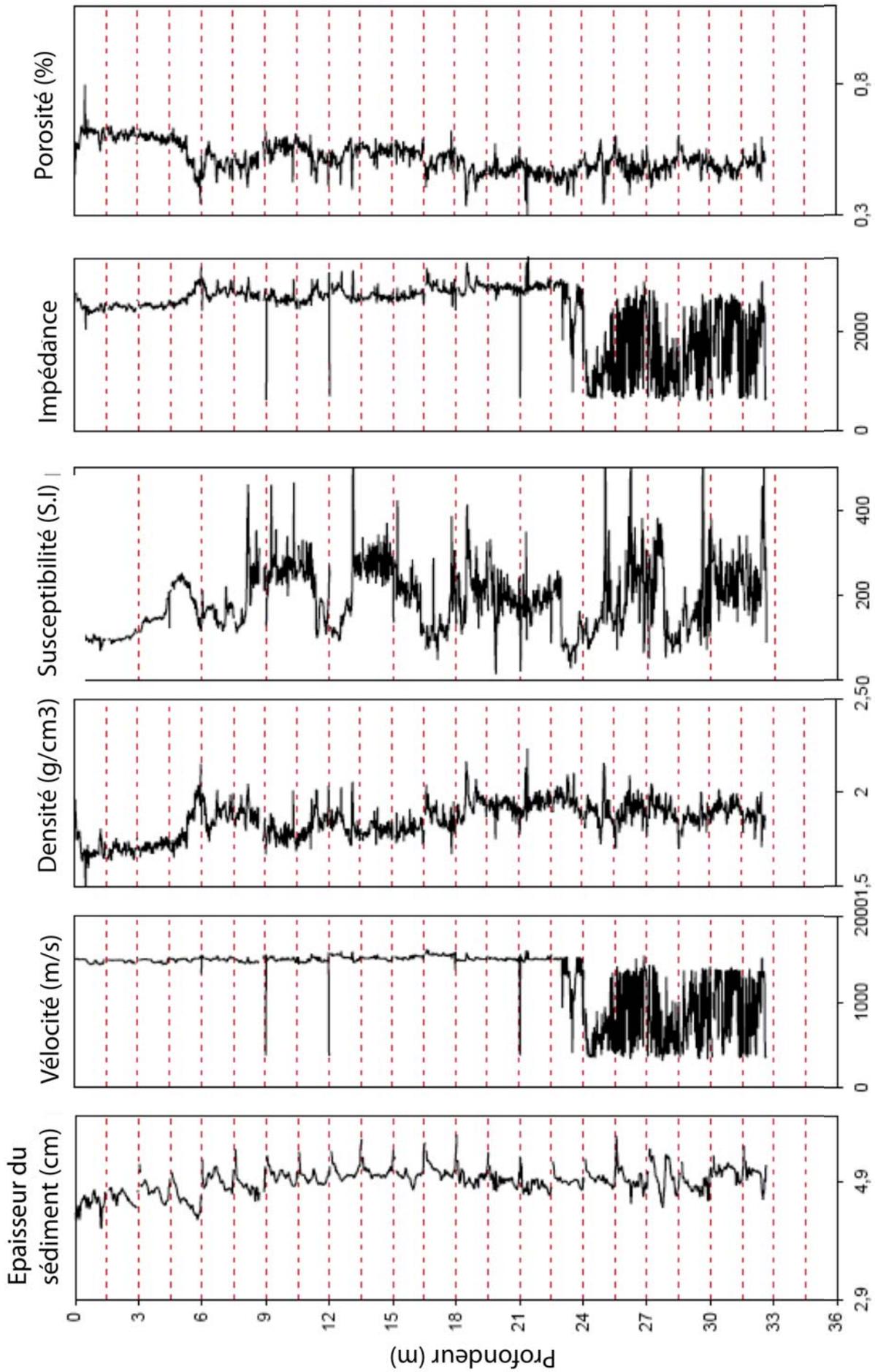


Figure 2-10 : Description et paramètres physiques des niveaux sédimentaires de la carotte MD07-3119 effectuée à bord du Marion Dufresne (Kissel, 2007)

2.4. STRATEGIE D'ETUDE

La thématique abordée au cours de ce travail nécessite l'utilisation de méthodes différentes, qui sont détaillées dans l'*Annexe 1*. L'étude téphrochronologique repose premièrement sur la comparaison entre les âges ^{14}C obtenus sur les foraminifères planctoniques dans le niveau de téphras concerné avec les datations ^{14}C de la matière organique contenue dans les niveaux volcaniques à terre et deuxièmement sur la comparaison des compositions géochimiques des niveaux marins avec les niveaux de cendres continentaux analogues en terme d'âge.

Les reconstructions paléoclimatiques sont, elles, basées sur la combinaison de trois principaux outils: la granulométrie laser, la minéralogie du cortège argileux (DRX) et la fluorescence X (XRF) dont la finalité est la définition d'indicateurs sédimentaires (« proxies ») qui vont permettre de tracer la variabilité des sources détritiques et permettre de caractériser la dynamique du vecteur de transport de la fraction terrigène.

A) La datation ^{14}C

Les datations ^{14}C ont été réalisées sur les tests des foraminifères planctoniques *Globigerina bulloides* et présentées dans les travaux de Siani *et al.*, 2010 et Siani *et al.*, 2012 (cf. *Annexe 2 et 3*).

