Enregistrement Holocène dans le Sud-Est du Golfe de Gascogne. Signaux climatiques globaux et régionaux

Jennifer Garcia

▶ **To cite this version:**

Jennifer Garcia. Enregistrement Holocène dans le Sud-Est du Golfe de Gascogne. Signaux climatiques globaux et régionaux. Géologie appliquée. Université d'Angers, 2013. Français. NNT : . tel-01067832

HAL Id: tel-01067832

https://theses.hal.science/tel-01067832

Submitted on 24 Sep 2014

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

l'université nantes angers le mans
PÔLE DE RECHERCHE ET D'ENSEIGNEMENT SUPÉRIEUR

université angers

Thèse de Doctorat

Jennifer GARCIA

Mémoire présenté en vue de l'obtention du
grade de Docteur de l'Université d'Angers
sous le label de l'Université Nantes Angers Le Mans

École doctorale : VENAM - Végétal, environnement, nutrition, agroalimentaire, mer

Discipline : Terre solide : géodynamique des enveloppes supérieures, paléobiosphère, section 36
Unité de recherche : UMR CNRS 6112 LPG-BIAF Bio-Indicateurs Actuels et Fossiles

Soutenue le 16 décembre 2013
Thèse N° : 1385

Enregistrement Holocène dans le Sud-Est du Golfe de Gascogne

Signaux climatiques globaux et régionaux

JURY

Rapporteurs :	**Samuel TOUCANNE,** Cadre de recherche, IFREMER Brest **Annachiara BARTOLINI**, Professeure, Museum National d'Histoire Naturelle de Paris
Examinateurs :	**Ralf SCHIEBEL,** Professeur des universités, Université d'Angers **Frédérique EYNAUD**, Maître de conférences HDR, Université de Bordeaux
Directeur de Thèse :	**Hélène HOWA**, Professeure des universités, Université d'Angers
Co-directeur de Thèse :	**Meryem MOJTAHID**, Maître de conférences, Université d'Angers

2010-2013

Sciences de la Terre et de l'Univers
Terre solide et enveloppe superficielles

Enregistrement Holocène dans le Sud-Est du Golfe de Gascogne

Signaux climatiques globaux et régionaux

Garcia Jennifer

Sous la direction de
Howa Hélène et Mojtahid Meryem

Membres du jury
Howa Hélène| Directrice de thèse
Mojtahid Meryem | Co-directrice de thèse
Toucanne Samuel | Rapporteur
Bartolini Annachiara | Rapporteur
Eynaud Frédérique | Examinateur
Schiebel Ralf | Examinateur

LPG BIAF

Soutenu publiquement le :
16 décembre 2013 à Angers

université angers

L'auteur du présent document vous autorise à le partager, reproduire, distribuer et communiquer selon les conditions suivantes :

- Vous devez le citer en l'attribuant de la manière indiquée par l'auteur (mais pas d'une manière qui suggérerait qu'il approuve votre utilisation de l'œuvre).
- Vous n'avez pas le droit d'utiliser ce document à des fins commerciales.
- Vous n'avez pas le droit de le modifier, de le transformer ou de l'adapter.

Consulter la licence creative commons complète en français :
http://creativecommons.org/licences/by-nc-nd/2.0/fr/

Ces conditions d'utilisation (attribution, pas d'utilisation commerciale, pas de modification) sont symbolisées par les icônes positionnées en pied de page.

« Vous ne pouvez pas arrêter les vagues, mais vous pouvez apprendre à surfer »

Joseph Goldstein

REMERCIEMENTS

La rédaction du mémoire s'achève et avec elle trois années passées au laboratoire des « Bio-Indicateurs Actuels et Fossiles » à Angers. D'abord Equipe d'Accueil, le laboratoire est passé Unité Mixte de Recherche aussi deux personnes sont à remercier :

Frans Jorissen, ex-directeur du laboratoire des Bio-Indicateurs Actuels et Fossiles qui m'a permis d'effectuer cette thèse au sein de son laboratoire ainsi que de participer à de nombreux congrès. Merci pour la convivialité et le dynamisme que tu insuffles à toute l'équipe, et merci d'avoir insisté pour que j'intègre l'APERCU (Vive le Volley !). Egalement merci à **Olivier Grasset,** que je connais peu, d'avoir accepté que je continue ma thèse au sein du laboratoire du LPGN-BIAF.

Tous mes remerciements vont à **Hélène Howa**, ma directrice de thèse super dynamique et passionnée. Merci de m'avoir laisser embarquer sur le « côtes de la Manche » et de m'avoir fait découvrir les joies, les désagréments et la fatigue rencontrées lors des échantillonnages en mer. Merci d'être aussi passionnée par ton métier et de partager ta passion et enfin, merci d'avoir ébranlé ma timidité. Sans oublier, **Mereym Mojtahid** (ma seconde directrice de thèse) qui s'est aussi beaucoup investie sur le plan scientifique et humain. Merci pour ta joie de vivre, ton dynamisme et ta bonne humeur ! Et enfin un merci à l'équipe « **H et M** » qui a permis à ce manuscrit de voir le jour.

Je tiens également à remercier **Elisabeth Michel** et **Frédérique Eynaud**, qui ont pu suivre les avancées de cette thèse et m'aider dans les analyses mais également dans la réflexion scientifique, ainsi que **Ralf Schiebel**, **Frans Jorissen** (encore !), **Pierre Anschutz** et **Céline Charbonnier** pour leur contribution scientifique. Par la même occasion, je me dois de remercier **Jacques Giraudeau** qui m'a encadrée lors de mon stage de M2 et a accepté d'encadrer **Arthur** pour qu'il travaille sur les échantillons d'une des carottes étudiées dans cette thèse. Par ailleurs, un énooorme merci à **Lara LeVillain**, **Arthur Guillhou** et **Matthieu Durand** que j'ai eu le plaisir de co-encadrer au cours de cette thèse et qui ont largement contribué à l'acquisition des données. Merci à eux pour leur curiosité et leur investissement.

Je souhaite aussi remercier **Sophie Terrien** pour son aide précieuse. Sans toi, je n'aurais pas su que faire de mes dix doigts face à une loupe binoculaire et un échantillon de sédiment. T'es l'ange gardien des nouveaux arrivants ! ; ainsi que toute l'équipe du BIAF. Aussi merci, à **Sylvie** et **Mélissa** qui ont quitté l'équipe en cours de route, **Eric** qui m'a acceuillie lors de mon premier passage à l'île d'Yeu ; **Sophie Viard** et **Luzia Bossié** pour leur gentillesse ; **Karim** pour avoir égailler la salle pédo avec les « cuinements » de sa bino ; **Erica Bicchi** pour sa bonne humeur, ses cours de cuisine et les bavardages en salle pédo ; **Sophie Quinchard** pour ses bons gâteaux, qui sont venus à points nommés en cette fin de rédaction ; **Emmanuelle Geslin** pour les bons vins ; **Christophe Fontanier** le grand rôliste ; « Z'**Edouard Metzger**» pour les conversations de couloir et l'hébergement quand je n'avais pas encore de logement ; à **Fabrice** pour les cours de plongée ; à **Aurélia** pour sa bonne humeur ; à **Christine** la grande sportive et future mama ; à la petit **Hélène** ; à **Loïc** un autre grand sportif ; sans oublier les **supers post-doc** qui prennent sous leurs ailes les p'tit thésards : **Siccha** et ses conversations philosophiques, **Pia** pour sa fraîcheur toute italienne et **Tim** pour sa mèche rebelle et ses questions existentielles. Enfin que serait ces remerciements sans citer : l'énergique **Pauline** qui a sauvé les guppies de la noyade, **Marc** qui m'a laissé un magnifique clavier, **Aurélie**

REMERCIEMENTS

pour ses conversations et son oreille attentive, **Mariéva** pour sa vision toute particulière du monde de la recherche, et enfin l'équipie des thèsards et anciens thésards (**Aurore**, **Dewi**, **Florian**, **Aubin**, **Julie**, **Clémence, Marianna** et **Laurie** que j'espère bien revoir sous peu) avec qui il est toujours agréable de passer un moment que ce soit pour aller boire un verre, organiser un petit spectacle ou jouer aux cartes … Pour finir sur la team « BIAF » merci aux nombreuses personnes de passages et notammeent aux stagiaires qui ont animé le laboratoire à tour de rôle durant ces trois dernières années (**Anaïs**, **Ludovic**, **Laura, Eve**, **Charlotte**, **Rose**, **Steven** et tout ceux que j'aurais oublié).

Les amis et les personnes rencontrées dans le cadre des loisirs ont également leur place dans ces remerciements. Qui sait si je n'aurais pas craqué sans eux ?! Aussi, merci à **l'équipe de Volley**, aux joeurs de Go (**Valentin**, **Bruno**, **Jérôme**, **Guillhaume** pour ne citer qu'eux), à « **Harlock** », et à ceux du pays des irréductibles gaulois, du pays de ceux qui écoutent leurs pieds et font danser leurs oreilles, du pays des pillages de taverne, du pays des angles qui n'en sont pas, du pays du bon mot et du panache, bref merci aux Bordelais ou anciens Bordelais (**Marion**, la belle « coloriée » qui fait chavirer les cœurs, **Aymeric** le gabier fou et grand adepte d'une bonne répartie, **Matthieu** le « prêtre consacré de Sigmar », **Dorian** ou Nounours, **Jean-Baptiste** l'incroyable lanceur de fléchettes, **Aurélie** la pro du recyclage, **Stéphanie** une source inépuisable d'énergie et **Fabien** sa source d'énergie et **Globibi**, la pinup des plages de Lacanau et **Arthur** son Kyte-surfeur) et enfin merci aussi aux reconstituteurs de la troupe de **l'Hermine Radieuse** qui m'ont donné une petite lueur d'espoir en cette fin de rédaction.

Je tiens tout particulièrement à remercier **Corentin** (P'tit loup, Kirikou, Gimini, ou encore Kiwi), que je ne pensais pas revoir lorsque j'ai posé ma valise ici. Si je dois bien retenir une chose, c'est que le monde change perpétuellement et que c'est lorsque l'on abandonne toute attente que les plus agréables surprises surviennent. Merci de m'avoir supportée durant ces derniers mois et d'être là tout simplement ! Vivement la vie à deux.

Et bien sûr pour finir je remercierai la famille. Le noyau dur qui vous soutient contre vents et marées, ce point d'attache auquel se raccrocher lorsque plus rien ne va et *vice-versa*. Aussi merci à « **Maman** » qui j'espère sera rassurée de savoir que « non, je n'ai pas oublié mes clés » (sauf une fois, heureusement que **Clémence** était là !). Merci aussi à « **Papa** » qui a fait une belle chute en cours de route mais qui est à nouveau debout ! Tu nous as fait une belle frayeur. Merci à **Alice** et **Marianne** (mes deux sœurs terribles) pour toutes ces aventures abracadabrantesques, vos questions saugrenues qui nous font rire et votre joie de vivre ! Je vous souhaite plein de bonheur. Et merci à **Mamie Marguerite**, la jolie fleur que j'aime fort. Et enfin, merci à « **Odin** », aussi appelé plus communément le « CHAT » qui m'a obligée à rentrer tous les jours. Pour conclure, un grand merci à ceux qui sont partis en cours de route (en 3 ans loin du cocon familiale, il s'en passe des choses) et qui m'ont fait prendre conscience de la brièveté de l'existence, de la nécessité de profiter de la vie et de s'occuper des gens qu'on aime. Un grand merci, à ceux à qui je n'ai pas pris le temps de dire au revoir comme je l'aurais souhaité : **Papy Paul**, le doux, les tomates du jardin, les souliers cirés et les papiers de kinder ; **Papy Antoine** ou papy « chwing-gum », le champion de boxe, le gendarme, le marin, le joueur de Guitare, et les boîtes de glaces ; **Mamie Jo**, les appels téléphoniques, les bonnes notes, le « théâtre », la curieuse, la gourmande, le jardin public, les chaussettes trouées et les papiers

REMERCIEMENTS

de kinder. Je vous aime mes « p'tits vieux » et j'aurais aimé que vous puissiez lire ces quelques lignes. Quelque part, sans en avoir jamais touché mot, j'espérais que vous vivriez pour toujours.

Et pour clore ces remerciements, je souhaite citer un poète persan dont j'ignore le nom et qui a un jour écrit ces quelques mots : « Ou bien parais tel que tu es, ou bien sois tel que tu parais ». Parce que, je crois que ce sont tous ces « autres » que l'on côtoie qui contribuent à définir ce que nous sommes. Merci également à tous ceux que j'aurais par mégarde oublié de citer.

Sommaire

INTRODUCTION GENERALE 1

1. Contexte actuel 1
2. Le Golfe de Gascogne 2
3. Historique du projet 3
4. Objectifs de l'étude 3

CHAPITRE I. SYNTHESE BIBLIOGRAPHIQUE 5

1. Pourquoi étudier le passé ? 5
2. Les mécanismes du climat 7
2.1. La circulation atmosphérique 8
2.2. La circulation thermohaline (THC) 10
3. L'Holocène 13
3.1. Variabilité globale 14
3.2. Atlantique Nord et Arctique 15
3.3. Péninsule ibérique et Golfe de Gascogne 17
4. Le Golfe de Gascogne 20
4.1. Les masses d'eau dans le Golfe de Gascogne 20
4.2. Circulation dans le Golfe de Gascogne 23
4.3. Variabilités spatiale et temporelle de la température et la salinité 25
5. Les proxies du climat 26
5.1. Qu'est-ce-qu'un proxy ? 26
5.2. Foraminifères 27
5.3. Isotopes stables 44

CHAPITRE II. MATERIEL ET METHODES 47

1. Matériel 47
2. Description sédimentaire 49
3. Modèle d'âge 50
4. Analyse des assemblages de foraminifères 51
4.1. Foraminifères vivants 51
4.2. Foraminifères morts 52
4.3. Taxonomie 53
5. Mesure des paramètres de taille des foraminifères planctoniques 54
6. Assemblages de coccolithes 56
7. Calculs des indices de diversités 57
8. Isotopes stables 57
9. Estimation des Températures 59
9.1. Températures de surface 59
9.2. Température de fond 59
10. Analyses en composantes principales 59

CHAPITRE III. RECONSTITUTIONS PALEO-ENVIRONNEMENTALES DE LA PERIODE COMPRISE ENTRE 15 700 (ANTERIEURE A L'HOLOCENE) ET 1 260 CAL ANS BP DANS LE GOLFE DE GASCOGNE : ETUDE DE LA STATION A (1 000M DE PROFONDEUR) 61

1. Introduction et objectifs du chapitre 61
2. Matériel et méthodes 62
3. Le modèle d'âge 62
4. Résultats 66
4.1. Description sédimentaire 66
4.2. Taux d'accumulations des foraminifères 66
4.3. Foraminifères planctoniques 66
4.4. Foraminifères benthiques 67
4.5. Analyses isotopiques 69
5. Discussion 70
5.1. Critique du modèle d'âge 70

5.2. Caractéristiques sédimentologiques 71
5.3. Paléo-productivités 72
5.4. Variabilité paléo-environnementale 73
5.5. 13 000 – 7 800 cal ans BP 74

CHAPITRE IV. LA VARIABILITE HOLOCENE TELLE QU'ENREGISTREE PAR LES ISOTOPES STABLES DU CARBONE ET DE L'OXYGENE DES FORAMINIFERES BENTHIQUES ET PAR LES ASSEMBLAGES (PHYTO) PLANCTONIQUES CARBONATES DANS LE GOLFE DE GASCOGNE EN STATION WH 79

1. Résumé de l'article « Benthic and Planktic foraminifera as Indicators of Late Glacial to Holocene Paleoclimatic Changes in a Marginal Environment: An example from the Southeastern Bay of Biscay" (Acta Protozoologica, 2013) 79
2. Objectifs 82
3. Matériel et méthodes 82
4. Résultats 83
4.1. Taille des foraminifères 83
4.2. Assemblages de coccolithes 86
4.3. Estimation du $CaCO_3$ stocké 87
4.4. Signal isotopique 89
4.5. Analyse en composantes principales (ACP) des assemblages de foraminifères benthiques en intégrant le signal isotopique et la granulométrie 90
5. Discussion 92
5.1. Productivité de surface 92
5.2. Réponse de la taille des foraminifères aux variations environnementales 95
5.3. Stockage des carbonates dans le sédiment 97
5.4. Variations du niveau marin et flux de matière organique labile 98

CHAPITRE V. ENREGISTREMENT HOLOCENE HAUTE-RESOLUTION A 550M DE PROFONDEUR (STATION B) DANS LE SUD-EST DU GOLFE DE GASCOGNE 102

1. Résumé de l'article «High resolution Holocene record in the souheastern Bay of Biscay: Global versus regional climate signals» (M. Mojtahid, F. J. Jorissen, J. Garcia, et al., 2013). 102
2. Objectifs 105
3. Matériel et méthodes 105
4. Résultats 105
4.1. Modèle d'âge combinant les carottes longue KS10b et d'interface FC5Bpal 105
4.2. Comparaison des faunes benthiques vivantes et mortes d'une carotte d'interface en station B 107
4.3. Taux d'accumulation et assemblages de foraminifères benthiques et planctoniques de la carotte courte FC5Bpal 110
4.4. Isotopes stables du carbone et de l'oxygène des foraminifères planctoniques des carottes KS10b et FC5Bpal 112
4.5. Isotopes stables des foraminifères benthiques des carottes KS10b et FC5Bpal 114
4.6. Le ratio Mg/Ca mesuré sur *Hyalinea balthica* 117
4.7. Analyses de taille des foraminifères planctoniques de la carotte KS10b 118
5. Discussion 120
5.1. Les faunes benthiques vivantes et mortes 120
5.2. Isotopes stables 123
5.3. Paléo-environnements du Golfe de Gascogne pendant la période 9000 cal ans BP – actuel 126

CHAPITRE VI. REPONSE DES FORAMINIFERES PLANCTONIQUES ET BENTHIQUES A LA VARIABILITE HOLOCENE GLOBALE, REGIONALE ET CONTINENTALE EN MILIEU COTIER 137

1. Introduction et objectifs 137
2. Zone d'étude 138
3. Matériel et Méthodes 138
3.1. Modèle d'âge 138
3.2. Assemblages de foraminifères planctoniques et benthiques 142
4. Résultats 142
4.1. Description sédimentaire 142

4.2. Taux d'accumulation des foraminifères benthiques et planctoniques 143
4.3. Assemblages de foraminifères planctoniques 143
4.4. Assemblages de foraminifères benthiques 145
5. Discussion 146
5.1. Critique du modèle d'âge 146
5.2. Assemblages de foraminifères et mécanismes forçant 149
5.3. Variabilité environnementale 151

CHAPITRE VII. SYNTHESE - VARIABILITE HYDROLOGIQUE ET ENVIRONNEMENTALE EN ATLANTIQUE NORD – ETUDE D'UN TRANSECT BATHYMETRIQUE DU SUD-EST DU GOLFE DE GASCOGNE 157

1. Introduction 157
2. Calibration du signal fossile 159
2.1. Foraminifères planctoniques 159
2.2. Foraminifères benthiques 159
3. Variabilité Holocène 163
3.1. Processus sédimentaires et variations de l'hydrologie benthique 163
3.2. Paléoproductivité 166
3.3. Paléo-environnement 169

CHAPITRE VIII. CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES 185

1. Conclusions 186
2. Perspectives 191

BIBLIOGRAPHIE 193

TABLE DES ILLUSTRATIONS 233

ANNEXE 1 241

ANNEXE 2 243

ANNEXE 3 251

INTRODUCTION GENERALE

1. Contexte actuel

Les variations long terme du climat Quaternaire telles que les alternances de périodes glaciaires / interglaciaires ont été largement décrites et les facteurs climatiques forçants sous-jacents mis en évidence (e.g. Dansgaard et al., 1993). L'Holocène est une période interglaciaire qui a débuté il y a environ 11 703 ± 50 cal ans BP (Rasmussen et al., 2006). À l'échelle du Quaternaire, des variations climatiques d'une ampleur similaire se sont déjà produites. On observe au cours de l'Holocène une influence anthropique croissante (Rudiman, 2003). Les premières traces d'émission anthropique de CH_4 atmosphérique sont datées d'il y a environ 6 000 cal ans BP (8 000 pour le CO_2 ; Rudiman, 2003). Ces émissions pourraient avoir maintenu le climat dans un état relativement stable (Rudiman, 2003). Cependant, les dernières décennies sont caractérisées par une augmentation des concentrations en CO_2 atmosphérique sans précédent (e.g. IPCC, 2007) et en mai 2013, les concentrations en CO_2 atmosphérique ont passé la barre des 400ppm (Showstack, 2013). Néanmoins, l'influence de l'activité anthropique ne serait effective en tant que facteur climatique forçant que depuis 900 cal ans BP environ (e.g. Desprat et al., 2003 ; Rudiman, 2003). Aujourd'hui, l'incapacité des modélisateurs à prédire avec précision les conséquences des actions anthropiques sur l'environnement pousse la communauté scientifique à s'intéresser de près aux mécanismes régulateurs du climat. De ce fait, l'étude des paléo-environnements non-soumis à l'impact anthropique semble nécessaire.

Les objectifs sont multiples. Il s'agit (1) de mettre en évidence les facteurs forçants responsables de la variabilité climatique miillénaire à centenniale, aujourd'hui observée. Ces paramètres, dits externes ou internes, forcent le climat par le biais de rétroactions positives ou négatives. Ces facteurs sont susceptibles d'interragir entre eux et leurs effets indirects sont aujourd'hui assez méconnus. (2) d'augmenter la résolution temporelle des enregistrements paléo-environnementaux en ciblant des environnements caractérisés par des taux de sédimentation élevés. (3) d'augmenter la résolution spatiale des enregistrements paléo-environnementaux en ciblant des environnements de zones transitoires ou de milieux peu prospectés. (4) de faire le lien océan-continent. Les variations climatiques enregistrées sur les continents sont susceptibles d'être enregistrées partiellement dans les environnements marins. Le couplage de ces deux signaux, permet de faire ressortir les relations de causalité entre un climat donné et les mécanismes océaniques / atmosphériques sous-jacents.

