

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

LES RECONSTITUTIONS PALEO-HYDROGRAPHIQUES DE SURFACE DANS  
LE GOLFE DE GASCOGNE AU COURS DE L'HOLOCÈNE

MÉMOIRE  
PRÉSENTÉ  
COMME EXIGENCE PARTIELLE  
DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE LA TERRE

PAR  
JÉNA ZUMAQUE

MARS 2014

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL  
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.01-2006). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [a] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

## REMERCIEMENTS

Je tiens avant tout à remercier ma directrice Anne de Vernal. Merci de m'avoir permis de faire cette maîtrise, de m'avoir encouragée mais par-dessus tout, merci d'avoir eu la patience de m'accompagner jusqu'au bout malgré les circonstances.

Je remercie bien évidemment Frédérique Eynaud, Claude Hillaire-Marcel, Maryse Henry, Bianca Fréchette, Jean-Francois Hélie, Bassam Ghaleb et Agnieszka Adamowicz pour leurs précieux conseils et leur soutien tout au long de cette aventure, ainsi que tous les membres du Géotop qui m'ont soutenue quand j'arpentais encore les couloirs de l'UQAM.

Bien entendu, je remercie l'Université Bordeaux I de m'avoir donné accès au matériel sédimentaire sans lequel cette maîtrise n'aurait pas eu lieu ainsi que Anne de Vernal pour son soutien financier.

Enfin, je remercie mes proches qui ont dû supporter mes humeurs et surtout mon stress pendant tout ce temps-là...ce n'est pas peu dire selon Anne et Maryse.

## TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES.....	v
LISTE DES TABLEAUX.....	vii
RÉSUMÉ.....	viii
INTRODUCTION.....	ix
CHAPITRE I	
CONTEXTE ENVIRONNEMENTAL ACTUEL.....	1
1.1. Physiographie.....	2
1.2. Contexte océanographique.....	2
CHAPITRE II	
MATÉRIEL ET MÉTHODES.....	6
2.1. Stratigraphie et chronologie de la carotte.....	6
2.2. Analyses micropaléontologiques.....	8
2.2.1. Préparation et analyse des assemblages palynologiques.....	8
2.2.1.1. Les kystes de dinoflagellés (dinokystes).....	9
2.2.1.2. Reconstitutions quantitatives des conditions de surface à partir des assemblages de dinokystes.....	10
2.2.2. Isotopes stables .....	11
CHAPITRE III	
RÉSULTATS ET INTERPRÉTATIONS.....	13
3.1. Les assemblages dinokystes.....	13
3.2. Reconstitutions des conditions de surface océaniques.....	19
3.3. Isotopes stables.....	21

CHAPITRE IV	
DISCUSSION.....	24
4.1. Variation des conditions dans les eaux de surface : compositions isotopiques des conditions de surface vs. assemblages de dinokystes.....	24
4.2. Tendances à long terme à une échelle régionale.....	26
4.3. Variabilité climatique à l'échelle de l'Atlantique Nord.....	29
CONCLUSION.....	36
ANNEXE A	
COMPTAGES DES DIFFÉRENTS TAXONS DE DINOKYSTES PRÉSENTS DANS LA CAROTTE MD95-2002.....	38
ANNEXE B	
RÉSULTATS DES ANALYSES ISOTOPIQUES ( $\delta^{18}\text{O}$ ET $\delta^{13}\text{C}$ ) DES FORAMINIFÈRES BENTHIQUES ET PLANCTONIQUES DANS LA CAROTTE MD95-2002.....	43
ANNEXE C	
AFFINITÉS ÉCOLOGIQUES DES PRINCIPAUX TAXONS DE DINOFLAGELLÉS PRÉSENTS DANS LA SECTION DE LA CAROTTE MD95-2002 ÉTUDIÉE ICI.....	46
ANNEXE D	
CAUSES POSSIBLES DES DIFFÉRENCES ENTRE LES RÉSULTATS OBTENUS PAR EYNAUD (1999) ET CEUX DE LA PRÉSENTE ÉTUDE.....	48
RÉFÉRENCES .....	49

## LISTE DES FIGURES

Figure	Page
1.1. Physiographie de la zone d'étude (gris; modifiée d'après Mojtahid et al., 2005). La carte en fond représente le Fleuve Manche au Dernier Maximum Glaciaire (modifiée d'après Bourillet et al., 2003).....	1
1.2.(a) Schéma simplifié de la circulation de surface en Atlantique Nord. Les flèches rouges représentent les courants chauds (GS : Gulf Stream, IC : Irminger Current, NAC : North Atlantic Current, NwAC: Norwegian Atlantic Current, NIIC : North Island Irminger Current, SC : Slope Current, WGC : West Greenland Current). Les fleches bleues représentent les courants froids (BLC : Baffin Land Current, EGC : East Greeland Current, EIC : East Island Current, JMC : Jan Mayen Current, LC : Labrador Current). (b) Localisation de la carotte étudiée (MD95-2002, ce travail) et des autres carottes mentionnées dans ce travail ( LO09-14 – Andersen et al., 2004a; HM03-133-25 – Solignac et al., 2009;MD95-2015 – Eynaud et al., 2004; HU90-013-013P- Solignac et al., 2006; Ks10b – Mojtahid et al., 2013). RR : Ride Reykjanes; DD : Dragar Drift; FSC : Faroe Shetland Chanel.....	4
1.3. Profil vertical des masses d'eau (température, salinité, oxygénation) au niveau de la station représentée en jaune sur la Figure 1 (d'après Duros et al., 2011). SW : Surface Water; SAIW : Sub-Arctic Intermediate Water; MOW : Mediterranean Outflow Water; NEADW: North-East Atlantic Deep Water; LDW: Lower Deep Water.....	5
2.1. Modèle d'âge de la carotte MD95-2002. Les cercles noirs représentent les âges $^{14}\text{C}$ . La courbe noire représente les âges interpolés et la courbe rouge les vitesses de sédimentation.....	7
3.1. Abondance relative (pourcentage) des espèces les mieux représentées dans la Section holocène de la carotte MD95-2002, concentration de dinokystes par $\text{cm}^3$ et rapport des dinokystes remaniés (Rd) par rapport aux dinokystes modernes (Md). Les courbes bleues représentent les résultats obtenus par Eynaud, 1999.....	15
3.2. Reconstitution des conditions de surface dans la partie holocène de la carotte MD95-2002. Les courbes en gras représentent le signal « lissé » (moyenne	

glissante de trois points). Les lignes grises en gras représentent les valeurs modernes de températures et salinités de surface d'après le World Ocean Atlas 2001 (WOA01; Conkright et al., 2002). Les courbes bleues représentent les reconstitutions faites à partir des dénombrements de Eynaud, (1999).....	19
3.3.Composition isotopique ( $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ ) des foraminifères benthiques et planctoniques dans la carotte MD95-2002.....	23
4.1.Composition isotopique ( $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ ) des foraminifères planctoniques <i>G. bulloides</i> et <i>G. truncatulinoides</i> dans la carotte MD95-2002, et reconstructions des conditions de surface à partir des assemblages de dinokystes. Les points noirs et traits fins représentent les échantillons et courbes brutes. Les courbes SSTs et SSSs en gras représentent le signal « lissé » (moyenne glissante de trois points).....	24
4.2.Étendue de la calotte laurentidienne au cours de l'Holocène (d'après Kaplan et Wolfe, 2006).....	29
4.3.Comparaison entre les SSTs de la carotte MD95-2002 et celles de la carotte HU90-013-013P obtenues à partir des assemblages de dinokystes (Solignac et al., 2006) .....	32

## LISTE DES TABLEAUX

Tableau	Page
1.1.Âges $^{14}\text{C}$ et taux de sédimentations dans la partie holocène de la carotte MD95-2002.....	7
3.1.Liste des taxons de kystes de dinoflagellés identifiés dans la carotte MD95-2002.....	17



## RÉSUMÉ

La carotte MD95-2002, prélevée dans le Golfe de Gascogne (47°27'N; 08°32'W, 2174m) a fait l'objet d'analyses micropaléontologiques afin de « documenter » les changements dans les conditions paléo-hydrographiques de surface et de la colonne d'eau sous-jacente au cours de l'Holocène dans l'Atlantique nord-est. Les reconstructions quantitatives basées sur les assemblages de kystes de dinoflagellés (dinokystes) et les compositions isotopiques de foraminifères planctoniques ont permis de mettre en évidence des tendances à long terme auxquelles se superpose une importante variabilité climatique. Cette dernière se traduit principalement par des fortes variations des températures d'eau de surface (*Sea-Surface Temperatures* – SSTs) à l'Holocène inférieur, avec des maxima allant jusqu'à 25°C. Les faibles salinités d'eau de surface (*Sea-Surface salinities* - SSSs enregistrées à ce moment-là témoignent du démantèlement de la calotte laurentidienne rémanente, et expliquent partiellement les conditions instables qui y prévalaient. Un optimum climatique tardif et atténué est enregistré entre 7,5 et 6 ka, comme dans nombre de carottes en Atlantique Nord ne se trouvant pas le long de la branche principale de la Dérive Nord Atlantique (DNA). Le forçage atmosphérique sous la forme des variations de l'Oscillation Nord Atlantique (indice NAO) semble jouer un rôle prépondérant, tant au niveau de l'expression tardive de l'Hypsithermal, qu'au niveau des variations qui ponctuent l'Holocène. En effet les variations des SSTs dans la carotte MD95-2002 pourraient être le résultat des variations d'influence entre la branche est de la DNA, et le courant de pente (*Slope Current* – SC) plus chaud et plus salé au niveau du site, ce dernier étant plus important lors d'indices NAO négatifs. Ainsi, l'Holocène inférieur aurait-il été marqué par de fortes variations de l'indice NAO, de façon concomitante à l'instabilité du système océan-atmosphère-cryosphère jusque vers 7,5 ka suivi d'une stabilisation en mode négatif dominant durant l'Holocène moyen et, enfin, par un indice positif dominant à l'Holocène supérieur qui accompagne la chute des SSTs à partir de 4 ka.

Mots clés : *Holocène, Atlantique nord-est, Golfe de Gascogne, conditions paléo-hydrographiques de surface, dinokystes, foraminifères planctoniques, compositions isotopiques, Oscillation Nord Atlantique*

## INTRODUCTION

Les enregistrements isotopiques des carottes de glace du Groenland ont révélé une variabilité climatique haute fréquence pendant les phases glaciaires du Pléistocène (Dansgaard et al., 1993). Comparé à ces périodes glaciaires, l'Holocène a longtemps été considéré comme relativement stable. Cependant, le contexte actuel du réchauffement climatique global, le rôle de l'homme ainsi que les possibles conséquences à venir ont conduit la communauté scientifique à étudier plus attentivement le présent interglaciaire. Dans cette optique, le bassin Atlantique Nord ainsi que les terres adjacentes ont reçu une attention particulière car ils constituent une région clé en termes de transport de chaleur vers les pôles via la Dérive Nord Atlantique (DNA), composante majeure de la *Meridional Overturning Circulation* (MOC) (cf. Carton, 2011; Guihou et al., 2011; Munoz et al., 2011).

Bond et al. (1997) ont été les premiers à mettre en évidence une forte variabilité climatique dans les enregistrements marins holocènes, remettant ainsi en cause sa stabilité climatique (cf. aussi par ex., Eynaud, 1999; Andersen et al., 2004b; Andresen et al., 2005). Une variabilité millénaire a, par la suite, été détectée dans plusieurs enregistrements climatiques holocènes à partir de divers proxies (cf. Bond et al., 2001; Hall et al., 2004; Solignac et al., 2006; Giraudeau et al., 2010). Certains auteurs ont cependant souligné des différences dans la chronologie, la périodicité et l'amplitude de cette variabilité selon la région concernée (e.g., Solignac et al., 2006; de Vernal et Hillaire-Marcel, 2006). Des disparités ont de plus été remarquées dans le signal de l'optimum climatique de l'Holocène inférieur et de la tendance au refroidissement qui s'en suit. En effet, l'optimum climatique, aussi appelé « Hypsithermal », présente une amplitude et une chronologie différentes selon les bassins et la région étudiée. Toutefois, il semble être particulièrement bien enregistré dans le secteur central de l'Atlantique Nord, notamment le long de la

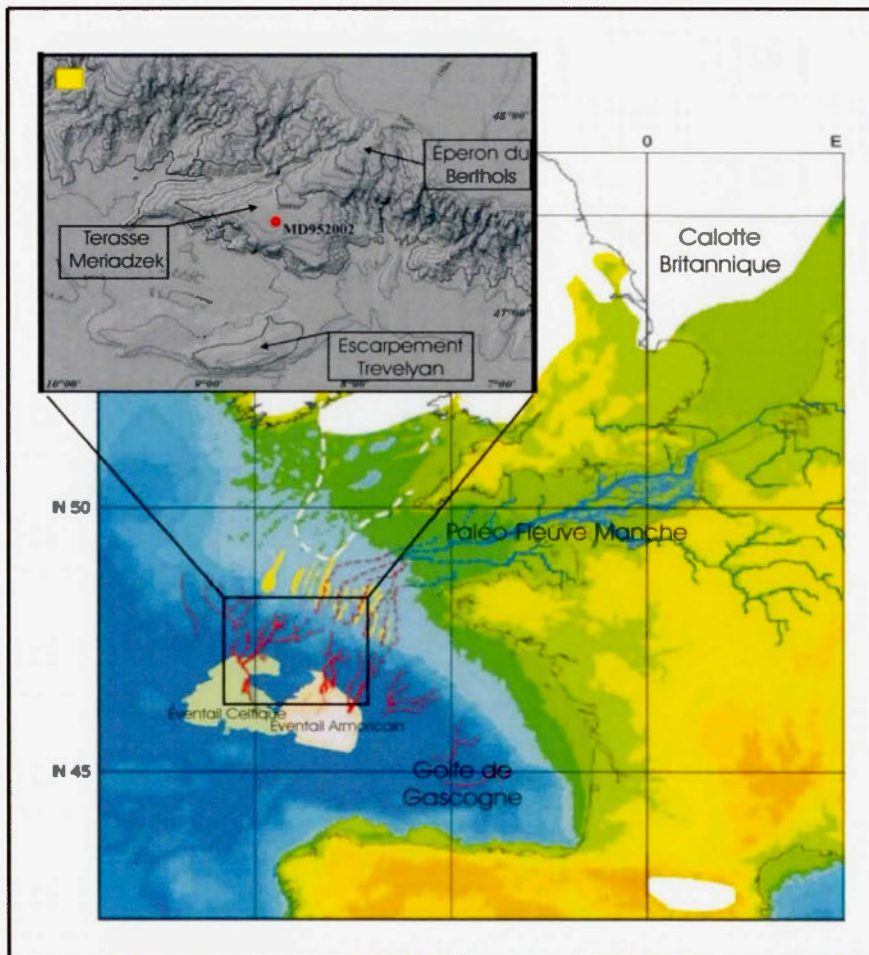
trajectoire de la DNA (de Vernal et Hillaire-Marcel, 2006). Les hétérogénéités du signal climatique de l'hypsithermal ont permis de mettre en évidence une dynamique océanique holocène bien plus complexe qu'il n'y paraît et dont les mécanismes de forçage demeurent imparfaitement compris.

Dans ce contexte, le but de ce travail est de documenter l'instabilité climatique du présent interglaciaire par une étude des conditions hydrographiques de l'Holocène dans le Golfe de Gascogne. Pour ce faire, la carotte MD95-2002 a été choisie. Il s'agit d'une carotte prélevée dans un secteur sous influence directe de la branche nord-est de la DNA (Frew et al., 2000; Mojtahid et al., 2005; Penaud et al., 2008). Elle présente également l'avantage de vitesses de sédimentation élevées, notamment au cours de la terminaison 1 (Zaragosi et al., 2001; Auffret et al., 2002; Zaragosi et al., 2006). Les reconstitutions des conditions de surface ont été faites à partir des assemblages de kystes de dinoflagellés (dinokystes; e.g., Eynaud, 1999; Rochon et al., 1999a, 1999b; de Vernal et al., 2000, 2005, Penaud et al., 2008, 2009). Les mesures isotopiques sur des tests de foraminifères épipélagiques, mésopélagiques et benthiques nous ont permis de retracer les conditions hydrographiques de la colonne d'eau sous-jacente.

## CHAPITRE I

### CONTEXTE ENVIRONNEMENTAL ACTUEL

La carotte MD95-2002 ( $47^{\circ}27'N$ ;  $08^{\circ}32'W$ ) a été prélevée lors d'une mission du *Marion Dufresne* effectuée en 1995 dans le cadre du programme IMAGES (*International Marine Global Change Study*) (Mai-Juillet 1995) (Bassinot et Labeyrie, 1996; Eynaud, 1999).



**Figure 1.1** : Physiographie de la zone d'étude (gris; modifiée d'après Mojtahid et al., 2005). La carte en fond représente le Fleuve Manche au Dernier Maximum Glaciaire (modifiée d'après Bourillet et al., 2003).