B) La géochimie des téphras

L'étude téphrochronologique s'est axée sur l'analyse géochimique de chacune des esquilles volcaniques répertoriées dans les niveaux dans lesquels la proportion de verres était significative (> 4%, **Fig. 2-11**). Le comptage des particules volcaniques dans les niveaux détritiques avec un pas d'échantillonnage tous les 10 cm a permis l'identification d'au moins 14 niveaux de téphras bien individualisés en raison des forts taux de sédimentation qui permettent d'attribuer chacun de ces niveaux à des évènements éruptifs différents. L'obtention des compositions en éléments majeurs à la microsonde électronique et en éléments en trace au LA-ICP-MS des niveaux de téphras constitue une base solide offrant la possibilité de corréler les téphras marins avec des évènements volcaniques identifiés à terre et ainsi faciliter la discrimination des sources volcaniques (volcans émetteurs). Ces corrélations permettent entre autre d'établir des nouveaux pointeurs chronologiques pour améliorer et préciser le modèle d'âge du site d'étude (cf. *Annexe 1*, §3). Basées à la fois sur la similarité en terme d'âge et de compositions géochimiques, ces corrélations terre-mer permettent de retrouver le volcan émetteur de ces niveaux de cendres et même d'identifier l'évènement éruptif à l'origine de leur dépôt.

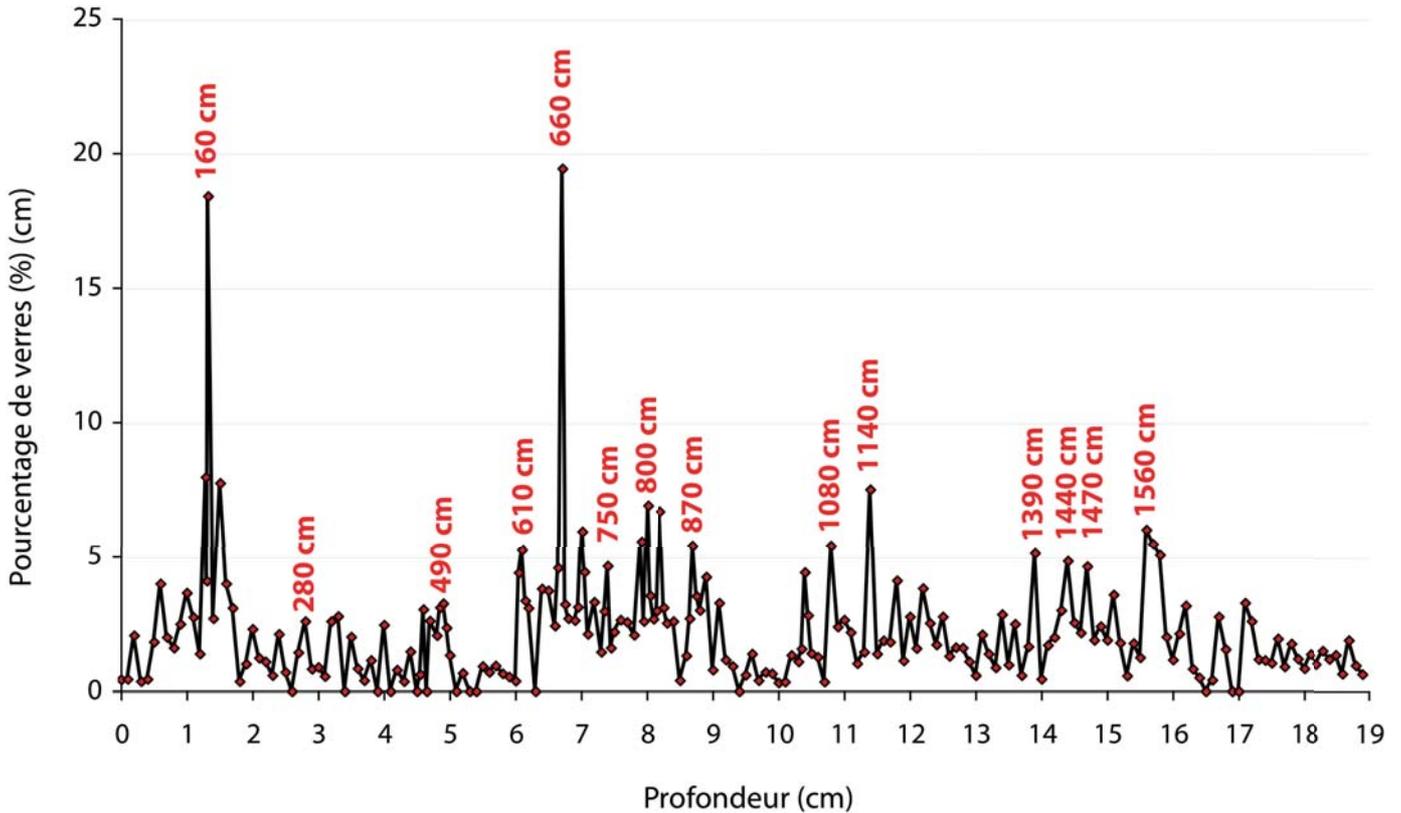


Figure 2-11: Distribution de la proportion de particules vitreuses (%) par comptage dans la fraction détritique sur une moyenne d'environ 300 grains. Le pourcentage défini pour les niveaux significatifs représente le double du bruit de fond estimé à 2 %

C) La granulométrie laser

La granulométrie laser est un outil utilisé pour déterminer la taille des particules d'un niveau sédimentaire et en particulier la mesure du rayon de ces particules dans une gamme de distribution entre 0,05 et 2000 μm . Elle permet ainsi de quantifier la proportion de la fraction argileuse (< 2 μm), silteuse (2-63 μm), sableuse (> 63 μm) et sableuse moyenne (> 150 μm). Le pas d'échantillonnage a été fixé tous les 2 cm (cf. *Annexe 1*, §4.1) pour la carotte MD07-3088 et tous les 5 cm pour la carotte MD07-3119. La variation relative des tailles de particules permet d'identifier des niveaux sableux plus grossiers dont l'origine sera discutée ultérieurement.