L'étude d'enregistrements paléo-environnementaux apparait donc nécessaire à la compréhension des variations climatiques passées et futures. L'Holocène, objet de notre étude, constitue la dernière période interglaciaire. Cette période est particulièrement digne d'intérêt pour la variabilité climatique qu'elle présente d'une part. D'autre part, pour la pression anthropique croissante exercée tout au long de cette période (e.g. Rudiman, 2003) et son accélération drastique depuis la révolution industrielle. Afin d'étudier les variations climatiques passées, on utilise différents types d'enregistrements comme les carottes de glace (Petit et al.,

1999 ; Loulergue et al., 2008), les cernes des arbres (Stahle et al., 2011), les spéléothèmes (Martín-Chivelet et al., 2011), les sédiments lacustres (Leorri et Cearreta, 2004), mais aussi les sédiments marins qui font l'objet de cette thèse. Les fonds océaniques reçoivent un flux relativement continu de particules terrigènes et biogènes essentiellement modulé par le climat global et sa variabilité. Afin de mettre en avant cette variabilité, l'étude de paléo-environnements comme le Golfe de Gascogne semble être appropriée. La présente étude passe par l'utilisation des foraminifères planctoniques et benthiques, des organismes ubiquistes unicellulaires dont le test carbonaté est conservé dans les sédiments. Ces organismes sont particulièrement sensibles aux transferts sédimentaires ainsi qu'à la productivité primaire et aux températures de surface et semblent à même d'enregistrer la variabilité climatique holocène et ses facteurs forçants. Les foraminifères planctoniques, qui vivent en surface de la colonne d'eau, fournissent des indications sur l'hydrologie de surface et les nutriments/températures associés, sur les conditions environnementales dominantes ainsi que sur la saisonnalité et l'influence continentale proche ou non. Les foraminifères benthiques vivent en surface du sédiment et donnent des détails qualitatifs et quantitatifs sur les flux de matière organique exportés issus de la production primaire, sur le niveau marin et la proximité du continent, ainsi que sur les événements sous marins.

2. Le Golfe de Gascogne

En tant que fonds océaniques et lieu de dépôts des sédiments marins, les marges continentales enregistrent les variations climatiques globales et régionales. Le Golfe de Gascogne est situé en Atlantique Nord, où il est alimenté par un courant retour de la dérive Nord Atlantique. Il est sous l'influence directe de l'anticyclone des Açores et de la zone dépressionnaire islandaise, deux cellules atmosphériques qui forment un gradient de pression indexé (Oscillation Nord Atlantique ou NAO ; Marshall et al., 2001 ; Hurrell et Deser, 2009). La NAO constitue un des moteurs de la variabilité environnementale en Atlantique Nord (Marshall et al., 2001 ; Hurrell et Deser, 2009) et apporte, lorsque le gradient est faible (NAO négative), des précipitations importantes sur la péninsule ibérique proche, susceptibles de favoriser les échanges continents / océans (Trigo 2002, 2004). La proximité du continent induit des échanges de chaleur, de nutriments et de particules terrigènes apportés par les fleuves (en crue) et constituent un signal des précipitations locales. Les apports sédimentaires terrigènes liés à l'érosion des continents, les nutriments provenant des fleuves, ainsi que les transports sédimentaires du plateau continental vers la plaine abyssale, influencent largement la productivité primaire. Parallèlement, les ondes tidales, les courants et les modifications des masses d'eau au niveau de la rupture de pente modulent la structure de la colonne d'eau (van Aken, 2000a, 2000b, 2001 ; Pairaud et al., 2008, 2010), et de ce fait sont également susceptibles d'affecter la productivité primaire. Le G de G constitue donc un excellent lieu d'archivage des cpaléo-environnements et est susceptible de mettre en exherbe les facteurs climatiques forcants le climat holocène.

3. Historique du projet

Ce projet, fait suite au projet ANR-FORCLIM [Foraminifères, Bio-Indicateurs des changements climatiques (2006-2009) ; Coordonné par le Pr. L. Labeyrie (LSCE, Gif sur Yvette), et regroupant des chercheurs de 3 laboratoires français (Université d'Angers, UMR CNRS 6112 LGP - BIAF, Université de Bordeaux 1, UMR 5805 - EPOC et CEA – CNRS de Gif-sur-Yvette-LSCE)]. L'objectif de cette ANR consistait à améliorer la connaissance sur la circulation thermo-haline dans l'Atlantique Nord au cours du dernier millénaire en améliorant les proxies paléocéanographiques basés sur les foraminifères planctoniques. A ces fins des observations saisonnières des faunes de foraminifères planctoniques dans le Golfe de Gascogne ont été réalisées et des mesures des paramètres hydrologiques acquises dans le cadre des travaux de thèse de Retailleau (2009). Les principaux résultats de ces travaux peuvent être résumés comme suit : 1) Les foraminifères planctoniques répondent à la productivité primaire ; 2) Les foraminifères planctoniques sont sensibles aux variations de températures et de stratification de la colonne d'eau ; 3) Dans les environnements proches de la côtes, la turbidité et la salinité de l'eau semblent impacter la dynamique de population des foraminifères planctoniques.

Parallèlement, la faune benthique a également fait l'objet d'un suivi écologique dans le SE du Golfe de Gascogne (dans le cadre du projet OXYBENT ; Fontanier et al., 2002, 2003; Mojtahid et al., 2010). Les prinicipaux résultats de cette étude ont été : 1) l'existence d'un gradient trophique depuis le haut du plateau continental vers la plaine abyssale auquel répondent les foraminifères benthiques ; 2) la répartition des foraminifères benthiques dans le sédiment suivant la concentration en matière organique (MO) et en oxygène comme le suggére le modèle TROX (TR - trophic, food ; Ox - Oxygen ; Jorissen et al., 1995) adaptaté à l'environnemnet du Golfe de Gascogne par Fontanier et al. (2002) puis Mojtahid et al. (2010).

La présente thèse consiste en une mise en application des résultats obtenus dans le cadre de cette ANR et de ces suivis écologiques, c'est à dire utiliser les foraminifères planctoniques et benthiques comme un proxy des variations des l'hydrologie de surface et de la qualité des apports de MO à la surface du sédiment.

4. Objectifs de l'étude

Finalement les objectifs de cette étude sont doubles : il s'agit 1) d'utiliser les foraminifères planctoniques et benthiques dont l'écologie est relativement bien connue en tant que proxy de l'hydrologie du Golfe de Gascogne ; 2) de caractériser l'influence exercée par les facteurs forçants holocènes sur l'environnement du Golfe de Gascogne. Dans le cadre de cette thèse, nous nous focaliserons essentiellement sur les variations hydrologiques du Golfe de Gascogne ainsi que sur l'influence continentale exercée par les embouchures de l'Adour et de la Gironde. Nous espérons ainsi, mettre en évidence le rôle joué par le système de circulation atmosphérique en Atlantique Nord (l'oscillation nord atlantique) ainsi que les variations climatiques holocènes, d'une part. D'autre part, au travers de la réalisation d'un transect orienté NO-SE et au travers de la présence de carottes prélevées à proximité du continent, nous avons pour but de distinguer les variations environnemnentales d'origine 1) océanique ou continentale, 2) naturelle ou anthropique. Dans le but de répondre à ces objectifs, le présent manuscrit a été subdivisé en 7 chapitres :

Le Chapitre I retrace l'état des connaissances actuelles acquises (1) sur la variabilité climatique Holocène, (2) sur le G de G et (3) sur l'utilisation des foraminifères planctoniques et benthiques en tant qu'outils de reconstruction des paléo-environnements.

Le Chapitre II présente le matériel et les méthodes d'analyses utilisées au cours de ce travail.

Dans le Chapitre III, les conditions antérieures à l'Holocène et l'établissement des conditions environnementales modernes dans le G de G ont été décrites à partir de la carotte CADIAC A, prélevée sur le plateau des Landes.

Le Chapitre IV fait état des variations des températures de surface et de la productivité primaire dans un environnement dominé par l'influence océanique. Ce chapitre vient en complément de travaux publiés sur la base des assemblages de foraminifères benthiques et planctoniques (carotte CADIAC WH ; Garcia et al., 2013). Les assemblages de coccolithes, de même que des mesures isotopiques réalisées à partir de tests de foraminifères benthiques, ont été analysés.

Une description haute résolution de la variabilité climatique Holocène en réponse aux facteurs forçants globaux et régionaux dans le SE du G de G a été réalisée à partir de la carotte KS10b sur la base des assemblages de foraminifères (Mojtahid et al., 2013). Le chapitre V présente les mesures isotopiques et les mesures des paramètres de tailles qui viennent en complément de cette analyse.

Le Chapitre VI aborde la réponse des foraminifères planctoniques et benthiques à la variabilité holocène globale, régionale et continentale d'une station côtière (station D ; carotte CADIAC D) et sous l'influence directe d'un panache fluvial (panache de l'Adour).

Enfin le Chapitre VII est un chapitre de synthèse dans lequel les données acquises à chacune des quatre stations précédemment décrites dans les chapitres III, IV, V et VI sont comparées entre elles afin de mettre en évidence les mécanismes communs à l'ensemble des stations et ceux qui leur sont propres.

Cette thèse a été financée par le Conseil général de Vendée sous un contrat à durée déterminée de 3 ans, débutant au 1er octobre 2010.

Chapitre I. Synthèse Bibliographique

1. Pourquoi étudier le passé ?

Les écosystèmes terrestres de même que les socio-éco-systèmes sont particulièrement sensibles aux variations climatiques. Depuis que la communauté scientifique internationale a fait le constat, depuis plusieurs décennies, d'un réchauffement climatique global (e.g. Lacis et al., 1981 ; Ramanathan et al., 1985 ; IPCC, 2007), les communautés socio-éco-nomiques et l'Homme plus généralement s'interrogent depuis peu sur les conséquences de ce réchauffement long terme sur les activités socio-économiques et les populations. Polyak et al., (2010) ont d'ores et déjà mis en évidence que le réchauffement climatique pourrait entraîner la disparition partielle du couvert de glace arctique d'ici à 2040. L'augmentation de la fréquence des ouragans, tornades et tempêtes ; les sécheresses prolongées ; l'augmentation du niveau marin (Church et White, 2006) ont entraîné et entraîneront encore des migrations de populations humaines (« les réfugiés climatiques ») (Mayewski et al., 2004; Stahle et al., 2011). Afin d'anticiper ces changements climatiques, écologiques et sociaux, il est primordial de comprendre quels facteurs influencent le climat et dans quelle mesure.

L'un des principaux facteurs dont il est question actuellement est la concentration en CO_2 atmosphérique ([CO_2 atm]). Les variations de CO_2 dans l'atmosphère sont connues pour être synchrones des variations climatiques du Quaternaire (les derniers 2,6 M d'années), avec de faibles taux en périodes glaciaires et de forts taux en périodes interglaciaires (Barnola et al., 1987 ; Lorius et al., 1990 ; Leuenberger et al., 1992 ; Fisher and Wefer, 1999 ; Petit et al., 1999 ; Lüthi et al., 2008 ; Loulergue et al., 2008 ; Figure I.1). Le lien entre la température et les [CO_2 atm] est évident sans pour autant que la relation de cause à effet ne soit établie avec certitude (e.g. : Lorius et al., 1990 ; Fischer et Wefer, 1999).

Aujourd'hui, les concentrations en CO_2 atmosphérique ont atteint 400 ppm en mai 2013 (Showstack, 2013) et largement au dessus de la gamme de 180 et 280 ppm mesurée dans des carottes de glace depuis plus de 400 000 ans (Barnola et al. 1987 ; Petit et al., 1999). L'augmentation actuelle de la [CO_2 atm] a été attribuée à l'impact des activités humaines depuis la révolution industrielle et à l'explosion actuelle de la démographie (IPCC, 2007).

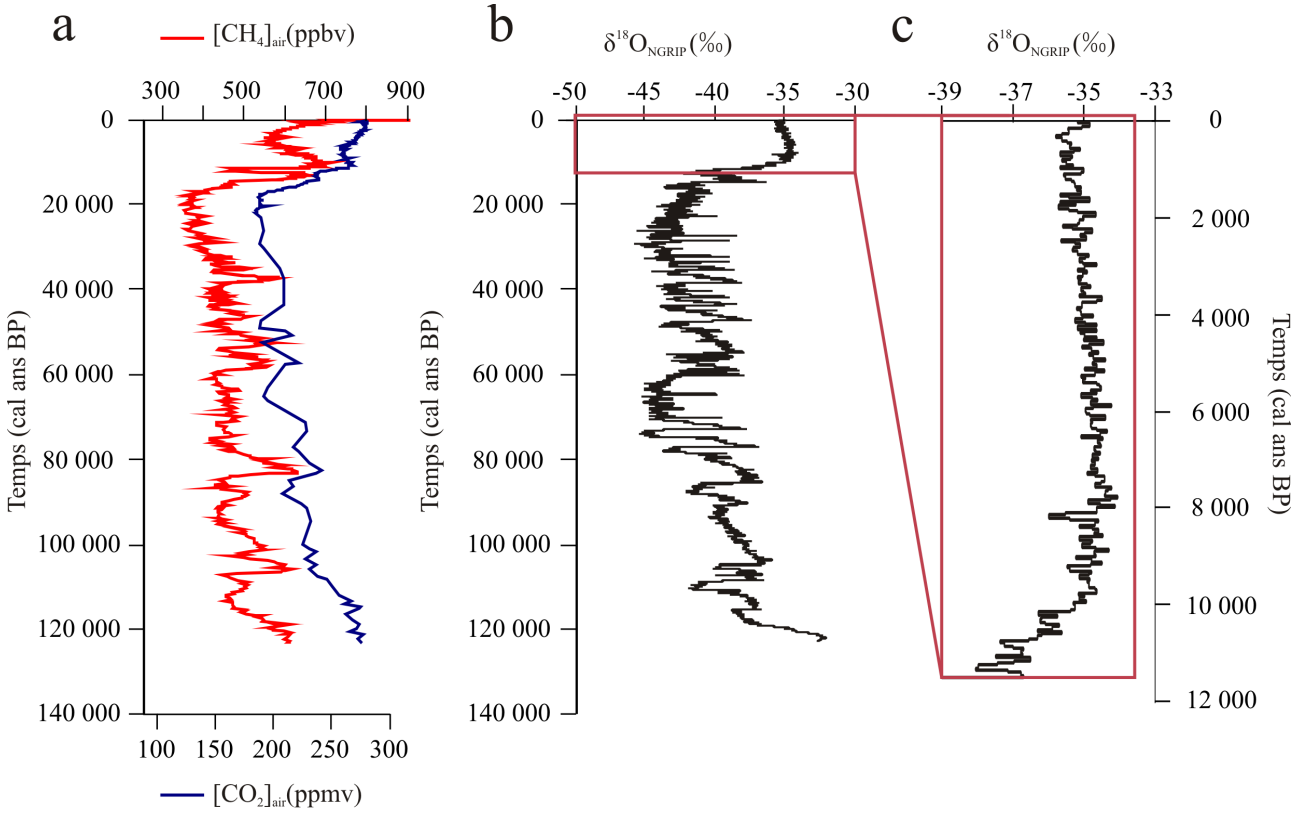


Figure I.1 : a) Concentrations en CO_2 (bleu ; Lüthi et al., 2008) et CH_4 (rouge ; Loulergue et al., 2008) atmosphériques des derniers 120 000 ans au Dome C (EPICA) ; b) Valeurs de $\delta\ ^{18}O$ (‰) de la carotte de glace Nord Groenlandaise (NGRIP) en fonction du temps (NGRIP members, 2004) ; c) Valeurs de $\delta\ ^{18}O$ (‰) de la carotte de glace Nord Groenlandaise (NGRIP ; NGRIP members, 2004)) en fonction du temps, centré sur l'Holocène.

L'étude d'enregistrements climatiques passés non soumis à la pression anthropique telle que nous la connaissons actuellement depuis la révolution industrielle semble donc appropriée pour mieux comprendre les mécanismes impliqués dans les réchauffements climatiques naturels. Cette étude passe souvent par la comparaison des différentes périodes interglaciaires (Loutre et Berger, 2003 ; Rasmussen et al., 2003 ; Eynaud et al., 2004 ; Zeebe, 2011) avec le dernier interglaciaire ou Holocène au cours duquel la pression anthropique a progressivement augmenté (Desprat et al., 2003 ; Ruddiman et al. 2003), l'objectif étant de mettre en évidence l'importance relative que joue chacun des mécanismes tenu pour responsable des variations climatiques. À terme, les données acquises au travers de ces études permettent de mieux contraindre les modèles de prédiction climatique. La comparaison des sorties de modèles avec les reconstructions paleo-environnemnetales permet de s'assurer que ceux-ci représentent bien les mécanismes responsables des changements observés (Kerwin et al., 1999 ; Cohen et Barlow, 2005 ; Schmittner, 2005 ; Church et White, 2006 ; Benito Garzón et al., 2007 ; Renssen et al., 2009). Cependant, le travail de modélisation n'est pas aussi simple qu'il y paraît. D'une part, les mécanismes provoquant ces hausses de température et de [CO_2 atm], leurs interactions et rétroactions avec les autres processus atmosphériques (ex. autres gaz à effet de serre, aérosols, albédo, nuages) impliqués dans les variations climatiques observées sont encore sujets à controverse. D'autre part, le climat est largement sous la dépendance du couplage Océan/Atmosphère (Khodri et al., 2001). Les instabilités du système atmosphérique ainsi que les variations climatiques associées se répercutent dans

l'environnement marin en modifiant sa circulation et sa géochimie (température, salinité, couvert de glace, acidification), ainsi qu'en perturbant ses écosystèmes. L'ensemble de ces processus par rétroaction peuvent moduler à leur tour le système atmosphérique. Les connaissances actuelles des processus atmosphériques et des couplages Océan/Atmosphère ne nous permettent pas de prévoir avec certitude quelles seront les prochaines évolutions climatiques ainsi que toutes les conséquences éco-socio-économiques associées.

Afin d'étudier les variations climatiques passées, on utilise différents types d'enregistrements, comme les carottes glaciaires (Dansgaard et al., 1993 ; Petit et al., 1999), les cernes des arbres (Stahle et al., 2011), les spéléothèmes (Wang et al., 2001 ; Bertaux et al., 2002 ; Martín-Chivelet et al., 2011), les sédiments lacustres (Ore and Warren, 1971 ; Leorri et Cearreta, 2004; Achyuthan et al., 2007), mais aussi les sédiments marins qui font l'objet de cette thèse.

Les fonds océaniques reçoivent un flux relativement continu de particules terrigènes et biogènes essentiellement modulé par le climat global et sa variabilité. Parmi les facteurs climatiques enregistrés par les sédiments marins, on peut citer :

1) le cycle du carbone (Bouillon, 2011 ; Jeandel et al., 2011), et le rôle des organismes marins calcaires dans celui-ci (Caldeira and Wickett, 2003 ; Beer et al., 2010 ; Beaufort et al., 2011) ;
2) l'extension du couvert de glace (Renssen et al., 2009 ; Polyak et al., 2010), ou les débâcles d'icebergs (Bond et al., 1997) ;
3) Le climat continental (Desprat et al., 2003 ; Sánchez Goñi et al., 2008 ; Ślubowska-Woldengen et al., 2008 ; Martín-Chivelet et al., 2011), les précipitations (Bernárdez et al., 2008) ou les fontes de glace (Barber et al., 1999 ; Zaragosi et al., 2001 ; Mojtahid et al., 2005 ; Eynaud et al., 2007 ; Toucanne et al., 2008) ;
4) Les déplacements latitudinaux des zones climatiques (De Vernal et al., 2005, 2006; Yan et al., 2011) ;
5) Les variations de la circulation océanique et les déplacements des fronts hydrologiques au travers de l'étude des variations des assemblages planctoniques et benthiques (Oberhänsli et al., 1992 ; Abrantes et Moita, 1999 ; Giraudeau et al., 2000, 2004, 2010 ; Schiebel et al., 2004 ; Diffenbaugh et Ashfaq, 2010), ou encore des variations des ratios isotopiques (carbone, oxygène par exemple) ou des éléments traces (chaque courant a ses caractéristiques propres) (Sarnthein et al., 1994 ; Barker et al., 2010 ; Thornalley et al., 2011).

2. Les mécanismes du climat

Largement étudiées de part le monde, les périodes glaciaires et interglaciaires du Quaternaire et leurs cyclicités (Dansgaard et al., 1993 ; Bond et al., 1997 ; Lisiecki et Raymo, 2007) trouvent leur origine dans les variations des paramètres orbitaux (excentricité, périhélie et obliquité de l'axe de rotation terrestre ; Milankovitch, 1941 ; Berger, 1977 ; Berger et Loutre, 1991). Les variations de ces paramètres entraînent des changements de l'insolation (i.e. quantité d'énergie solaire reçue) d'été et d'hiver plus ou moins importants, notamment sous les hautes latitudes (~60°N). Lorsque l'insolation d'été et d'hiver sont peu (ou bien) différenciées, la saisonnalité est peu (ou bien) marquée et favorable à une période glaciaire (ou interglaciaire). Les paramètres orbitaux ne sont pas toujours suffisants pour basculer d'un climat à un autre (Khodri et al.,

2001 ; Barker et al., 2010). D'autres facteurs (nécessaires mais pas suffisants) tels que l'albedo, le couvert de glace, le couvert végétal, la concentration en gaz à effet de serre (G.E.S) ou en aérosols, la circulation océanique interviennent dans la balance climatique. Pour schématiser, des concentrations en G.E.S. et aérosols faibles (ou importantes), un couvert de glace étendu (ou réduit) et par conséquent un albedo important (ou faible), un couvert végétal pauvre (ou riche), une circulation océanique réduite (ou intense), favorisent l'établissement d'une période glaciaire (ou interglaciaire). Le dernier interglaciaire ou Holocène qui est l'objet de notre étude, a débuté il y a environ 11 703 ±50 cal ans BP (Rasmussen et al., 2006). Les principaux facteurs forçants qui ont influencé la variabilité climatique holocène sont : l'insolation, la circulation atmosphérique et la circulation océanique (e.g. Debret et al., 2009).