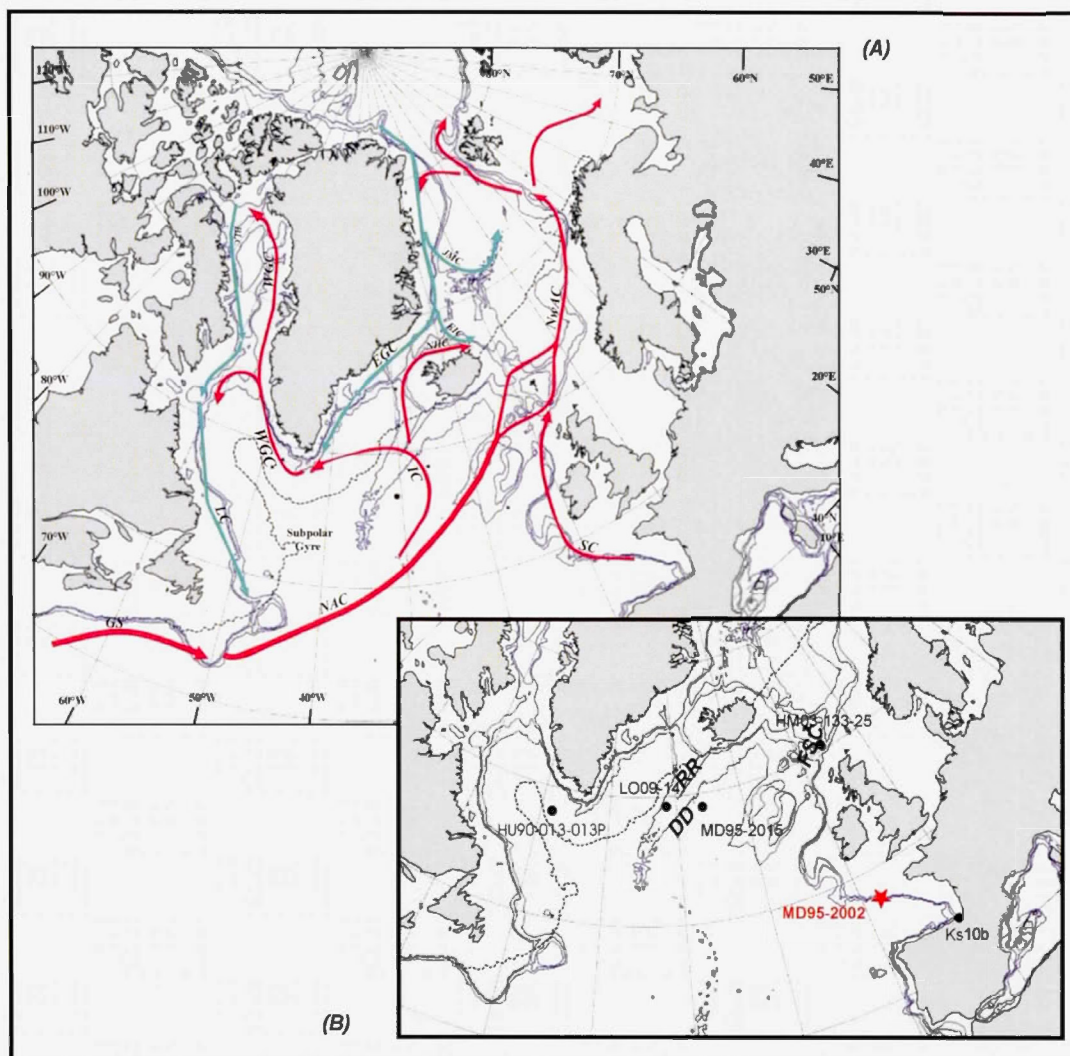
### 1.1 Physiographie

La carotte MD95-2002 a été prélevée à 2174 m de profondeur sur la Terrasse Meriadzek (Nord du Golfe de Gascogne) (**Fig. 1.1**) qui, avec l'Escarpement Trevelyan, culminent à 600 m au-dessus de la plaine abyssale de Gascogne (Eynaud et al., 2007). Ces reliefs profonds forment le prolongement géomorphologique de l'éperon du Berthois qui constitue une frontière morphologique entre les marges celtique et armoricaine (Bourillet et al., 2006). Leur présence canalise la charge sédimentaire en provenance du plateau qui se divise de part et d'autre du relief, alimentant ainsi l'éventail turbiditique celtique à l'ouest et l'éventail turbiditique armoricain à l'est, soit deux des trois éventails turbiditiques profonds majeurs de la marge atlantique française (Zaragosi et al., 2000). Les nombreux canyons qui cisailent cette marge résultent d'effondrements gravitaires sous-marins et de l'activité du « Paléo Fleuve Manche » qui drainait une grande partie du nord-ouest de l'Europe lors d'épisodes de bas niveau marin (Eynaud et al., 2007). Ce vaste système fluvial s'étend du sud de la Mer du Nord jusqu'au Golfe de Gascogne et comprend la Manche, une partie de cette pente continentale entaillée de canyons ainsi que les deux systèmes turbiditiques profonds mentionnés ci-dessus (i.e. les éventails celtique et armoricain) (Toucanne et al., 2008, 2009a,b, 2010, 2011).

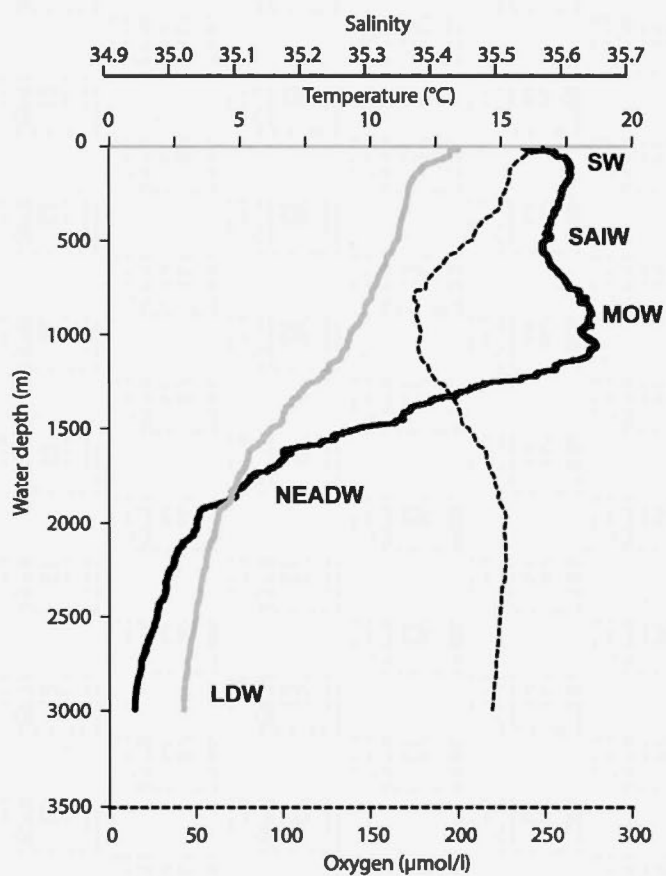
### 1.2 Contexte océanographique

Dans les eaux de surface, les fortes salinités (35,5 et 35,6) et températures (11,8 et 18,0°C en hiver et en été, respectivement) attestent de la présence de la branche nord-est de la Dérive Nord Atlantique (DNA) (**Fig. 1.2**) (Frew et al., 2000; Mojtahid et al., 2005; Penaud et al., 2008), partie intégrante de la cellule cyclonique des bassins subpolaires de l'Atlantique Nord. A cela s'ajoute l'influence du courant de pente (*Slope Current* - SC) qui entraîne avec lui les eaux encore plus chaudes et salées des eaux de l'est de l'Atlantique Nord (*Eastern North Atlantic Water* - ENAW) qui

occupent la colonne d'eau jusqu'à 800 m de profondeur (van Weering et al., 1998; Read, 2001). Juste au-dessous et jusqu'à environ 1300 m se trouve une branche d'eaux salée (35,7) formée des eaux de déversement de la Méditerranée (*Mediterranean Overflow Water* - MOW) (**Fig. 1.3**). La MOW recouvre les eaux de la Mer du Labrador (*Labrador Sea Water* - LSW) caractérisées par une salinité de 35 à 35,5 (Cossa et al., 2004; Mojtahid et al., 2010). Cependant, Van Aken et al. (2000) ont démontré que dans la partie Est du golfe de Gascogne, le signal de salinité de la LSW pouvait être dilué par mélange dyapical avec les masses d'eaux environnantes en raison de la circulation le long de la pente continentale.



**Figure 1.2 :** (a) Schéma simplifié de la circulation de surface en Atlantique Nord. Les flèches rouges représentent les courants chauds (GS : Gulf Stream, IC : Irminger Current, NAC : North Atlantic Current, NwAC: Norwegian Atlantic Current, NIIC : North Island Irminger Current, SC : Slope Current, WGC : West Greenland Current). Les fleches bleues représentent les courants froids (BLC : Baffin Land Current, EGC : East Greenland Current, EIC : East Island Current, JMC : Jan Mayen Current, LC : Labrador Current). (b) Localisation de la carotte étudiée (MD95-2002, ce travail) et des autres carottes mentionnées dans ce travail ( LO09-14 – Andersen et al., 2004a; HM03-133-25 – Solignac et al., 2009; MD95-2015 – Eynaud et al., 2004; HU90-013-013P- Solignac et al., 2006; Ks10b – Mojtahid et al., 2013). RR : Ride Reykjanes; DD : Dragar Drift; FSC : Faroe Shetland Chanel.



**Figure 1.3 :** Profil vertical des masses d'eau (température, salinité, oxygénation) au niveau de la station représentée en jaune sur la Figure 1 (d'après Duros et al., 2011). SW : Surface Water; SAIW : Sub-Arctic Intermediate Water; MOW : Mediterranean Outflow Water; NEADW : North-East Atlantic Deep Water; LDW : Lower Deep Water.



## CHAPITRE II

### MATÉRIEL ET MÉTHODE

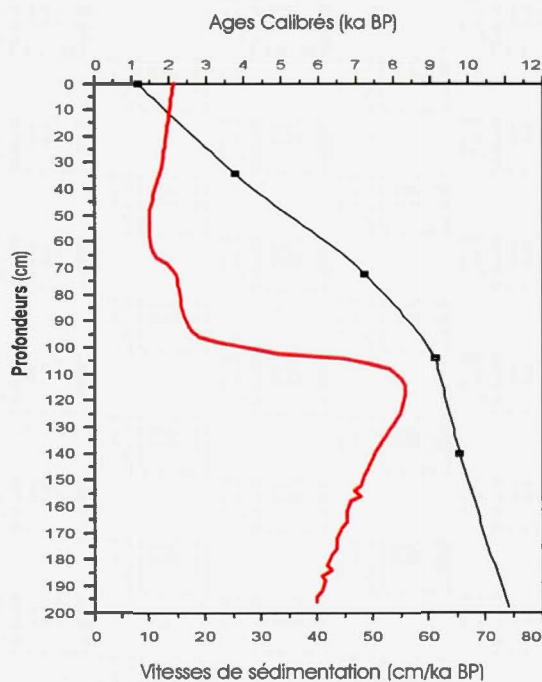
#### 2.1. Stratigraphie et chronologie de la carotte

La carotte MD95-2002 se compose essentiellement de 30 m d'argiles hémipélagiques dont l'imagerie détaillée aux rayons X n'a révélé aucune influence d'un courant turbiditique, ni aucune marque d'érosion (Auffret et al., 2002). Elle a fait l'objet de nombreuses études ayant mené à la construction d'une chronologie des derniers 30 000 ans (Zaragosi et al., 2001, 2006; Menot et al., 2005; Eynaud et al., 2007, 2012). La stratigraphie a été établie à partir de datations  $^{14}\text{C}$ , des enregistrements  $\delta^{18}\text{O}$  ainsi que des assemblages de foraminifères planctoniques (Zaragosi et al., 2000, 2001). Au total, 20 âges ont été obtenus par la mesure  $^{14}\text{C}$  de populations de *Neogloboquadrina pachyderma* senestre et de *Globigerina bulloides* sur accélérateur de particules (*Accelerator mass spectrometry*, AMS) (Zaragosi et al., 2006). Toutefois, la section holocène de la carotte n'était datée que par deux mesures  $^{14}\text{C}$  (Zaragosi et al., 2006). Afin de développer une chronologie plus précise de la section étudiée, trois dates  $^{14}\text{C}$  supplémentaires ont été obtenues sur *Globigerina bulloides* au *National Ocean Sciences Accelerator Mass Spectrometry Facility* (NOSAMS) du *Woods Hole Oceanographic Institute*. Les cinq dates  $^{14}\text{C}$  (**Tableau 2.1**) ont été calibrées à partir du logiciel CALIB 6.0. (Stuiver et al., 2010) en tenant compte d'une différence de 405 ans entre les réservoirs atmosphérique et océanique de  $\text{CO}_2$ . La chronologie entre les points de référence stratigraphiques a été établie à partir d'une interpolation. Les vitesses de sédimentation que l'on peut ainsi calculer varient entre 13,2 cm/1000 ans et 53,1 cm/1000 ans (**Tableau 2.1**).

Profondeur (cm)	Matériel daté	Numéro de laboratoire	Âges corrigés (yr BP)	Âges calibrés (cal. yr BP)	Vitesse de sédimentation (cm/cal. ka)	Origine des données
0-1	<i>G. bulloides</i>	LSCE - 99360	1660 +/- 70	1213 (2σ = - 160; + 129)	13.2	Zaragosi et al., 2001
34-35	<i>G. bulloides</i>	OS-98831	3830 +/- 25	3781 (2σ = - 95; + 87)	10.9	Présente étude
72-73	<i>G. bulloides</i>	OS-98831	6740 +/- 35	7271 (2σ = - 96; + 91)	17.1	Présente étude
104-105	<i>G. bulloides</i>	OS-98831	8510 +/- 40	9139 (2σ = - 129; + 125)	53.1	Présente étude
140-141	<i>G. bulloides</i>	LSCE - 99361	9080 +/- 90	9817 (2σ = - 268; + 288)	43.0*	Zaragosi et al., 2001
240-241	<i>N. pachy s.</i>	LSCE-99362	10790 +/- 100	12252 (2σ = - 171; + 192)		Zaragosi et al., 2001

**Tableau 2.1 :** Âges  $^{14}\text{C}$  et taux de sédimentations dans la partie holocène de la carotte MD95-2002

\*La vitesse de sédimentation à la base de la section a été calculée à partir de la profondeur de la transition Younger Dryas/Holocène (~ 219 cm, cf. Zaragosi et al., 2001) à laquelle un âge de 11653 BP (cf. 11703 B2k, Rasmussen et al., 2006).



**Figure 2.1 :** Modèle d'âge de la carotte MD95-2002. Les cercles noirs représentent les âges  $^{14}\text{C}$ . La courbe noire représente les âges interpolés et la courbe rouge les vitesses de sédimentation

## 2.2. Analyses micropaléontologiques

Les analyses micropaléontologiques de la carotte MD95-2002 ont été faites sur des échantillons de 1 cm d'épaisseur prélevés selon des intervalles de 2 cm, entre 4 cm et 200 cm. Cet échantillonnage permet d'affiner la résolution temporelle d'analyses réalisées à tous les 10 cm par Eynaud (1999). Les 79 échantillons analysés dans le cadre de la présente étude ont fait l'objet de tamisages à 106  $\mu\text{m}$  et à 10  $\mu\text{m}$  afin de séparer les différentes fractions. La fraction supérieure à 106  $\mu\text{m}$  a été utilisée pour le tri des foraminifères aux fins d'analyses isotopiques. Les préparations palynologiques ont été réalisées sur la fraction comprise entre 10 et 106  $\mu\text{m}$ .

### 2.1.1. Préparation et analyse des assemblages palynologiques

Les préparations palynologiques ont été faites suivant le protocole décrit par de Vernal et al. (1996). La fraction entre 106  $\mu\text{m}$  and 10  $\mu\text{m}$  a été alternativement traitée à l'acide chlorhydrique HCL (10%) et à l'acide fluorhydrique HF (48%) afin de dissoudre respectivement les carbonates et les silicates. Le résidu a ensuite été monté entre lame et lamelle avec de la gélatine glycérinée pour permettre l'observation au microscope. Un grossissement x400 est nécessaire pour les déterminations au niveau du genre ou de l'espèce. Plus de 300 dinokystes ont été dénombrés pour chaque échantillon afin d'obtenir une bonne représentation de l'assemblage. L'identification des espèces de dinokystes s'est faite selon la nomenclature de Rochon et al. (1999a). Les concentrations (kystes/cm<sup>3</sup>) obtenues à partir de la méthode des grains marqueurs (de Vernal et al., 1996; Mertens et al., 2009). Les grains de pollen, les spores de ptéridophytes, les algues d'eau douce *Pediastrum* ainsi que les réseaux organiques de foraminifères ont été dénombrés. Le pollen et les dinokystes d'âge pré-Quaternaire que l'on associe à de l'érosion et de la re-sédimentation ont été dénombrés. Ils ont été distingués sur la base de leur nature taxonomique et/ou de leur état de préservation. Les résultats de comptages sont consignés dans l'annexe A.

### 2.1.1.1. Les kystes de dinoflagélles (dinokystes)

Les dinokystes sont des microfossiles organiques issus de la reproduction sexuée des dinoflagellés. La nature de leur paroi est souvent comparée à la sporo-pollinine des grains de pollen et a été désignée sous le nom de « dinosporine » (De Leeuw et al., 2006). Très résistante à la dissolution, elle leur confère un fort potentiel de fossilisation dans la plupart des milieux sédimentaires (e.g. Evitt, 1985, Rochon et al., 1999a,b; Marret et Zonneveld, 2003). Cependant, de récentes études ont démontré que la nature de leur paroi s'apparentant à de la cellulose (Versteegh et al., 2012), peut induire une altération possible via des processus d'oxydation dans certains environnements (Zonneveld et al., 2007; Bogus et al., 2012).

La distribution biogéographique actuelle des assemblages de dinokystes dans les sédiments modernes semble directement liée aux paramètres océanographiques des eaux de surface (e.g., Rochon et al., 1999a,b, 2008; Marret et Zonneveld, 2003; de Vernal et Marret, 2007). De ce fait, les assemblages fossiles s'avèrent d'excellents outils pour la reconstruction de conditions océaniques de surface par des approches qualitatives ou quantitatives faisant appel à la méthode des analogues modernes (e.g., Guiot et de Vernal, 2007, voir section 3.2.1.2.). De plus, des reconstitutions sont possibles jusque dans les environnements les plus froids où plusieurs espèces de dinokystes sont présentes, contrairement à d'autres proxies tels les foraminifères planctoniques qui n'offrent que des assemblages monospécifiques au-dessous d'un certain seuil de température de surface ( $\sim 5^{\circ}\text{C}$ ) (e.g. Kucera., 2007).