D) La minéralogie des argiles

L'étude des cortèges argileux permet de retracer la nature de la source mère et les régimes d'érosion et/ou d'altération. Leur présence et leur proportion sont étroitement liées aux conditions d'hydrolyse et climatiques d'une zone donnée. De plus, la nature des formations géologiques environnantes joue également un rôle dans la signature minéralogique des sédiments détritiques dont

ils dérivent. Le long de la marge sud chilienne, la géologie est essentiellement dominée par des formations plutoniques faiblement métamorphisées de la Chaîne côtière et des formations volcaniques constituant les hauts reliefs de la Cordillère andéenne. Ces deux grandes unités sont donc susceptibles de contribuer à la formation des minéraux argileux.

Les cortèges argileux sont communément dominés par quatre types d'argiles dont l'origine est très largement établie (Chamley, 1989). La chlorite et l'illite sont associées à l'érosion physique des minéraux micacés des formations ignées et/ou à faible degré de métamorphisme, dont la Chaîne côtière serait le principal contributeur. La smectite est associée à l'altération, sous des conditions plus hydrolysantes des formations volcaniques, i.e. de la Cordillère andéenne, tandis que la kaolinite se forme sous des conditions hydrolysantes beaucoup plus poussées (cf. *Annexe 1*, §4.2). Cependant, les analyses obtenues sont semi-quantitatives et ne sont donc pas représentatives du sédiment total. En raison de la différence de la nature de la source, l'utilisation des rapports smectite/illite ou smectite/chlorite constitue un bon outil pour la caractérisation de la variabilité dans la contribution de l'une ou l'autre source.

La détermination du rapport Illite (5Å)/Illite (10Å) permet de renseigner de la cristallinité de l'illite et sert de témoin pour caractériser les conditions d'hydrolyse. En effet, l'hydrolyse est très faible lorsque ce rapport est inférieur à 0,4.

La **Fig. 2-12** montre la distribution de ce rapport le long de la carotte marine et les faibles variations enregistrées témoignent de conditions globalement peu hydrolysantes.

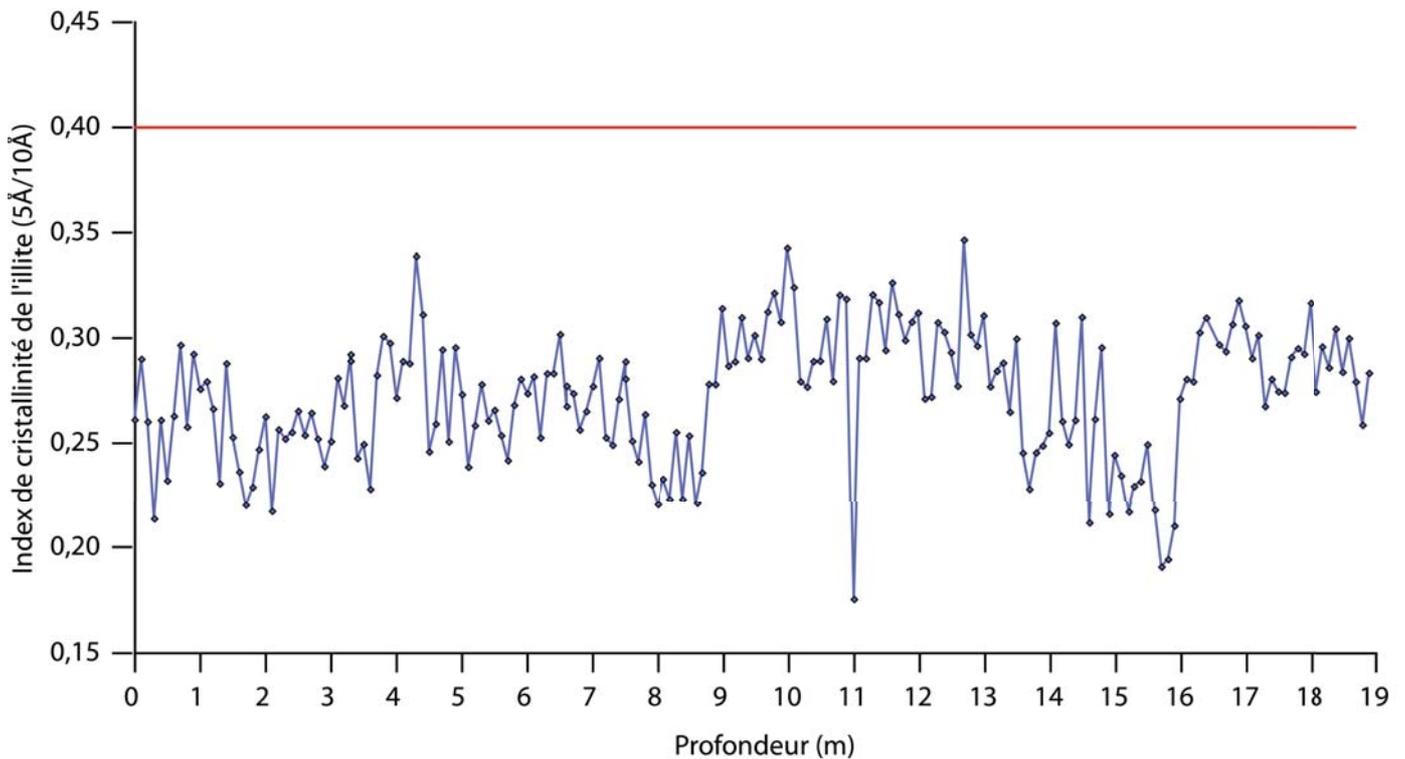


Figure 2-12 : Distribution de l'indice de cristallinité de l'illite à partir du rapport de l'aire du pic à 5Å et de l'aire du pic à 10Å de la minéralogie des argiles de la carotte MD07-3088. La ligne rouge marque la limite entre des conditions faiblement hydrolysantes et les conditions où l'hydrolyse est plus poussée

Dans le cadre de notre étude, le pas d'échantillonnage a été défini tous les 2 cm (cf. *Annexe I*, §4.2) pour la carotte marine MD07-3088 et tous les 5 cm pour la carotte marine MD07-3119.