2.1. La circulation atmosphérique

Des cellules de haute et de basse pression caractérisent l'atmosphère terrestre. La différence d'insolation entre l'équateur et les pôles en est à l'origine. Des vents circulent entre ces cellules atmosphériques. Ils transportent avec eux de l'humidité, de l'énergie calorique au sens large, ainsi que des particules gazeuses ou terrigènes et entrainent le déplacement des masses d'eaux océaniques de surface. C'est une circulation complexe où chaque cellule est connectée à celles adjacentes et où toute perturbation entraîne une réorganisation du système (Marshall et al., 2001 ; Zahn, 2003 ; Hurrell et Deser, 2009). Par conséquent, pour plus de lisibilité et parce que notre zone d'étude est située en Atlantique Nord, nous concentrerons essentiellement nos propos sur la circulation atmosphérique en Atlantique Nord où deux systèmes atmosphériques prévalent.

2.1.1. Oscillation Nord Atlantique

Le premier système est caractérisé par une cellule anticyclonique au dessus des Açores et une cellule de basse pression aux environs de l'Islande. Ces deux cellules sont à l'origine d'un gradient de pression plus ou moins marqué appelé NAO (North Atlantic Oscillation) présenté en Figure I.2 et quantifié par un indice (Hurrell, 1995 ; Stephenson et al., 2000 ; Marshall et al., 2001 ; Wanner et al., 2001 ; Hurrell et al., 2003).

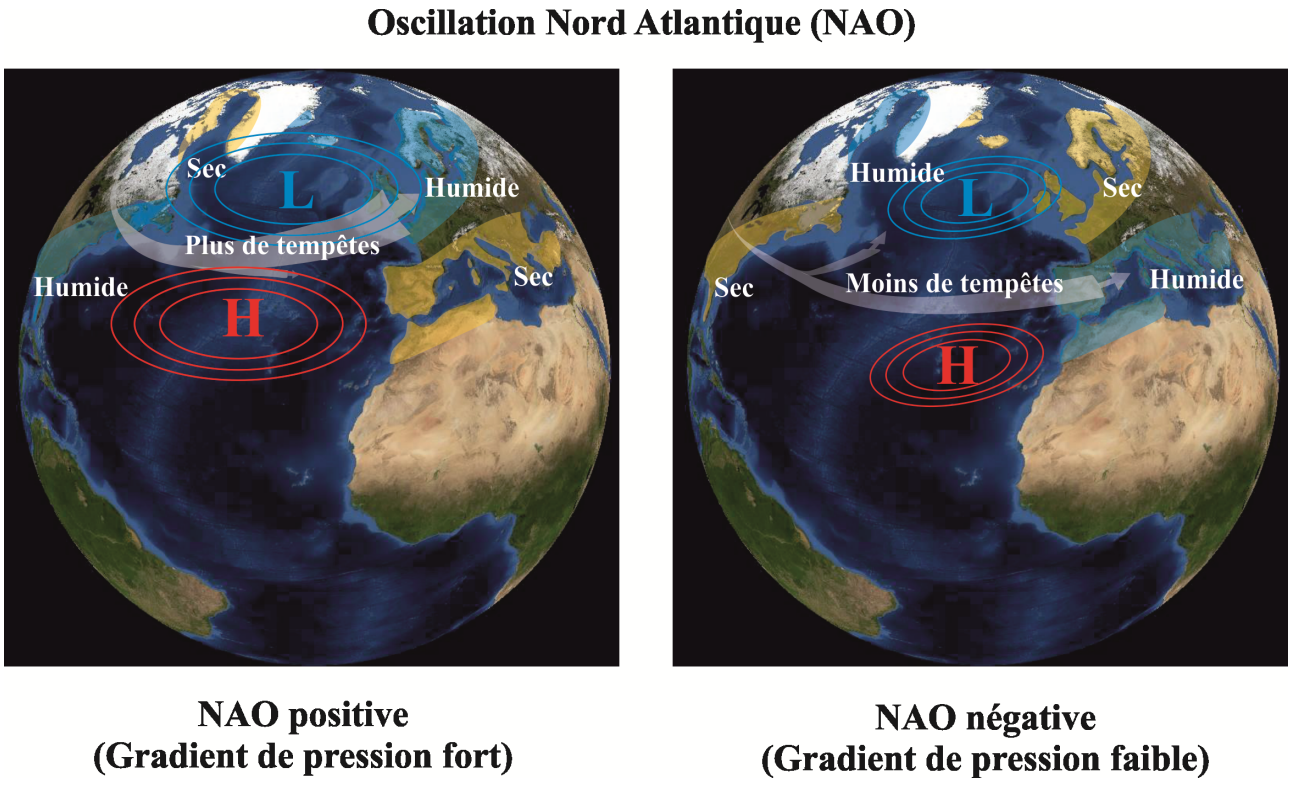


Figure I.2 : Schéma des deux états de l'Oscillation Nord Atlantique (adaptée à partir de http://www.ldeo.columbia.edu/NAO) ; H : Anticyclone L: Dépression.

La NAO est qualifiée de positive (ou négative) lorsque le gradient est fort (ou faible) (Stephenson et al., 2000 ; Marshall et al., 2001 ; Hurrell et al., 2003). Les tendances négatives de la NAO sont souvent associées à un minima d'activité solaire (Marshall et al., 2001 ; Kirov et Georgieva, 2002). Elles se caractérisent par des précipitations et des débits de rivières plus importants en Atlantique Nord-Ouest et en Espagne (Ortega and Garzón, 2004; Trigo et al., 2004) à l'actuel, alors que Olsen et al. (2012) montrent également un rapport inversement corrélé de la NAO avec les précipitations et les températures de surface au Groenland au cours des derniers 5 200 cal ans BP. Au contraire, une NAO à tendance positive (remontée vers le Nord de l'Anticyclone des Açores) est souvent associée à un maximum d'activité solaire (Marshall et al., 2001 ; Kirov et Georgieva, 2002 ; Gimeno et al., 2003). Une NAO à tendance positive se caractérise par des précipitations hivernales, une augmentation de l'humidité et une intensification des tempêtes au Nord de l'Europe (e.g. Marshall et al., 2001). Elle est également associée à une diminution de l'extension de la glace de mer et par conséquent à une augmentation temporaire du flux de glaces exportées de la région arctique (Dickson et al., 2000). Au niveau de la péninsule ibérique, cette remontée de l'anticyclone est responsable de vents originaires du Nord-Est qui entrainent des conditions d'upwellings à l'Ouest de la péninsule ibérique (Frouin et al., 1990). Par ailleurs, Björck et al, (2006) ont mis en évidence que les températures et les précipitations dans les Açores ont également varié, au cours de l'Holocène, suivant l'intensité de la NAO. Aravena et al. (2009) montrent également une corrélation importante entre les températures de surface de la côte basque et l'indice NAO.

2.1.2. Oscillation Arctique

Le second système atmosphérique, plus général, est formé d'une cellule de haute pression arctique entourée de cellules de basse pression dont la cellule islandaise (e.g. Hurrell et al., 2003). L'ensemble de ces cellules constitue l'Oscillation Arctique (AO). L'AO influencerait la réduction actuelle du couvert de glace arctique. En effet, Rigor et Wallace, (2004) soulignent le lien existant entre la récente tendance hivernale positive de l'AO et l'affinement du couvert de glace arctique, ce qui en retour permet des échanges de chaleur plus important entre l'océan et l'atmosphère environnante.

L'AO et la NAO interagissent entre elles (cf. Hurrel et al., 2003 ; Woolings et al., 2010 ; Moore et al., 2013) et Wallace (2000) suggère que la NAO et l'AO représentent un seul et même phénomène vue sous deux angles distincts (cf. review de Marshall et al., 2001). Bien que les intéractions entre l'AO, la NAO et les autres modes de circulation atmosphérique ne soient pas encore bien définies (cf. Hurrel et al., 2003, 2009), l'influence de l'AO et de la NAO sur les températures atmosphériques de surface dans l'hémisphère Nord n'est quant à elle plus à démontrer (Ruddiman, 2003 ; Cohen et Barlow, 2005). Cependant, aucun de ces deux systèmes de circulation atmosphérique n'est directement responsable du réchauffement climatique global observé actuellement (Cohen et Barlow, 2005).

2.1.3. Rôle de la circulation atmosphérique

Le système atmosphérique est dans une large mesure le moteur de la circulation océanique de surface, partiellement responsable du réchauffement climatique observé en Atlantique Nord. En effet, Dickson et al. (2000) mettent en évidence qu'un réchauffement sous les hautes latitudes est généralement associé à une arrivée massive d'eaux chaudes en Atlantique Nord et une formation moins importante de glace de mer en hiver, en lien avec un indice NAO positif. Ces conditions conduisent une réduction de la circulation thermohaline, notamment au niveau du passage islandais (e.g. Boessenkool et al., 2007). Des enregistrements holocènes ont également permis de mettre en évidence le rôle de la NAO ou d'un système atmosphérique similaire sur le climat et la circulation hydrologique passés (Seppä and Birks, 2001 ; Boessenkool et al., 2007 ; Trouet et al., 2009).

2.2. La circulation thermohaline (THC)

La circulation thermohaline est induite par des gradients de température et de salinité établis entre les tropiques et les pôles. Ces gradients trouvent leur origine dans l'insolation, plus marquée au niveau des tropiques et dans les échanges de chaleur entre l'océan et l'atmosphère, au niveau des pôles notamment. Un schéma général de cette circulation est présenté en Figure I.3, un schéma plus détaillé de la circulation en Atlantique Nord est présenté en Figure I.4.

2.2.1. Circulation océanique de surface

La région des Caraïbes est un bassin d'évaporation, où la salinité et la température des eaux de surface sont très élevées. Le fort gradient qui s'établit entre les eaux de surface polaires (froides et peu salées), et les eaux tropicales (chaudes et salées), entraîne un mouvement des masses d'eaux du sud vers le nord, dont le Gulf Stream appelé également dérive nord atlantique (NAD ; North Atlantic Drift), en est la face visible. Ce courant pénètre dans les mers nordiques et longe la côte norvégienne. Il prend alors le nom de courant norvégien (NW ; Norwegian Current). Cette masse d'eau chaude remonte vers le pôle, ou par le biais de la formation de glace de mer, elle se densifie, plonge et alimente la circulation océanique profonde (cf. I.2.2.2.). Une partie des eaux de surface, notamment celles issues des eaux de fonte de la banquise, et des glaciers environnants forment le courant retour Est groenlandais (EGC ; East Groeland Current) (Blindheim and Østerhus, 2005), dirigé vers le Sud. Celui-ci est alimenté par des eaux arctiques en mer du Labrador (Figure I.3 et I.4).

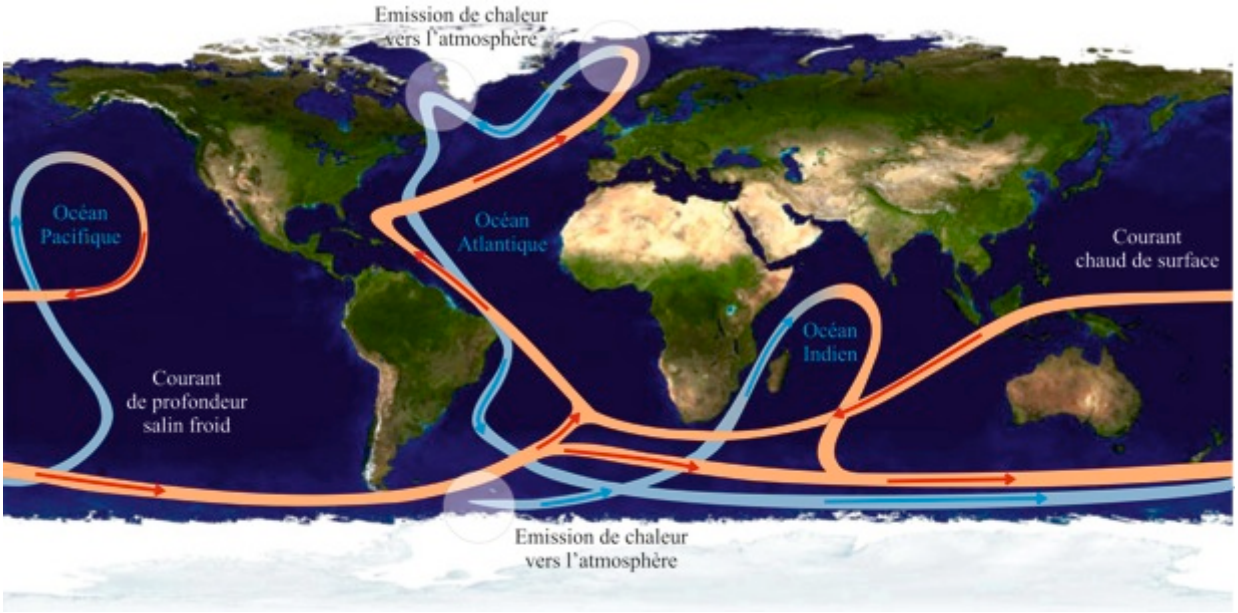


Figure I.3 : Circulation thermohaline schématique à l'échelle mondiale (d'après IPCC, 2001). Les flèches rouges représentent la circulation océanique de surface. Les flèches bleues représentent la circulation océanique profonde.

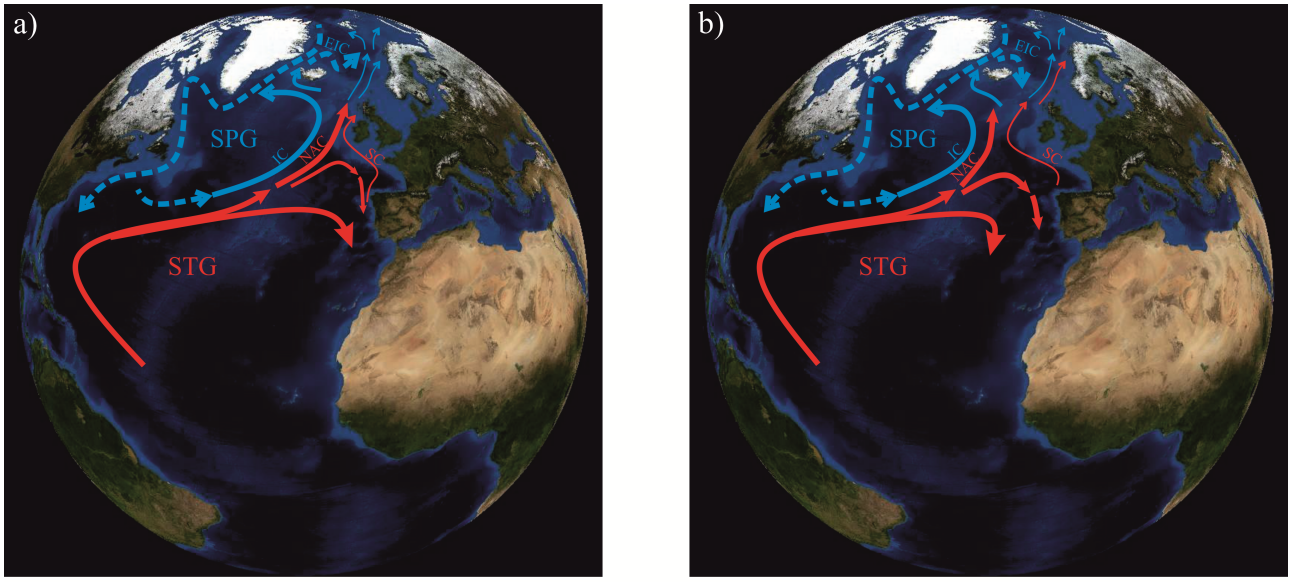
2.2.2. Interactions océan-atmosphère et plongement des eaux de surface

Au seuil d'entrée des mers arctiques, les eaux de surface atlantiques (NAD), relativement chaudes et salées, se densifient au contact de la veine d'eau salée méditerranéenne (MOW – Mediterranean Outflow Water) qui remonte vers la surface au niveau de l'Irelande (van Aken, 2000a ; McCartney et Mauritzen, 2001). Dans les bassins groenlandais, norvégien et islandais, ces eaux subissent un refroidissement du fait des échanges de chaleur avec l'atmosphère plus froide et plongent. Que ce soit dans les bassins groenlandais, norvégien,

islandais ou dans le bassin de la mer du Labrador, des eaux de fond sont formées et constituent la masse d'eaux profondes Nord Atlantique (NADW – North Atlantic Deep Water) que l'on peut détailler comme étant constituée de la masse d'eau islando-écossaise (Island Scottland Outflow Water – ISOW) et la masse d'eau de la mer du Labrador (Labrador Sea Water – LSW) (Meincke, 2002). Ces eaux de fond parcourent le globe et ne refont surface que quelques milliers d'années plus tard, sous la forme de remontées d'eaux profondes (*upwellings*), généralement dans l'océan Pacifique et dans l'océan Indien. Leur retour en Atlantique Nord se fait par une circulation de surface (Figure I.3). D'autres processus sont impliqués dans la formation d'eaux profondes, comme la formation de glace de mer. La glace de mer se forme généralement en hiver lorsque les températures des eaux salées de surface atteignent des valeurs extrêmement faibles (-1,8°C). Il en résulte un couvert de glace (banquise), constitué pour l'essentiel d'eau douce. La fonte estivale d'une partie de la banquise ainsi que des apports d'eaux douces en provenance des continents facilitent la formation de nouvelle glace de mer (Blindheim et Osterhus, 2005 ; Polyak et al., 2010). En effet, ces eaux peu salées et froides gèlent à une température plus élevée (0°C) que celle de l'eau de mer. Le sel est rejeté hors de la glace nouvellement formée et entraîne une sursalure des eaux sous-jacentes à la glace de mer. Ces eaux plus denses de par leur température faible et leur salinité élevée plongent dans les différents bassins où la banquise se forme (Blindheim et Osterhus, 2005). Le couvert de glace de mer, contribue par des rétroactions positive ou négative à moduler le climat terrestre (cf. Polyak et al., 2010).

2.2.3. Variations de la circulation thermohaline

La circulation thermohaline a varié au cours du temps (Rasmussen et al., 1996 ; Stocker et Johnsen, 2003 ; Thornalley et al., 2011a, 2011b). Les grandes glaciations issues des variations des paramètres orbitaux, sont accompagnées d'un ralentissement général de la circulation thermohaline (Thornalley et al., 2011a, 2011b), diminuant les apports de chaleur au niveau des pôles. En conséquence, le couvert de glace est maintenu et la formation d'eaux profondes est moins importante (Thornalley et al., 2011b). Ces phénomènes entrainent l'extension progressive du couvert de glace, et décalent la formation d'eaux profondes vers le sud (Thornalley et al., 2011b). Un couvert de glace étendu engendre un albedo élevé et maintient des températures froides. Au contraire, une circulation plus rapide comme c'est le cas lors des épisodes interglaciaires, augmente les apports de chaleur et entraîne la fonte partielle du couvert de glace à l'origine d'une diminution de l'albedo et d'une augmentation des températures. Cette fluctuation de la circulation océanique de surface est également observée au sein même des épisodes glaciaires et interglaciaires, caractérisés par des périodes plus ou moins chaudes (Bond et al., 1997 ; 2001).



Circulation des gyres supbolaires et subptropicales phase de NAO positive

Circulation des gyres supbolaires et subptropicales phase de NAO négative

Figure I.4 : Circulation océanique de surface schématique des gyres subpolaires (SPG) et subtropicales (STG) en Altantique Nord a) en phase de NAO positive ; b) en phase de NAO négative ; avec SC : courant de pente (*Slope Current*), IC : courant d'Irminger (*Irminger Current*) ; NAC : courant Nord Atlantique North Atlantic Current) et EIC : courant Est islandais (*East Iceandic Current*). Les flèches rouges (bleues) indiquent les courants chauds (froids). En phase de NAO positive, la NAC pénètre plus loin en Atlantique Nord. En phase de NAO négative, la NAC et l'IC sont déviés vers l'ouest, et le courant retour est plus marqué (d'après Staines-Urias et al., 2013).

Le Golfe de Gascogne est baigné par le reflux d'eaux issues de la NAD. Situé entre le front des Açores et la zone dépressionnaire Islandaise qui constituent la NAO (Stephenson et al., 2000), ce site permet d'étudier les circulations océanique et atmosphérique impliquées dans les variations climatiques.

3. L'Holocène

Des mesures du ratio isotopique de l'oxygène ($\delta^{18}O$) réalisées sur les carottes de glace groenlandaises (GISP II ; Figure I.1) mettent en avant des variations considérables des températures de surface au sein des périodes glaciaires et interglaciaires (Dansgaard et al., 1993). En comparaison, le dernier interglaciaire (Holocène) qui s'étend sur 11 500 ans, parait relativement stable (Dansgaard et al., 1993 ; Figure I.1). Cependant, une variabilité cyclique millénaire a été mise en évidence au cours de l'Holocène par Bond et al. (1997, 2001), caractérisée par la présence récurrente de grains détritiques transportés par les glaces ou *Ice Rafting Debris* (IRD). Les auteurs ont associé la présence de ces IRD à des variations de l'activité solaire laissant sous entendre qu'une variabilité climatique holocène existait en Atlantique Nord. Depuis lors, une

multitude de travaux ont été réalisés dans le but de caractériser cette variabilité, notamment sous les hautes latitudes (Andruleit et Baumann, 1998 ; Ruddiman et al., 2003 ; Ślubowska-Woldengen et al., 2008 ; Cunningham et al., 2013). Un tableau récapitulatif des principaux résultats issus de la littérature est présenté en Tableau I.1.

3.1. Variabilité globale

Les changements climatiques qui ont eu lieu durant l'Holocène relèvent des variations des facteurs forçants décrits dans le paragraphe 2. La réponse de l'environnement terrestre à ces facteurs forçant globaux (paramètres orbitaux) ou locaux (circulation océanique et atmosphérique) varie suivant la région considérée (Mayewski et al., 2004 ; Wanner et al., 2011). Plusieurs périodes sont distinguées (approximativement : 11 500 – 9 500 ; 9 500 - 6 000 ; 6 000 – 3 000 ; 3 000 cal ans BP – actuel) dont la durée et l'amplitude diffèrent suivant les régions considérées (Mayewski et al., 2004 ; Andersen et al., 2004a ; Wanner et al., 2011).