### 2.1.1.2.Reconstitution quantitative des conditions de surface à partir des assemblages de dinokystes

La méthode des meilleurs analogues modernes a été utilisée afin de reconstituer quantitativement les paramètres de surface, soit les températures et salinités des mois d'août et de février ainsi que la productivité. Pour ce faire on a utilisé les scripts préparés pour le logiciel R (« R » version 2.7.0, R *Development Core Team*, 2008). La technique des meilleurs analogues (e.g., [Guiot et de Vernal, 2007](#)) est basée sur le principe de l'actualisme selon lequel les affinités écologiques des différentes espèces de dinokystes n'ont pas changé au cours du temps et qu'un même assemblage caractérise des conditions environnementales identiques. Ainsi, la technique des meilleurs analogues utilise les distances statistiques entre les assemblages fossiles et les assemblages modernes. Parmi les 5 meilleurs analogues actuels retenus pour chaque échantillon, un maximum de poids est attribué à l'analogue le plus proche en termes de distance statistique, et inversement (e.g. [Kucera et al., 2005](#); [Guiot et de Vernal, 2007](#)). Ces analogues sont choisis dans une base de données d'échantillons de surface. La base de donnée utilisée ici comprend 1429 échantillons modernes de l'Atlantique Nord, des mers arctiques et subarctiques et du Pacifique Nord. Les informations concernant les assemblages de dinokystes et les données océaniques sont disponibles sur le site internet du GEOTOP <http://www.geotop.ca/>.

La technique des meilleurs analogues a notamment été appliquée aux comptages de dinokystes obtenus par [Eynaud \(1999\)](#) sur la même base de données (n=1429) afin d'optimiser la comparaison des données entre elles.

Les paramètres océanographiques reconstitués incluent la température (SST) et la salinité (SSS) des mois le plus chaud (août) et le plus froid (février) ainsi que la productivité. Les incertitudes sur les reconstitutions sont évaluées en testant la capacité prédictive de la méthode. Pour ce faire, on reconstitue les conditions modernes à partir des assemblages de surface et on définit ainsi une résiduelle qui est

la différence entre les valeurs observées et les valeurs estimées. Le coefficient de corrélation ( $r^2$ ) entre les valeurs observées et les valeurs estimées nous renseigne sur la fiabilité de la méthode alors que l'erreur de l'estimation est donnée par l'écart-type des résiduelles. Les marges d'erreurs sur la base de données  $n = 1429$  sont de  $\pm 1,34^\circ\text{C}$  et  $\pm 1,73^\circ\text{C}$  pour les SSTs en février et août respectivement, et de  $\pm 2,17$  et  $\pm 1,73$  pour SSS en février et août (Bonnet et al., 2012). La productivité est reconstituée avec une marge d'erreur de  $\pm 70 \text{ gC/m}^2$  (Bonnet et al., 2012).

Une description complète de l'application de la méthode des fonctions de transfert, ainsi qu'une discussion quant à la fiabilité et la précision de la méthode sont présentées par de Vernal et al. (2001, 2005) et Guiot et de Vernal (2007).

### 2.2.2. Isotopes stables

Les analyses isotopiques de l'oxygène et du carbone ( $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$ ) des tests carbonatés de foraminifères ont été réalisées sur deux espèces de foraminifères planctoniques ainsi que sur une espèce de foraminifères benthiques. Ainsi, l'espèce épipélagique *Globigerina bulloides* (Gb) a été extraite de la fraction 150-250  $\mu\text{m}$ , alors que l'espèce mésopélagique *Globorotalia truncatulinoides* (Gt) a elle été extraite de la fraction  $>250 \mu\text{m}$ . Dans la même fraction, l'espèce benthique *Uvigerina peregrina* (Up) a fait l'objet d'analyses isotopiques lorsqu'elle se trouvait en quantité suffisante. Afin d'éliminer la matière organique pouvant se trouver à l'intérieur des foraminifères benthiques, les échantillons de Up ont été chauffés sous vide à  $250^\circ\text{C}$  pendant 2 heures. Les échantillons ont ensuite été analysés sur un spectromètre de masse Micromass Isoprime<sup>TM</sup>, couplé à un système de préparation MultiCarb<sup>TM</sup> au Laboratoire d'analyses des isotopes stables légers du GEOTOP-UQAM (ISG). Les ratios isotopiques sont exprimés en ‰ versus VPDB (Vienna Pee Dee *Belemnitella*), défini par rapport au NBS-19 qui est un étalon de calcite de référence internationale (Coplen, 1988). La reproductibilité analytique ( $1\sigma$ ) du laboratoire est de  $\pm 0,05\text{‰}$  pour

la composition isotopique du carbone et de l'oxygène. Les résultats sont consignés dans l'annexe B.

## CHAPITRE III

### RÉSULTATS ET INTERPRÉTATIONS

#### 3.1. Les assemblages dinokystes

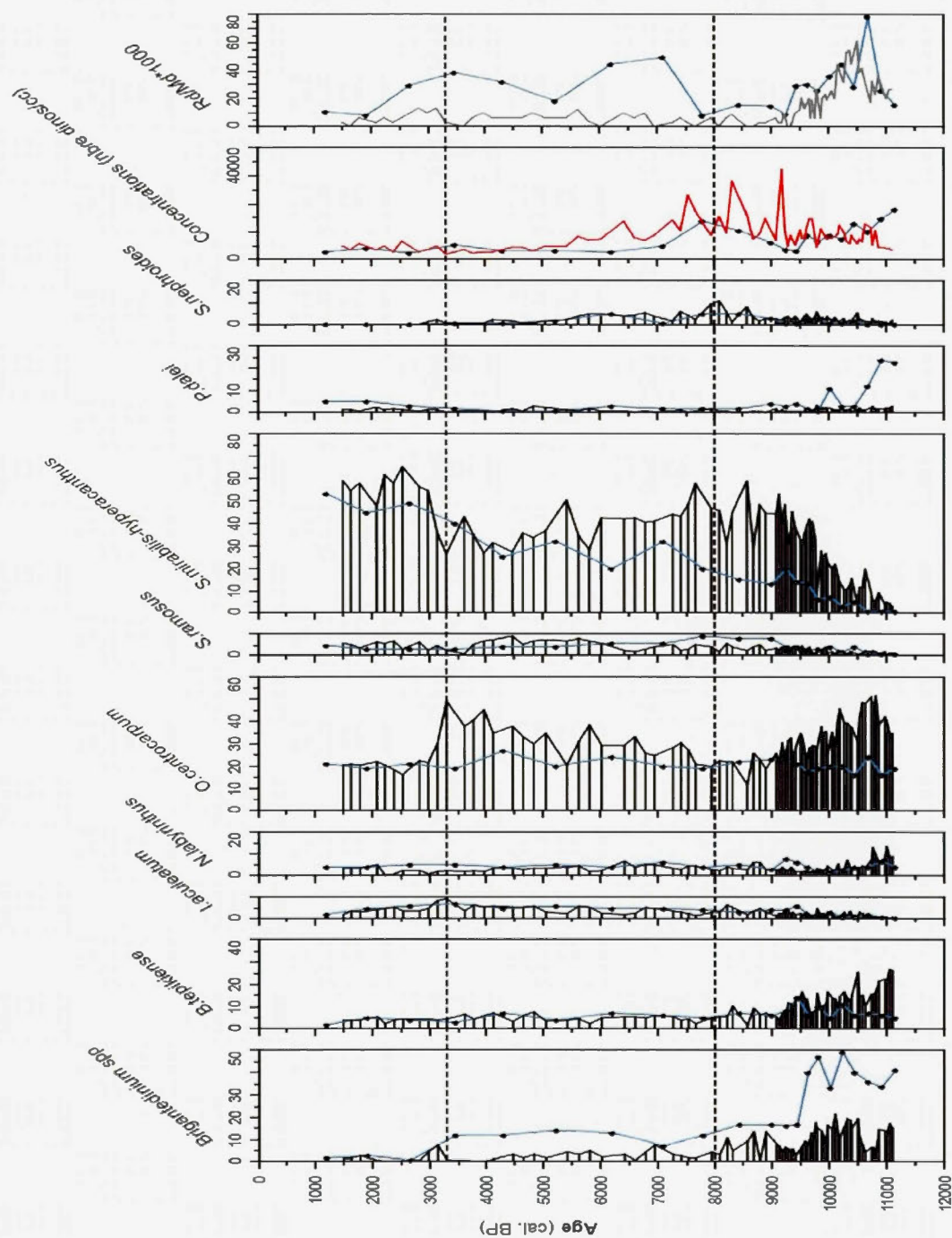
Les dinokystes enregistrent des concentrations de 2000 à 32 000 dinokystes/cm<sup>3</sup>, avec une moyenne d'environ 8500 dinokystes/cm<sup>3</sup>. Les plus fortes concentrations sont enregistrées avant 5,5 ka, et notamment entre 6 et 9,5 ka. Trois pics de concentration élevée y sont visibles, à 9,2, 8,3 et 7,5 ka au milieu d'un plateau de forte abondance autour de 15 000 dinokystes/cm<sup>3</sup> (**Fig. 3.1**). Les concentrations diminuent ensuite, indiquant une baisse des flux de l'Holocène inférieur-moyen à l'Holocène supérieur. Au bas de la section, les fortes valeurs du rapport entre les palynomorphes remaniés et les dinokystes traduisent des apports allochtones importants. L'advection de matériel terrigène le long de la marge ouest européenne diminue par la suite jusqu'à 9 ka BP, marquant ainsi la fin de la déglaciation et l'instauration progressive de conditions interglaciaires (e.g. Zaragosi et al., 2001; Eynaud et al., 2007; Penaud et al., 2009).

Une trentaine de taxons de dinokystes a été identifiée dans la section étudiée de la carotte MD95-2002 (**Tableau 3.1**). Parmi ces taxons, 8 dominent les assemblages : *Spiniferites mirabilis*, *Operculodinium centrocarpum*, *Bitectatodinium tepikiense*, *Brigantedinium* spp., *Nematosphaeropsis labyrinthus*, *Selenopemphix nephroides*, *Spiniferites ramosus* et *Impagidinium aculeatum* (**Fig. 3.1**). La distribution géographique moderne de ces espèces ainsi que leurs affinités ont été sommairement décrites dans le **tableau** de l'annexe C.

Les résultats obtenus par Eynaud (1999) tous les 10 cm sur la même carotte (cf. courbes bleues, **Fig. 3.1**) offrent des tendances quasi similaires des assemblages de



dinokystes. En revanche, les taxons *Brigantedinium* spp. et *P. dalei* sont moins bien représentés dans le bas de la section que nous avons analysé que d'après Eynaud (1999). Les différences de dénombrement pourraient être dues à différents facteurs, incluant une dégradation sélective de certains taxons par oxydation après l'ouverture de la carotte ou lors des préparations chimiques sinon à un biais analytique lors de l'identification et du dénombrement (voir l'annexe D).



**Figure 3.1** : Abondance relative (pourcentage) des espèces les mieux représentées dans la section holocène de la carotte MD95-2002, concentration de dinokystes par  $\text{cm}^3$  et rapport des dinokystes remaniés (Rd) par rapport aux dinokystes modernes (Md). Les courbes bleues représentent les résultats obtenus par Eynaud, 1999.

L'abondance relative de ces principaux taxons a donc permis de définir 3 zones écostratigraphiques.

Zone 1 : La zone 1 couvre de 10,8 à 8 ka. Elle se singularise par la dominance de quatre taxons (*O. centrocarpum*, *B. tepikiense*, *Brigantedinium* spp. et *S. mirabilis*). De bas en haut, on observe une diminution de *O. centrocarpum* (50%), *B. tepikiense* (25%), et *Brigantedinium* spp. (20%). *N. labyrinthus* qui représente alors 10% du spectre tend lui aussi à diminuer au profit d'une augmentation de *S. mirabilis* qui, vers 8 ka, atteint des valeurs de l'ordre de 60% (**Fig. 3.1**). Ces changements témoigneraient d'une amélioration des conditions de surface, d'eaux relativement froides et stratifiées marquées par de faibles salinités dont témoigne la présence de *B. tepikiense* (cf. Rochon et al., 1999; de Vernal et al, 2005) à des eaux beaucoup plus chaudes et salées caractérisées par l'abondance de *S. mirabilis*.

Zone 2 : La zone 2 couvre de 8 à 3 ka. Elle se caractérise par la dominance quasi-totale des espèces *O. centrocarpum* et *S. mirabilis* qui représentent à elles deux 80% des assemblages. Les taxons *B. tepikiense*, *Brigantedinium* spp., *N. labyrinthus* et *Spiniferites ramosus* complètent l'assemblage (5% chacun) (**Fig. 3.1**). Vers 8 ka, une chute des valeurs de *S. mirabilis* pendant 200 ans environ suggère un refroidissement. La période qui suit, de ca. 8 ka à 3,3 ka BP, est caractérisée par une augmentation de *O. centrocarpum* (de 25 à 40%), simultanément à une légère diminution de *S. mirabilis* (50%), qui demeure cependant dominant. L'augmentation d'*O. centrocarpum* pourrait indiquer une influence croissante de la DNA à une échelle régionale.

## Taxons

---

*Ataxiodinium choane*  
*Bitectatodinium tepikiense*  
*Impagidinium aculeatum*  
*Impagidinium paradoxum*  
*Impagidinium patulum*  
*Impagidinium sphaericum*  
*Impagidinium striatum*  
*Impagidinium* spp.  
*Lingulodinium machaerophorum*  
*Nematosphaeropsis labyrinthus*  
*Operculodinium centrocarpum*  
*Operculodinium israelianum*  
*Pyxidinopsis reticulata*  
*Spiniferites membranaceus*  
*Spiniferites delicatus*  
*Spiniferites elongatus*  
*Spiniferites ramosus*  
*Spiniferites bentorii*  
*Spiniferites lazus*  
*Spiniferitesmirabilis-hyperacanthus*  
*Spiniferites* spp.  
Cyst of *Pentapharsodinium dalei*  
*Islandinium minutum*  
*Islandinium? Brevispinosum*  
*Lajeunecysta* spp.  
*Brigantedinium* spp.  
*Selenopemphix nephroides*  
*Selenopemphix quanta*  
*Trinovantedinium applanatum*

---

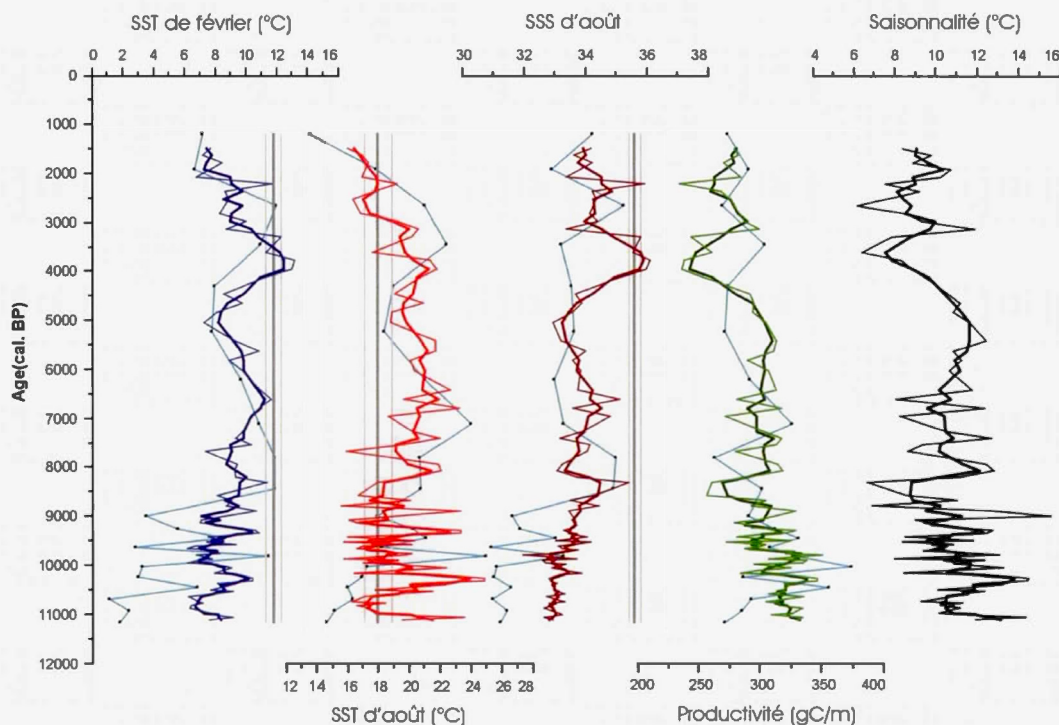
**Tableau 3.1** : Liste des taxons de kystes de dinoflagellés identifiés dans la carotte MD95-2002

Par ailleurs, la quasi-disparition de *Brigantedinium* spp. ainsi que l'augmentation de *I. aculeatum* et *S. ramosus* qui représentent alors 10% des assemblages témoignent de la présence d'eaux plus chaudes et salées que dans la zone précédente (**Fig. 3.1**). Au-delà des grands traits caractéristiques de la zone 2, l'augmentation enregistrée par *O. centrocarpum* de 8 à 3,3 ka, est marquée vers 5,5 ka par une chute succincte, parallèlement à un minimum de *S. mirabilis*. Enfin la partie supérieure de la séquence enregistre des changements drastiques.

Zone 3 : A partir de 3 ka, la zone 3 présente de nombreuses similitudes avec la période qui précède, à l'exception des deux taxons dominants dont les tendances s'inversent. Ainsi, vers 3 ka, *O. centrocarpum* chute (de 50 à 20%) alors que les *S. mirabilis* augmentent fortement (de 30 à 60%). De telles proportions, semblables à celles qui précèdent la chute des *S. mirabilis* vers 8 ka, reflètent des conditions relativement chaudes.

### 3.2. Reconstitution des conditions de surface océaniques

Les conditions de surface ont été obtenues à partir des assemblages dinokystes en utilisant la méthode des analogues modernes telle que décrite plus haut (**Fig. 3.2**).



**Figure 3.2 :** Reconstitution des conditions de surface dans la partie holocène de la carotte MD95-2002. Les courbes en gras représentent le signal « lissé » (moyenne glissante de trois points). Les lignes grises en gras représentent les valeurs modernes de températures et salinités de surface d'après le *World Ocean Atlas 2001* (WOA01; Conkright et al., 2002). Les courbes bleues représentent les reconstitutions faites à partir des dénombrements de Eynaud, (1999).