E) La fluorescence aux rayons X

La fluorescence X est une technique d'analyse élémentaire qui permet de qualifier et de quantifier de manière relative les éléments chimiques présents dans un échantillon donné (cf. *Annexe I*, §5). Cette technique a été appliquée uniquement pour la carotte marine MD07-3088 avec un pas d'échantillonnage tous les cm. Il a ainsi été possible d'acquérir les compositions relatives des éléments tels que le Ti, le Fe, Le K et le Zr.

Ces éléments ont été utilisés en tant que traceurs de source en raison de leur abondance variable dans les unités physiographiques de la Chaîne côtière et de la Cordillère andéenne. En effet, le K est essentiellement concentré dans les formations ignées et faiblement métamorphisées de la Chaîne côtière tandis que le Ti ou le Fe sont concentrés dans les roches volcaniques qui forment la Cordillère andéenne. Il est alors possible pour retracer la variabilité des sources, d'utiliser le rapport Ti/K afin d'observer le balancement entre la contribution de l'une ou l'autre source.

Par ailleurs, l'acquisition des compositions en Zr, à ultra haute résolution permet de faire le lien avec les résultats granulométriques puisque comme l'a démontré Bertrand *et al.*, (2011), le Zr est un élément qui va s'associer aux fractions détritiques les plus grossières. Il va être alors possible de corréler les résultats obtenus par granulométrie laser et minéralogie des argiles à ceux obtenus par fluorescence X.

2.5. CHRONOSTRATIGRAPHIE

L'établissement du cadre chronologique des carottes marines se fait habituellement à l'aide de la stratigraphie isotopique en oxygène 18, utilisée pour la construction des échelles d'âge des enregistrements sédimentaires. Cependant, du fait de sa précision insuffisante, c'est une méthode qui reste difficilement applicable pour l'identification et la corrélation des événements paléoclimatiques sur de courtes échelles de temps, séculaires et millénaires. Pour optimiser la datation des carottes sédimentaires, il est nécessaire de faire appel à d'autres outils chronologiques, qui vont apporter une meilleure contrainte temporelle de ces événements. L'outil de datation le plus fréquemment utilisé pour dater les dépôts sédimentaires des derniers 40 à 50 ka est la mesure du carbone-14 des tests calcitiques des foraminifères.

2.5.1. Aspects méthodologiques

2.5.1.1. Les datations ^{14}C

Les datations ^{14}C ont été réalisées sur les tests de foraminifères planctoniques et benthiques monospécifiques *Globigerina bulloides* dans la fraction $> 150 \mu\text{m}$, en spectrométrie de masse AMS (Pelletron 3 MeV) au laboratoire UMS-ARTEMIS (CNRS-CEA Saclay, France) selon la méthode standard décrite par Tisnérat-Laborde *et al.* (2001) (cf. *Annexe 1.1.*). Les datations ^{14}C effectuées sur les foraminifères planctoniques doivent être corrigées de la différence ^{14}C entre l'atmosphère et la surface de l'océan qui ne sont pas en équilibre isotopique. Cette différence est due à l'advection et à la désintégration du ^{14}C dans la colonne d'eau, ce qui conduit à un « âge apparent » ou « âge réservoir » des eaux de surface. La différence moderne a été mesurée à partir de datations ^{14}C de matériaux océaniques comme les coraux, les mollusques ou du $^{14}\text{CO}_2$ dissous dans les eaux. Dans le passé, le mélange des masses d'eaux océaniques a varié en fonction des fluctuations du climat, et donc par conséquent les âges réservoirs. Ainsi, la comparaison des événements climatiques entre les environnements marins et continentaux ne peut être effectué directement dans le passé sans une quantification des âges réservoirs marins (Bard *et al.*, 1994 ; Siani *et al.*, 2001). Pour cette étude, l'âge réservoir utilisé pour corriger les âges ^{14}C est de 800 ans pour l'Holocène et le dernière déglaciation et de 1300 ans pour la dernière période glaciaire.

2.5.1.2. La stratigraphie isotopique

La stratigraphie isotopique est couramment employée en paléoclimatologie car elle constitue une base solide pour la reconnaissance des grands changements climatiques (*Annexe 1*). L'obtention de la signature isotopique en $\delta^{18}\text{O}$ est également réalisée à partir des tests des foraminifères planctoniques et benthiques. Les foraminifères planctoniques, et en particulier les Globigerinidae comptent parmi les organismes les plus usuels pour les reconstructions paléoclimatiques en raison de leur sensibilité aux variations environnementales, leur forte abondance relative et leur bonne préservation qui en font un excellent support chronostratigraphique (Bé et Tolderlund, 1971 ; Hemleben *et al.*, 1989 ; Feldberg et Mix, 2003). Le signal des rapports isotopiques de l'oxygène est exprimé en ‰ VPDB (standard Vienna Pee Dee Belemnite, coquille de *Belemnitella americana* d'âge Crétacé du site fossilifère de Pee Dee, Caroline du Sud, Etats-Unis, Copen, 1988) et a été obtenu à partir d'une dizaine de tests du foraminifère planctonique *Globigerina bulloides* dans une gamme de taille comprise entre 250 et 315 μm , avec un pas d'échantillonnage de 5 cm (Siani *et al.*, 2010; *Annexe 3*).