Par exemple, l'intervalle 9 500 – 6 000 ans BP aussi appelé maximum thermique holocène ou encore optimum climatique holocène (HTM) se caractérise par des températures de surface élevées en Atlantique Nord (Marchal et al., 2002 ; Rasmussen et al., 2003 ; Andersen et al., 2004a, 2004b ; Kim et al., 2004), des précipitations intenses en Afrique sahariennes (*African Humid Period*) jusqu'aux environs de 5 500 cal ans BP (Braconnot et al., 2000 ; Kim et al., 2007). L'intervalle 6 000 – 3 000 cal ans BP voit une diminution progressive des températures de surface en Atlantique Nord (Marchal et al., 2002 ; Rasmussen et al., 2003 ; Kim et al., 2004) et une augmentation des températures de surface à l'Est de la Méditerranée, en Mer Rouge (Marchal et al., 2002 ; Sarnthein et al., 2002 ; Kim et al., 2004) ainsi que dans le Pacifique Nord (Sarnthein et al., 2002 ; Kim et al., 2004).

Au cours des derniers 3 000 ans, on voit apparaître des variations climatiques plus fréquentes (la période chaude romaine (RWP), la période froide « Ages Sombres », l'anomalie climatique (chaude) médiévale (MCA), le petit âge glaciaire (LIA) - Jones et al., 2001). Ces périodes d'abord décrites en Atlantique Nord sont en fait observées un peu partout dans le monde. Par exemple, la transition entre le MCA et le LIA est marquée par une diminution de la mousson asiatique suggérant un lien fort entre les différents systèmes atmosphériques terrestres (Zahn, 2003 ; Björck et al., 2006 ; Hong et al., 2009). Les variations de la mousson asiatique seraient en effet synchrones des traceurs de la NAD (Porter et Weijian, 2006). Les anomalies de températures négatives en Atlantique Nord sont accompagnées par une réduction de la mousson indienne et une intensification de la mousson d'été Est asiatique (Sarnthein et al., 2002 ; Hong et al., 2009) ainsi que par une intensification du phénomène El-Niño (Hong et al., 2009).

Superposés à ces grandes tendances, des événements climatiques cycliques (Bond et al., 1997, 2001) et de grande ampleur, comme l'événement «8.2» par exemple (Lajeunesse, 2012 ; Young et al., 2012) qui est visible depuis l'Atlantique Nord jusqu'en Afrique Nord-Ouest (Alley et al., 1997 ; deMenocal et al., 2000 ; Kim et al., 2007) sont observés et plusieurs périodes de changement climatique rapide (9 000 – 8 000, 6 000 – 5 000, 4 200 –3 800, 3 500–2 500, 1 200–1 000, et 600–150 cal yr BP) sont caractérisées par un refroidissement polaire, une aridité tropicale et une réorganisation du système atmosphérique (Mayewski et al., 2004).

3.2. Atlantique Nord et Arctique

Du fait de la présence de glace de mer, le système climatique en Atlantique Nord est extrêmement sensible aux variations des paramètres orbitaux (insolation d'hiver et d'été), aux précipitations, aux apports d'eaux douces, ainsi qu'aux apports de chaleur par l'océan (Renssen et al., 2009 ; Polyak et al., 2010). Cette zone a déjà fait l'objet de nombreuses études paléo-environnementales. Il ressort de ces études que la variabilité Holocène en Atlantique Nord semble pouvoir être découpée en quatre grandes périodes.

3.2.1. 11 500 – 9 500 cal ans BP

Le début de l'Holocène est caractérisé par une insolation maximale (Berger et Loutre, 1991) accompagnée de variations de la circulation thermohaline (Sarnthein et al., 1994). Les masses d'eau profondes jusque lors peu ventilées et peu différenciées au deçà de 2000 m de profondeur (Sarthein et al., 1994) se distinguent du fait de l'intensification de la circulation océanique de surface en Atlantique Nord (Thornalley et al., 2009; Ólafsdóttir et al., 2010 ; Thornalley et al., 2011). Parallèlement la superficie de la banquise arctique diminue drastiquement au début de l'Holocène (Polyak et al., 2010). Rasmussen et Thomsen (2004) et Ślubowska-Woldengen et al., (2008) suggèrent que les apports de chaleur par la NAD seraient en partie responsables de ce phénomène. La fonte de la banquise et des calottes glaciaires jusqu'alors très étendues dans l'hémisphère nord, entraîne une décharge importante d'eau douce et fraîche qui perturbe la circulation océanique, sensible aux variations de salinité et de température. Bien que les températures de surface enregistrées soient instables et relativement froides (Eynaud et al., 2004 ; Slubowska et al., 2005), le début de l'Holocène (~11 500 – 9 500 ans BP) peut globalement être qualifié de chaud en comparaison avec le dernier glaciaire (Giraudeau et al., 2004 ; Ólafsdóttir et al., 2010 ; Bendle, 2011). Eynaud et al. (2004) montrent par ailleurs dans un enregistrement au sud de l'Islande que les températures estimées dépendent très largement du proxy utilisé (i.e foraminifères versus dynocistes) et de sa sensibilité aux paramètres biotiques et abiotiques (températures, disponibilité en nutriments, productivité primaire par exemple).

3.2.2. 9 500 - 6 000 cal ans BP

L'intervalle 11 500 – 9 500 cal ans BP est suivi d'une période d'optimum climatique (HTM ; Holocene Thermal Maximum) entre 9 500 et 6 000 cal ans BP (Eynaud et al., 2004 ; de Vernal et Hillaire-Marcel, 2006) retardée de 1 000 à 3 000 ans par rapport au maximum d'insolation (Kaplan et Wolfe, 2006). L'initiation et la durée de cette phase varient suivant le lieu (Andersen et al., 2004a, 2004b). La fonte des calottes glaciaires Laurentide et Scandinave, ainsi que leurs résidus seraient à l'origine de cette différence observée (Kaplan et Wolfe, 2006). La glace se maintiendrait par une rétroaction positive retardant ainsi l'initiation de l'optimum climatique. Cependant la fonte générale des glaciers durant cette période, et plus particulièrement le

déversement massif et rapide d'eaux de fonte laurentidiennes en un point ciblé de l'Atlantique Nord, aurait entraîné une brève interruption de la circulation thermohaline et du maximum thermique. Il s'agit de l'événement « 8.2 » marqué par un refroidissement des eaux de surface en Atlantique Nord (Alley et al., 1997 ; de Menocal et al., 2000 ; Kim et al., 2007). Cependant, cet événement serait partie intégrante d'une période de refroidissement plus générale forcée par des minima d'activité solaire successifs (e.g. Rohling et Pälike, 2005 ; Wanner et al., 2011). Andersen et al. (2004a) estiment l'optimum climatique Holocène entre 9 500 et 6 500 cal ans BP, Kaplan et Wolfe (2006) l'estiment entre 10 000 et 8 000 cal ans BP à l'Est de l'Atlantique et entre 8 000 et 6 000 cal ans BP à l'Ouest, alors que Seppä et Birks (2001) l'estiment sur la péninsule Fenno-scandinave entre 8 000 et 6 500 cal ans BP. Benito Garzón et al. (2007) observent sur la péninsule ibérique un optimum climatique au milieu de l'Holocène (6 000 cal ans BP - plus généralement estimé entre 8 000 et 4 000 cal ans BP dans la littérature), associé à des températures et des précipitations plus élevées qui correspondent à une extension des faunes arboricoles en Europe. L'accélération de la NAD et de son prolongement le courant norvégien (NC) est souvent associée à des périodes de températures élevées (Kerwin et al., 1999 ; Giraudeau et al., 2000, 2004 ; Hald et al., 2007 ; Ślubowska-Woldengen et al., 2008 ; Giraudeau et al., 2010), c'est-à-dire que la circulation globale est intensifiée au début de l'Holocène (Rasmussen et al., 2003 ; Thornalley et al., 2009). La production d'eaux profondes (NADW) est également plus intense par rapport au dernier maximum glaciaire (Thornalley et al., 2011b). Rimbu et al. (2003) suggèrent que le début de l'Holocène aurait été dominé par un système atmosphérique à tendance positive similaire à la NAO actuelle (Figure II.2) et que la fin du HTM aux environs de 6 000 cal ans BP, suite à la diminution de l'insolation, serait marquée par une NAO à tendance négative (Andersen et al., 2004a).

3.2.3. 6 000 – 3 000 cal ans BP

La NAO à tendance négative qui caractérise l'intervalle 6 000 – 3 000 cal ans BP est associé à un ralentissement de la NAD (Oppo et al., 2003 ; Kaplan et Wolfe, 2006 ; Hong et al., 2009). Parallèmenent, un refroidissement général des températures de surface sous les hautes latitudes (Andersen et al., 2004b ; Moros et al., 2004 ; Kaplan et Wolfe, 2006), probablement dû à la diminution de l'insolation d'été (Berger et Loutre, 1991) est observé. Cet intervalle peut parfois être interrompu par des épisodes plus froids et de courte durée (Mayewski et al., 2004 ; Kaplan et Wolfe, 2006).

3.2.4. 3 000 cal ans BP – actuel

La période comprise entre 3 000 cal ans BP et l'actuel est considérée comme relativement froide (Andersen et al., 2004a, 2004b). Néanmoins, les archives historiques mettent en évidence des variations climatiques au cours de l'Holocène récent. Au travers de carottes haute résolution, Spielhagen et al. (2011) ont mis en évidence à l'Est du Svalbard, une augmentation des températures durant les derniers 150 ans et des auteurs tels que deMenocal (2000), Andersson et al. (2003), Andrews et Dunhill (2004), Giraudeau et al. (2004), Hald et al. (2007), Olafsdottir et al. (2010), Yan et al., (2011) observent le LIA entre 600 et 300 ans BP

(Andersson et al., 2003), ou encore la MCA entre 800 et 550 ans BP (Andersson et al., 2003 ; Goosse et al., 2006 ; Trouet et al., 2009) et qui pourrait être due à une intensification de la circulation Atlantique en lien avec une NAO positive (Trouet et al., 2009). Plus récemment encore Cunningham et al. (2013) ont réalisé un enregistrement composite des températures de surface (SST) du Nord Est de l'Atlantique Nord des derniers 1 000 cal ans BP. Les enregistrements montrent des différences de SST entre les régions, et au sein même des régions considérées. Le signal obtenu constitue un compromis. Les auteurs mettent en évidence un MCA particulièrement marqué avant 750 cal ans BP suivi d'une diminution progressive des températures de surface initiée aux environs de 700 cal ans BP. Cette tendance persiste jusqu'au début du 20ème siècle (50 cal ans BP), alors que les températures actuelles semblent sont proches de celles estimées au cours de la MCA.

3.3. Péninsule ibérique et Golfe de Gascogne

Le G de G est situé entre les zones de haute et basse pression de la NAO, localisées respectivement au niveau des Açores et de l'Islande. Au Sud-Ouest (Rivigère Tagus) et au Nord-Ouest (Ria de Vigo) de la péninsule ibérique, Abrantes et al. (2005) et Bernárdez et al. (2008) ont constaté dans un enregistrement holocène une dominance de l'influence continentale à proximité des rivières et des fleuves lors des phases négatives de la NAO. De même, à chaque changement climatique notable (refroidissement, réchauffement), la fréquence des dépôts fluviaux au Nord-Ouest de l'Espagne se fait plus importante (Thorndycraft et Benito, 2006 ; Benito et al., 2008). Des périodes de plus fort débit des rivières sont observées plus généralement sur la péninsule ibérique entre 11 170 – 10 230 ; 9 630 – 8 785 ; 7 980 – 6 860 ; 5 800 – 4 800 ; 3 880 – 3 085 ; 2 895 – 1 820 ; 1 300 – 0 cal ans BP (Benito et al., 2008) et l'optimum climatique Holocène est caractérisé par des dépôts de faible énergie (Thorndycraft et Benito, 2006). L'optimum climatique semble être situé entre 8 000 et 4 000 ans BP (Benito Garzón et al., 2007). Au cours des derniers 4 300 ans, des changements de régime des précipitations ainsi que des variations de températures en milieu marin comme en milieu continental sont décrites, notamment autour de la péninsule ibérique (Diz et al., 2002 ; Benito et al., 2003 ; Desprat et al., 2003 ; Thorndycraft et Benito, 2006 ; Moreno et al., 2008). On définit ainsi plusieurs périodes :

-Entre 4 500 et 3 900 cal ans BP une période d'aridité accrue est observée (Thorndycraft et Benito, 2006).

- L'intervalle 3 950 - 3 000 cal ans BP est une période chaude relativement sèche (Mayewski et al., 2004 ; Martín-Puertas et al., 2008) entrecoupées par de brefs épisodes froids (Martín-Chivelet et al., 2011) ;

- L'intervalle 3 000 - 2 500 cal ans BP correspond à une période relativement froide (Desprat et al., 2003 ; Martin-Chivelet et al, 2011) et caractérisée par des précipitations importantes ;

- Entre 2 500 -1 650 cal ans BP, la période chaude romaine présente des températures et un régime de précipitations élevés (Desprat et al., 2003 ; Martín-Puertas et al., 2010 ; Pena et al., 2010) avec des températures maximales entres 2 150- 1750 cal ans BP (Martin-Chivelet et al., 2011). Cette période bien caractérisée par une NAO à tendance négative (Björk et al., 2006 ; Olsen et al., 2012), apparait comme relativement humide dans le sud de l'Espagne (Martín-Puertas et al., 2008, 2011) ;

- Les âges sombres (1 500 – 1 000 cal ans BP) sont caractérisés par un climat sec et des températures relativement faibles (Desprat et al., 2003 ; Ljungqvist, 2010 ; Martin-Chivelet et al., 2011);

- La période chaude médiévale (1 000 – 550 cal ans BP) qui montre des températures globalement plus élevées (Andersson et al., 2003 ; Desprat et al., 2003 ; Abrantes et al. 2005 ; Álvarez et al., 2005 ; Martin-Puertas, et al. 2008 ; Trouet et al., 2009 ; Martin-Chivelet et al., 2011) serait relativement sèche (Jalut et al., 2000) et caractérisée par une circulation atmosphérique intense (Björk et al., 2006 ; Martin-Puertas et al., 2008). Cependant Olsen et al. (2012) n'observent aucune corrélation claire entre la circulation atmosphérique et le MCA ;

- Le petit âge glaciaire (550 – 90 cal ans BP), est caractérisé des températures faibles (Desprat et al., 2003 ; Martin-Chivelet et al., 2011) et par un régime de précipitations variables (Jones et al., 2001 ; Diz et al., 2002 ; Desprat et al., 2003 ; Moreno et al., 2008). Son origine, encore débattue, pourrait être attribuée à une circulation atmosphérique à tendance négative (Trouet et al., 2009 ; Olsen et al., 2012) en relation avec un minimum d'activité solaire (Stuiver et al., 1995 ; Desprat et al., 2003). Certains auteurs corroborent également cette période à une activité volcanique intense (Abrantes et al., 2005 ; Alvarez et al., 2005) ;

- Enfin, l'influence anthropique est clairement visible à partir de 950 ans BP sur la péninsule ibérique (Desprat et al., 2003 ; Sorrel et al., 2010) mais c'est au cours des derniers 500 ans qu'une différence entre les enregistrements terrestres et marins apparait sur la péninsule ibérique (Desprat et al., 2003 ; Martin-Puertas et al., 2010).

A l'Ouest de la péninsule ibérique, Martins et al. (2006), montrent que les *upwellings* sont plus fréquents durant les derniers 2 200 ans lorsque les vents proviennent du Nord, c'est-à-dire lors des périodes de NAO à tendance positive, entre 2 200 et 1 200 cal ans BP et entre 500 cal ans BP et l'actuel. Ceci est également observé par Álvarez et al. (2005). Ces *upwellings* sont synonymes d'environnements à faible énergie en comparaison avec l'influence côtière exercée au cours de l'intervalle 4 800 – 2 200 cal ans BP (Martins et al., 2006). Ils sont à l'origine d'une augmentation de la productivité de surface ainsi que d' apports plus fins et plus riches de matière organique (MO) vers les sédiments, conduisant à un environnement particulièrement eutrophe (i.e. riche en MO labile). Ces conditions favorisent la présence d'espèces benthiques tolérantes à l'hypoxie (faibles concentrations en oxygène ; $0 < [O_2] < 63$ µmol.l^{-1} ; Middelburg et Levin, 2009). Depuis la fin du petit âge glaciaire, l'environnenemt tend à devenir plus eutrophe, peut être en lien avec une influence anthropique croissante (Alves Martins et al., 2006) plutôt qu'à des upwellings plus fréquents. Les connaissances acquises sur les conditions hydrologiques à l'Ouest de la péninsule ibérique nous seront utiles pour tenter de déterminer quelles étaient les conditions hydrologiques dans le G de G au cours de l'Holocène. Outre la variabilité climatique atmosphérique, l'Holocène est caractérisé par une augmentation rapide du niveau marin d'environ 30m entre 11 000 et 8 000 cal ans BP et d'environ 10m entre 8 000 et 6 000 cal ans BP (Lambeck, 1997 ; Waelbroeck et al., 2002) susceptible de modifier le trait de côte et d'influencer les environnements marginaux côtiers comme le G de G (Lambeck, 1997). Par exemple, Leorri et Cearreta (2004) montrent que les estuaires modernes du G de G ont commencé à se développer aux environs de 8 500 cal ans BP suite à l'augmentation post - glaciaire du niveau marin. L'élévation du niveau marin semble stabilisé depuis environ 6 000 cal ans BP (Lambeck, 1997 ; Waelbroeck et al., 2002).

Temps (cal ans BP)	Périodes climatiques	LIEU			
		Péninsule ibérique		Atlantique Nord	Global
0	réchauffement climatique actuel	Upwellings plus fréquents au large de la péninsule ibérique durant NAO+ (Martins et al., 2006) RWP, MCA et LIA détectés (Desprat et al., 2003; Martin-Chivelet et al., 2011)	NAO positive	Augmentation importante des T°C, fonte du couvert de glace arctique (GIEC, 2007 ; Spielhagen et al., 2011)	
100			NAO négative	Ralentissement de la NAC Episode froid (LIA) (Yan et al., 2011)	Passage du MCA au LIA diminution de la mousson d'été asiatique = Connexion des cellules atmosphériques différente (Zahn, 2003 ; Björk et al., 2006; Hong et al., 2009)
200	Petit Âge Glaciaire (LIA - Little Ice Age)				
300					
400					
500					
600	Anomalie Climatique Médiévale (MCA)		NAO positive (Trouet et al., 2009)	Périodes chaudes Accélération du courant Nord Atlantique (Andersson et al., 2003 ; Goosse et al., 2006)	
700					
800					
900					
1 000					
1 100	Âges Sombres				
1 200					
1 300					
1 400					
1 500	Période chaude Romaine				
1 600					
1 700					
1 800					
1 900					
2 000					
2 100					
2 200					
2 300	période froide	précipitations importantes (Benito et al., 2008)	NAO négative (Olsen et al., 2012)	Plusieurs épisodes froids de courte durée (Mayewski et al., 2004 ; Kaplan et Wolfe, 2006)	Forte connexion des cellules atmosphériques (Zahn, 2003 ; Hong et al., 2009)
2 400					
2 500					
2 600					
2 700					
2 800					
2 900					
3 000					
3 100					
3 200					
3 300					
3 400					
3 500					
3 600					
3 700					
3 800					
3 900					
4 000	Optimum climatique Holocène	période d'aridité accrue (Thorndycraft et Benito, 2006)	NAO positive (Marchal et al., 2002 ; Kim et al., 2004)	Ralentissement du courant Nord Atlantique (Oppo et al., 2003 ; Kaplan et Wolef, 2006 ; Hong et al., 2009)	NAO négative = El~Nino plus marqué ; mousson asiatique plus intense ET mousson d'été africaine et indienne plus faibles (Porter et Weijian,2008 ; Hong et al., 2009
4 100					
4 200					
4 300					
4 400					
4 500					
4 600		Maximum thermique Holocène caractérisé par : - des dépôts fluviatiles de faible énergie - 7 980 - 6 860 cal ans BP et 5 800- 4 800 cal ans BP, des débits fluviaux plus importants (Thorndycraft et Benito, 2006 ; Benito et al., 2008)		Diminution des températures de surface (Marchal et al., 2002 ; Kim et al., 2004)	
4 700					
4 800					
4 900					
5 000					
5 100					
5 200					
5 300					
5 400					
5 500					
5 600					
5 700					
5 800					
5 900					
6 000				Optimum climatique déphasé de 1 000 à 3 000 ans par rapportaux maximum d'insolation Initiation et durée diffèrent suivant la région considérée (Andersen et al., 2004 ; Mayewski et al., 2004)	Mousson africaine inense (African Humid Period) durant l'Optimum Cliatmique Holocène (Braconnot et al., 2000; Adkins et al., 2006 ; Kim et al., 2007)
6 100					
6 200					
6 300					
6 400					
6 500					
6 600					
6 700					
6 800					
6 900					
7 000					
7 100					
7 200					
7 300					
7 400					
7 500					
7 600					
7 700					
7 800					
7 900					
8 000					
8 100					
8 200	événement «8.2»		Les périodes de fortes précipitations sont associées à une NAO à tendance négative et/ou à des changements climatiques (Benito et al., 2008)	Evénement froid (8 200 cal ans BP) (Alley et al., 1997 ; Kim et al., 2007 ; Lajeunesse et al., 2012 ; Young et al., 2012)	Evénement «8.2» (Mayewski et al., 2004 ; Wanner et al., 2011)
8 300	maximum thermique Holocène				
8 400					
8 500					
8 600					
8 700		précipitations importantes (Benito et al., 2008)		Circulation de surface et thermohaline relancées (Sarthein et al., 1994 ; Olfasdottir et al., 2010 ; Thornalley et al., 2009, 2011)	Perturbations cycliques (2 000 à 3 000 ans) synchrones aux dépôts d'IRD observés en Atlantique Nord (Alley et al., 1997 ; Bond et al., 1997, 2001 ; Mayewski et al., 2004 ; Kim et al., 2007 ; Wanner et al., 2011)
8 800					
8 900					
9 000					
9 100					
9 200					
9 300					
9 400					
9 500					
9 600	Fin du Younger Dryas / Début Holocène			Diminution de l'insolation d'été (Berger et Loutre, 1991) Insolation d'été maximum (Berger et Loutre, 1991) Circulation thermohaline plus rapide (Olafsdottir et al., 2010 ; Thornalley et al., 2009, 2011) Réduction du couvert de glace arctique (Polyak et al., 2010) Températures de surface élevées et instables (Rasmussen et Thomsen, 2004 ;Slubowska et al., 2008)	
9 700					
9 800					
9 900					
10 000					
10 100					
10 200					
10 300					
10 400					
10 500					
10 600					
10 700					
10 800					
10 900					
11 000					
11 100					
11 200		précipitations importantes (Benito et al., 2008)			
11 300					
11 400					
11 500					

Tableau I.1 : Tableau récapitulatif des principales caractéristiques de la variabilité Holocène à l'échelle globale, de l'Atlantique Nord et de la péninsule ibérique.