Le bas de la séquence, jusqu'à 6,5 ka BP, est marqué par de fortes variations de chacun des paramètres, à l'exception des SSSs d'août marquées par une tendance à la hausse clairement visible malgré une diminution vers 8 ka BP. Les SSSs dans cette section sont bien en deca des valeurs actuelles (35,6; WOA, 2001). Les SSTs d'août offrent de fortes variations, de 15°C à 25°C (jusqu'à 8°C en 1000 ans), et ce, principalement avant 8,5 ka BP. Les SSTs d'août atteignent des valeurs au-dessus des valeurs modernes (18°C; WOA, 2001). En revanche les SSTs de février (6,2 –

13,1°C) sont généralement inférieures à celles de l'actuel (11.8°C; WOA, 2001) mais enregistrent une augmentation d'environ 6°C du bas de la séquence à 6,5 ka. La saisonnalité et la productivité varient en parallèle mais on dénote une tendance à la baisse jusqu'à 8 ka, puis une stabilisation jusqu'à environ 6 ka.

La période qui suit est marquée par une baisse des SSTs d'août et février ainsi que des SSSs jusqu'à 5 ka. Les SSTs d'août montrent une plus faible diminution avec des valeurs qui demeurent 2°C au-dessus de celles de l'actuel, contrairement à celles de février qui enregistrent une diminution de 4°C environ. Ainsi, l'amplitude thermique saisonnière augmente et atteint un maximum à 5 ka BP. Après 5 ka, les SSTs de février augmentent ainsi que la salinité pour atteindre un maximum autour de 4 à 3,8 ka alors que les contrastes saisonniers et la productivité chutent.

À partir de 4 ka, une diminution des SSTs et SSSs est notable jusqu'au sommet de la carotte, alors que la salinité, les contrastes thermiques saisonniers et la productivité augmentent.

Les reconstructions obtenues à partir de MAT appliquée aux assemblages de dinokystes réalisés par Eynaud (1999) laissent entrevoir des tendances quasi similaires pour ce qui concerne les SSTs (Fig. 3.2). On peut aussi y observer une variabilité très forte au bas de la section, bien que l'amplitude des variations des SSTs de février soit plus prononcée, avec des températures plus basses que celles obtenues à partir de nos analyses. Ces températures s'expliquent sans doute par l'abondance plus élevée de *P.dalei* et *Brigantedinium* spp. dénombrés par Eynaud (1999) dans le bas de la section. Les SSSs présentent aussi des valeurs plus faibles à ce niveau-là, même si une tendance croissante est visible jusque vers 8 ka, après quoi, la salinité varie moins, n'offrant pas le pic de salinité obtenu dans nos analyses vers 4 ka. Cependant, la faible résolution temporelle des analyses de Eynaud (1999) (tous les 10 cm) pourrait rendre compte de l'absence de signal de cet évènement relativement bref (Fig. 3.2).

### 3.3. Isotopes stables

Les compositions isotopiques de l'oxygène et du carbone des foraminifères planctoniques *G. bulloides* et *G. truncatulinoides* ainsi que de l'espèce benthique *U. peregrina* sont présentées dans la **Figure 3.3**.

Les valeurs du  $\delta^{18}\text{O}$  de *G. bulloides* et de *G. truncatulinoides* varient entre 0,29‰ et 1,82‰ et 1,2‰ et 2,28‰ respectivement. Quant aux valeurs du  $\delta^{18}\text{O}$  d'*U. peregrina*, elles varient entre 2,93‰ et 3,69‰. *G. bulloides* est un taxon épipélagique qui occupe les 100 premiers mètres de la colonne d'eau, vivant plus généralement vers 50-70 m de profondeur, au bas de la couche de mélange (Tolderlund et Bé, 1971). *G. truncatulinoides* est quant à lui un taxon qui vit plus en profondeur (entre 200 et 600 m) et qui préfère des températures plus froides (Hemleben et al., 1989) bien qu'il soit principalement présent dans les gyres subtropicales (Hemleben et al., 1986). Il apparaît donc normal que les valeurs du  $\delta^{18}\text{O}$  de *G. truncatulinoides* soient plus enrichies que celles de *G. bulloides*. A ce titre, un  $\Delta\delta \sim 1\text{‰}$  entre les signaux isotopiques des deux espèces pourrait traduire un  $\Delta T \sim 4^\circ\text{C}$  (Frew et al., 2000). Cependant l'hypothèse d'un  $\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}$  différent entre les eaux de surface et celles de sub-surface est tout autant envisageable.

La courbe  $\delta^{18}\text{O}$  de *G. bulloides* paraît beaucoup plus lisse que celle de *G. truncatulinoides* avec des petites variations d'en moyenne 0,25‰ vs VPDB le long de la séquence. Une légère tendance à la diminution caractérise la partie inférieure de la séquence jusqu'à 6,5 ka, ce qui indiquerait une augmentation de la température et/ou une diminution de la salinité, soit une baisse de la densité. Au cours de cette période, des épisodes d'enrichissement du  $\delta^{18}\text{O}$  de plus de 1‰ versus VPDB sont enregistrés par *G. bulloides* avant 10,2 ka BP. *G. truncatulinoides* présente un signal  $\delta^{18}\text{O}$  beaucoup plus « bruité » tout au long de la section avec des variations de 0,5 à 1‰ versus VPDB. Les courbes isotopiques de *G. truncatulinoides* et *G. bulloides* diffèrent pour ce qui concerne leur  $\delta^{18}\text{O}$  mais de mêmes tendances sont enregistrées



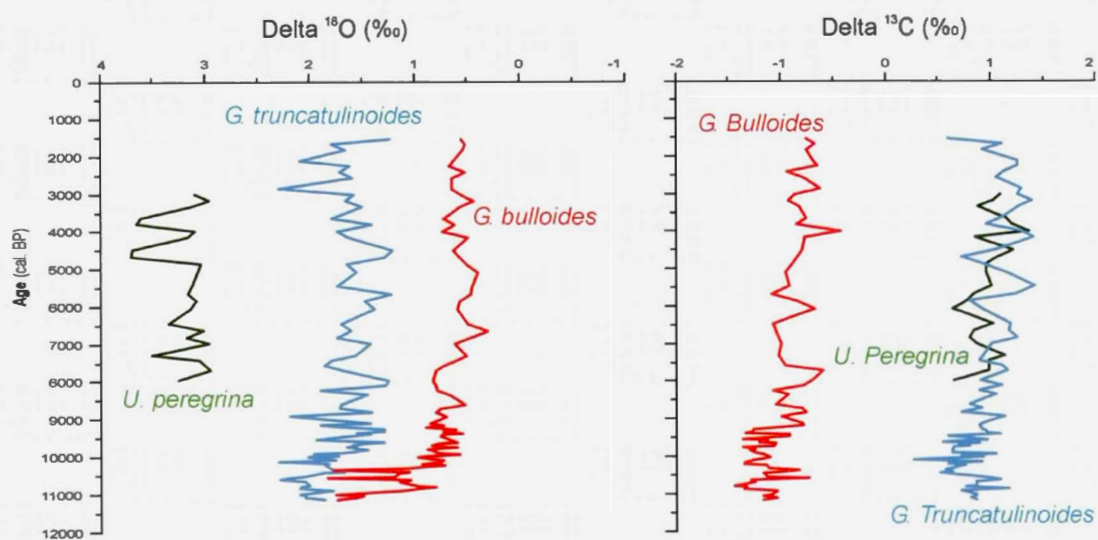
avec une diminution dans la partie inférieure de la séquence suivie d'une légère augmentation dans la partie supérieure. La courbe du  $\delta^{18}\text{O}$  d'*U. peregrina*, très variable elle aussi, montre deux augmentations de 0,6‰ versus VPDB à 4,5 et 5,5 ka BP (**Fig. 3.3**).

Les valeurs du  $\delta^{13}\text{C}$  de *G. bulloides* et de *G. truncatulinoides* varient entre -1,42‰ et 0,4‰ et 0,28‰ et 1,44‰ respectivement. La différence de composition isotopique des deux taxons planctoniques illustre sans doute des habitats distincts, épipélagiques pour ce qui concerne *G. bulloides* et méso-bathypélagiques pour ce qui concerne *G. truncatulinoides* (e.g. Kucera 2007), ce qui expliquerait des conditions de précipitation de  $\text{CaCO}_3$  différentes (e.g. Ravelo et Hillaire-Marcel 2007). *G. bulloides* occupe en effet la zone de productivité maximum où l'oxydation de la matière organique rend compte d'un appauvrissement isotopique alors que *G. truncatulinoides* se développe sous la pycnocline. Une différence de ~1‰ entre le  $\delta^{13}\text{C}$  de *G. bulloides* et celui de taxons mésopélagiques tels *Neogloboquadrina pachyderma* levogyre semble observée fréquemment dans l'Atlantique Nord (e.g. Hillaire-Marcel et Bilodeau, 2000; de Vernal et Hillaire-Marcel, 2006; Hillaire-Marcel et al., 2011).

Les valeurs du  $\delta^{13}\text{C}$  d'*U. peregrina* ont fait l'objet de corrections (+0,9‰) conformément à Duplessy et al. (1984) et varient donc entre 0,65‰ et 1,38‰. Une composition isotopique du carbone similaire dans *G. truncatulinoides* et *U. peregrina* indique une ventilation des masses d'eau de subsurface, au moins jusqu'à la profondeur du site de la carotte (2174m), ce qui paraît compatible avec les profils du  $\delta^{13}\text{C}$  du carbone inorganique total dissous des moyennes latitudes de l'Atlantique Nord (cf. Kroopnick, 1985)

Les courbes  $\delta^{13}\text{C}$  de *G. bulloides* montrent des valeurs qui augmentent discrètement au cours de l'Holocène, suggérant une augmentation de la productivité (Berger et al., 1978). Une légère augmentation est également décelable dans le  $\delta^{13}\text{C}$  de *G.*

*truncatulinoides* et des foraminifères benthiques entre 8 et 3 ka BP, ce qui pourrait laisser supposer une augmentation de la ventilation des eaux profondes au cours de l'Holocène. D'autres facteurs pourraient être mis en cause. Ils incluent des variations de la productivité et de la température.



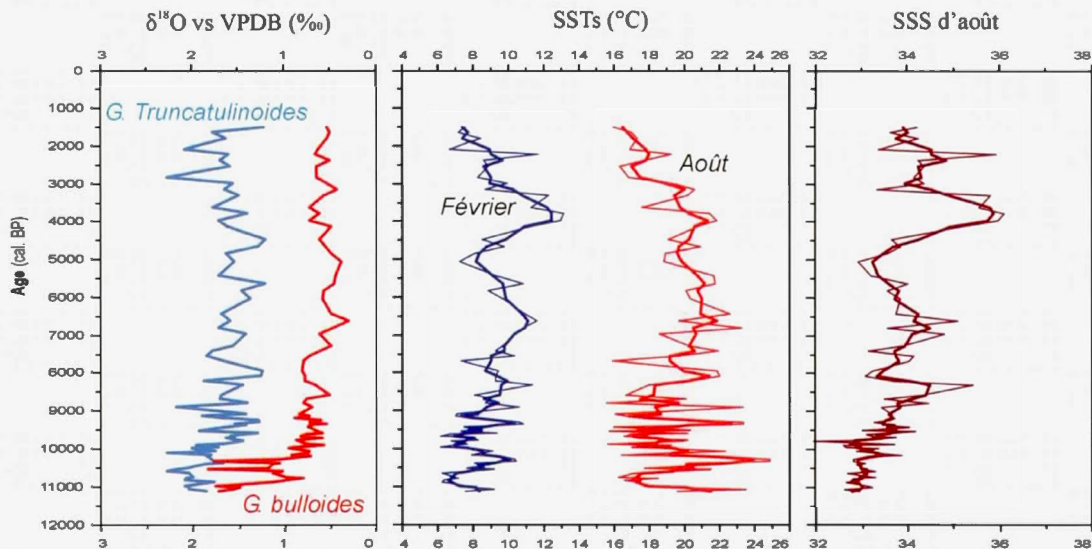
**Figure 3.3 :** Composition isotopique ( $\delta^{18}O$  et  $\delta^{13}C$ ) des foraminifères benthiques et planctoniques dans la carotte MD95-2002.

## CHAPITRE IV

### DISCUSSION

#### 4.1. Variation des conditions dans les eaux de surface : compositions isotopiques des foraminifères vs. assemblages de dinokystes

Les analyses réalisées sur la carotte MD95-2002, et plus particulièrement la reconstitution des conditions de surface obtenues à partir des assemblages de dinokystes, ont permis de retracer de grandes tendances climatiques au cours de l'Holocène, ponctuées par une variabilité séculaire à millénaire de forte amplitude. Les analyses isotopiques de foraminifères témoignent également de changements à long terme mais présentent moins de variations que les reconstitutions réalisées à partir des dinokystes (**Fig. 4.1**).



**Figure 4.1:** Composition isotopique ( $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^{13}\text{C}$ ) des foraminifères planctoniques *G. bulloides* et *G. truncatulinoides* dans la carotte MD95-2002, et reconstitutions des conditions de surface à partir des assemblages de dinokystes. Les points noirs et traits fins représentent les échantillons et courbes brutes. Les courbes SSTs et SSSs en gras représentent le signal « lissé » (moyenne glissante de trois points).

La composition isotopique de *G. truncatulinoides* représente les conditions mésopélagiques alors que *G. bulloides* précipite sa calcite sous des conditions printanières ou estivales et occupe le bas de la couche de mélange. Ainsi, les courbes du  $\delta^{18}\text{O}$  de *G. truncatulinoides*, de *G. bulloides* devraient dépeindre un signal illustrant la stratification dans les masses d'eau. Il est possible de remarquer une certaine ressemblance entre les grandes tendances dans les trois courbes, en particulier une baisse de la teneur en  $\delta^{18}\text{O}$  correspondant à une augmentation de la température de surface du début de l'Holocène jusqu'à environ 6500 ans BP, période à laquelle la fonte totale de la calotte Laurentidienne (*Laurentide Ice Sheet* - LIS) conduit à la formation d'une cellule de convection en Mer du Labrador (Dyke et al., 2002; Dyke, 2004; Kaplan et Wolfe, 2006; de Vernal et Hillaire-Marcel, 2006). Toutefois, les courbes du  $\delta^{18}\text{O}$  présentent des variations de faibles amplitudes alors que les dinokystes suggèrent des variations importantes de la salinité et de la température de surface. Les différences significatives entre les traceurs indiqueraient une stratification très prononcée dans les eaux de surface (Fig. 4.1).

La courbe des SSTs d'août présente de fortes variations avant 8 ka, alors que le  $\delta^{18}\text{O}$  de *G. bulloides* et de *G. truncatulinoides* montre une légère diminution de 11 à 8,5 ka qui marquerait la fin de la transition glaciaire à interglaciaire. Il s'agirait donc d'un signal global. Les maximums du  $\delta^{18}\text{O}$  observés avant 10 ka pourraient évoquer des refroidissements ponctuels. Des variations régionales de la température sont en effet probables au vu des reconstitutions de SSTs à partir des dinokystes.

Les SSSs sont faibles avant 8ka et augmentent de façon progressive jusque vers 6,5 ka (Fig. 3.2 et 4.1). Les faibles SSSs qui s'accompagnent d'une forte saisonnalité (Fig. 3.2) traduiraient une inertie thermique dans la couche de mélange en raison de la forte stratification de la colonne d'eau supérieure. Les faibles SSSs à la base de la séquence étudiée indiqueraient une dilution par des apports d'eau douce, peut-être

liés au déclin de la calotte laurentidienne, sinon à des apports d'eaux douces plus proximaux. La variabilité enregistrée par les conditions de surface pourrait ainsi être une conséquence distale de la phase finale d'effondrement de la calotte Laurentidienne jusqu'à 6-7 ka (**Fig. 4.2**) (Dyke et al., 2002; Dyke, 2004; Kaplan et Wolfe, 2006; de Vernal et Hillaire-Marcel, 2006).

Une particularité des enregistrements est la chute de plus d'une unité de salinité dans les SSSs d'août qui pourrait être la marque de l'évènement connu sous le nom de 8,2 ka (Dansgaard et al., 1993; Alley et al., 1997; Klitgaard et al., 1998) et qui est associé au drainage du Lac Agassiz (Lewis et al., 2012). Cette chute de salinité ne correspond à aucun signal isotopique clair, de même que les variations de température et de salinité enregistrées par les dinokystes entre 5 et 3, ce qui semble évoquer des changements restreints à la couche superficielle (**Fig. 4.1**).