2.5.1.3. Les niveaux de téphras

Les niveaux de téphras permettent de mieux contraindre la chronologie, car les cendres issues des éruptions volcaniques de la SSVZ dispersées dans l'atmosphère se déposent aussi bien dans l'océan que sur le domaine continental. De tels niveaux de cendres représentent donc d'excellents marqueurs stratigraphiques pour les corrélations entre les carottes de sédiments marins et entre les enregistrements continentaux et océaniques (Bard *et al.*, 1994 ; Sikes *et al.*, 2000 ; Siani *et al.*, 2001, 2012, *Annexe 1*). Sur la marge sud chilienne, les niveaux de cendres identifiés peuvent être attribués à différents événements éruptifs de la SSVZ, et bien que les édifices et donc par extension les panaches de cendres soient orientés en sens contraire aux vents dominants soufflant d'ouest en est par rapport à la position de la carotte, les produits volcaniques des éruptions les plus explosives sont susceptibles d'être conservés dans les sédiments marins.

2.5.2. Modèle d'âge de la carotte MD07-3088

Le modèle d'âge de la carotte MD07-3088 a été établi à l'aide de la stratigraphie isotopique de l' ^{18}O obtenue sur les foraminifères planctoniques, des datations radiocarbone et par la présence de téphras repérés tout le long de la carotte.

La stratigraphie de la carotte MD07-3088 a été obtenue à partir de la variation de la composition isotopique de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$) mesurée sur le foraminifère planctonique *Globigerina bulloides*. Les valeurs $\delta^{18}\text{O}$ varient entre -0,25‰ et 4 ‰ tout le long des 19m de la carotte montrant ainsi d'importantes fluctuations qui caractérisent la variabilité typique de la dernière transition glaciaire/interglaciaire et de l'Holocène (**Fig. 2-13**).

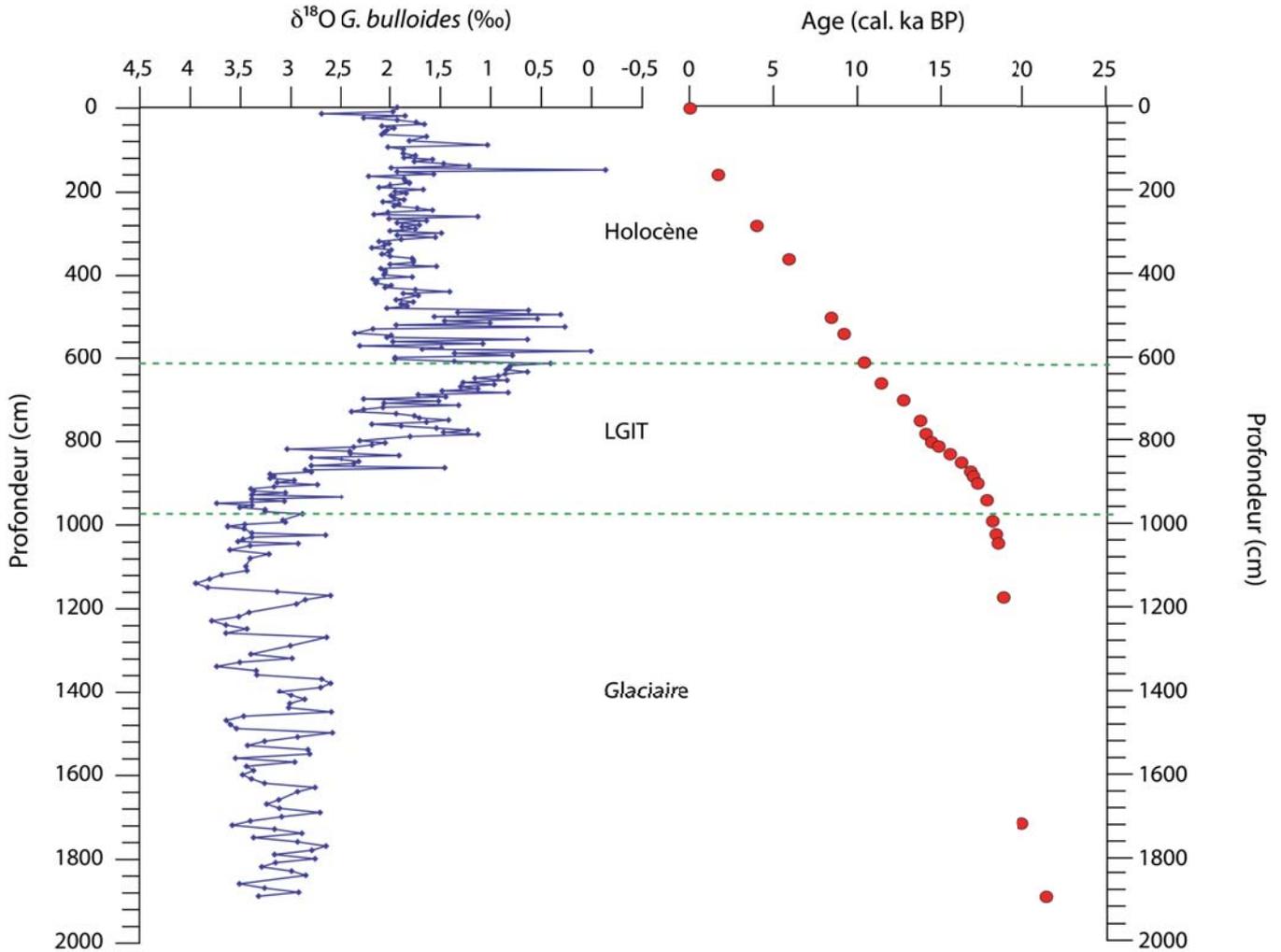


Figure 2-13: Stratigraphie isotopique du $\delta^{18}\text{O}$ enregistrée à partir des tests du foraminifère planctonique *G. bulloides* (‰ VPDB) et modèle d'âge de la carotte MD07-3088 établi à partir de 23 datations ^{14}C