4. Le Golfe de Gascogne

Situé entre la côte ouest française et la côte nord espagnole, le G de G (48 - 43°N ; 10-1°W ; Figure I.5), est connecté à l'Atlantique Nord Est et à la mer celtique (Lazure et al., 2009). C'est une baie ouverte sur l'océan Atlantique et divisée en deux parties (le plateau continental,et plaine abyssale),séparées par une rupture de pente La largeur du plateau continental est variable, allant de 30 à 40 kilomètres au large des côtes espagnole, 50à 150 kilomètres au large des côtes basque et aquitaine,, à 180 km au large de la Bretagne et à l'entrée de la Manche (Koutsikopoulos et LeCann, 1996). La profondeur de la colonne d'eau sur plateau continental varie entre 0 et 200 - 300m de profondeur, tandis qu'elle est d'environ 4 000m pour la plaine abyssale. Le plateau continental est incisé de profonds canyons (Mulder et al., 2001 ; Toucanne, 2008 ; Hess et Jorissen, 2009). Sa morphologie de fond est régie par la subduction de la croûte océanique Aquitaine sous la croûte continentale Ibérique lors de la collision pyrénéenne durant l'Éocène. Cette zone de collision a pour conséquence la formation du Canyon de Capbreton ainsi que le Plateau des Landes. Notre zone d'étude est située sur le plateau des Landes, bordé de deux canyons, un canyon actif, le Canyon de Capbreton (e.g Mulder et al., 2001 ; Hess et Jorissen, 2009), et un canyon inactif, le Canyon de Cap-Ferret (Heussner et al., 1999 ; Duros et al., 2013). La tête du Canyon de Capbreton, se situe à quelques centaines de mètres au large des plages de Capbreton et est globalement orienté est/ouest.

4.1. Les masses d'eau dans le Golfe de Gascogne

Le Sud Est (SE) du G de G est baigné par plusieurs masses d'eau distinctes, illustrées en Figure I-5.

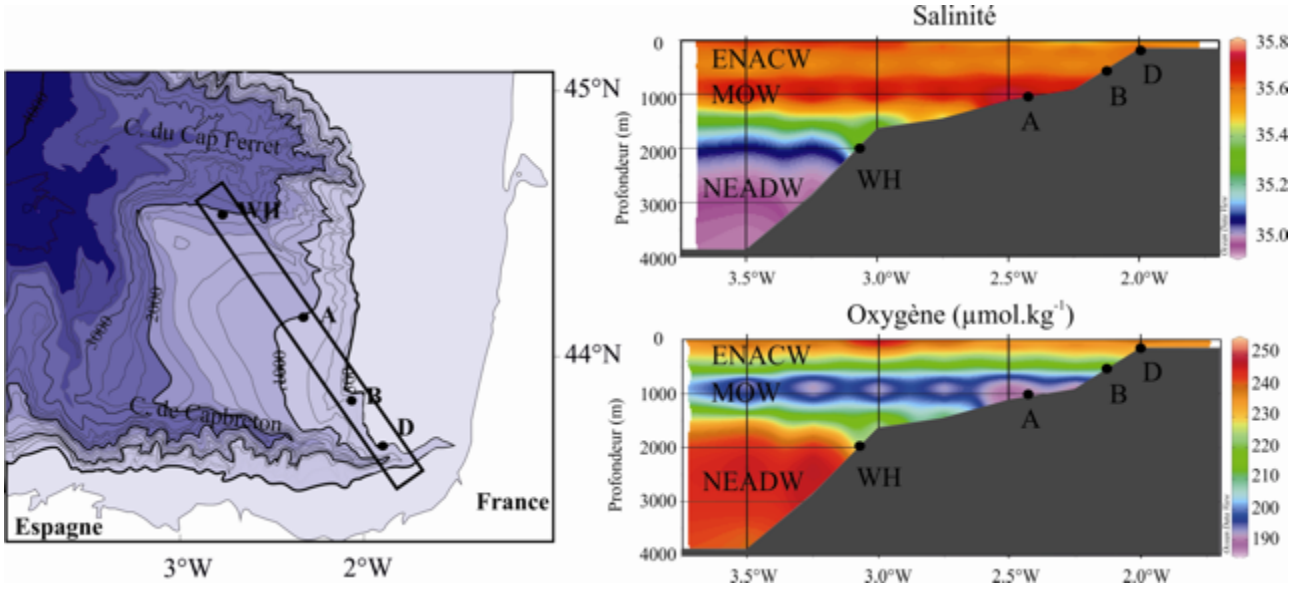


Figure I.5 : a) Carte bathymétrique du SE du Golfe de Gascogne. Les isobathes sont données en mètres ; b) Le transect WH, A, B, et D et les principales masses d'eau actuelles : ENACW (Eastern North Atlantic Central Water), MOW (Mediterranean Outflow Water), et NEADW (North East Atlantic Deep Water) présentées suivant leur profil de salinité ou de concentrations en oxygène (base de données Carina - http://odv.awi.de/en/data/ocean/carina_bottle_data/).

4.1.1. Les masses d'eaux profondes

La plaine abyssale du G de G est baignée par les eaux profondes atlantiques Nord Est (NEADW ; North East Atlantic Deep Water) qui s'étendent jusqu'à environ 3000 m de profondeur (Durrieu de Madron et al., 1999). Cette masse d'eau est issue de l'eau de fond Ouest Arctique (NWADW ; *North West Arctic Deep Water*), elle-même composée de plusieurs masses d'eau *Island Scotland Outflow Water* (ISOW), et *Labrador Sea Water* (LSW) (Lee et Ellett, 1965 ; van Aken, 2000b). L'ISOW et la LSW représentent 80 % de la masse d'eau à l'entrée du G de G et ne composent plus que 50 % de la NEADW à sa sortie (van Aken, 2000b). Van Aken (2000b) conclue grâce à des mesures d'isotopes stables de l'oxygène et des concentrations en sels nutritifs à une transformation des masses d'eaux par mélanges isopycnaux et diapycnaux, ainsi qu'à des upwellings profonds du fait du déséquilibre constaté entre les masses d'eau profondes entrantes et sortantes. Au contact des eaux méditerranéennes sus-jacentes ou MOW (*Mediterranean Outflow Water*) et des eaux profondes antarctiques sous-jacentes (AABW ; *Antarctic Bottom Water*), la NWADW est transformée et forme la NEADW (Van Aken et al., 2000b). Par conséquent, le Golfe de Gascogne est un lieu de transformation des masses d'eau profonde.

4.1.2. Les masses d'eaux intermédiaires

La masse d'eau intermédiaire est composée de deux corps distincts la MOW et la NEACW – North East Atlantic Central Water. La MOW est située entre 600 et 1 300 m de profondeur (van Aken, 2000a) Elle a une salinité élevée (Ambar et al., 2002 ; Schmidt, 2006) comprise entre 35,73 et 35,76 psu (Kuhnt et al., 2013), une faible concentration en oxygène (~3,8 mL L^{-1} ; Le Floch, 1968), une faible concentration en nutriments, et une importante concentration en particules (Ambar et al., 2002). Elle trouve sa source dans plusieurs bassins. Le Golfe du Lyon où la masse d'eau Ouest méditerranéenne profonde (*Western Mediterranean Deep Water* - WMDW) est formée, et le bassin, Levantin ainsi que les mers Egée et Adriatique où la masse d'eau intermédiaire levantine (*Levantin Intermediate Water* - LIW) est formée (Millot, 1999). Une faible composante de la MOW est également constituée par le retour de la veine d'eau Atlantique, qui alimente le bassin méditerranéen (Reid, 1978). A l'origine très chaude et très salée, constituée de deux cœurs distincts, la MOW , lors de son déplacement vers les hautes latitudes, voit ses deux cœurs fusionner (Tsuchiya et al., 1992) et subit des transformations par mélanges diapycnaux et isopycnaux avec les masses d'eau sous - et sus - jacente plus froides et moins salées (respectivement, NEADW et NEACW - Van Aken, 2000a). La NEACW est située entre 200 et 600m de profondeur (van Aken, 2001) pour une salinité comprise entre 35,51 et 35,54 psu (Kunht et al., 2013). Elle a une température comprise entre 10,5 et 12°C (Koutsikopoulos and Le Cann, 1996). Ses eaux sont riches en sels nutritifs et ont une vitesse de déplacement de 1 - 1,3 cm s^{-1} (au total environ 4,5 Sv ; Marshall et al., 1993; Williams et al., 1995).

4.1.3. Eaux de surface

Situées au dessus de la thermocline, les eaux de surface ont des températures et des salinités variables en fonction des saisons. Sur le plateau continental, les fleuves Gironde, Loire et la rivière de l'Adour sont les principaux contributeurs de la masse d'eau de surface (Jouanneau et al., 1999). Le SE du G de G est particulièrement concerné par les débits de la Gironde et de l'Adour (Castaing et al., 1999 ; Jouanneau et al., 1999). La décharge annuelle du fleuve Gironde et de la rivière Adour sont respectivement d'~1 100 m^3 s^{-1} (Schäfer et al., 2002) et ~350 m^3 s^{-1} (Brunet et Astin, 1999). En fin d'hiver et au printemps, le débit de la Gironde peut atteindre un maximum de 6 700 m^3 s^{-1} (Schäffer et al., 2002) tandis que l'Adour peut atteindre des débits de 1000 m^3 s^{-1} (Gil et Sanchez, 2001). Le débit important des rivières durant ces saisons contribue à une stratification importante des masses d'eau. Au niveau de la pente continentale, les eaux de surface sont principalement influencées par un courant de subsurface, en provenance de la marge ibérique et dirigé vers le pôle (Iberian Poleward Current ou IPC), aussi appelé « Navidad Current » lorsqu'il pénètre en surface des eaux du G de G, en hiver (Frouin et al., 1990 ; Garcia-Soto et al., 2002a ; Le Cann et Serpette, 2009 ; Figure I.6). Ces intrusions salines sont de grande importance dans le transport de particules (Valdés et al., 2007). Enfin on observe au niveau de la rupture de pente, la formation de « Swoddies » (*Slope Water Oceanic eddies*, Pingree et Le Cann, 1992). Ceux-ci sont en partie responsables de transports latéraux et verticaux de particules issues du plateau continental (Beaufort et Heussner, 1999 ; Durrieu de Madron et al., 1999 ; Heussner et al., 1999 ; Wollast et Chou, 2001 ; Schmidt et al., 2009).

4.1.4. Interactions

La dynamique des baies est complexe et hétérogène. Les masses d'eau décrites précédemment subissent des modifications importantes au niveau de la rupture de pente du Golfe de Gascogne (van Aken, 2000a, 2000b). Les courants barotropes de marée entrent dans le Golfe de Gascogne par l'océan ouvert (Pairaud et al., 2008, 2010) et se heurtent perpendiculairement à la rupture de pente. Lors du rebond, ces derniers retournent vers le large et sont amplifiées. Une partie, du fait de la stratification importante est transformée en marées internes (New, 1988) qui se propagent jusque dans les plaines abyssales. Ce sont ces ces marées qui sont responsables des mélanges des masses d'eaux et des fronts océaniques dans le Golfe de Gascogne (Le Boyer et al., 2009). Au dessus du plateau continental, la marée joue également un rôle majeur dans le mélange des masses d'eau (van Aken, 2002 ; Pairaud et al., 2008, 2010), tandis que les panaches fluviaux apportent des eaux douces plus ou moins turbides et contribuent à la formation de fronts verticaux thermohalins, c'est notamment le cas en face des estuaires de la Gironde et de la Loire (Castaing et al., 1999).

4.2. Circulation dans le Golfe de Gascogne

4.2.1. Les courants de surface

La circulation océanique de surface du G de G est illustrée Figure I.6. La circulation générale consiste en un reflux de la NAD, dirigée vers le Sud-Est. Elle est composée essentiellement d'eaux atlantiques centrales Nord-Est (NEACW ; North Eastern Central Atlantic Water) et se déplace lentement (Koutsikopoulos et Le Cann, 1996) avec une vitesse moyenne de 2 km jr^{-1} (Pingree et Le Cann, 1992) sous forme d'eddies cycloniques et anticycloniques (Pingree and Le Cann, 1990, 1992 ; Koutsikopoulos and Le Cann, 1996 ; Serpette et al., 2006). Les eddies sont au large l'été et se rapprochent de la côte l'hiver (Koutsikopoulos et al., 1996 ; van Aken, 2002). Un régime atmosphérique responsable d'hivers doux et secs sur le continent (soit des vents provenant du Nord-Ouest) est associé à une rentrée plus importante des eaux Nord Est Atlantique (Borja et al., 2008), dont les propriétés se maintiennent au cours du temps (Valencia et al., 2003). Ces eaux rejoignent ensuite le courant ouest ibérique (Koutsikopoulos et Le Cann, 1996 ; Bode et al., 2002).

Le long de la côte française, un courant de circulation résiduelle alimenté par les rivières (Adour) et les fleuves (Gironde, Loire) est orienté du Sud-Est vers le Nord-Ouest (Pingree et Le Cann, 1990 ; Koutsikopoulos et Le Cann, 1996 ; Lazure et Jégou, 1998).

Une circulation saisonnière s'établit entre les deux courants précédemment cités. Elle est plutôt dirigée vers le sud en automne et en hiver, et vers le nord au printemps et en été (Barthe et Castaing, 1989 ; Pingree et Le Cann, 1990). Un courant dirigé vers le pôle est également observé ponctuellement (Pingree et Le Cann, 1990 ; Varela, 1996 ; Garcia-Soto et al., 2002a). Sa vitesse moyenne est de 5 à 10 cm s^{-1} avec des pointes allant jusqu'à 50 cm s^{-1}. Sa direction et son intensité varient suivant la saison et le lieu où il se trouve (Pingree et Le Cann, 1990 ; Koutsikoupoulos et Le Cann, 1996). Il est originaire de la côte Ouest portugaise et se dissipe généralement à l'entrée du Golfe de Gascogne, il s'agit de l'Iberian Poleward Current (Pingree et Le Cann, 1992; Garcia-Soto et al., 2002a ; Vitorino et al., 2002 ; Le Cann et Serpette, 2009). Certains hivers, lorsque les conditions atmosphériques sont favorables c'est-à dire lorsqu'à l'automne le vent à l'Ouest de la péninsule ibérique provient du Sud-Est et que les températures sont plus chaudes à l'Ouest de l'Europe (i.e. tendance négative de la NAO durant les mois qui précèdent sa présence dans le G de G ; Garcia-Soto et al , 2002 ; Le Cann et Sepertte, 2009), ce courant se propage plus loin dans le Golfe de Gascogne apportant des eaux chaudes et salées. Il est connu sous le nom de courant Navidad en référence à la période de l'année à laquelle il se développe (Frouin et al., 1990 ; Lazure et Dumas, 2008 ; Le Cann et Serpette, 2009).

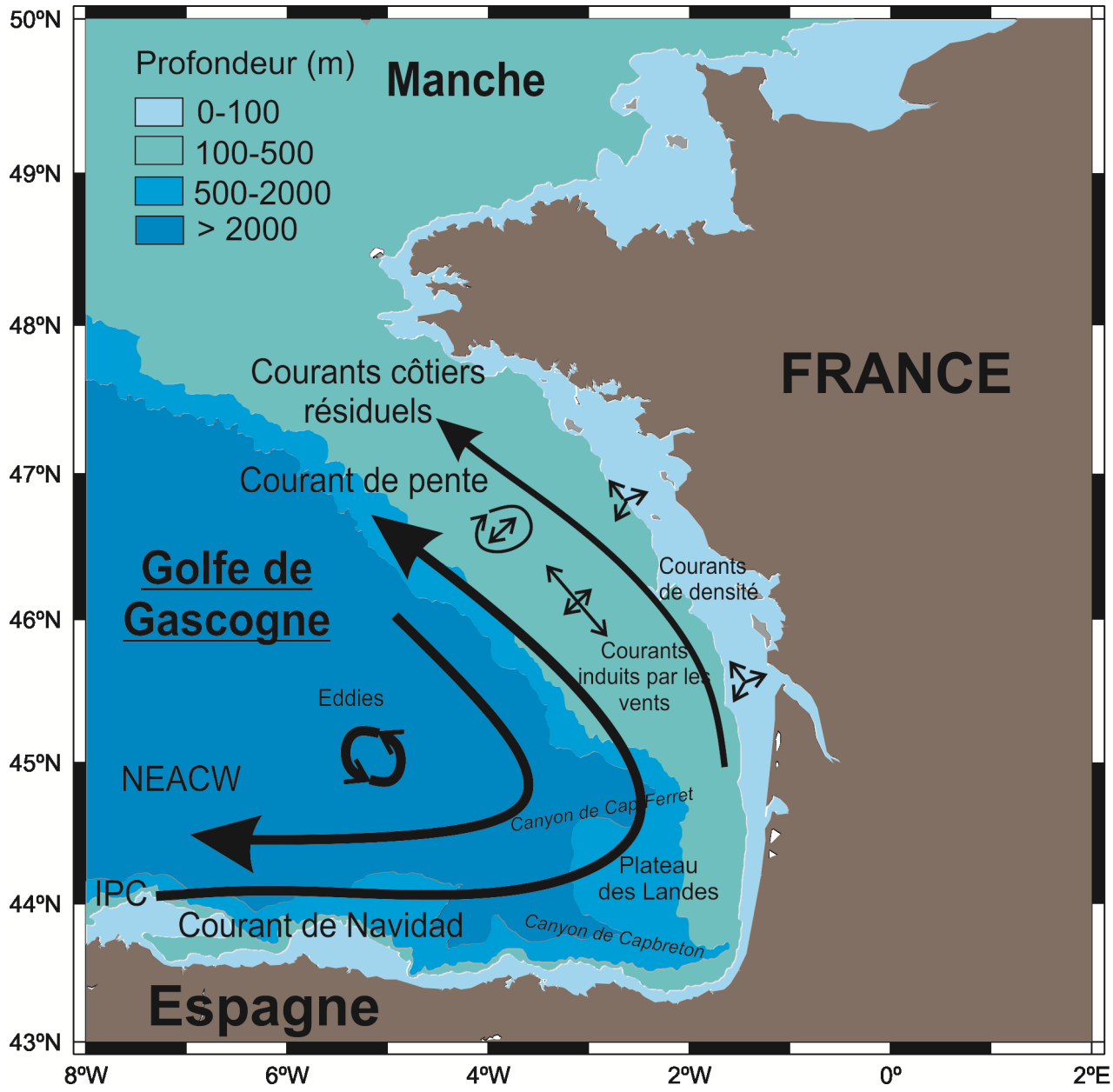


Figure I.6 : Carte bathymétrique du Golfe de Gascogne et circulation océanique de surface (d'après Koutsikopoulos et al., 1996) ; avec IPC (Iberian Poleward Current) et NEACW (North East Atlantic Central Water).

4.2.2. Les courants profonds

Dans la plaine abyssale, la circulation est faible avec des vélocités de l'ordre de quelques centimètres par seconde (Pingree et Le Cann, 1989). Elle est dirigée vers le sud en été et vers l'est en hiver (Van Aken et al., 2002). Un courant dirigé vers le nord, longe la rupture de pente. Il s'agit d'une masse d'eau d'origine méditerranéenne, la MOW.

4.3. Variabilités spatiale et temporelle de la température et la salinité

A cette circulation générale s'ajoute une hétérogénéité spatiale et temporelle de la salinité et de la température des masses d'eau de surface (Koutsikopoulos et al., 1998) dont l'effet sur la dynamique des populations planctoniques et pélagiques est fortement probable (Koutsikopoulos et Le Cann, 1996).

4.3.1. Variabilité saisonnière

Les températures de surface sont essentiellement influencées par les variations climatiques saisonnières (van Aken 2001). Entre mai et octobre, l'augmentation de l'insolation d'été provoque une stratification thermique de la colonne d'eau qui conduit à l'établissement d'une thermocline (Koutsikopoulos and Le Cann, 1996; Puillat et al., 2004) dont la profondeur est variable (Koutsikopoulos et Le Cann, 1996) et ne cesse d'augmenter jusqu'en septembre (Wollast et Chou, 2001). En été, elle est située à environ 50m de profondeur alors qu'en octobre - novembre, la stratification thermique se dissipe, les masses d'eaux sont brassées par les vents et les nutriments, bloqués jusqu'alors par la thermocline, remontent vers la surface (Lampert, 2001 ; Puillat et al., 2004). En début d'hiver, les apports fluviaux sont plus faibles, les eaux sont bien mélangées par les tempêtes et relativement riches en nutriments (Varela, 1996). La température des eaux de surface semble augmenter durant au cours des dernières décennies (Koutsikopoulos et al., 1998 ; deCastro et al., 2009 ; Gómez-Gesteira et al., 2013) cependant cette tendance n'est pas homogène à l'ensemble de la zone (Koutsikopoulos et al., 1998 ; deCastro et al., 2009).