#### 4.2. Tendances à long terme à une échelle régionale

À partir de la compilation de différents enregistrements paléobotaniques et lithostratigraphiques en Norvège, Nesje and Dahl (1993) ont estimé que le climat Holocène pouvait être divisé en trois phases en Europe de l'ouest. Une première phase, dite préboréale, de 11,6 à 9 ka BP témoigne d'une nette amélioration climatique par rapport aux conditions beaucoup plus rudes qui prévalaient au Dryas récent (Ruddiman et McIntyre, 1981; Broecker et al., 1988; Wright, 1989; Zaragosi et al., 2001; Björck, 2007). Une seconde phase, de 9 à 5,7 ka se caractérise par des températures élevées qui évoqueraient un optimum thermique. Enfin, une période de refroidissement commence à 5,7 ka et se poursuit à l'Holocène supérieur. Plusieurs études (e.g. Marchal et al., 2002; Andersen et al., 2004a, 2004b) ont illustré que le refroidissement de l'Holocène s'opérait à certains sites de façon concomitante à la décroissance de l'insolation estivale aux hautes latitudes de l'Hémisphère Nord depuis 11 ka BP (Berger et Loutre, 1991). Toutefois, d'autres études illustrent un fort

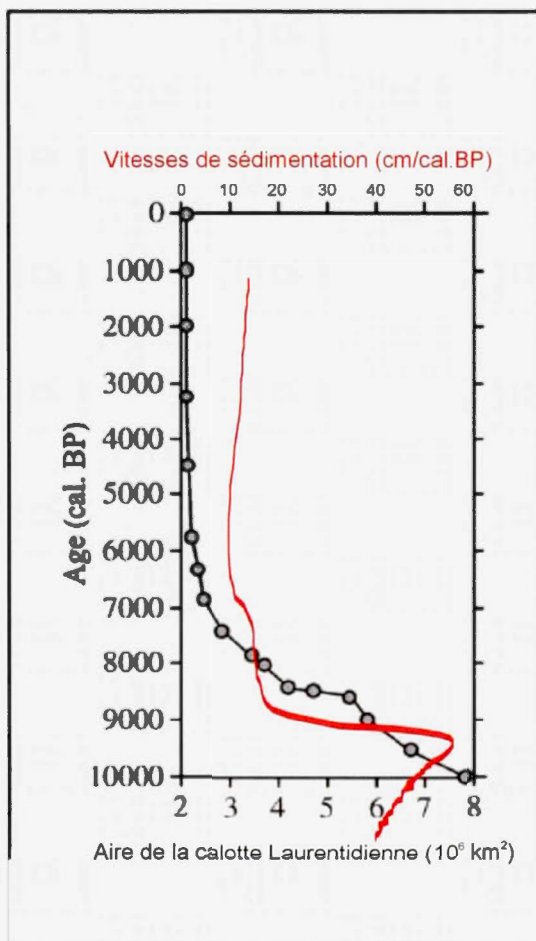
régionalisme qui tend à indiquer que des mécanismes autres que l'effet direct de l'insolation jouent un rôle important, notamment ceux régissant la circulation de l'océan et la stratification des masses d'eau (e.g. Marshal et al., 2002; Andersen et al., 2004a,b; Kaufman et al., 2004; Solignac et al., 2004; de Vernal et Hillaire-Marcel, 2006).

L'évaluation de l'expression de l'optimum climatique dans la carotte MD95-2002 s'avère délicate. À notre site d'étude, les SSTs d'août présentent des variations de large amplitude jusque vers 9 ka avec des maximums pouvant atteindre 25°C. Cependant, des épisodes de refroidissement ponctuent cette période (**Fig. 3.2 et 4.1**). Après 9 ka, les variations sont moins importantes, et une tendance au réchauffement en février et août est enregistrée jusque vers 6 ka. Il paraît plus facile de distinguer un optimum climatique à partir de 7,5 ka, sans doute du fait de la disparition de l'inlandsis laurentidien (**Fig. 4.2**) (Dyke et al., 2003; 2004; Kaplan et Wolfe, 2006; de Vernal et Hillaire-Marcel, 2006). Cet optimum climatique dans notre carotte s'étendrait jusque vers 4 ka. Enfin, à l'Holocène supérieur, après 4 ka BP, bien que ponctué par une légère variabilité multi-centennale à millénaire, un refroidissement est mis en évidence par nos reconstitutions et serait compatible avec la baisse de l'insolation et correspondrait au début du Néoglaciale (Nesje and Dahl, 1993).

Mojtahid et al. (2013) notent de la même façon un optimum climatique entre 7 et 5,5 ka dans la carotte KS10b (**Fig. 1.2**) située dans le sud-est du Golfe de Gascogne, avec notamment une période de fortes variabilités avant 7,5 ka des SSTs obtenues à partir des assemblages de foraminifères. Dans la carotte LO09-14 située au niveau de la Ride Reykjanes, Andersen et al. (2004a) détectent, à l'aide des reconstructions de SSTs obtenues à partir d'assemblages de diatomées, un optimum climatique qui s'étend de 7,5 à 5 ka. Non loin de là, dans le *Gardar Drift* Eynaud et al. (2004) ont analysé la carotte MD95-2015 et reconstitué, à l'aide d'assemblages de dinokystes, un optimum climatique entre 9 et 5,7 ka.

Bien qu'il soit difficile d'en définir la chronologie précise, un optimum thermique à notre site d'étude est enregistré à l'Holocène moyen et semble cohérent avec les autres enregistrements régionaux.

Au-delà des variations de températures, nos résultats mettent en lumière des variations de la salinité qui évoquent des changements hydrologiques le long des marges ouest européennes. Kaplan et Wolfe. (2006), ont mis en avant le caractère instable de la période s'étendant de 8 à 4 ka au large des côtes portugaises à partir d'analyses en composantes principales. Bien que les proxies utilisés dans leurs travaux soit différents de ceux utilisés dans le cadre de ce travail, il n'est pas exclu de penser que cette instabilité serait un phénomène régional des côtes du sud-ouest de l'Europe.



*Figure 4.2 : Étendue de la calotte laurentidienne au cours de l'Holocène et vitesses de sédimentation de la carotte MD95-2002 (modifié d'après Kaplan et Wolfe, 2006)*

#### 4.3. Variabilité climatique à l'échelle de l'Atlantique Nord

De nombreux auteurs ont fait mention d'une hétérogénéité de l'expression de l'optimum thermique Holocène et des tendances climatiques à long terme, tant au niveau de l'amplitude que de la chronologie des événements selon la localisation géographique des sites étudiés de l'Atlantique Nord (e.g. Solignac et al., 2004; 2006; Andersen et al., 2004b; Duplessy et al., 2005; de Vernal et Hillaire-Marcel, 2006; Giraudeau et al., 2010). Kaplan et Wolfe (2006) ont réalisé un travail de synthèse sur la chronologie de l'optimum climatique dans l'Atlantique Nord. La région du sud-

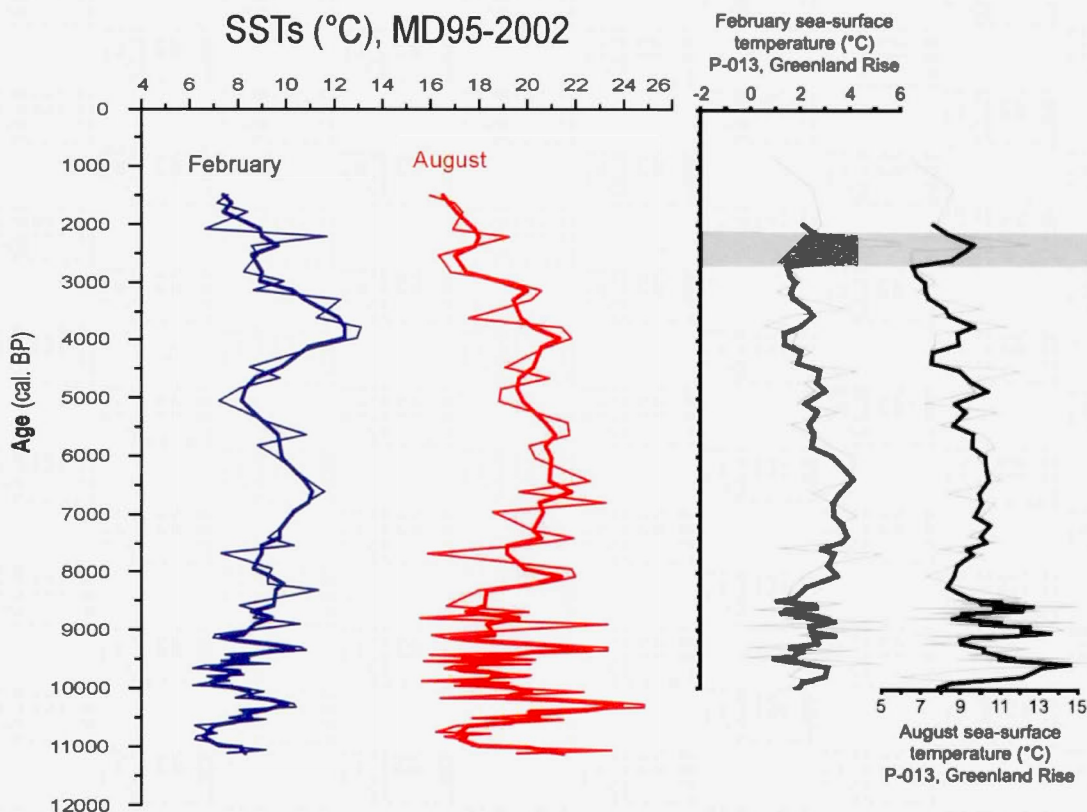


ouest européen apparaît surtout marquée par un Holocène moyen (entre 8 et 4 ka) très instable (Kaplan et Wolfe, 2006, fig. 3). Cependant, un point faible de la compilation de Kaplan et Wolfe (2006) est l'hétérogénéité de la source des données qui proviennent de différents proxies et dont la réponse n'est pas nécessairement uniforme. Afin d'éviter des biais liés à des approches méthodologiques différentes, de Vernal et Hillaire-Marcel (2006) ont compilé les reconstructions de SSTs de nombreuses carottes de l'Atlantique Nord obtenues à partir de l'application des MATs aux assemblages de dinokystes (fig. 13). Les carottes se trouvant sur l'axe principal (sud-ouest/nord-est) de la DNA présentent les plus fortes anomalies positives à l'Holocène inférieur, alors que celles situées sur le passage du courant est Groenlandais (*East Greenland Current*, EGC) enregistrent des anomalies négatives. Ce découpage selon des gradients est-ouest a été mis en évidence par de nombreux auteurs (e.g. Eynaud et al., 2004; Andersen et al., 2004b; Solignac et al., 2006; 2009; Giraudeau et al., 2010) et serait le résultat d'un EGC plus fort et d'une DNA renforcée sur son axe principal au cours de l'Holocène inférieur à moyen. Ce renforcement aurait pour origine un indice positif de l'oscillation nord Atlantique (*North Atlantic Oscillation*, NAO) avec une migration au nord de la dépression d'Islande en réponse au maximum d'insolation aux hautes latitudes à l'Holocène inférieur qui aurait pour conséquence un renforcement des vents d'ouest aux moyennes latitudes (Marshall et al., 2001a;2001b; Andersen et al., 2004b; Chaudhuri et al., 2011). Ainsi, les fortes températures de surface du mois d'août enregistrées dans la carotte MD95-2002 à l'Holocène inférieur seraient le résultat d'un renforcement de la DNA par le biais d'un indice NAO positif (**Fig. 3.2 et 4.1**). A contrario, les carottes se trouvant le plus à l'ouest sur le passage du courant Irminger (*Irminger Current*, IC) (**Fig. 1.2**) enregistrent un réchauffement plus tardif ou plus atténué que celles situées sur l'axe principal de la DNA résultant d'un renforcement de l'IC à l'Holocène moyen alors que la branche principale de la DNA faiblit (Andersen et al., 2004a; Eynaud et al., 2004; Solignac et al., 2009; Giraudeau et al.,

2010). Une fois encore le forçage atmosphérique est mis en cause avec l'hypothèse d'un mode NAO négatif au cours de cette période.

Ce forçage atmosphérique semble jouer un rôle important au cours de l'Holocène et ce, dans tout le bassin nord atlantique, tant et si bien que Solignac et al. (2006) ont mis en évidence un lien étroit entre les SSTs enregistrées dans la carotte HU90-013-013P située en Mer du Labrador et les variations climatiques au sud du Groenland, lesquelles sont le résultat des variations de la position de la dépression d'Islande au-dessus du Groenland. En effet, la carotte HU90-013-013P, se trouvant sur le passage du courant ouest groenlandais (*West Greenland Current*, WGC) (Fig. 1.2) subit l'influence conjuguée des deux courants qui le composent, à savoir le courant froid et peu salé est groenlandais (*East Greenland Current*, EGC), et celui plus chaud de l'IC. L'influence de ces composantes est elle-même déterminée par la position de la dépression d'Islande au-dessus du Groenland, entraînant une influence plus importante de l'IC lorsqu'il est positionné au sud du Groenland, traduisant un indice NAO négatif. A l'inverse, une position plus au nord est du Groenland, et donc un indice NAO positif entraînent une influence plus grande de l'EGC dans le WGC (e.g. Solignac et al., 2006). A en juger par la ressemblance des courbes de SSTs d'août des sites MD95-2002 et HU90-013-013P (Fig. 4.3), il est possible d'envisager la possibilité que le site MD95-2002 enregistre ces mêmes variations de l'indice NAO. Malgré les incertitudes chronologiques, et le fait que les deux courbes ne varient pas tout à fait au même moment, on pourrait poser l'hypothèse d'une première période, avant 8,5 ka, où, contrairement à un indice NAO entièrement positif jusqu'alors (Marshall et al., 2001a-b; Andersen et al., 2004b; Chaudhuri et al., 2011), on aurait des variations importantes extrêmement rapides de cet indice dues notamment aux instabilités qui règnent dans le système océan-atmosphère-cryosphère lors du démantèlement de l'inlandsis laurentidien (Fig. 4.2) (Dyke et al., 2003, 2004; Kaplan et Wolfe, 2006; de Vernal et Hillaire-Marcel, 2006). Ceci aurait eu pour conséquence, lors de modes NAO négatifs, une influence plus forte de l'IC et du

courant de pente SC en provenance de la Méditerranée aux sites HU90-013-013P et MD95-2002 respectivement, et à l'inverse, une influence plus forte de l'EGC et de la DNA lors de modes positifs. Après quoi, avec la fonte quasi-totale de l'inlandsis, conjuguée à la baisse de l'insolation, on aurait une stabilisation de l'indice NAO vers un mode négatif jusque vers la fin de l'Holocène moyen, auquel succéderait à nouveau un mode positif après 4ka. L'étude d'autres sites sous l'influence conjuguée de deux courants de surface en Atlantique Nord, dont l'un proviendrait d'une des branches principales de la DNA et l'autre d'un autre bassin que celui de l'Atlantique Nord, pourrait être intéressant afin de corroborer ou non cette hypothèse.



**Figure 4.3** : Comparaison entre les SSTs de la carotte MD95-2002 et celles de la carotte HU90-013-013P obtenues à partir des assemblages de dinokystes (Solignac et al., 2006).

Les reconstructions de SSTs de la carotte MD95-2002 illustrent une forte variabilité au-delà des tendances climatiques abordées précédemment (**Fig. 3.2**). Bien qu'une certaine variabilité ait été abordée dans le paragraphe précédent (cf. 4.2), il apparaît qu'elle ne se résume pas au bas de la section. En effet, plusieurs refroidissements sont visibles au cours de l'Holocène. Parmi les épisodes de refroidissement majeurs, on note ceux enregistrés à 11-10,5, 10-9,5, 9, 7,6, 5 et 3,2-2,6 ka. Les refroidissements de l'Holocène ont suscité un vif intérêt dans la communauté scientifique depuis leur découverte, par l'étude des glaciers (Denton and Karlén, 1973) puis par celle des débris de vêlage de radeaux de glace (*ice rafted debris* – IRD) dans l'Atlantique Nord (Bond et al., 1997), mettant en évidence une variabilité millénaire (Dansgaard et al., 1993; Kiefer et al., 2002; Wolff et al., 2010; Austin et Hibbert, 2012). En revanche, le nombre et la chronologie des épisodes froids varient énormément d'une région à l'autre (Wanner et al., 2008; 2011). Bien que nombres de ces événements pourraient avoir un lien, et trouver une cohérence régionale, les incertitudes chronologiques ne permettent de l'affirmer. Cependant, outre l'évènement de 8,2 ka abordé précédemment (cf. 5. 1), deux changements importants dans les SSSs ainsi que dans les SSTs de février entre 5,5 et 3,5 ka méritent ici une attention particulière (**Fig. 3.2**).

En effet, le refroidissement ponctuel enregistré dans la carotte MD95-2002 autour de 5 ka semble être un évènement majeur. Denton et Karlen (1973) ont mis en évidence plusieurs avancées majeures des glaciers au cours de l'Holocène, dont une à l'Holocène moyen, vers 5,3 ka BP. Hald et al. (2006) retracent aussi le long du courant Atlantique de Norvège (*Norwegian Atlantic Current*, NwAC) un refroidissement de 5,5 à 3 ka BP. Un refroidissement est aussi enregistré dans le  $\delta^{18}\text{O}$  des spéléothèmes du nord-ouest de l'Espagne à 5,7 ka BP (Railsback et al., 2011). Enfin sur le flanc est de la Ride Reykjanes, les enregistrements témoignent aussi de ce refroidissement (cf. Farmer et al., 2011; Solignac et al., 2004). Il s'agirait donc d'un refroidissement ayant une signature régionale dans l'Atlantique Nord, le long de la DNA.

L'augmentation des SSTs et SSSs (**Fig. 3.2**) après 8 ka dans la carotte MD95-2002 correspondrait à un renforcement de la DNA. Or, aucune augmentation des SSTs n'est constaté le long du NwAC, prolongement de la DNA, ou les conditions froides perdurent jusqu'à 3 ka BP (Hald et al., 2006). En revanche, Solignac et al. (2009) mettent en évidence une forte augmentation des SSTs estivales et hivernales ainsi que de la salinité dans la carotte HM03-133-25 situé dans le chenal Faroe-Shetland à partir de 5,4 ka BP (**Fig. 1.2**). Ce chenal se trouve directement sous influence de la DNA (Larsen et al., 2008; 2009) et du courant de pente (**Fig. 1.2**). Les phases d'augmentation de température tendent à illustrer une diminution de l'influence de la DNA relative à celle du SC plus chaud et plus salé à partir de 5.4 ka BP (Solignac et al., 2009). Ainsi, l'augmentation des SSTs et SSSs dans la carotte MD95-2002 après l'évènement froid de 5 ka, serait le résultat de la récurrence d'une contribution dominante du courant de pente le long des marges continentales régionales, une hypothèse aussi partagée par Mojtahid et al (2013). Cet affaiblissement de la DNA et donc du courant de Norvège témoignerait d'un indice NAO négatif et donc d'un courant de pente plus influent au niveau de la carotte MD95-2002 à ce moment-là.