Au cours de la déglaciation, la composition en $\delta^{18}\text{O}$ diminue progressivement, de 4 à 0,5 ‰, marquant un changement climatique important par rapport au dernier maximum glaciaire, durant lequel les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ sont plus élevées et relativement constantes, variant entre 4 et 2,5 ‰. Pendant l'Holocène, les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ sont plus faibles, comprises entre -0,5 et 2,5 ‰. Elles restent relativement stables excepté pour l'Holocène inférieur pour lequel d'importantes fluctuations sont observées (Fig. 2-13). Nous pouvons aussi remarquer que pour chaque phase climatique l'enregistrement de $\delta^{18}\text{O}$ est caractérisé par une forte variabilité en particulier au cours de la dernière période glaciaire. De telles fluctuations de $\delta^{18}\text{O}$ seraient liées à des modifications hydrologiques locales dues à des changements de température et/ou de salinité des eaux de surface associés à l'avancée ou au retrait des glaciers andins.

Le modèle d'âge est complété par vingt-trois datations ^{14}C obtenues sur les foraminifères planctoniques *Globigerina bulloides* (fraction > 150 μm). Les analyses ont été réalisées par spectrométrie de masse AMS (Pelletron 3 MeV) au laboratoire UMS-ARTEMIS (CNRS-CEA Saclay, France, **Tableau 2-1**).

Profondeur (cm)	Matériel	Age ^{14}C radiocarbone	Erreur $\pm 1\sigma$	Age calibré (cal. ans BP)
160	<i>G. bulloides</i>	2510	30	1695
280	<i>G. bulloides</i>	4475	30	4015
360	<i>G. bulloides</i>	5975	35	5940
500	<i>G. bulloides</i>	8430	30	8435
539	<i>G. bulloides</i>	9080	30	9250
610	<i>G. bulloides</i>	10050	35	10450
660	<i>G. bulloides</i>	10880	35	11300
700	<i>G. bulloides</i>	11765	35	12760
750	<i>G. bulloides</i>	12885	40	13840
780	<i>G. bulloides</i>	13185	45	14085
800	<i>G. bulloides</i>	13755	35	14465
810	<i>G. bulloides</i>	13840	45	14835
830	<i>G. bulloides</i>	14290	50	15530
850	<i>G. bulloides</i>	14560	50	16205
870	<i>G. bulloides</i>	14970	80	16735
880	<i>G. bulloides</i>	15145	50	16935
900	<i>G. bulloides</i>	15365	50	17175
940	<i>G. bulloides</i>	15540	70	17700
990	<i>G. bulloides</i>	16295	50	18065
1020	<i>G. bulloides</i>	15590	50	18235
1040	<i>G. bulloides</i>	15755	45	18420
1170	<i>G. bulloides</i>	16320	45	18730
1710	<i>G. bulloides</i>	17610	50	19960
1890	<i>G. bulloides</i>	18800	60	21415

Tableau 2-1: Modèle d'âge de la carotte MD07-3088 (Siani *et al.*, 2010 ; Carel *et al.*, 2011 ; Siani *et al.*, 2012) à partir de datations radiocarbone convertis en âges calibrés BP (Reimer *et al.*, 2009)

De plus, l'identification des centres d'émission des téphras de la SSVZ (Carel *et al.*, 2011) couplé à une comparaison avec des niveaux identifiés dans des séquences continentales lacustres (Naranjo et Stern, 1998; Haberle et Lumley, 1998) a permis d'obtenir des niveaux datés en complément des datations radiocarbones et de la stratigraphie isotopique afin d'établir un cadre chronologique précis. Ces corrélations ont aussi permis d'estimer l'âge réservoir ^{14}C des masses d'eau de surface en permettant l'établissement d'une chronologie précise nécessaire à la comparaison des enregistrements climatiques marins et continentaux (Siani *et al.*, 2012, *Annexe 2*). Par la suite, les âges radiocarbones ont été convertis en âges calendaires BP à l'aide de la courbe de calibration INTCAL09 (Reimer *et al.*, 2009) du logiciel Calib.6.0 (Stuiver et Reimer, 1993). La calibration inclut une

correction de l'âge réservoir des eaux superficielles estimées au sud-est Pacifique à ~ 800 ans pendant l'Holocène et la déglaciation ~ 1300 ans pendant la dernière période glaciaire (Siani *et al.*, 2012, *Annexe 2*). Par ailleurs, l'établissement d'une chronologie précise de cette série sédimentaire marine prélevée le long de la marge sud chilienne est un pré requis important pour mieux comprendre la variabilité climatique de cette région et de préciser les éventuelles téléconnexions à l'échelle régionale et inter-hémisphérique des changements climatiques.

2.5.3. Estimation des taux de sédimentation de la carotte MD07-3088

À partir du modèle d'âge, on peut déduire les taux de sédimentation pour chacun de ces intervalles de temps. Une des particularités de cette zone d'étude est le fort taux de sédimentation qui affecte la marge sud chilienne, contrôlé par les forts apports détritiques en provenance de l'arrière-pays continental. Ce taux de sédimentation donne une moyenne de l'ordre de ~ 60 cm/ka pour l'Holocène et la dernière déglaciation et de ~ 300 cm/ka au cours de la dernière période glaciaire.