La stratification haline quant à elle dépend principalement du débit des rivières. Elle s'établit entre avril et juin lorsque les débits sont élevés et se dissipe en automne, lorsque ceux-ci sont faibles (Lazure et al., 2009). Les mélanges verticaux induits par les vents en hiver, ainsi que le refroidissement des températures contribuent également à l'homogénéisation de la colonne d'eau (Puillat et al., 2004).

4.3.2. Variabilité spatiale

De façon générale, les températures des eaux de surface semblent être plus importantes au sud du Golfe de Gascogne, qu'au nord (Koutsikopoulos et al., 1996). De plus, la thermocline est plus marquée sur le plateau continental qu'au large (Wollast et Chou, 2001). Des structures particulières et propres au Golfe de Gascogne sont observables : 1) Un « bourrelet froid » (Vincent et Kurc, 1969) décrit par Le Cann (1982), est présent tout au long de l'année au nord de la baie entre la Gironde et la Bretagne et présente peu de variations au cours du temps. Il est légèrement mis en avant lors de la formation de la thermocline ; 2) Une langue d'eau chaude est également présente le long de la côte française à l'automne (Vincent et Kurc, 1969 ; Le Cann, 1982 ; Koutsikopoulos et Le Cann, 1996) ; 3) Une autre masse d'eau chaude, décrite précédemment comme le courant Navidad, apparaît le long de la côte espagnole en hiver (Koutsikopoulos et Le Cann, 1996 ; Lazure et Dumas, 2008) ; 4) Des fronts tidaux et thermiques sont observés en été au nord de la baie (Koutsikopoulos et al., 1996) ou au niveau du plateau des landes (upwelling côtier) (Froidefond et al., 1996). Enfin, à température

constante, des variations de salinité sont observées. Elles sont plus importantes à l'échelle spatiale que annuelle (van Aken, 2001). Soumis à cette variabilité temporelle, les micro-organismes présents dans la colonne d'eau enregistrent ces paramètres et sont de précieux indicateurs des conditions environnementales et hydrologiques passées.

5. Les proxies du climat

5.1. Qu'est-ce-qu'un proxy ?

Un proxy est un outil permettant une quantification, semi-quantification ou une estimation d'une ou plusieurs variables abiotiques ou biotiques d'un écosystème donné. Les proxies sont de type lithologiques (calorimétrie, granulométrie, structures sédimentaires, micro-charbons, cendres ou verres volcaniques), géochimiques (mesure des isotopes stables contenus dans le sédiment, les glaces, mesures sur la MO particulaire) ou (micro)paléontologiques (micro-organismes fossilisables et calibrables dans l'actuel - pollens, spores, diatomées, coccolithophoridés, dinoflagellés, ptéropodes, ostracodes, otolithes, coraux, foraminifères planctoniques et benthiques). Dans le cadre de cette étude, nous nous intéresserons principalement aux proxies de type micropaléontologique, et en particulier aux foraminifères.

Les micro-organismes planctoniques ou benthiques laissent à leur mort une coquille (ou test) qui se dépose à la surface du sédiment. Au cours des temps géologiques, les dépôts se succèdent recouvrant les précédents. L'étude des assemblages contenus dans les sédiments marins ainsi que la connaissance des préférences écologiques actuelles de ces micro-organismes permettent d'avoir une idée des conditions environnementales qui prévalaient lors de leur dépôt (e.g. Andersson et al., 2003 ; Eynaud et al., 2004 ; Hald et al., 2007). Ces assemblages sont également utilisés pour estimer les paléo-températures au moyen de fonctions de transfert (Kucera et al., 2005 ; Telford et Birks, 2005 ; Kucera, 2007 ; Penaud et al., 2011), fonctions basées sur les connaissances actuelles des préférences écologiques des espèces constituant l'assemblage. Plus généralement, les paléo-températures sont estimées au moyen d'analyses bio-géochimiques. Des mesures effectuées sur le sédiment pour quantifier les concentrations en alkénones, molécules produites de son vivant par une espèce phytoplanctonique (*Emiliania huxelyi*), permettent d'estimer les anciennes températures de surface (Marchal et al., 2002 ; Kim et al., 2004). D'autres éléments contenus dans les tests des micro-organismes peuvent également être mesurés pour estimer les paléo-températures, paléo-salinité, paléo-productivité, le niveau marin, le volume de glace. C'est ainsi que le signal contenu dans les isotopes stables de l'oxygène ($\delta^{18}O$) reflètent le niveau marin (volume des glaces – (Dansgaard et al., 1993), ou encore la température et la salinité des eaux de surface (Thornalley et al., 2009), les isotopes stables du carbone ($\delta^{13}C$) et de l'azote ($\delta^{15}N$) sont des estimateurs des paléo-productivités (e.g. Mackensen et al., 2000) tandis que le rapport Mg/Ca est un estimateur des paléo-températures (Rosenthal et al., 2011). De plus, ces rapports isotopiques ($\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$) sont caractéristiques pour chaque masse d'eau et peuvent servir de traceurs dans le cadre d'études (paléo-) hydrologiques (Sarnthein et al., 1994 ; van Aken, 2000a, 2000b, 2001).

Les foraminifères, dont le test carbonaté offre de multiples avantages en regard de la liste non exhaustive des analyses précédemment citées, sont les micro-organismes principaux que nous avons utilisés dans cette étude. Il existe deux types de foraminifères : les foraminifères benthiques qui vivent sur et dans le sédiment (proxies des conditions sur le fond) et les foraminifères planctoniques qui vivent dans la colonne d'eau (proxies des conditions de surface).

5.2. Foraminifères

5.2.1. Généralités

Un foraminifère est un organisme unicellulaire (Gooday, 2003). Il possède une « coquille » ou test, ainsi que des pseudopodes granuloréticulosés qui accomplissent l'essentiel des fonctions vitales du foraminifère (Sen Gupta, 1999). La grande majorité des foraminifères possède une vie marine ; 95% de ces organismes ont une vie benthique. La taxonomie des foraminifères est essentiellement basée sur des critères morphologiques : forme du test, nature du test, nombre de loges, pores (Loeblich et Tappan, 1988 ; Haynes, 1990 ; Loeblich et Tappan, 1992), bien que des analyses génétiques réalisées sur les foraminifères planctoniques (Darling et al., 1997, 1999, 2006 ; Darling et Wade, 2008) et sur les foraminifères benthiques (Pawlowski et al., 2003) ont montré l'existence d'espèces cryptiques. Les espèces cryptiques sont des organismes similaires morphologiquement mais génétiquement différentes. Elles occupent des environnements géographiquement similaires et/ou différents (e.g. Darling et al., 2006) et n'ont pas nécesairement les mêmes niches écologiques (De Vargas et al., 2002). A l'inverse, des organismes considérés comme étant des espèces distinctes morphologiquement, s'avèrent parfois génétiquement identiques. Il s'agit généralement de morphotypes ou des stades juvéniles/adultes. Il semblerait cependant que la variabilité génétique chez les foraminifères benthiques soit assez proche de la variabilité morphologique observée. Par exemple, Spencer (1996) montre que la variabilité morphologique de *Cibicidoides pachyderma*, *Cibicidoides kullenbergi* et *Cibicidoides ungerianus* serait le résultat d'une adaptation de l'espèce à la biogéochimie variable des masses d'eau dans lesquelles elle évolue. Enfin, une même espèce peut porter plusieurs noms ce qui complique d'avantage encore le travail taxonomique et la comparaison avec d'autres données disponibles (Murray, 2006). D'un point de vue évolutif, il semblerait que les foraminifères trouvent tous leur origine en milieu benthique (Sen Gupta, 1999) les plus anciens tests observés datant du début du Paléozoïque (Sen Gupta, 1999). Cependant les foraminifères planctoniques semblent avoir évolué plus rapidement que leurs homologues benthiques (Murray, 2006).

5.2.2. Foraminifères benthiques

Le benthos est l'ensemble de la faune vivant sur ou dans le sédiment. Ils sont protégés par un test, qui peut-être carbonaté (perforé ou ou porcelané) ou constitué de particules agglutinées, membraneux ou organique et en de rares cas de silice (Sen Gupta, 2002). Certaines espèces cependant ne possèdent pas de

tests (Pawlowski et al., 2003). Leur cycle de vie est relativement court (3 mois à 2 ans, Murray, 1991 ; Debenay et al., 1996). La gamétogenèse et la division cellulaire (avec mort de la cellule mère) sont les moyens de reproduction privilégiés de ces organismes. Il peut arriver que le parent survive à la division cellulaire et se reproduise à nouveau (Arnold, 1955 ; Sliter, 1965 ; Stouff et al., 1999). Il donne naissance à des individus benthiques de type macrosphérique ou microsphérique, suivant que la reproduction ait été asexuée ou sexuée (Murray, 2006). La survie de la cellule mère n'est pas sans poser problème dans le cadre d'études écologiques axées sur les épisodes de reproduction des foraminifères benthiques en réponse aux blooms phytoplanctoniques par exemple. Enfin, il existe un stade planctonique chez certains foraminifères benthiques (Alve et Goldstein , 2003; Murray, 2006). La complexité de leur cycle de vie laisse encore entrevoir de nombreuses perspectives d'étude.

Il existerait ~10 000 espèces de foraminifères benthiques vivants et fossiles confondus (Vickerman, 1992 ; Sen Gupta, 1999). Le nombre de genres vivants à l'actuel a été estimé à 878 (Loeblich et Tappan, 1987). Les plus anciens foraminifères sont datés du Cambrien (Sen Gupta, 1999). Parmi les familles de foraminifères modernes sécrétant un test calcaire : Les Miliolidés sont présents depuis le Paléozoïque (début du Carbonifère ~ 300 000 millions d'années) tandis que les foraminifères hyalins apparaissent au Trias (~220 millions d'années) (Sen Gupta, 1999). Enfin, pour les deux groupes les plus diversifiés (groupe des *Bulimina* et *Rotaliida*), l'enregistrement de certaines des familles modernes commence au Crétacé (~100 millions d'années) (Sen Gupta, 1999). Bien que les grands groupes perdurent au cours des temps géologiques, les espèces connaissent des évolutions rapides qui confèrent aux foraminifères benthiques un fort intérêt en stratigraphie. De plus, ils ont recourt à plusieurs stratégies de nutrition : détritivores, suspensivores, herbivores, bactérivores, carnivores, filtreurs, omnivores, parasitismes (Murray, 2006) et peuvent être soumis à des environnements variés et hostiles. Ces caractéristiques sont largement exploitées lors des reconstructions paléo-environnementales.

En effet, les foraminifères benthiques sont présents dans des environnements variés allant des milieux marins et côtiers [canyons sous-marins (Koho et al., 2008 ; Duros et al., 2010, 2012) ; plaines abyssales oligotrophiques (Gooday, 1996) ; estuaires (Alve, 1995 ; Cearreta et al., 2000) ; milieux hyposalins (~0.5‰ - (Korsun and Hald, 1998) ; environnements extrêmes (zones intertidales (Patterson, 1990 ; Williams, 1994) ; fumeurs hydrothermaux (Sen Gupta et Aharon, 1994)) - Murray, 2006]. Outre cette répartition spatiale à grande échelle, on observe également une répartition à plus petite échelle (de l'ordre du m) due à la non homogénéité des apports de MO (Fraschetti et al., 2005). Ces observations posent problèmes aux écologues qui multiplient leurs échantillons pour palier à ce biais.

a) Répartition spatiale

Les facteurs jouant sur la répartition des foraminifères benthiques sont de différentes sortes : 1) abiotiques (concentrations et labilité de la MO, oxygène dissout, température, salinité, hydrodynamisme, nature et stabilité du substrat, teneur en carbonates de calcium, pH) et 2) biotiques (compétition inter et intra spécifique pour la nourriture et l'espace, prédation, bioturbation) (Lutze et Coulbourn, 1984 ; Murray, 1991, 2006). Cependant deux paramètres intimement liés contrôlent majoritairement l'abondance et la distribution

des foraminifères benthiques, en milieu marin profond : les flux de MO et la concentration en oxygène (Jorissen et al., 1995 ; Gooday, 2003). La MO présente dans les sédiments provient majoritairement d'un flux vertical issu de la production primaire des eaux de surface (Loubere et Fariduddin, 1999 ; Gooday, 2002 ; Hayward et al., 2002 ; Gooday, 2003 ; Fontanier et al., 2003). La saisonnalité de ces flux joue un rôle majeur sur les populations de foraminifères benthiques (Loubere et Fariddudin, 1999 ; Gooday, 2002 ; Hayward et al., 2002). Bien que difficiles à quantifier car irréguliers, une moyenne annuelle de ces flux peut être faite. Des éboulements profonds, des courants de turbidités aux environs des canyons (Gaudin et al., 2006), ou encore des transports latéraux liés à l'existence de couches néphéloïdes (Beaufort et Heussner, 1999 ; Schmidt et al., 2009) peuvent également être responsables d'apports de MO latéraux à l'origine de blooms secondaires ou différents de ceux habituellement observés (Mulder et al., 2001 ; Anschutz et al., 2002 ; Hess et al., 2005 ; Duros et al., 2010).

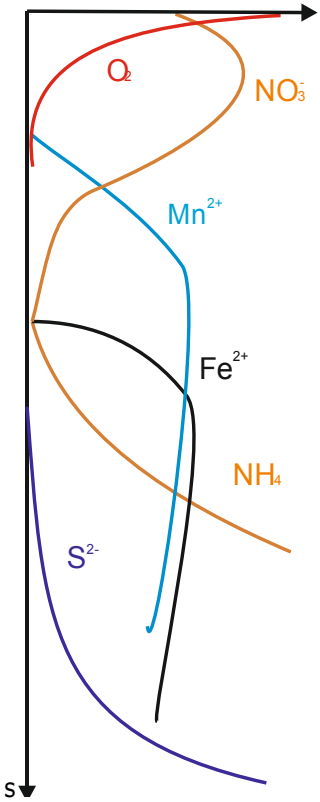
Les études actuelles sur l'écologie des foraminifères benthiques s'intéressent plus particulièrement à la répartition des foraminifères benthiques dans le sédiment suivant deux dimensions spatiales : 1) l'éloignement par rapport à la côte et la profondeur du milieu de vie 2) la profondeur de vie dans le sédiment (microhabitat).

Répartition dans le sédiment

Les foraminifères benthiques ne vivent pas exclusivement en surface du sédiment mais sont retrouvés vivants jusqu'à une dizaine de centimètres dans le sédiment (Basov et Khusid, 1983 ; Corliss, 1985 ; Gooday, 1986, 2003). On distingue majoritairement deux types d'espèces : les espèces épipéliques (en anglais *epifaunal*) qui vivent sur la surface du sédiment et les espèces endopéliques (en anglais *infaunal*) qui vivent dans le sédiment (Jorissen, 1999 ; Murray, 2006). Ces dernières comprennent trois catégories : les espèces endopéliques superficielles, intermédiaires et profondes. Cependant, en général, le maximum de densité toutes espèces confondues est situé en surface du sédiment (Jorissen, 1999 ; Fontanier et al., 2002 ; Mojtahid et al., 2010), là où les concentrations en MO sont les plus importantes. La profondeur de vie des foraminifères benthiques dans le sédiment dépend de l'importance du flux de la MO (Corliss et Emerson, 1990 ; Corliss, 1991) mais aussi des concentrations en oxygène (Jorissen et al., 1995). La distinction entre l'importance de chacun de ces deux paramètres est souvent difficile (Levin et Gage, 1998). En effet, la pénétration de l'oxygène dans le sédiment est liée à la granulométrie d'une part, d'autre part à la quantité de la MO (Corliss et Emerson, 1990 – cf modèle TROX (TRophic et OXygen, Jorissen et al., 1995). Le modèle TROX, affiné par Jorissen et al. (1998), Jorissen (1999), Van der Zwaan et al. (1999) et Fontanier et al. (2002) souligne l'importance du flux et de la qualité de la MO, et suggère que l'oxygène n'est pas le principal facteur limitant pour les espèces vivants en profondeur dans le sédiment (notamment en milieux profonds).

La qualité de la MO désigne son caractère plus ou moins labile ou réfractaire. La labilité est déterminée par la fraction hydrolysable du carbone organique (acides aminés, sucres, sucres aminés et ammonium) qui est très facilement assimilable et dégradable par les organismes benthiques et les bactéries de surface. Cette dégradation entraîne une consommation importante de l'oxygène dissout, élément fournissant le plus d'énergie dans la chaîne d'oxydo-réduction. Par conséquent, dans un milieu riche en MO labile (milieu eutrophe), la pénétration d'oxygène est très faible (de l'ordre de quelques millimètres – Mouret et al., 2010). Ainsi la

consommation d'oxygène se fait directement sous l'interface eau-sédiment et les faunes sont dominées en surface par des espèces endopéliques (intermédiaires et profondes) tolérantes à de très faibles teneurs en oxygène. Au contraire dans un milieu pauvre en MO labile (milieu oligotrophe), la pénétration d'oxygène peut atteindre une dizaine de centimètres de profondeur (Mouret et al., 2010). Ces milieux limités en nourriture sont caractérisés par des espèces épipéliques et endopéliques superficielles alors que les espèces endopéliques plus profondes sont rares. On observe dans les milieux mésotrophes une répartition plus équilibrée des densités de foraminifères. Ceux-ci occupent une partie importante du sédiment de surface (jusque 7 cm de profondeur en stations B (550m de profondeur) dans le SE du G de G ; Fontanier et al., 2002) tandis que la profondeur de pénétration de l'oxygène est d'environ 2 cm (Mouret et al., 2010 ; Fontanier et al., 2002). Les espèces tolérantes aux faibles flux de MO, vivent donc plus profondément dans le sédiment, là où les concentrations en MO sont faibles et où l'oxygène est peu présent, voire même absent (Goldstein et Corliss, 1994 ; Fontanier et al., 2002). Outre l'oxygène, d'autres éléments chimiques comme les nitrates, le manganèse, le fer ou les sulfates sont consommés par les micro-organismes (i.e. bactéries) lors des processus de minéralisation de la MO. Les processus de dégradation de la MO constituent la diagenèse précoce et sont illustrés en Figure II.7 La répartition des foraminifères benthiques suivant la qualité de la MO dans le sédiment est donc intimement liée aux fronts d'oxydoréduction (e.g. Fontanier et al., 2006). Les foraminifères benthiques se déplacent dans le sédiment (de l'ordre de quelques centimètres ; Murray, 2006) suivant ces fronts et les conditions optimales à leur développement.



Respiration aérobie :

$CH_2O + O_2 \rightarrow CO_2 + H_2O$

Réduction des nitratres :

$5CH_2O + 4NO_3^- \rightarrow 2N_2 + 4HCO_3^- + CO_2 + 3H_2O$

Réduction des oxydes de manganèse :

$CH_2O + 3CO_2 + H_2O + 2MnO_2 \rightarrow Mn^{2-} + 4HCO_3^-$

Réduction des oxydes de fer :

$CH_2O + 7CO_2 + 4Fe(OH)_3 \rightarrow 4Fe^{2+} + 8HCO_3^- + 3H_2O$

Réduction des sulfates :

$2CH_2O + SO_4^{2-} \rightarrow H_2S + 2HCO_3^-$

Figure I.7 :Représentation schématique de la distribution des composés dissous majeurs dans les sédiments marins. L'oxygène est préférentiellement utilisé en tant qu'accepteur d'électron lors de la minéralisation de la MO. Ci-dessous figurent différentes réactions de dégradation de la MO dans le sédiment (d'après Froelich et al., 1979).

Pour finir, les interactions abiotiques telles que les transports latéraux de sédiment peuvent désorganiser les couches sédimentaires et perturber la répartition des foraminifères. De même les interactions biologiques joueraient un rôle déterminant, non seulement par la modification des fronts d'oxydoréduction, mais aussi par la bioturbation et le transport des particules (Bouchet, 2007 ; Maire, 2008) mais aussi par la prédation et la compétition. Très peu de travaux ont à ce jour été effectués à ce sujet (e.g. Sen Gupta, 2002 ; Murray, 2006).

Répartition à l'échelle régionale

D'un point de vue taxonomique, les grands groupes de foraminifères (perforés, porcelanés et agglutinés) peuvent être répartis suivant un transect allant de la côte vers le large. On observe une diminution des proportions de foraminifères carbonatés avec la profondeur (Douglas, 1981 ; Jorissen et al., 1998 ; Hughes et al., 2000) où la dissolution des carbonates est plus importante (Berger et al., 1979). Au-delà de la zone de compensation des carbonates, la faune est essentiellement constituée de taxons aux tests agglutinés ou organiques (Saidova, 1967). Les foraminifères agglutinés sont également observés en milieux côtiers (Leorri et al., 2008). Ils sont plus tolérants à la MO réfractaire dans un contexte d'apports de MO importants (Koho et al., 2008). Les miliolidés sont plutôt rares voire absents dans les milieux peu ou pas oxygénés (Mullineaux et Lohmann, 1981 ; Nolet et Corliss, 1990 ; Jannink et al., 1998 ; Jorissen, 1999). Finalement, les espèces opportunistes de petite taille sont souvent présentes où les flux de MO sont très ponctuels (Gooday, 2003). Plus généralement les faunes de petite taille et en particulier les juvéniles (<150µm) sont privilégiées dans les études de variations d'apports de MO, tandis que les faunes de grande taille (>150µm) sont plutôt utilisées pour mettre en évidence la variabilité temporelle des faunes.

Compte tenu du nombre important d'espèces de foraminifères benthiques aux caractéristiques écologiques variées et compte tenu de la difficulté à déterminer des zones écologiques précises à partir de critères simples tels que perforé, agglutiné, ou porcelané, il est important de préciser les caractéristiques écologiques des espèces majoritaires dans le G de G. Les informations suivantes sont tirées principalement des travaux de Fontanier et al. (2003, 2002, 2005, 2006), Duchemin et al. (2004), Griveaud (2007) et Mojtahid et al. (2010). Les figures I.8 et I.9 résument la répartition des espèces majeures (>5%).