Cependant, si le mécanisme atmosphérique semble jouer un rôle important, d'autres facteurs telles l'activité solaire, la dynamique interne à l'océan, ou la dynamique interne des calottes glaciaires ont longtemps été considérés comme des causes possibles de la variabilité millénaire enregistrée au cours de l'Holocène (e.g., Debret et al., 2007). Debret et al. (2007) ont ainsi mené une étude de cette variabilité au travers de la méthode des « ondelettes » afin de définir les périodicités qui en ressortaient. Il s'avère que le forçage solaire d'une périodicité de 1000 et 2500 ans serait prépondérant à l'holocène inférieur et moyen, alors que le forçage océanique, d'une cyclicité de 1500 ans aurait plus d'impact à partir de 5 ka. Les variations rapides enregistrées au bas de la section holocène dans la carotte MD95-2002 (**Fig. 3.2 et 4.3**) pourraient être le reflet des oscillations rapides de l'activité solaire, lesquelles ont des conséquences directes sur les phénomènes atmosphériques tels que

NAO ou ITCZ. Par la suite, avec le démantèlement de la calotte laurentidienne vers 7 ka (**Fig. 4.2**) (Dyke et al., 2003; 2004; Kaplan et Wolfe, 2006; de Vernal et Hillaire-Marcel, 2006), le forçage océanique d'une périodicité de 1500 ans pourrait avoir été plus important et ainsi être à l'origine du refroidissement enregistré à grande échelle autour de 5,5 ka.

Quoiqu'il soit, l'étude des conditions paléo-hydrographiques de la carotte MD95-2002 au cours de l'Holocène vient corroborer la complexité du système océan-atmosphère-cryosphère mise en évidence jusque-là (Bond et al., 1997; 2001; Hall et al., 2004; Andersen et al., 2004a; Solignac et al., 2004; 2006; de Vernal et al., 2006; Giraudeau et al., 2010).

## CONCLUSION

L'analyse micropaléontologique de la carotte MD95-2002, située dans le Golfe de Gascogne, a permis de reconstituer les conditions paléo-hydrographiques de surface et de la colonne d'eau sous-jacente au cours de l'Holocène. Les enregistrements de surface, obtenues à partir de l'utilisation des assemblages de dinokystes, mettent en évidence une très forte variabilité multi-centennale à millénaire superposée à des tendances long terme. L'Holocène inférieur paraît marqué par d'importantes variations de températures avant l'« Hypsithermal », enregistré de 7,5 à 6 ka à notre site d'étude. L'instabilité du début de l'Holocène et l'expression tardive de l'optimum climatique pourraient être en partie les résultats du démantèlement de la calotte laurentidienne jusque vers 7 ka, rendant compte de faibles SSSs ainsi que d'une stratification illustrée par la différence entre les enregistrements isotopiques et ceux des dinokystes.

Cependant, des études précédentes (Kaplan et Wolfe, 2006; de Vernal et Hillaire-Marcel, 2006) ont démontré que les carottes situées sur la branche principale de la DNA n'enregistrent pas de variations de températures aussi importantes que dans les carottes sous l'influence de branches secondaires de la DNA, comme la carotte MD95-2002. Il s'agit d'un phénomène qui pourrait trouver son explication dans le forçage atmosphérique, sous la forme des variations de l'Oscillation Nord Atlantique (indice NAO), avec un indice positif à l'Holocène inférieur favorisant des conditions optimales le long de la branche principale de la DNA, puis inversement à l'Holocène moyen, comme suggéré par de nombreux auteurs (e.g. Eynaud et al., 2004; Andersen et al., 2004b; Solignac et al., 2006; 2009; Giraudeau et al., 2010) . De plus, la cohérence de nos résultats avec ceux de la carotte HU90-013-013P située au sud du Groenland (Solignac et al., 2006) viendrait appuyer l'importance du forçage atmosphérique. Ainsi, les fortes variations de températures dans la carotte MD95-

2002 à l'Holocène inférieur seraient le résultat de variations rapides de l'indice NAO entraînant une alternance de l'influence de la branche est de la DNA et du courant de pente SC sur le site. Une stabilisation de l'indice NAO (en mode négatif) ferait suite à la disparition de l'inlandsis laurentidien, avant de repasser en mode positif à l'Holocène supérieur.

Si le rôle du forçage atmosphérique paraît ici prépondérant, d'autres mécanismes pourraient bien être impliqués dans l'instabilité du climat enregistré pendant l'Holocène, comme l'ont démontré [Debret et al. \(2007\)](#). La compréhension du présent interglaciaire requiert des études approfondies tant le système océan-atmosphère-cryosphère est complexe.





Profondeur (cm)	<i>A. druone</i>	<i>Brigantidinium</i> spp	<i>B. tepikienae</i>	<i>I. aculeatum</i>	<i>I. paradoxum</i>	<i>I. patulum</i>	<i>I. sphacelatum</i>	<i>I. striatum</i>	<i>Impatiidinium</i> spp	<i>L. machaerophorum</i>	<i>N. labrynthus</i>	<i>O. centrocarpum</i>	<i>O. isradianum</i>	<i>S. membranaceus</i>	<i>S. delicatus</i>	<i>S. flangatus</i>	<i>S. ramosus</i>	<i>S. subentoli</i>	<i>S. lazus</i>	<i>S. mirabilis-</i> <i>hypocraenatus</i>	<i>S. spinifentes</i> spp	<i>P. dala</i>	<i>I. minutum</i>	<i>I. hirsutissimum</i>	<i>L. eucysta</i> spp	<i>S. niphoides</i>	<i>S. quadrata</i>	<i>T. appianatum</i>	<i>P. reticulata</i>	TOTAL	Lycopodes	Dinos remanés	Pollens et spores	Réseaux organiques	<i>Pedicularium</i>		
52	0	13	12	8	4	0	1	0	1	1	13	62	0	0	0	0	21	0	0	154	1	4	0	0	0	0	7	1	0	0	0	303	371	2	22	22	2
54	0	11	14	13	2	0	2	0	1	0	14	98	0	0	0	2	25	0	0	110	3	2	0	0	0	0	13	0	0	0	0	316	231	4	38	14	0
56	0	14	7	15	7	0	2	0	4	0	6	112	0	0	0	0	20	0	0	83	0	5	0	0	0	1	15	0	0	0	291	196	1	37	21	0	
58	0	3	16	8	4	0	3	0	1	1	8	93	0	0	0	2	19	0	0	135	1	2	0	0	0	0	16	0	0	0	317	258	0	25	6	0	
62	0	11	17	6	2	0	3	0	0	1	20	90	0	0	0	0	8	0	0	130	3	2	0	0	0	0	12	2	0	0	307	139	3	32	26	1	
64	0	3	18	8	5	0	3	0	0	0	13	102	1	0	0	0	6	0	0	131	2	1	0	0	0	0	14	0	0	0	307	244	2	38	23	0	
66	0	14	16	15	1	0	4	0	2	0	16	78	1	0	0	0	9	0	0	123	2	3	0	0	0	0	17	0	0	0	302	262	3	58	16	0	
68	0	24	18	15	3	0	1	0	0	1	15	76	0	0	0	0	12	0	0	125	1	1	0	0	0	0	13	0	0	0	306	218	0	56	20	0	
72	0	10	16	11	2	0	2	0	1	0	11	85	2	0	0	0	16	0	0	132	2	2	0	0	0	0	5	0	0	0	297	130	1	42	24	0	
74	0	9	12	5	2	0	1	0	1	0	9	91	0	0	0	0	8	0	0	129	1	4	0	0	0	0	19	2	0	0	297	175	2	55	14	0	
76	0	5	14	8	1	0	2	0	1	0	14	84	0	0	0	0	10	0	0	149	5	1	0	0	0	0	15	0	0	0	309	82	1	22	8	0	
78	0	5	7	4	2	0	0	0	1	0	13	63	1	0	0	0	15	0	0	173	3	2	0	0	0	0	8	1	0	0	298	104	0	15	12	0	
82	0	14	16	5	3	0	1	0	0	0	9	59	2	0	0	0	12	0	0	140	1	5	0	0	0	0	29	0	0	0	300	209	2	51	15	0	
84	0	10	17	5	1	0	1	0	1	0	8	68	0	0	0	0	6	0	0	137	5	2	0	0	0	0	33	2	0	0	300	89	0	30	17	0	
86	0	34	18	20	6	0	0	0	2	2	12	69	1	0	0	0	19	0	0	57	2	2	0	0	0	0	19	9	3	0	315	201	2	94	23	1	
88	0	17	34	17	1	0	1	0	1	1	11	71	0	0	0	0	14	0	0	145	2	0	0	0	0	0	5	0	5	0	326	71	3	50	11	0	
92	0	25	6	6	2	0	0	0	1	1	9	38	0	0	0	0	7	0	0	135	0	1	0	0	0	0	27	1	0	0	313	118	0	57	12	0	
94	0	41	28	11	2	0	0	0	1	0	18	77	0	0	0	0	13	0	0	85	0	3	0	0	0	0	11	5	3	0	302	247	0	63	24	0	
96	0	2	21	14	1	0	0	0	0	0	19	71	0	0	0	0	16	0	0	143	3	2	0	0	0	0	5	0	2	0	304	157	1	47	13	0	



Profondeur [cm]	<i>A. chome</i>	<i>B. tepikiense</i>	<i>I. acauleatum</i>	<i>I. paradoxum</i>	<i>I. patulum</i>	<i>I. sphaeracum</i>	<i>I. striatum</i>	<i>I. magdalinum</i> spp	<i>I. machaerophorum</i>	<i>N. labyrinthus</i>	<i>O. centrocarpum</i>	<i>O. strachanum</i>	<i>S. ambrosiacus</i>	<i>S. delicatus</i>	<i>S. elongatus</i>	<i>S. ramosus</i>	<i>S. bentoni</i>	<i>S. lazus</i>	<i>S. mirabilis-</i>	<i>Hypocraonthus</i>	<i>S. pinctus</i> spp	<i>F. dalei</i>	<i>I. minutum</i>	<i>I. brevispinosum</i>	<i>Lafuneocysta</i> spp	<i>S. n. ophroides</i>	<i>S. guinea</i>	<i>T. applanatum</i>	<i>P. reticulata</i>	TOTAL	Lycopodes	Dinos remaniés	Pollens et spores	Réseaux organiques	<i>Pediastrum</i>			
144	0	37	32	8	1	0	0	0	1	5	102	0	0	0	0	10	0	0	0	74	1	8	0	0	0	0	0	10	8	4	0	0	301	187	6	174	32	3
145	0	25	34	3	0	0	0	1	1	11	108	1	0	0	0	12	0	2	81	2	7	0	0	0	0	0	7	3	2	0	0	300	226	7	156	26	2	
148	1	51	51	7	3	0	0	0	1	14	75	0	0	0	1	5	0	0	71	0	7	0	0	0	0	0	13	4	3	0	0	307	250	6	147	21	0	
152	0	44	43	7	2	0	1	0	1	9	108	0	0	0	0	6	0	0	60	3	5	0	0	0	0	0	6	7	3	0	0	305	239	8	167	25	3	
154	0	65	42	3	2	0	0	0	0	8	87	0	0	1	2	3	0	1	66	2	4	0	0	0	0	0	10	5	2	0	0	308	228	6	174	19	5	
155	0	35	28	3	3	0	0	0	0	17	124	0	0	3	4	7	0	0	49	3	4	0	0	0	0	0	6	4	3	0	0	298	201	13	160	18	3	
158	0	34	46	4	0	0	1	0	1	9	142	0	0	1	3	8	0	2	44	3	4	0	0	0	0	0	6	3	1	0	0	312	155	13	155	17	4	
162	1	53	58	11	0	0	1	0	1	12	135	1	0	0	0	7	0	0	37	1	5	0	0	0	0	0	11	4	3	0	0	341	214	11	132	20	2	
164	0	62	45	5	1	0	1	0	0	23	126	0	0	0	1	3	0	0	34	2	5	0	0	0	0	0	5	4	2	0	0	315	236	17	176	28	2	
166	0	58	38	12	2	0	0	0	0	13	118	0	0	0	0	6	0	0	39	1	6	0	0	0	0	0	8	5	2	0	0	305	341	17	227	28	2	
168	1	43	48	6	3	0	1	0	0	8	116	0	1	0	0	6	0	1	49	2	3	0	0	0	0	0	6	11	2	0	0	312	219	14	146	20	4	
172	0	60	78	5	1	0	0	0	0	13	95	0	2	0	2	2	0	1	12	5	4	0	0	0	3	17	4	3	0	0	307	343	19	231	35	3		
174	0	37	46	5	3	0	1	0	0	11	129	0	0	0	2	3	0	2	36	4	8	0	0	0	0	0	10	4	5	0	0	310	259	12	207	28	2	
176	0	24	47	7	2	0	0	0	0	14	151	0	0	0	1	5	0	0	35	3	4	0	0	0	1	7	7	2	0	0	310	239	13	183	27	3		
178	0	14	32	1	1	0	0	0	1	12	146	0	0	0	0	8	0	2	61	5	4	0	0	0	0	1	6	5	4	0	0	308	145	10	159	44	2	
182	0	23	53	3	1	0	0	0	0	25	175	0	0	0	4	6	0	0	31	3	8	0	0	0	1	5	0	4	0	0	342	182	6	166	28	2		
184	0	21	46	3	2	0	0	0	1	40	133	0	0	0	3	7	0	0	17	3	9	0	0	0	3	9	5	2	0	0	305	345	10	247	31	2		
186	0	14	50	3	2	0	0	0	1	23	157	1	0	0	1	6	0	3	16	2	6	0	0	0	3	5	2	1	0	0	302	183	7	146	19	0		
188	0	44	66	3	2	0	0	0	1	19	117	0	0	0	0	4	0	0	28	2	5	0	0	1	5	5	3	0	0	305	435	11	235	34	2			

	Profondeur (cm)				
192	0	49	58	3	<i>A. choanae</i>
					<i>Brigantodinium</i> spp
					<i>B. tepikiense</i>
					<i>I. aculeatum</i>
					<i>I. paradoxum</i>
					<i>I. palatum</i>
					<i>I. sphaericum</i>
					<i>I. striatum</i>
					<i>Impagidinium</i> spp
					<i>L. machaerophorum</i>
					<i>N. labyrinthus</i>
					<i>O. centrocarpum</i>
					<i>O. isradianum</i>
					<i>S. membranaceus</i>
					<i>S. delicatus</i>
					<i>S. elongatus</i>
					<i>S. formosus</i>
					<i>S. hertoni</i>
					<i>S. lacus</i>
					<i>S. mirabilis</i>
					<i>Hyperacanthus</i>
					<i>Spiniferites</i> spp
					<i>P. dalei</i>
					<i>I. minutum</i>
					<i>I. brevispinosum</i>
					<i>I. jeuneguyoti</i> spp
					<i>S. nephroides</i>
					<i>S. quanta</i>
					<i>T. applanatum</i>
					<i>P. reticulata</i>
	264	303	301	302	TOTAL
	494	465	444	425	<b>Lycopodes</b>
	8	8	5	7	<b>Dinos remaniés</b>
	8	125	201	220	<b>Pollens et spores</b>
	51	46	33	42	<b>Réseaux organiques</b>
	1	1	2	1	<b>Pediastrum</b>

## ANNEXE B

RÉSULTATS DES ANALYSES ISOTOPIQUES ( $\delta^{18}\text{O}$  ET  $\delta^{13}\text{C}$ ) DES  
FORAMINIFÈRES BENTHIQUES ET PLANCTONIQUES DANS LA CAROTTE

MD95-2002

Profondeur (cm)	$\delta^{18}\text{O}$ <i>G.bulloides</i>	$\delta^{18}\text{O}$ <i>G.truncatulinoïdes</i>	$\delta^{18}\text{O}$ <i>U.peregrina</i>	$\delta^{13}\text{C}$ <i>G.bulloides</i>	$\delta^{13}\text{C}$ <i>G.truncatulinoïdes</i>	$\delta^{13}\text{C}$ <i>U.peregrina</i>
4	0,54	1,22		-0,73	0,62	
6	0,5	1,78		-0,66	1,12	
8	0,53	1,64		-0,74	0,94	
12	0,63	2,09		-0,67	1,27	
14	0,66	1,61		-0,63	1,26	
16	0,5	1,7		-0,92	1,13	
18	0,64	1,58		-0,76	1,07	
22	0,64	2,28		-0,6	1,31	
24	0,54	1,56	3,08	-0,84	1,26	1,11
26	0,43	1,65	2,95	-0,91	1,41	1,04
28	0,56	1,49	3,1	-0,8	1,28	0,89
32	0,72	1,78	3,59	-0,73	1,1	1,16
34	0,61	1,39	3,63	-0,83	0,97	1,21
36	0,73	1,72	3,08	-0,4	1,3	1,38
38	0,48	1,62	3,14	-0,75	1,43	0,87
42	0,62	1,2	3,67	-0,78	1,05	1,23
44		1,28	3,69		0,74	1,08
46	0,49	1,63	3,02	-0,87	0,95	0,97
48	0,38	1,54	3,05	-0,93	1,15	0,97
52	0,44	1,72	3,1	-0,9	1,44	1,02
54	0,45	1,21	3,15	-1,06	1,25	0,86
56	0,56	1,46	3,06	-0,83	0,82	0,79
58	0,59	1,37	3,12	-0,65	0,94	0,65
62	0,48	1,68	3,33	-1,05	1,2	1,04
64	0,29	1,59	3	-1,02	1,18	0,85
66		1,72	3,16		1,27	0,81
68	0,61	1,41	2,94	-0,98	1,03	0,88
72	0,49	1,55	3,49	-1	0,95	1,15
74		1,78	3,04		0,91	1
76	0,72	1,85		-0,93	1,12	
78	0,79	1,67	2,93	-0,58	1,17	1