Ces taux de sédimentation exceptionnels permettent d'obtenir une résolution temporelle de ca. 35 ans pour l'Holocène, 40 ans pour la transition glaciaire-interglaciaire et 8 ans pour la dernière période glaciaire à partir des analyses granulométriques et de la minéralogie des argiles qui ont été effectuées avec un pas d'échantillonnage de 2 cm. La résolution est encore plus affinée avec les XRF, qui ont été obtenus avec un pas d'échantillonnage tous les cm, soit équivalents à une résolution temporelle de ca. 18 ans pour l'Holocène, 20 ans pour la déglaciation et 4 ans pour le Dernier Maximum Glaciaire. La résolution temporelle à partir de la signature isotopique est plus large de l'ordre de 100 ans pour l'Holocène et la déglaciation et d'environ 40 ans pour la dernière période glaciaire. Les corrélations temporelles basées sur l'étude sédimentologique, minéralogique et géochimique (granulométrie, argiles et XRF) permettront ainsi de distinguer des événements ponctuels annuels à décennaux.

Il faut également prendre en considération le fait que les effets de la bioturbation ne puissent être négligés, puisque quelques niveaux bioturbés ont été observés lors de l'échantillonnage à bord du bateau.

2.5.4. Modèle d'âge de la carotte MD07-3119

Le modèle d'âge de la carotte MD07-3119 a été établi à partir de la composition isotopique de ^{18}O obtenue sur les foraminifères planctoniques *Globigerina bulloides* dans la fraction comprise entre 250 et 315 μm avec un pas d'échantillonnage tous les 10 cm le long de la carotte. Les résultats ont ensuite été normalisés au standard VPDB (**Fig. 2-14**).

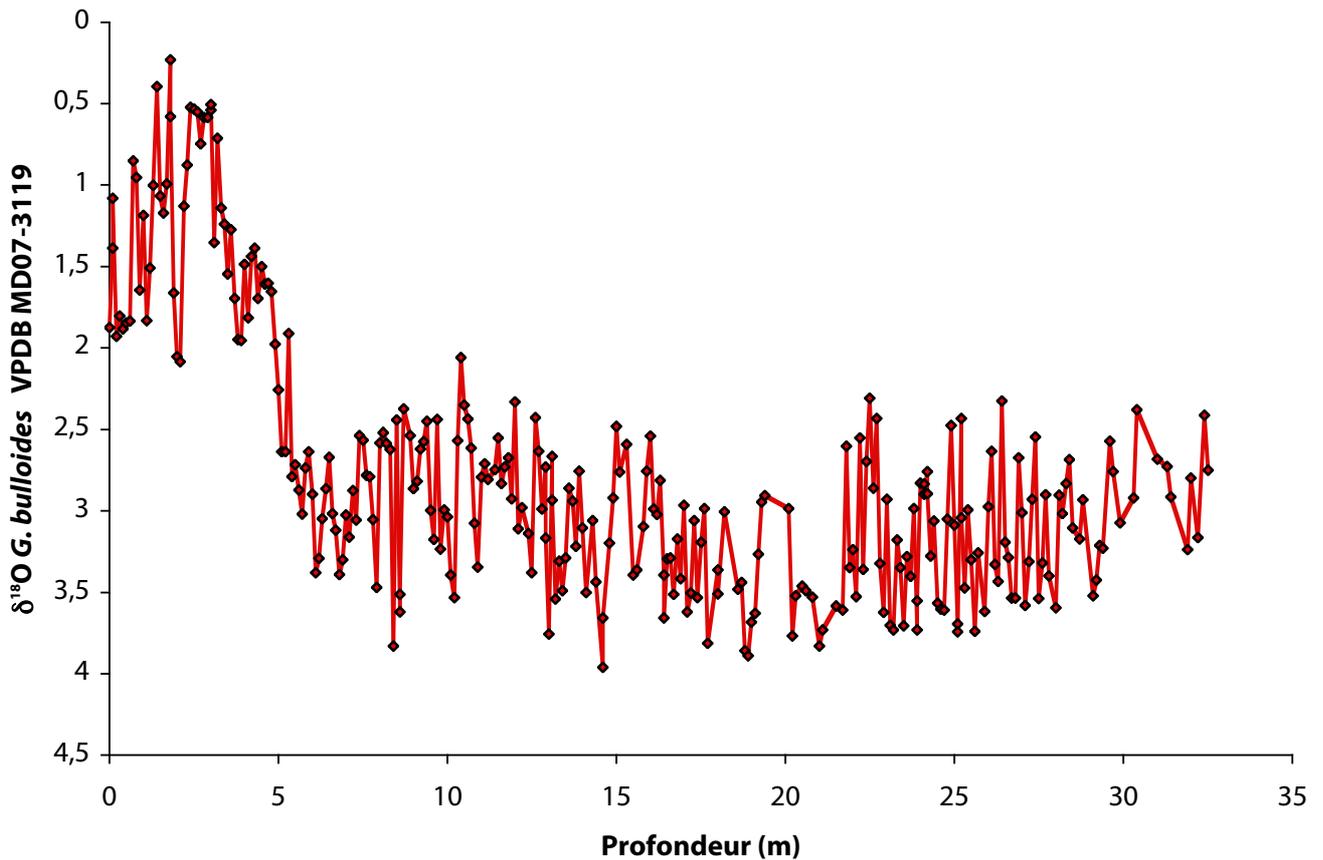


Figure 2-14: Stratigraphie isotopique du $\delta^{18}\text{O}$ enregistrée à partir des tests du foraminifère planctonique *G. bulloides* (% VPDB) de la carotte MD07-3119

L'Holocène et la dernière déglaciation correspondent aux premiers 7,5 m de la carotte avec des valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ plus faibles comprises entre 2 et 0,3 ‰ avec des fluctuations plus abruptes entre 3 et 3,7 m. Les valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ pendant cet intervalle atteignent les valeurs les plus faibles. Au cours de la déglaciation, les valeurs en $\delta^{18}\text{O}$ augmentent fortement jusqu'à 3,5 ‰ pour atteindre 4 ‰ pendant la dernière période glaciaire (Fig. 2-14).