Répartition des foraminifères dans le Golfe de Gascogne

Dans le G de G, les foraminifères benthiques sont répartis spatialement suivant quatre zones distinctes : le haut du plateau continental, le haut de pente, le bas de pente et la zone abyssale (Fontanier et al., 2002 ; Mojtahid et al., 2010). Les figures II.8 et II.9 issues du papier de Mojtahid et al. (2010) résument la distribution des espèces majeures du SE du G de G dans le sédiment (figure II.8) suivant le gradient trophique et dans l'espace suivant un gradient bathymétrique et trophique (figure II.9).

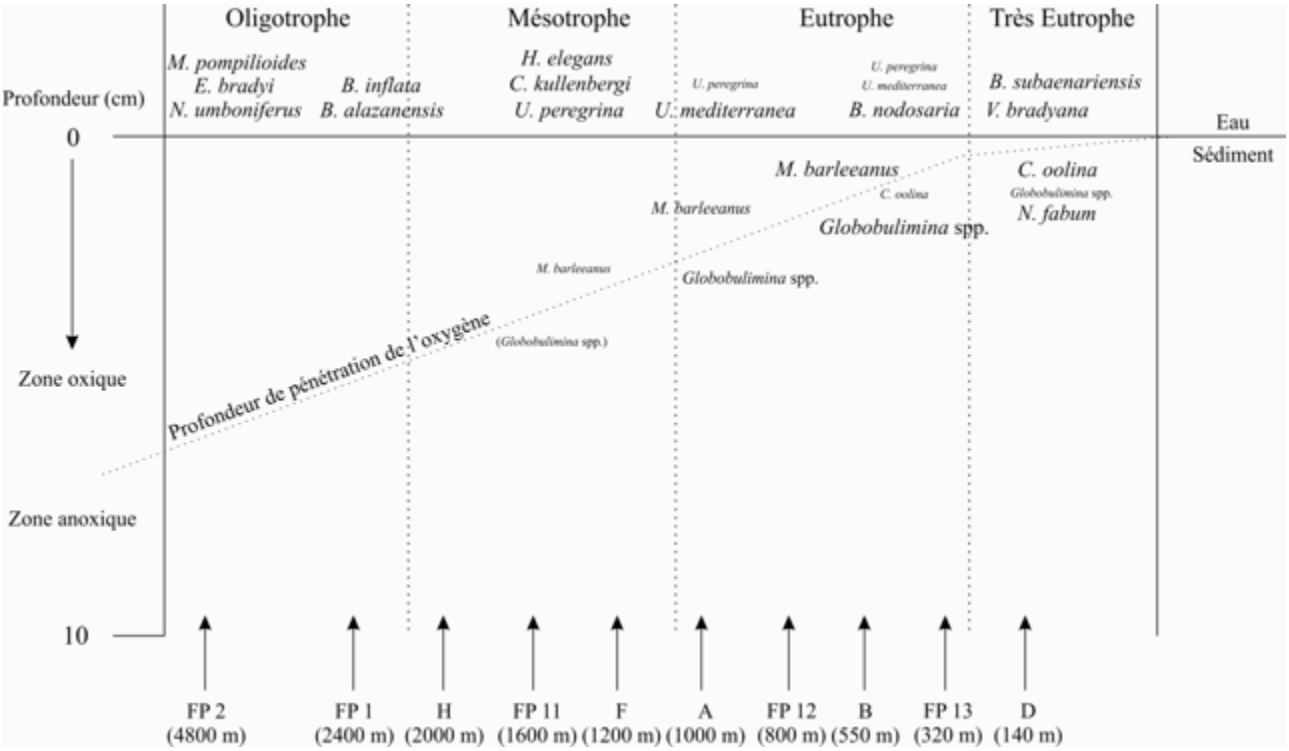


Figure I.8 : Adaptation du modèle Trox décrit par Jorissen et al., (1995) à la faune benthique du Golfe de Gascogne. La distribution des micro-habitats ainsi que la composition spécifique des foraminifères le long d'un transect bathymétrique y sont représentés (d'après Mojtahid et al., 2010).

Le plateau continental (0 - 150m)

Il s'agit d'un milieu très eutrophe où les concentrations en MO labile sont très importantes. Les densités de foraminifères benthiques y sont élevées (Fontanier et al., 2002 ; Langezaal et al., 2006 ; Mojtahid et al., 2010) et la majorité des espèces vivent en surface du sédiment (Fontanier et al., 2002 ; Langezaal et al., 2006). En surface, les espèces les plus fréquemment rencontrées sont *Bolivina subaerianensis* et *Valvulineria bradyana* (Figures II.8 ; II.9). Ce sont des espèces tolérantes à l'anoxie et compétitives qui apprécient les milieux très eutrophes (Langezaal et al., 2006 ; Mojtahid et al., 2010). *Nonionella iridea* et *Eponides pusillus* sont deux petites espèces opportunistes qui apprécient les dépôts de phytodétritus et qui évoluent essentiellement à la surface des milieux eutrophes du plateau continental (Duchemin et al., 2007). Enfin, plus en profondeur, au niveau de la limite de pénétration de l'oxygène, on trouve des espèces telles que *Nonion fabum*, *Globobulimina* spp. ou *Chilostomella oolina* (Fontanier et al., 2002 ; Langezaal et al., 2006 ; Mojtahid et al., 2010).

Le haut de pente (150 - 1 000m)

Cet environnement est relativement eutrophe. Les densités de foraminifères benthiques y sont très importantes (Fontanier et al., 2002 ; Mojtahid et al., 2010). On retrouve des espèces telles que *Uvigerina mediterranea, Uvigerina peregrina* et *Bigenerina nodosaria* en surface tandis qu'en profondeur *Melonis barleeanus* domine (Fontanier et al., 2002, 2006 ; Mojtahid et al., 2010) là où la MO est peu labile. L'oxygène pénètre plus profondément le sédiment dans cette partie du Golfe (Mouret et al., 2010), aussi *Globobulimina* spp. et *C. oolina* sont présentes mais vivent très profond dans le sédiment (Fontanier et al., 2002, 2006 ; Mojtahid et al., 2010). Une différence écologique existe entre *U. mediterranea* et *U. peregrina* qui ne se développent pas exactement au même moment. *Uvigerina mediterranea* domine la faune vivante entre 550 et 1 000m de profondeur avec des abondances relatives maximum aux environs de 800m de profondeur. Cette espèce est absente au-delà de 1 200m (Mojtahid et al., 2010). Au contraire, *U. peregrina* semble plus tolérante à la MO réfractaire et apparait de façon épisodique dans les faunes vivantes du haut de pente (Fontanier et al., 2002 ; Barras et al., 2010).

Le bas de pente (1 000 - 2 000m)

Les densités de foraminifères sont plus faibles en bas de pente (Fontanier et al., 2002 ; Mojtahid et al., 2010). Les assemblages sont dominés en surface par des espèces mésotrophes à oligotrophes telles que *Cibicidoides kullenbergi* et *Hoeglundina elegans* (Fontanier et al., 2002, 2006 ; Mojtahid et al., 2010), laquelle possède un test constitué d'aragonite particulièrement vulnérable à la dissolution (e.g. Corliss, 1981). *Uvigerina peregrina*, une espèce eutrophe à mésotrophe considérée comme opportuniste dans ces milieux (Fontanier et al., 2002 ; Mojtahid et al., 2010), se développe également en surface du sédiment. Sa distribution est très étendue (320 à 2 400m de profondeur). Elle a été décrite dans la littérature dans des environnements avec des flux de MO élevés (Lutze, 1980 ; Altenbach et Sarnthein, 1989 ; Schönfeld, 2006). Son test est très résistant et de nombreux morphotypes répondant à des flux de MO différents ont été recensés (Van Leeuwen, 1986 ; Schönfeld, 2006). Dans le G de G, un gradient de forme est observé depuis des formes typiques de type *peregrina* (pl. 1, fig. 1-6, dans Lutze, 1986) observées aux sites les plus profonds, aux formes de types *parva* (pl. 3, fig. 1-5 dans Lutze, 1986) aux sites les moins profonds où *U. peregrina* est présente (Mojtahid et al., 2010). Afin de rester homogène avec la nomenclature des faunes benthiques étudiées par Fontanier et al. (2002) et Mojtahid et al., (2010) et parce que la transition entre ces deux formes est très graduelle, nous avons décidé de ne pas les compter séparément.

La zone abyssale (> 2 000m)

Les densités de foraminifères y sont très faibles (Mojtahid et al., 2010). Ce sont essentiellement des espèces de surface au régime oligotrophe qui dominent (*Nuttalides umboniferus, Melonis pompiloides, Bulimina alazanensis , Cibicidoides wuellerstorfi, Bulimina inflata*) (Lutze, 1980 ; Schmiedl et al., 1997 ; Jorissen et al., 1998 ; Mojtahid et al., 2010). Du fait des apports réduits de MO, la majorité des espèces sont concentrées en surface (Mojtahid et al., 2010). Quelques espèces telles que *Eggerella bradyi* vivent en subsurface. On la trouve généralement dans des environnements très profonds (4 800m). *Eggerella bradyi* est une espèce agglutinée, *M.*

pompiloides est toujours observée à de grandes profondeurs (Lutze, 1980 ; Jorissen et al., 1998 ; Mojtahid et al., 2010), *B. alazanensis* est observée à des profondeurs comprises entre 1 600 et 3 700m en Atlantique Sud et *N. umboniferus* a une préférence pour les environnements oligotrophes (Schmiedl et al., 1997) (cf. Mojtahid et al., 2010).

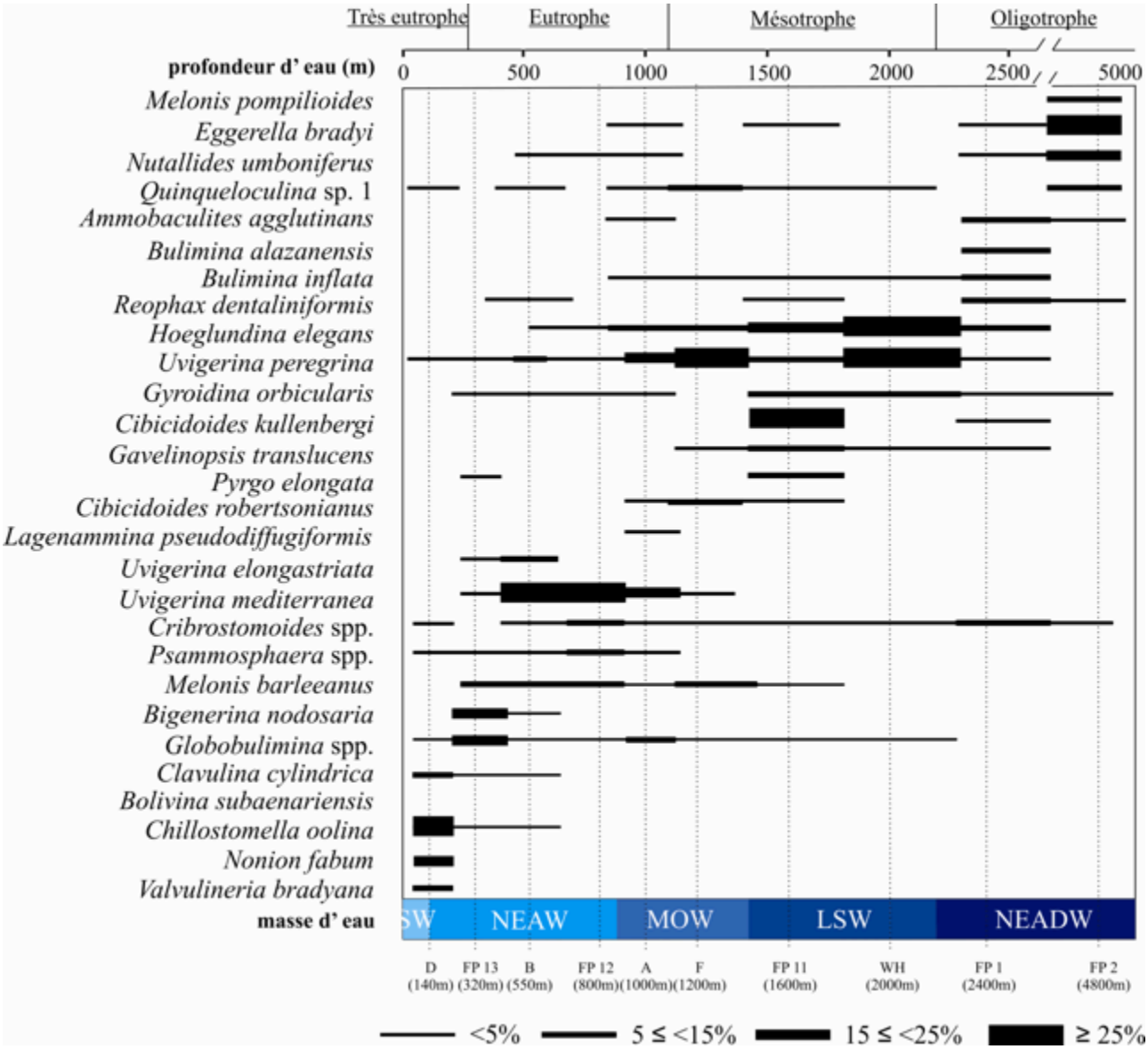


Figure I.9 : Répartition des principales espèces de foraminifères benthiques du Golfe de Gascogne, suivant leur niveau trophique et leur profondeur de vie (d'après Mojtahid et al., 2010) ; les masses d'eau correspondantes sont également figurées avec SW : Surface Water, NEAW : North East Atlantic Water, MOW : Mediterranean Outflow Water, LSW : Labrador Sea Water et NEADW : North East Atlantic Deep Water.

b) Variabilité temporelle des assemblages

Sous nos latitudes, la production primaire et son flux exporté ont une forte composante saisonnière (Berger et Wefer, 1990 ; Lampitt et Antia, 1997). Ils jouent un rôle majeur sur la dynamique des populations

benthiques (Loubere et Fariddudin, 1999 ; Gooday, 2002 ; Hayward et al., 2002 ; Fontanier et al., 2003). Comme pour les populations de foraminifères planctoniques (cf paragraphe suivant), les populations de foraminifères benthiques présentent deux périodes de forte croissance, retardées de 4 à 6 semaines par rapport aux blooms phytoplanctoniques observés en surface de la colonne d'eau (Fontanier et al., 2003). La première période a lieu fin mars - début avril et la seconde est observée à l'automne (Fontanier et al., 2003 ; Fontanier et al., 2006). En un point donné, les assemblages évoluent suivant la qualité et la quantité du flux de MO exporté issu de production primaire. Dans un premier temps de bonne qualité, la MO fraîchement déposée, profite aux espèces les plus opportunistes. Puis du fait de la dégradation progressive de la MO, les espèces benthiques les plus opportunistes cessent de se développer tandis que d'autres espèces, plus tolérantes voient leur population augmenter à leur tour. C'est le cas par exemple de *Globobulimina affinis*, une espèce eutrophe vivant au deçà de la limite d'oxygène et dont la population augmente quelques semaines après le bloom principal, lorsque la MO partiellement dégradée par les bactéries est devenue réfractaire (Fontanier et al., 2003). Ce comportement semble être le cas d'autres organismes endopéliques, comme *M. barleeanus* aux périodes les moins reproductives (Fontanier et al., 2003).

c) Conservation dans le sédiment

Plusieurs facteurs tels que : 1) la bioturbation, 2) le transport sédimentaire et 3) les processus taphonomiques influencent les dépôts post mortem des tests de foraminifères :

1) La bioturbation : Exception faite de conditions de dépôt exceptionnelles, un assemblage fossile représente généralement au moins plusieurs décennies du fait de la bioturbation (Martin, 2003). Cependant, l'étude de la diagenèse précoce dans le Golfe de Gascogne met en avant un état stationnaire des réactions géochimiques au cours de l'Holocène, ce qui laisse supposer que la bioturbation n'a que peu variée au cours du temps (Mouret, 2009).

2) Le transport sédimentaire : les transports sédimentaires (écoulements gravitaires, couches néphéloïdes) peuvent entraîner le déplacement d'un point A vers un point B, des tests de foraminifères. Ces spécimens transportés diffèrent généralement de la faune vivant sur le lieu de dépôt et sont facilement identifiables (cf. Murray, 2006). Cependant l'auteur montre également que les espèces remaniées (allochtones) ne sont pas forcément différentes des espèces autochtones. Ces éléments doivent être pris en considération lors de l'interprétation des paléo-assemblages.

3) Les processus taphonomiques : Douglas et al. (1980) montrent que les variations saisonnières des populations ne sont pas toujours reflétées dans les assemblages de la faune morte. Il semblerait en effet, que les faunes vivantes et les faunes mortes ne soient pas strictement identiques. Cette différence évolue en fonction de la profondeur d'enfouissement de l'assemblage et des fronts d'oxydoréduction traversés (Mackensen et Douglas, 1989). Une destruction post mortem des coquilles pourrait être la cause de la différence observée. Qu'elle soit liée à l'abrasion des tests remaniés, ou à une dissolution des tests, cette destruction est préférentielle. Elle dépend de la taille, de la forme, de la surface du test (rapport surface / volume), de l'état de dégradation de la MO cellulaire et des microstructures du test (Folk et Robles, 1964). Cependant, la destruction

par dissolution domine largement (Davies et al., 1989). Elle se fait essentiellement sous l'interface eau-sédiment, dans la zone d'activité taphonomique (Davies et al., 1989).

5.2.3. Foraminifères planctoniques

Le plancton est un mot d'origine grecque signifiant « errant ». Contrairement aux faunes benthiques, les faunes planctoniques vivent dans la colonne d'eau et sont portées par les courants. La présence de pores et de spicules est déterminante pour leur survie. Les spicules leur confèrent une meilleure stabilité dans la colonne d'eau (Sen Gupta, 2002), tandis que les pores sont le lieu privilégiés d'échanges avec le milieu extérieur. Une part active de leur déplacement réside en des variations de densité cellulaire permettant des migrations verticales dans la colonne d'eau (Sen Gupta, 2002).

Les foraminifères planctoniques sont des protozoaires marins possédant un test calcifié à plusieurs loges (Schiebel et Hemleben, 2005). Les foraminifères planctoniques actuels seraient issus de l'évolution des foraminifères benthiques vers un mode de vie planctonique (Caron et Homewood, 1983 ; Hilbrecht et Thierstein, 1996). Hart et al. (2003) décrivent leur apparition au Nord-Ouest de l'Europe comme le résultat d'un événement anoxique au début du Jurassique, contraignant les espèces benthiques à s'adapter à leur nouvel environnement, tandis que Schiebel et Hemleben (2005) les décrivent comme étant apparus au milieu du Jurassique. Les époques divergentes que proposent ces auteurs montrent qu'il est difficile de déterminer exactement à quand remonte l'apparition des foraminifères planctoniques. Il est fort probable que celle-ci ne soit pas monophylétique mais plutôt polyphylétique (Darling et al., 1999 ; Oxford et al., 2002).

S'il est difficile d'estimer l'âge des tout premiers foraminifères planctoniques, il est cependant un peu plus aisé de se faire une idée de l'âge d'apparition des espèces planctoniques actuelles qui seraient datée du début du Tertiaire (Schiebel et Hemleben, 2005). Il existerait entre 40 et 50 morpho-espèces de foraminifères planctoniques (Sen Gupta, 1999 ; Darling et Wade, 2008), réparties des tropiques aux hautes latitudes (Be, 1977 ; Darling et Wade, 2008). Cependant il semblerait que la diversité des foraminifères planctoniques soit plus importante que ce que suggèrent les évidences morphologiques (Darling et al., 1997, 1999 ; Huber et al., 1997 ; Darling et Wade, 2008). Enfin à ce jour on ne leur connait qu'un seul moyen de reproduction : la gamétogenèse (Sen Gupta, 2002 ; Schiebel et Hemleben, 2005).

a) Quels environnements pour les foraminifères planctoniques ?

La vie planctonique se développe depuis les eaux de surface jusqu'à 2 000m de profondeur (e.g. Schiebel et Hemleben, 2005). La lumière, la salinité, la température, le brassage par les vents, les concentrations en MO labile ou réfractaire, les concentrations en phosphate, en azote et en dioxyde de carbone sont autant de paramètres qui peuvent influencer celle-ci (Parker, 1960; Ryther, 1963).

Répartition spatiale

Les foraminifères planctoniques sont présents dans toutes les mers et tous les océans, des pôles aux tropiques (Darling et Wade, 2008). À l'échelle mondiale, la répartition des foraminifères planctoniques est principalement sous le contrôle direct de la température (Arnold et Parker 2003). Ce paramètre explique environ 90% de la distribution en Atlantique (Bradshaw, 1959 ; Bé et Tolderlund, 1971). Les espèces de foraminifères ont été classées initialement en grands groupes (assemblages) qui délimitent les grandes zones climatiques (Bé, 1977 ; Pujol, 1980) (Figure I.10) :

1) Les zones polaires – au-delà de 70°N et 60°S : Le taxon dominant est *Neogloboquadrina pachyderma* senestre.

2) Les zones subpolaires – entre 70 et 45°N et entre 60 et 45°S: Les taxons dominants sont *Neogloboquadrina pachyderma* dextre, *Globigerina bulloides*, *Turborotalia quinqueloba*.

3) Les zones transitionnelles ou tempérées – entre 65 et 45°N et entre 45 et 30°S : Les taxons caractéristiques sont *Globorotalia scitula*, *Globigerina glutinata*, *Globorotalia inflata, Orbulina universa*, *Globigerinella siphonifera*, *Globorotalia hirsuta*, *Turborotalia humilis.*

(4) Les zones subtropicales – entre 45 et 30°N et entre 30 et 15°S : Les taxons caractéristiques sont *Globigerinoides ruber*, *Globorotalia crassaformis*, *Globigerinoides conglobatus*, *Globoturborotalita rubescens.*

(5) Les zones tropicales - entre 15°S et 30 °N : Les taxons caractéristiques sont *Globigerinoides trilobus*, *Globigerinoides sacculifer*, *Globorotalia menardii*, *Sphaeroidinella dehiscens*, *Globigerinella digitata*, *Pulleniatina obliquiloculata*.