Profondeur (cm)	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{O}$	$\delta^{13}\text{O}$	$\delta^{13}\text{O}$
	<i>G.bulloides</i>	<i>G.truncatulinoïdes</i>	<i>U.peregrina</i>	<i>G.bulloides</i>	<i>G.truncatulinoïdes</i>	<i>U.peregrina</i>
82	0,81	1,23	3,24	-0,68	0,92	0,67
84	0,78	1,26		-0,76	1,12	
86	0,77	1,88		-1,05	0,91	
88	0,66	1,44		-0,91	1,07	
92	0,5	1,68		-1,03	0,81	
94	0,75	1,7		-0,77	0,93	
96	0,79	1,39		-0,74	0,73	
98	0,69	2,18		-0,97	1,15	
102	0,84	1,41		-0,78	0,95	
104	0,72	1,89		-0,76	0,91	
106	0,88	1,66		-0,99	0,92	
108	0,6	1,28		-1,24	0,94	
112	0,72	1,27		-1,25	0,97	
114	0,53	1,54		-1,32	0,99	
116	0,73	1,41		-0,89	1,1	
118	0,74	1,6		-0,89	0,61	
123	0,66	1,86		-1,35	0,9	
125	0,65	1,92		-1,1	0,99	
127	0,58	1,28		-1,19	0,56	
129	0,76	1,42		-1,02	0,91	
131	0,82	1,58		-1,04	0,71	
133	0,78	1,54		-1,05	0,82	
135	0,59	1,63		-1,35	0,67	
137	0,87			-1,22		
139	0,83	1,44		-1,28	0,66	
142	0,76	1,67		-1,21	0,65	
144	0,56	1,95		-1,14	1,06	
146	0,88	1,71		-1,1	0,74	
148	0,95	2		-1,08	0,95	
152	0,72	1,74		-1,24	0,28	
154	0,74	2,28		-1,32	0,93	
156	0,91	1,8		-1,33	0,62	
158	0,71	1,84		-1,12	0,78	

Profondeur (cm)	$\delta^{18}\text{O}$ <i>G.bulloides</i>	$\delta^{18}\text{O}$ <i>G.truncatulinoides</i>	$\delta^{18}\text{O}$ <i>U.peregrina</i>	$\delta^{13}\text{O}$ <i>G.bulloides</i>	$\delta^{13}\text{O}$ <i>G.truncatulinoides</i>	$\delta^{13}\text{O}$ <i>U.peregrina</i>
162	1,03			-1,09		
164	1,76	1,77		-0,8	0,59	
166	1,04	1,66		-1	0,65	
168	1,13	1,86		-1,14	0,54	
172	1,18	2,05		-1,11	0,89	
174	1,82	2,15		-0,71	1	
176	1,02	2,27		-1,26	1,1	
178	1,13	2,03		-1,22	0,88	
182	0,96	1,99		-1,42	0,88	
184	0,79	2,07		-1,3	0,78	
186	0,96	2,09		-1,33	1,19	
188	1,12	1,77		-1,01	0,74	
192	1,74	2,08		-1,06	0,88	
194	1,48	2,03		-1,15	0,88	
196	1,55	2,03		-1,01	0,83	
198	1,72	1,84		-1,14	0,88	



ANNEXE C

AFFINITÉS ÉCOLOGIQUES DES PRINCIPAUX TAXONS DE  
DINOFLAGELLÉS PRÉSENTS DANS LA SECTION DE LA CAROTTE MD95-  
2002 ÉTUDIÉE ICI

<u>Espèces de dinokystes</u>	<u>Affinités écologiques (Rochon et al., 1999; Marret and Zonneveld, 2003; de Vernal and Marret, 2007)</u>	<u>Présence dans la carotte MD95-2002</u>
<i>B. tepikiense</i>	On retrouve ce taxon dans les environnements tempérés à sub-arctiques de l'océan Nord Atlantique (55°N à 65°N), principalement dans le sud du Golfe du St-Laurent. Il présente de fortes affinités avec les eaux stratifiées caractérisées par une large amplitude saisonnière de température et de salinité.	Bien que plus représenté, il adopte le même comportement que <i>Brigantedinium spp.</i> On le retrouve principalement dans le bas de la section jusqu'aux alentours de 8 000 yrs cal. BP après quoi, son occurrence reste quasi constante (environ 5%).
<i>I. aculeatum</i>	Associé aux domaines tempérés de l'Atlantique Nord, il montre un maximum d'abondance dans le Golfe de Gascogne. Il affectionne des salinités supérieures à 35.	Il augmente du bas de la section jusqu'à 4 ka BP environ ou il atteint 10%. Après quoi, il diminue.
<i>O. centrocarpum</i>	Taxon ubiquiste que l'on retrouve aux moyennes et aux hautes latitudes, principalement sur le trajet de la Dérive Nord Atlantique. Il tolère lui aussi un large intervalle de température et de salinité.	Il s'agit de la seconde espèce la plus abondante. Il adopte un comportement opposé à <i>S. mirabilis</i> étant moins représenté dans le haut de la section, et nettement plus avant 8 000 yrs cal. BP.
<i>Brigantedinium spp.</i>	Taxon ubiquiste à caractère opportuniste que l'on retrouve principalement dans les masses d'eaux sub-arctiques et arctiques, ou encore dans les zones d'up-welling. Tolère une durée de couvert de glace importante, en plus d'un large intervalle de température et salinité.	Plus représenté dans le bas de la section, ses pourcentages avoisinent les 20% avant 8 000 yrs cal. BP et plus précisément aux alentours de 10 000 yrs cal. BP.

- S. mirabilis* Présent dans l'Atlantique Nord Est, ainsi que le long de la marge Est américaine, il abonde au large du Portugal et dans le Golfe de Gascogne. Taxon associé à des environnements océaniques chaud (minimum de température hivernale nécessaire de 13°C), il affectionne les salinités > 34.5. Il s'agit de l'espèce dominante de l'assemblage, avec des pourcentages avoisinant les 70% parfois, notamment dans le haut de la section après 4 000 yr cal. BP. Une forte baisse est à noter vers 8000 yr cal. BP.
- S. ramosus* Associé aux températures des eaux sub-arctiques, il tolère un large intervalle de température et de salinité. Contrairement à d'autres taxons, sa distribution semble restreinte par la latitude, ainsi sa limite d'extinction se trouve à 70°N. Bien que peu représenté, il augmente depuis le bas de la section, et est plus abondant au cours de la période de 6 à 4 ka BP.
- N. labyrinthus* Ubiquiste dans l'Atlantique Nord (45°N à 65°N), c'est un taxon tempéré à sub-polaire que l'on retrouve principalement dans les eaux froides du courant Est-Groenlandais jusqu'au courant du Labrador. Il tolère un large intervalle de température ainsi que de durée de couvert de glace. En revanche, il nécessite des salinités supérieures à 29. Bien que très peu représenté, ses pourcentages avoisinent les 15% aux alentours de 11 000 yrs cal. BP.
- P. dalei* Large distribution le long de la DNA, la Mer de Barents, la Baie d'Hudson et les fjords de Norvège. Tolérant un large intervalle de températures, salinités et couvert de glace, il exige cependant un minimum de température estivale de 4°C. Présent mais très peu représenté tout au long de la section (- de 5%).
- S. nephroides* D'abondance plutôt rare, il est principalement présent dans l'Atlantique Nord-Est. Il affectionne des températures estivales et hivernales plutôt chaude et des salinités supérieures à 36. Présent dans le milieu de la section, il représente 10% des assemblages de 6 000 à 8 500 yrs cal. BP.
-

## ANNEXE D

### CAUSES POSSIBLES DES DIFFÉRENCES ENTRE LES RÉSULTATS OBTENUS PAR EYNAUD (1999) ET CEUX DE LA PRÉSENTE ÉTUDE

- Différentes fractions utilisées pour les traitements (entre 10 $\mu$ m et 150 $\mu$ m pour Eynaud (1999) et entre 10 $\mu$ m et 106 $\mu$ m dans notre étude)
- Problème de préservation
- Problème d'identification : *Pentapharsodinium dalei* est un spécimen que l'on peut facilement manquer de par sa taille. Une confusion avec *Operculodinium centrocarpum* apparaît aussi possible bien que moins probable.
- En revanche, il est plus difficile d'expliquer une sous-estimation de l'espèce *Brigantedinium spp* tant elle est relativement bien reconnaissable et difficile à manquer

## RÉFÉRENCES

- Alley, R., Mayewski, P. A., Sowers, T., Stuiver, M., Taylor, K. C. and Clark, P. U. 1997. Holocene climatic instability: a prominent, widespread event 8200 yr ago. *Geology*, 25(6), 483–486.
- Andersen, C., Koc, N., Moros, M., 2004a. A highly unstable Holocene climate in the subpolar North Atlantic: evidence from diatoms. *Quaternary Science Reviews* 23, 2155-2166.
- Andersen, C., Koc, N., Jennings, A., Andrews, J.T., 2004b. Non-uniform response of the major surface currents in the Nordic Seas to insolation forcing: implications for the Holocene climate variability. *Paleoceanography* 19, PA000873.
- Andresen, C. S., Bond, G., Kuijpers, A., Knutz, P.C., Björck, S., 2005. Holocene climate variability at multidecadal time scales detected by sedimentological indicators in a shelf core NW off Iceland. *Marine Geology* 214, 323– 338.
- Auffret, G.A., Zaragosi, S., Dennielou, B., Cortijo, E., Van Rooij, D., Grousset, F., Pujol, C., Eynaud, F., Siegert, M., 2002. Terrigenous fluxes at the Celtic margin during the last glacial cycle. *Mar. Geol.* 188, 79–108.
- Austin, W.E.N., Hibbert, F.D., 2012. Tracing time in the ocean: a brief review of chronological constraints (60-8 kyr) on North Atlantic marine event-based stratigraphies. *Quaternary Science Reviews* 36 (2012) 28-37
- Bard, E., 1998. Geochemical and geophysical implications of the radiocarbon calibration. *Geochim. Cosmochim. Acta* 62, 2025-2038.
- Bassinot, F. & Labeyrie, L., 1996. "Les rapports de campagne à la mer À bord du Marion-Dufresne : campagne IMAGES MD 101 (du 29-05-95 au 11-07-95) ». Publications IFRTP, Brest.
- Berger, W.H., Diester-Haass, L., Killingley, J.S., 1978. Upwelling off North-West Africa: the Holocene decrease as seen in carbon isotope and sedimentological indicators. *Oceanologica Acta* 1(1), 2-7.
- Berger, A., 1978. Long-term variations of caloric insolation resulting from the earth's orbital elements. *Quaternary Research*, Volume 9, Issue 2, Pages 139-167.
- Berger, A., Loutre, M.F. 1991. Insolation values for the climate of the last 10 millions years.

## Quaternary Science Reviews, Volume 10, Issue 4, Pages 297-317

- Bjorck, S., 2007. Younger Dryas Oscillation Global Evidence. *Paleoclimate reconstruction, 1985-1993*.
- Bogus, K. A., Zonneveld, K. A. F., Fischer, D., Kasten, S., Bohrmann, G., and Versteegh, G. J. M., 2012. The effect of meter-scale lateral oxygen gradients at the sediment-water interface on selected organic matter based alteration, productivity and temperature proxies, *Biogeosciences*, 9, 1553-1570
- Bond, G., W. Showers, M. Cheseby, R. Lotti, P. Almasi, P. de Menocal, P. Priore, H. Cullen, Hajdas and G. Bonani, 1997. A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates, *Science*, 278, 1257-1266. Bond, G., Kromer, B., Beer, J., Muscheler, R., Evans, M.N., Showers, W., Hoffmann, S., Lotti-Bond, R., Hajdas, I., Bonani, G., 2001. Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. *Science* 294, 2130–2136.
- Bonnet, S., de Vernal, A., Gersonde, R., Lembke-Jene, L., 2012. Modern distribution of dinocysts from the North Pacific Ocean (37–64°N, 144°E–148°W) in relation to hydrographic conditions, sea-ice and productivity. *Marine Micropaleontology* 84-85, 87-113.
- Bourillet J-F, Reynaud J-Y, Baltzer A, Zaragosi S, 2003. The “Fleuve Manche”: the submarine sedimentary features from the outer shelf to the deep-sea fans. *Journal of Quaternary Science*, 18:261-282
- Bourillet, J.-F., Zaragosi, S., Mulder, T., 2006. The French Atlantic margin and the deep sea submarine systems *Geo Mar. Lett.*, 26(6), 311–315.
- Broecker, W. S., Andree, M., Wolfli, W., Oeschger, H., Bonani, G., Kennett, J., Peteet, D., 1998. The chronology of the last deglaciation: implications to the cause of the Younger Dryas event. *Paleoceanography* 3, 1–19.
- Carton, J.A., Introduction to: Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC). *Deep-Sea Research II* 58, 1741–1743.
- Chaudhuri, A.H., Gangopadhyay, A., Bisagni, J.J., 2011. Response of the Gulf Stream transport to characteristic high and low phases of the North Atlantic Oscillation. *Ocean Modelling* 39 220–232
- Coplen, T.B., 1988. Normalisation of oxygen and hydrogen isotope data. *Chemical Geology* 72, 293–297.
- Conkright, M.E.; Locarnini, R.A.; Garcia, H.E.; O'Brien, T.D.; Boyer, T.P.; Stephens, C.; Antonov, J.I. (2002). *World Ocean Atlas 2001: objective analyses, data statistics and figures CD-ROM documentation*. National Oceanographic Data Center Internal Report, 17. US Department of Commerce: Silver Spring. 17 pp.

- Cossa, D., Cotté-Krief, M.-H., Mason, R. P., Bretaudeau-Sanjuan, J., 2004. Total mercury in the water column near the shelf edge of the European continental margin. *Marine Chemistry* 90, 21-29.
- Dansgaard, W., S. J. Johnsen, H. B. Clausen, D. Dahl-Jensen, N. S. Gundestrup, C. U. Hammer, C. S. Hvidberg, J. P. Steffensen, A. E. Sveinbjörnsdóttir, J. Jouzel, and G. Bond 1993. Evidence for general instability of past climate from 250-kyr ice-core record. *Nature* 364, 218-220.
- De Leeuw, J.W., Versteegh, G.J.M., Van Bergen, P.F., 2006. Biomacromolecules of algae and plants and their fossil analogues. *Plant Ecology* 182: 209–233.
- de Vernal, A., Henry, M., Bilodeau, G., 1996. Techniques de préparation et d'analyse en micropaléontologie. *Les cahiers du GEOTOP* 3, 16-27.
- de Vernal, A., Hillaire-Marcel, C., Turon, J.-L., Matthiessen, J., 2000. Reconstruction of sea-surface temperature, salinity, and sea-ice cover in the northern North Atlantic during the last glacial maximum based on dinocyst assemblages. *Can. J. Earth Sci.* 37: 725–750
- de Vernal, A., Henry, M., Matthiessen, J., Mudie, P. J., Rochon, A., Boessenkool, K. P., Eynaud, F., Grønnesby, K., Guiot, J., Hamel, D., Harland, R., Head, M. J., Kunz-Pirrung, M., Levac, E., Loucheur, V., Peyron, O., Pospelova, V., Radi, T., Turon, J. L., and Voronina, E., 2001. Dinoflagellate cyst assemblages in surface sediments of the Laptev sea region (Arctic Ocean) and their relationship to hydrographic conditions, *Journal of Quaternary Science*, 16, 637-649.
- de Vernal, A., Eynaud, F., Henry, M., Hillaire-Marcel, C., Londeix, L., Mangin, S., Matthiessen, J., Marret, F., Radi, T., Rochon, A., Solignac, S., Turon, J.L., 2005. Reconstruction of sea-surface conditions at middle to high latitudes of the Northern Hemisphere during the Last Glacial Maximum (LGM) based on dinoflagellate cysts assemblages. *Quaternary Science Reviews* 24, 897-924
- de Vernal, A., Hillaire-Marcel, C., 2006. Provincialism in trends and high frequency changes in the northwest North Atlantic during the Holocene. *Global and Planetary Change* 54, 263–290
- de Vernal, A., Rosell-Melé, A., Kucera, M., Hillaire-Marcel, C., Eynaud, F., Weinelt, M., Dokken, T., Kageyama, M., 2006. Comparing proxies for the reconstruction of LGM seasurface conditions in the northern North Atlantic. *Quaternary Science Reviews* 25, 2820-2834.
- de Vernal, A., Marret, F., 2007. Chapter Nine Organic-Walled Dinoflagellate Cysts : Tracers of Sea-Surface Conditions. *Developments in Marine Geology, Volume 1, Pages 371-408.*

- Denton, G.H., Karlen, W., 1973. Holocene climatic variations- Their pattern and possible cause. *Quaternary research*, volume 3, issue 2, pages 155-174.
- Duplessy, J-C., Cortijo, E., Kallel, N., 2005. Marine records of Holocene climatic variations. *C. R. Geoscience* 337, 87-95
- Duros, P., Fontanier, C., Metzger, E., Pusceddu, A., Cesbron, F., de Stigter, H.C., Bianchelli, S., Danovaro, R., Jorissen, F.J., 2011. Live (stained) benthic foraminifera in the Whittard Canyon, Celtic margin (NE Atlantic). *Deep-Sea Research I* 58, 128-146.
- Dyke, A.S., Andrews, J.T., Clark, P.U., England, J.H., Miller, G.H., Shaw, J., Veillette, J.J., 2002. The Laurentide and Innuitian ice sheets during the last glacial maximum. *Quaternary Science Reviews* 21, 9-31
- Dyke, A.S., 2004. An outline of North American deglaciation with emphasis on central and northern Canada. In: Ehlers, J., Gibbard, P.L. (Eds.), *Quaternary Glaciations e Extent and Chronology, Part II: North America. Developments in Quaternary Science*, vol. 2. Elsevier, Amsterdam, 201-207
- Evitt, W. R., 1985. Sporopollenin dinoflagellate cysts : their morphology and interpretation. AASP Foundation.
- Eynaud, F., 1999. Kystes de Dinoflagellés et Evolution paléoclimatique et paléohydrologique de l'Atlantique Nord au cours du Dernier Cycle Climatique du Quaternaire. PhD thesis, Université de Bordeaux I ; 291pp.
- Eynaud, F., J. L. Turon, and J. Duprat (2004), Comparison of the Holocene and Eemian palaeoenvironments in the South Icelandic Basin: Dinoflagellate cysts as proxies for the North Atlantic surface circulation, *Review of Palaeobotany and Palynology*, 128(1-2), 55-79.
- Eynaud, F., Zaragosi, S., Scourse, J.D., Mojtahid, M., Bourillet, J.F., Hall, I.R., Penaud, A., Locascio, M., Reijonen, A., 2007. Deglacial laminated facies on the NW European continental margin: The hydrographic significance of British-Irish Ice Sheet deglaciation and Fleuve Manche paleoriver discharges. *Geochimistry, Geophysics, Geosystems*, Volume 8, Number 6.
- Eynaud, F., Malaizé, B., Zaragosi, S., de Vernal, A., Scourse, J., Pujol, C., Cortijo, E., Grousset, F.E., Penaud, A., Toucanne, S., Turon, J-L., Auffret, G., 2012. New constraints on European glacial freshwater releases to the North Atlantic Ocean, *Geophysical Research Letters*, 39(15).
- Farmer, E.J., Chapman, M.R., Andrews, J.E., 2011. Holocene temperature evolution of the subpolar North Atlantic recorded in the Mg/Ca ratios of surface and thermocline dwelling planktonic foraminifers. *Global and Planetary Change* 79, 234-243