Cependant, aucune datations radiocarbones n'ont été effectuées pour cette carotte. Le modèle d'âge a donc été mieux contraint en comparant le signal isotopique de cet enregistrement avec celui de la carotte MD07-3088. La similarité entre les deux courbes a permis de définir des pointeurs stratigraphiques et donc d'établir une bonne chronologie de la carotte MD07-3119 (Fig. 2-15 et Tableau 2-2).

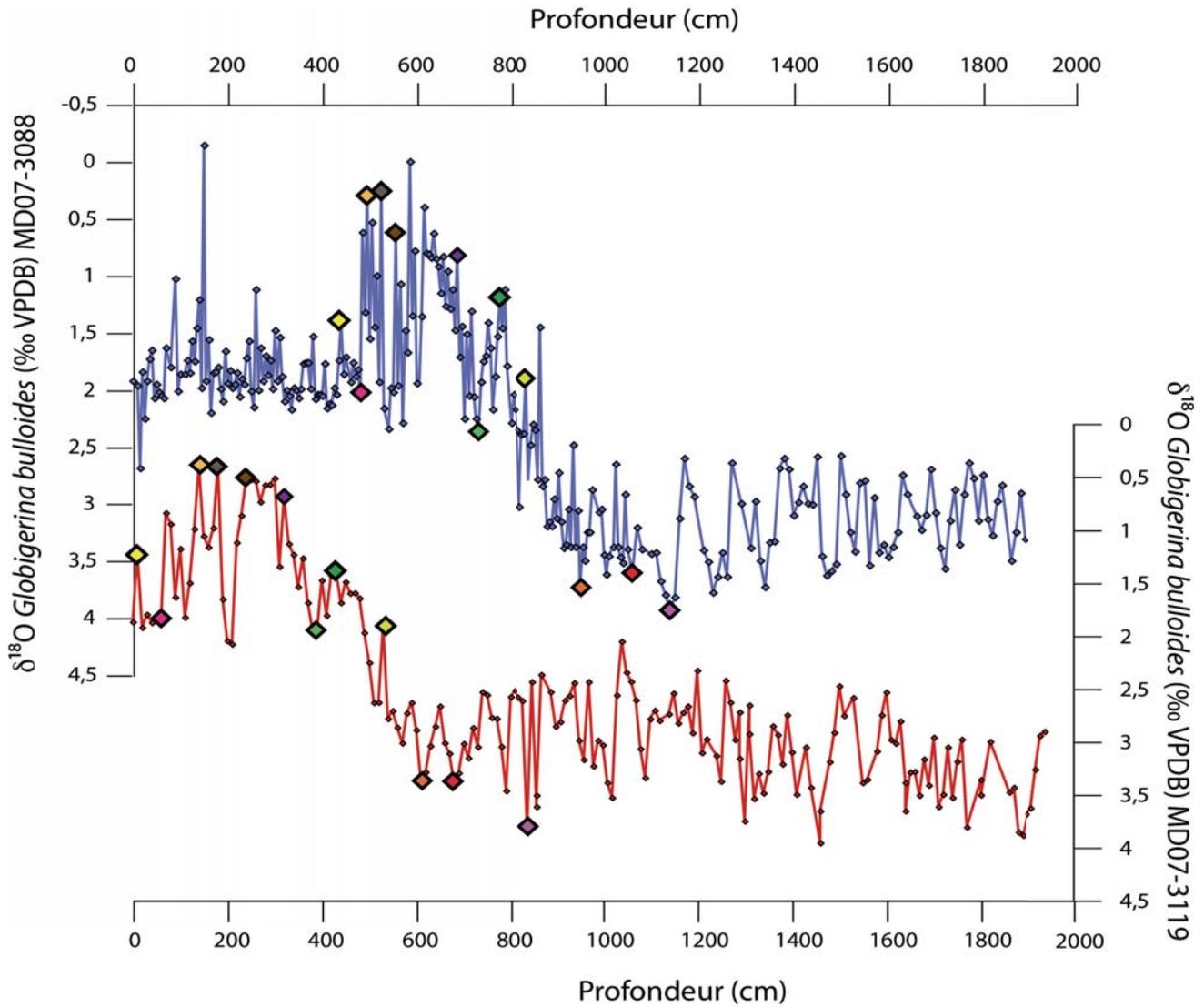


Figure 2-15: Comparaison des signaux isotopiques du $\delta^{18}\text{O}$ enregistrés à partir des tests du foraminifère planctonique *G. bulloides* (% VPDB) des deux carottes marines. Les losanges colorés représentent les pointeurs chronologiques synchrones dans les deux enregistrements

Profondeur (cm) MD07-3119	Profondeur (cm) MD07-3088	Matériel	Age calibré (cal. ans BP)
10	440	<i>G. bulloides</i>	7358
60	480	<i>G. bulloides</i>	8076
140	495	<i>G. bulloides</i>	8345
180	525	<i>G. bulloides</i>	8944
210	540	<i>G. bulloides</i>	9250
320	685	<i>G. bulloides</i>	12115
390	730	<i>G. bulloides</i>	13510
435	795	<i>G. bulloides</i>	14390
510	820	<i>G. bulloides</i>	15183
610	950	<i>G. bulloides</i>	17773
680	1005	<i>G. bulloides</i>	18491
840	1140	<i>G. bulloides</i>	18657

Tableau 2-2: Corrélation de la profondeur entre la carotte MD07-3088 et la carotte MD07-3119 et des analogues des âges conventionnels calibrés BP obtenus par spectrométrie AMS sur les foraminifères planctoniques *G. bulloides* dans la carotte MD07-3088 par le logiciel Calib 6.0 (Reimer *et al.*, 2009)