- Frew, R.D., Dennis, P.F., Karen, J.H., Michael, P.M., Steven, M.B., 2000. The oxygen isotope composition of water masses in the northern North Atlantic. *Deep-Sea Res., Part 1, Oceanogr. Res. Pap.* 47, 2265–2286.
- Giraudeau, J., Grelaud, M., Solignac, S., Andrews, J.T., Moros, M., Jansen, E., 2010. Millennial-scale variability in Atlantic water advection to the Nordic Seas derived from Holocene coccolith concentration records. *Quaternary Science Reviews* 29, 1276-1287
- Guihou, A., Pichat, S., Govin, A., Nave, S., Michel, E., Duplessy, J-C., Telouk, P., Labeyrie, L., 2011. Enhanced Atlantic Meridional Overturning Circulation supports the Last Glacial Inception. *Quaternary Science Reviews* 30 , 1576-1582.
- Guiot, J., de Vernal, A., 2007. Transfer functions: methods for quantitative paleoceanography based on microfossils. In: Hillaire-Marcel, C., de Vernal, A. (Eds), *Developments in Marine Geology, Volume 1, Proxies in late Cenozoic Paleocyanography*. Elsevier, Amsterdam, The Netherlands, pp. 523-563.
- Guiot, J., and de Vernal, A., 2011a. Is spatial autocorrelation introducing biases in the apparent accuracy of paleoclimatic reconstructions?, *Quaternary Science Reviews*, 30, 1965-1972
- Guiot, J., and de Vernal, A., 2011b. QSR correspondence "Is spatial autocorrelation introducing biases in the apparent accuracy of palaeoclimatic reconstructions?" Reply to Telford and Birks, *Quaternary Science Reviews*, 30, 3214-3216
- Hald., M., Andersson, C., Ebbesen, H., Jansen, E., Klitgaard-Kristensen, D., Risebrobakken, B., Salomonsen, G.R., Sarnthein, M., Sejrup, H.P., Telford, R.J., 2006. Variations in temperature and extent of Atlantic Water in the northern North Atlantic during the Holocene. *Quaternary Science Reviews* 26, 3423–3440
- Hall, I. R., Bianchi, G.G., Evans, J.R., 2004. Centennial to millennial scale Holocene climate-deep water linkage in the North Atlantic. *Quaternary Science Reviews* 23, 1529–1536.
- Jonkers, L., Brummer, G. J. A., and De Jong, M. F., 2010. Seasonal stratification, shell flux, and oxygen isotope dynamics of left coiling *N. pachyderma* and *T. quinqueloba* in the western subpolar north Atlantic, *Paleoceanography*, 25, PA2204, doi:10.1029/2009PA001849
- Kaplan, M.R., Wolfe, A.P., 2006. Spatial and temporal variability of Holocene temperature in the North Atlantic region. *Quaternary Research* 65, 223 – 231
- Kiefer, T., Lorenz, S., Schulz, M., Lohmann, G., Sarnthein, M., Elderfield, H., 2002. Response of precipitation over Greenland and the adjacent ocean to the North Pacific warm spells during Dansgaard-Oeschger stadials. *Terra Nova* 14, 295-300.



- Klitgaard-Kristensen, D., Sejrup, H.S., Hafliðason, H., Johnsen, S., Spurk, M., 1998. A regional 8200 cal. yr BP cooling event in northwest Europe, induced by final stages of the Laurentide ice-sheet deglaciation? *JOURNAL OF QUATERNARY SCIENCE*, **13**, 165–169
- Kucera, M., Rosell-Melé, A., Schneider, R., Waelbroeck, C., and Weinelt, M., 2005. Multiproxy approach for the reconstruction of the glacial ocean surface (MARGO), *Quaternary Science Reviews*, **24**, 813-819
- Larsen, K.M.H., Hansen, B., Svendsen, H., 2008. Faroe Shelf Water. *Continental Shelf Research* **28**, 1754-1768.
- Larsen, K.M.H., Hansen, B., Svendsen, H., 2009. The Faroe Shelf Front: Properties and exchange. *Journal of Marine Systems* **78**, 9-17.
- Lewis, C.F.M., Miller, A.A.L., Levac, E., Piper, D.J.W., Sonnichsen, G.V., 2012. Lake Agassiz outburst age and routing by Labrador Current and the 8.2 cal ka cold event. *Quaternary International* **260**, 83-97
- Leduc, G., Vidal, L., Tachikawa, K., Rostek, F., Sonzogni, C., Beaufort, L., and E., 2007. Moisture transport across Central America as a positive feedback on abrupt climatic changes. *Nature* 05578, Vol 445| doi:10.1038/
- Marchal, O., Cacho, I., Stocker, T.F., Grimalt, J.O., Calvo, E., Martrat, B., Shackleton, N., Vautravers, M., Cortijo, E., Van Kreveland, S., Andersson, C., Koç, N., Chapman, M., Sbaffi, L., Duplessy, J.-C., Sarnthein, M., Turon, J.-L., Duprat, J., Jansen, E., 2002. Apparent cooling of the sea surface in the northeast Atlantic and Mediterranean during the Holocene. *Quaternary Science Reviews* **21**, 455–483.
- Marshall J, Johnson H, Goodman J. 2001a. A study of the interaction of the North Atlantic Oscillation with ocean circulation. *Journal of Climate* **14**: 1399.1421.
- Marshall, J., Kushnir, Y., Battisti, D., Chang, P., Czaja, A., Dickson, R., Hurrell, J., McCartney, M., Saravanan, R., Visbeck, M., 2001b. North Atlantic climate variability: phenomena impacts and mechanisms. *INTERNATIONAL JOURNAL OF CLIMATOLOGY*, **21**: 1863.1898
- Marret, F., Zonneveld, K.A.F., 2003. Atlas of modern organic-walled dinoflagellate cyst distribution. *Review of Palaeobotany and Palynology* **125**, 1-200.
- Mertens, K.N., Verhoeven, K., Verleye, T., Louwye, S., Amorim, Ana, Ribeiro, S., Deaf, A.S., Harding, I., De Schepper, S., Kodrans-Nsiah, M., de Vernal, A., Radi, T., Dybkjaer, K., Poulsen, N.E., Feistburkhardt, S., Chitolie, J., González Arango, C., Heilmann-clausen, C., Londeix, L., Turon, J.-L., Marret, F., Matthiessen, J., McCarthy, F.M.G., Prasad, V., Pospelova, V., Kyffin Hughes, J.E., Riding, J.B.,

- Rochon, A., Sangiorgi, F., Welters, N., Sinclair, N., Thun, C., Soliman, A., Van Nieuwenhove, N., Vink, A. Young, M., 2009. Determining the absolute abundance of dinoflagellate cysts in recent marine sediments: the *Lycopodium* marker-grain method put to the test. *Review of Palaeobotany and Palynology* 157: 238-252.
- Ménot, G., E. Bard, F. Rostek, J. W. H. Weijers, E. C. Hopmans, S. Schouten, and J. S. Sinninghe-Damsté, 2006. Early reactivation of European Rivers during the last deglaciation., *Science* 313, 1623–1625.
- Mojtahid, M., Eynaud, F., Zaragosi, S., Scourse, J., Bourillet, J.F., Garlan, T., 2005. Palaeoclimatology and palaeohydrography of the glacial stages on Celtic and Armorican margins over the last 360000 yrs. *Mar. Geol.* 224, 57–82.
- Mojtahid, M., Griveaud, C., Fontanier, C., Anshutz, P., Jorissen, F., J., 2010. Live benthic foraminiferal faunas along a bathymetrical transect (140-4800 m) in the Bay of Biscay (NE Atlantic). *Revue de micropaleontology* 53, 139-162.
- Mojtahid, M., Jorissen, F.J., Garcia, J., Schiebel, R., Michel, E., Eynaud, F., Gillet, H., Cremer, M., Diz Ferreiro, P., Siccha, M., Howa, H., 2013. High resolution Holocene record in the southeastern Bay of Biscay: global versus regional climate signals. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. In press, accepted manuscript.
- Munoz, E., Kirtman, B., Weijer., 2011. Varied representation of the Atlantic Meridional Overturning across multidecadal ocean reanalyses. *Deep-Sea Research II* 58, 1848-1857.
- Nesje, A., Dahl, S.O., 1993. Lateglacial and Holocene glacier fluctuations and climate variations in western Norway: a review. *Quaternary Science Reviews* 12, 255–261.
- Penaud, A., Eynaud, F., Turon, J.L., Zaragosi, S., Marret, F., Bourillet, J.F., 2008. Interglacial variability (MIS 5 and MIS 7) and dinoflagellate cyst assemblages in the Bay of Biscay (North Atlantic). *Marine Micropaleontology*, Volume 68, Issues 1-2, Pages 136-155.
- Penaud A., Eynaud F., Turon J.L., Zaragosi, S., Malaize, B., Toucanne S., Bourillet J.F., 2009. What forced the collapse of European ice sheets during the last two glacial periods (150 ka B.P. and 18 ka cal B.P.)? *Palynological evidence*. P3, 281 (1-2), 66-78
- Railsback, L.B., Liang, F., Vidal Romani, J.R., Grandal-d'Anglade, A., Vaqueiro Rodriguez, M., Santos Fidalgo, L., Fernandez Mosquera., D., Cheng, H., Edwards, R.L., 2011. Petrographic and isotopic evidence for Holocene long-term climate change and shorter-term environmental shifts from a stalagmite from the Serra do Courel of northwestern Spain, and implications for climatic history across Europe and the Mediterranean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 305, 172–184

- Rasmussen, S.O., Andersen, K.K., Svensson, A.M., Steffensen, J.P., Vinther, B.M., Clausen, H.B., Siggaard-Andersen, M.-L., Johnsen, S.J., Larsen, L.B., Bigler, M., Rothlisberger, R., Fischer, H., Goto-Azuma, K., Hansson, M.E., Ruth, U., 2006. A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination. *Journal of Geophysical Research* 111.
- Read, J.F., 2001. CONVEX-91: water masses and circulation of the Northeast Atlantic subpolar gyre. *Progress in Oceanography*, 48:461-510. Doi:10.1016/S0079-6611(01)00011-8.
- Rochon, A., de Vernal, A., Turon, J.L., Matthiessen, J., Head, M.J., 1999a. Recent dinoflagellate cysts of the North Atlantic Ocean and adjacent seas in relation to sea-surface parameters. *American Association of Stratigraphic Palynologist Contribution Series* 35, 1-152.
- Rochon, A., de Vernal, A., Turon, J-L., Matthiessen, J. and Head, M.J., 1999b. Distribution of dinoflagellate cyst assemblages in surface sediments from the North Atlantic Ocean and adjacent basins and quantitative reconstructions of sea-surface parameters" Dallas, American Association of Stratigraphic Palynologists, 35, 150 pp
- Rochon, A., Eynaud F., de Vernal A., 2008. Dinocysts as tracers of hydrographical conditions and productivity along the ocean margins: Introduction. *Marine Micropaleontology* 68, 1-5.
- Ruddiman, W. F., and McIntyre, A., 1981. The North Atlantic Ocean during the last deglaciation. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* 35, 145-214.
- Solignac, S., de Vernal, A., Hillaire-Marcel, C. 2004. Holocene sea-surface conditions in the North Atlantic- contrasted trends and regimes in the western and eastern sectors (Labrador Sea vs. Iceland Basin). *Quaternary Science Reviews*, 23: 319-334.
- Solignac, S., J. Giraudeau and A. de Vernal, 2006: Holocene sea surface conditions in the western North Atlantic: Spatial and temporal heterogeneities. *Paleoceanography*, 21, doi:10.1029/2005PA001175.
- Solignac, S., Grelaud, M., de Vernal, A., Giraudeau, J., Moros, M., McCave, I.N., Hoogakker, B., 2009. Reorganization of the upper ocean circulation in the mid-Holocene in the northeastern Atlantic.
- Stuiver, M., Reimer, P.J., Bard, E., Beck, J.W., Burr, G.S., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, G., van der Plicht, J., Spurk, M., 1998. INTCAL98 radiocarbon age calibration, 24 000<sup>±</sup>0 cal BP. *Radiocarbon* 40, 1041-1083.
- Stuiver, M., Reimer, P.J., Reimer, R., 2010. CALIB – Radiocarbon Calibration, Version 6.0. < <http://calib.qub.ac.uk/calib/> >

- Toucanne, S., S. Zaragosi, J. F. Bourillet, F. Naughton, M. Cremer, F. Eynaud, and B. Dennielou, 2008. Activity of the turbidite levees of the Celtic-Armorican margin (Bay of Biscay) during the last 30,000 years: Imprints of the last European deglaciation and Heinrich events, *Marine Geology*, 247(1-2), 84-103.
- Toucanne, S., Zaragosi, S., Bourillet, J.F., Gibbard, P.L., Eynaud, F., Giraudeau, J., Turon, J.L., Cremer, M., Cortijo, E., Martinez, P., Rossignol, L., 2009. A 1.2 Ma record of glaciation and fluvial discharge from the West European Atlantic margin, *Quaternary Science Reviews*, 28(25-26), 2974-2981.
- Toucanne, S., Zaragosi, S., Bourillet, J.F., Cremer, M., Eynaud, F., Turon, J.L., Fontanier, C., Van Vliet Lanoë, B., Gibbard, P., 2009b. Timing of massive 'Fleuve Manche' discharges over the last 350 kyr: insights into the European Ice Sheet oscillations and the European drainage network from MIS 10 to 2. *Quatern. Sci. Rev.* 28, 1238–1256.
- Toucanne, S., S. Zaragosi, J. F. Bourillet, V. Marieu, M. Cremer, M. Kageyama, B. Van Vliet-Lanoë, F. Eynaud, J. L. Turon, and P. L. Gibbard, 2010. The first estimation of Fleuve Manche palaeoriver discharge during the last deglaciation: Evidence for Fennoscandian ice sheet meltwater flow in the English Channel ca 20-18 ka ago, *Earth and Planetary Science Letters*, 290(3-4), 459-473.
- Toucanne, S., S. Zaragosi, F. Eynaud, J. F. Bourillet, G. Lericolais, and P. L. Gibbard, 2011. Comments to Westaway and Bridgland - 'Causes, consequences and chronology of large-magnitude palaeoflows in Middle and Late Pleistocene river systems of northwest Europe', *Earth Surface Processes and Landforms*, 36(10), 1410-1413.
- van Aken, H.M., 2000. The hydrography of the mid-latitude northeast Atlantic Ocean: II. The intermediate water masses. *Deep- Sea Res., Part 1, Oceanogr. Res. Pap.* 47, 789–824.
- Versteegh, G. J. M., Blokker, P., K., B., Harding, I., Lewis, J., Oltmanns, S., Rochon, A., and Zonneveld, K. A. F., 2012. Infra red spectroscopy, flash pyrolysis, thermally assisted hydrolysis and methylation (THM) in the presence of tetramethylammonium hydroxide (TMAH) of cultured and sediment-derived *Lingulodinium polyedrum* (Dinoflagellata) cyst walls, *Organic Geochemistry*, 43, 92-102
- Wanner, H., Solomina, O., Grosjean, M., Ritz, S.P., Jetel, M., 2011. Structure and origin of Holocene cold events. *Quaternary Science Reviews* 30, 3109-3123
- Wanner, H., Beer, J., Bütikofer, J., Crowley, T.J., Cubasch, U., Flückiger, J., Goosse, H., Grosjean, M., Joos, F., Kaplan, J.O., Küttel, M., Müller, S., Prentice, I.C., Solomina, O., Stocker, T.F., Tarasov, P., Wagner, M., Widmann, M., 2008. Mid- to late Holocene climate change: an overview. *Quaternary Sci. Rev.* 27,1791-1828.
- WOA – World Ocean Atlas: general information available at:  
<http://www.nodc.noaa.gov/OC5/>, sampling tool: <http://www.geo.uni->

bremen.de/geomod/staff/csn/woasample.html (last access: 31 July 2012), 2001.

- Wolff, E.W., Chappellaz, J., Blunier, T., Rasmussen, S.O., Svensson, A., 2009. Millennial-scale variability during the last glacial: the ice core record. *Quaternary Science Reviews* xxx, 1-11.
- Wright, H. E., Jr., 1989. The amphi-Atlantic distribution of the Younger Dryas palaeoclimatic oscillation. *Quaternary Science Reviews* 8, 295-306.
- Zaragosi, S., Auffret, G.A., Faugeres, J.C., Garlan, T., Pujol, C., Cortijo, E., 2000. Physiography and recent sediment distribution of the Celtic deep-sea fan, Bay of Biscay. *Mar. Geol.* 169, 207-237.
- Zaragosi, S., Eynaud, F., Pujol, C., Auffret, G.A., Turon, J-L., Garlan, T., 2001. Initiation of the European deglaciation as recorded in the northwestern Bay of Biscay slope environments (Meriadzek Terrace and Trevelyan Escarpment): a multi-proxy approach. *Earth and Planetary Science Letters* 188(3-4):493-507
- Zaragosi, S., Bourillet, J.F., Eynaud, F., Toucanne, S., Denhard, B., Van Toer, A., Lanfumey, V., 2006. The impact of the last European deglaciation on the deep-sea turbidite systems of the Celtic-Armorican margin (Bay of Biscay). *Geo-Marine Letters* V26, 317-329.
- Zonneveld, K. A. F., Bockelmann, F., and Holzwarth, U.: Selective preservation of organic-walled dinoflagellate cysts as a tool to quantify past net primary production and bottom water oxygen concentrations, *Mar. Geol.*, 237, 109-126, 2007.