Les limites entre les zones délimitées par les assemblages précédemment décrits sont relativement floues (Arnold et Parker, 2003). D'après Bé (1977), la répartition semble plus uniforme en Atlantique Sud qu'en Atlantique Nord où les latitudes des assemblages subpolaires et tempérés se recoupent. Cette différence trouve probablement son origine dans la remontée du Gulf Stream des tropiques vers le pôle (Arnold et Parker, 2003). De plus, il existe un décalage de la répartition des assemblages entre l'hémisphère Nord et l'hémisphère Sud.

Mise à part la température, le schéma d'abondance des foraminifères planctoniques reflète également la productivité de surface (Bé et Tolderlund, 1971 ; McGowan, 1971). De ce fait, un assemblage supplémentaire a été défini par Hemleben et al. (1989) dans les zones d'upwellings où la productivité primaire est maximum et où les espèces de foraminifères planctoniques suivantes dominent : *T. quinqueloba*, *G. bulloides* et *G. inflata*. Oberhänsli et al. (1990) ont montré qu'une production primaire intermédiaire favorise les populations de foraminifères planctoniques. Les mesures d'abondance les plus élevées sont observées dans les systèmes de courants majeurs, au niveau des courants de bordure, dans les zones de divergences et d'upwellings tandis que les stocks les plus pauvres sont plutôt observés dans les eaux océaniques centrales et sur les plateaux continentaux (Bé, 1977). Dans le Golfe de Gascogne, durant les périodes de blooms, les abondances de foraminifères planctoniques sont plus importantes au large (et plus particulièrement au niveau de la pente continentale) qu'à proximité des côtes (Retailleau et al., 2009). Les variations du débit des rivières auraient un effet sur leur distribution en inhibant ou au contraire en stimulant le développement des populations (Retailleau et al., 2011).

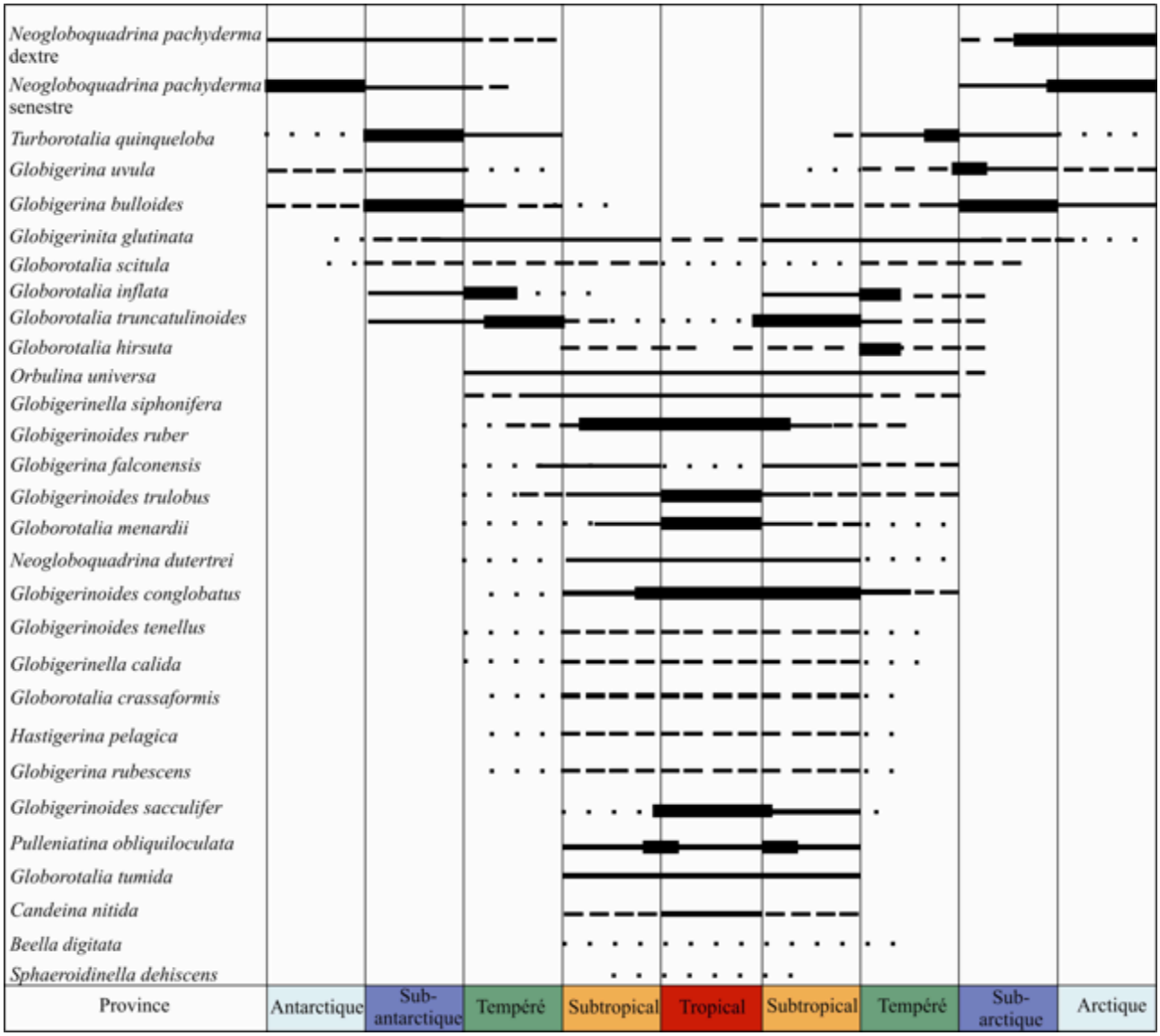


Figure I.10 : Distribution latitudinale des espèces de foraminifères planctoniques [D'après Bé (1977) ; Boltovskoy et Wright (1976) et Arnold et Parker (2003)].

Des facteurs autres que la température et la production de surface affecteraient la distribution des foraminifères planctoniques tel la salinité qui jouerait également un rôle important (Bijma et al., 1990b). Peu de foraminifères planctoniques sont retrouvés au deçà d'une salinité de 30‰ (Bijma et al., 1990b). L'espèce la plus tolérante dans les cultures en laboratoire semble être *G. ruber* qui tolère un gradient de salinité compris entre 22 à 49‰ ; tandis que *Globigerinita uvula*, *N. pachyderma* dextre et *O. universa* semblent être les espèces les plus tolérantes aux basses salinités (Bijma et al., 1990b). Cependant des travaux récents effectués dans le Golfe de Gascogne mettent en évidence qu'à proximité des côtes, la salinité ne jouerait pas un rôle direct sur les populations de foraminifères, mais plutôt les facteurs qui covarient avec cette salinité (turbidité par exemple) (Retailleau et al., 2011).

Afin de caractériser au mieux les variations paléoenvironnementales, certains auteurs ont tenté de définir d'autres assemblages. C'est le cas notamment de Tolderlund et Bé (1971), Thunell (1978), Hemleben et Spindler (1983), Leeuwen (1989) et Rohling et al. (1993), qui ont utilisé le « sprudts-group » composé *d'O.*

universa, *G. siphonifera*, *Globoturborotalita tenella*, *G. rubescens*, *G. sacculifer*, *Hastigerina pelagica* en tant qu'indicateur d'eaux chaudes. Le sprudts-group semble d'autant plus fonctionnel en présence de *G. ruber*.

Un gradient de taille positif est également observé des pôles vers les tropiques (Schmidt et al., 2004). Il est perturbé au niveau des zones de front polaire/subpolaire (~2°C) et tropical / subtropical (~17°C) et des zones d'upwellings où les foraminifères sont de plus petite taille que celles attendues (Schmidt et al., 2004). A l'échelle régionale, il semblerait que ce soit plutôt la stratification des eaux de surface, la saisonnalité et la production primaire qui influencent la taille des assemblages (Schmidt et al., 2004).

Répartition verticale

Les foraminifères planctoniques sont retrouvés essentiellement dans les 100 premiers mètres de la colonne d'eau (Sen Gupta, 2005 ; Schiebel et Hemleben, 2000 ; Retailleau et al., 2009, 2011), généralement dans la zone dite euphotique où les rayons lumineux pénètrent. Leur répartition verticale dépend des températures et des propriétés trophiques de la zone de production (Schiebel et Hemleben, 2000, 2005). Les espèces possédant des symbiontes présentent leur maximum d'abondance juste au dessous de la surface entre 10 et 50 m de profondeur (Bé, 1977 ; Arnold et Parker, 2003; Retailleau et al., 2009). Au-delà, leur diminution est exponentielle (Bé, 1977).

Les foraminifères planctoniques se nourrissent suivant les espèces de copépodes, ptéropodes, ostracodes, bactéries, de leurs congénères (cannibalisme) ou encore de diatomées, dinoflagellés et d'algues (Schiebel et Hemleben, 2005). Ils présentent un maximum de concentration en phase avec celui des espèces phytoplanctoniques (Berger et Diester-Haass, 1988 ; Oberhänsli et al., 1992) généralement là où la chlorophylle-*a* est la plus importante (Retailleau et al., 2011). Il arrive cependant que le maximum de densité des foraminifères ne soit pas en phase avec le maximum de chlorophylle-*a*, ce qui suppose que d'autres facteurs agissent sur la répartition des foraminifères planctoniques dans la colonne d'eau (Oberhänsli et al., 1992). Schiebel et Hemleben (2000) suggèrent que les propriétés trophiques de la zone de production est le facteur de contrôle principal de la distribution des foraminifères planctoniques.

La distribution verticale des espèces dépend de la présence (ou l'absence) de symbiontes. Les espèces porteuses de symbiontes sont dépendantes de la lumière et vivent dans la zone euphotique, alors que les espèces non porteuses de symbiontes peuvent vivre sous la zone euphotique (cf. Schiebel et Hemleben, 2005). Parallèlement la distribution des espèces dépend également de leur cycle de vie et de la forme du test (Schiebel et al., 1997a ; Schiebel et Hemleben, 2005). Généralement entre 50 et 100m, on retrouve : *G. bulloides*, *H. pelagica*, *O. universa, Globigerinella aequilateralis, Globigerinella calida* (qui sont des espèces spiculées) et *Pulleniatina obliquiloculata, Neogloboquadrina dutertrei, Candeina nitida* et *G. glutinata* (qui ne possèdent pas de spicules). Sous les 100m de profondeur vivent *N. pachyderma*, le groupe des *Globorotalia*, *Globigerinella adamsi*, *Sphaeroidinella dehiscens, Globoquadrina conglomerata*. Un schéma récapitulatif de la profondeur de vie des espèces est proposé par Schiebel et Hemleben (2005) (Figure II.11).

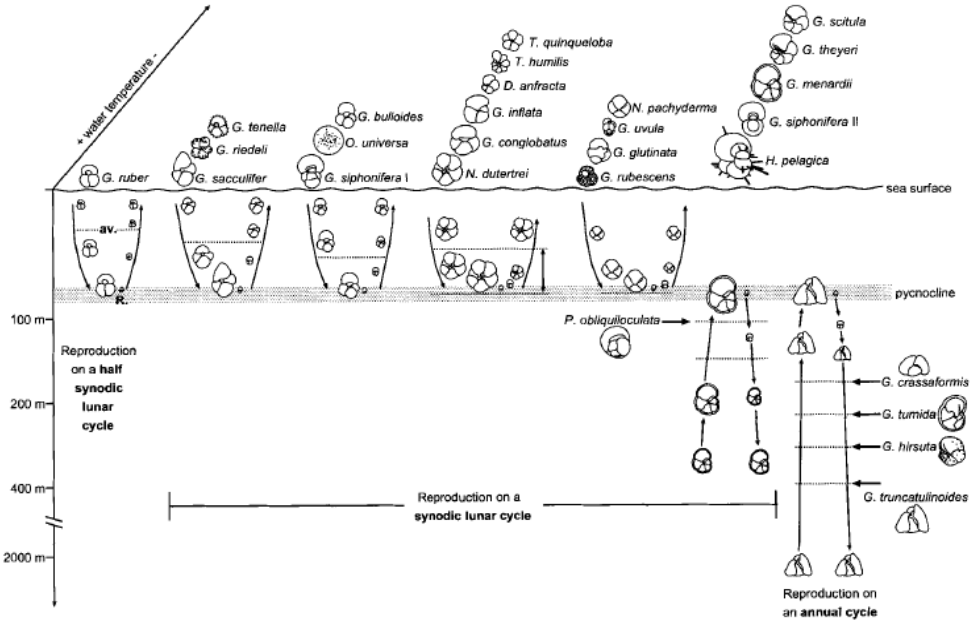


Figure I.11 : Profondeur de vie moyenne des foraminifères planctoniques dans des conditions stables et non perturbées (Schiebel et Hemleben, 2005).

b) Conservation dans la colonne d'eau et le sédiment

Avant même d'atteindre la surface du sédiment, le test des foraminifères planctoniques est altéré. Généralement, la dissolution de la calcite se fait dans des milieux sous saturés en carbonates, i.e. sous la lysocline (de Villiers, 2005). Cependant, entre 100 et 1000m de profondeur, Schiebel et al. (2007) observent les effets de la dissolution sur des tests de foraminifères planctoniques. Pour expliquer ce phénomène, les auteurs supposent que l'eau de mer à l'intérieur du test est sous-saturée en carbonates par rapport à l'eau de mer environnante. Une fois que les tests ont atteint la surface du sédiment, les assemblages subissent les mêmes processus taphonomiques que les foraminifères benthiques. L'un des principaux facteurs responsable de la perte d'information est la destruction des tests par dissolution (Martin, 1999 ; Sadekov et al., 2010 ; Nguyen et al., 2011). Celle-ci augmente avec la profondeur dans le sédiment, augmentant l'écart entre les assemblages de la faune vivante et de la faune morte (Bé, 1977 ; Bé et Hutson, 1977). Ce sont majoritairement les tests de petite taille et possédant de grands pores qui sont touchés (Dittert et al., 1999 ; Schiebel, 2002 ; Barker et al., 2007). A l'inverse, des processus de calcification secondaire peuvent également avoir lieu dans le sédiment et affecter le signal isotopique enregistré par les tests de foraminifères (cf. Shieh et al., 2002).

c) Répartition et saisonnalité dans le Golfe de Gascogne

Les changements saisonniers des caractéristiques de la colonne d'eau influent sur la production primaire et par conséquent sur les assemblages de foraminifères (Schiebel et Hemleben, 2000). Ces conditions varient suivant l'environnement considéré, aussi nous évoquerons uniquement les successions faunistiques

dans le Golfe de Gascogne. Les espèces majeures trouvées vivantes dans le Golfe de Gascogne sont d'après Retailleau (2009) et Retailleau et al. (2009, 2011), Siccha et al. (2012) et Kuhnt et al. (2013) : :

- *Neogloboquadrina pachyderma* dextre : Cette espèce est présente de mars à juin dans le G de G, durant le bloom printanier. C'est une espèce de milieux tempérés, à qui un large gradient de températures convient. Sa distribution verticale est déterminée par la profondeur de la pycnocline (Kuroyanagi et Kawahata, 2004).

- *Globigerinoides bulloides* : cette espèce vit dans les 60 premiers mètres de la colonne d'eau (Schiebel et al., 1997) et domine les assemblages entre 50 et 100m de profondeur (Be et Hamlin, 1967). C'est une espèce opportuniste souvent associée aux évènements d'upwellings (Schiebel et al., 2004), bien que d'autres auteurs la considèrent plutôt comme présente dans des milieux appauvris en nutriments où les autres espèces ne peuvent pas se développer (Pujol, 1980). Elle vit dans des températures comprises entre 0 et 27°C (Bé et Tolderlund, 1971).

- *Globorotalia inflata* : Cette espèce affectionne particulièrement les colonnes d'eau homothermiques et riches en nutriments (Tolderlund et Bé, 1971 ; Hutson, 1977 ; Rohling et al., 1993). Elle est présente dans le G de G en mars, durant le bloom de printemps (Retailleau et al., 2011) et préfère un gradient de température compris entre 2,2 et 22,6°C avec un optimum entre 10,6 et 17,3°C (Tolderlund et Bé, 1971).

- *Turborotalia quinqueloba* et *Globorotalia scitula* sont faiblement représentées dans la fraction >150µm du sédiment. Ce sont des espèces indicatives de températures froides (Bé, 1969, 1971 ; Tolderbund et Bé, 1971 ; Thunell et Reynolds, 1984 ; Hemleben et al., 1989). *Turborotalia quinqueloba* vit dans un gradient de température compris entre 1 et 21°C – optimum de 12°C pour une salinité allant de 34,4 à 36‰ (Bé et Tolderlund, 1971). C'est une espèce épipélagique, tandis que *G. scitula* préfère des températures comprises entre 5 et 10°C et vit en profondeur (Bé, et Tolderlund, 1971 ; Bé, 1977 ; Schiebel et Hemleben, 2000, 2005). C'est une espèce peu fréquente dont l'écologie est difficile à déterminer. Il semblerait que son développement optimal soit lié à d'autres éléments que la température (Pujol, 1980).

- *Globigerinella calida :* cette espèce est présente de mars à avril ainsi qu'au mois de novembre dans le Golfe de Gascogne. Elle n'est que peu représentée dans la faune morte.

Les espèces mineures rencontrées dans le Golfe de Gascogne sont :

- *Neogloboquadrina pachyderma* senestre : Cette espèce est considérée comme représentative des milieux polaires. Les très faible pourcentage de *N. pachyderma* senestre vivant dans le Golfe actuellement peuvent avoir été confondus avec des individus de l'espèce *N. pachyderma* dextre au sens d'enroulement anormal (Darling et al., 2006). Cette espèce est très commune dans le G de G en période glaciaire (Caralp, 1971, Pujol, 1980).

- *Neogloboquadrina pachyderma* incompta : Il s'agit d'une espèce d'été, se développant dans les eaux de surface (Shiebel et Hemleben, 2000 ; Kuroyanagi et Kawahata, 2004). Elle est souvent associée au maximum de profondeur de Chlorophylle-*a* et par conséquent est considérée comme indicative d'eaux stratifiées (Rohling et Gieskes, 1989).

- *Globigerinita uvula* : est une espèce subpolaire (Bé et Tolderlund, 1971) vivant entre 0 à 10°C (Bé, 1969)

- *Globigerina glutinata :* elle présente son maximum d'abondance en avril, et est absente en juillet/août. C'est une espèce tempérée de début de bloom, dont le régime alimentaire est constitué essentiellement de diatomées (Schiebel et al., 2001). Son optimum de vie est loin d'être déterminé. Elle serait trouvée dans un gradient de températures compris entre 11 et 30°C.

- *Orbulina universa :* dans le G de G, cette espèce tropicale à subtropicale présente son maximum d'abondance en juin, au moment de la mise en place de la thermocline (Retailleau et al., 2011). C'est une espèce de surface porteuse de symbiontes (Bé, 1977). Elle tolère des températures comprises entre 10 et 30°C (Darling et Wade, 2008) et présente des pics abondance dans le Gulf Stream et le courant du Portugal (Darling et Wade, 2008). En Atlantique Nord (47°N), elle est observée en été lorsque les eaux de surface sont bien stratifiées et supérieures à 16°C (Friedrich et al., 2012).

- P-D-intergrade : Cette espèce est trouvée entre avril et juin dans le Golfe de Gascogne, c'est un morphotype décrit par (Hilbrecht, 1997) à mi-chemin entre *N.pachyderma* dextre et *N. dutertrei* et dont l'écologie est proche de *N. pachyderma* dextre.

- *Globorotalia hirsuta, Globigerinoides trilobus, Hastigerina pelagica, Globorotalia truncatulinoides* : Dans la colonne d'eau comme dans le sédiment, un pourcentage négligeable de ces espèces est observé. On distingue deux sens d'enroulement (dextre et senestre) pour l'espèce *Globorotalia truncatulinoides qui* vit en milieux profonds et se reproduit préférentiellement en hiver (Hilbrecht, 1996). Elle est tolérante à une large gamme de températures et de salinités (Hilbrecht, 1996). Les formes dextre et senestre ne montrent pas de distinction particulière quant à leurs préférences pour les paramètres de température et de salinité (Hilbrecht, 1996). La transition entre les abondances relatives des formes dextre et senestre semble suivre un gradient environnemental (Caralp, 1971 ; Pujol, 1980 ; Hilbrecht, 1996). *Globigerinoides trilobus* est une espèce des environnements tropicaux à subtropicaux, présente uniquement fin août en Atlantique Nord (Schiebel et Hemleben, 2000).

Enfin, quelques espèces sont retrouvées dans les sédiments en quantité non négligeables mais ne sont pas présentes dans la colonne d'eau (Retailleau, 2009). C'est le cas notamment de :

- *Globigerinoides ruber* : il s'agit d'une espèce symbiotique vivant à la surface de la colonne d'eau, olérante aux variations de salinité (Bijma et al., 1990). Elle vit entre 13,3 et 29,5°C avec un optimum d'environ 21,3°C (Tolderbund et Bé, 1971) et peut être utilisée pour tracer les eaux chaudes (Oberhänsli et al., 1992).

Il ressort que dans le G de G, la majorité des espèces planctoniques se développe entre mars et juin durant le bloom phytoplanctonique (Retailleau et al., 2009 ; 2011 ; Schiebel et Hemleben, 2000). Une nette dominance de *G. bulloides, N.pachyderma* dextre et *G. inflata* (un peu plus précoce) est observée, tandis qu'au large, en Atlantique Nord, *G. glutinata* est également très présente au début du printemps et annonce l'arrivée des diatomées (Schiebel et Hemleben, 2000). Vers la fin du bloom (mai – juin), des espèces plus tolérantes aux eaux de surfaces chaudes et stratifiées, telles que *P/D*-intergrade ou *O. universa* apparaissent. Les mois de juillet-août, durant lesquels la thermocline est bien établie montrent des densités de foraminifères faibles (Retailleau et al., 2009 ; Schiebel et al., 2001). Les espèces *G. bulloides, G. scitula* et *N. incompta* dominent au large, tandis que *T. quinqueloba, G. inflata et G. bulloides* dominent à proximité des côtes (Retailleau, 2009). A la fin de l'été, au large du Golfe, ce sont essentiellement *G. sacculifer*, *O. universa*, *G. ruber* (morphotype

white), et *G. siphonifera* qui dominent les assemblages (Schiebel et al., 2001). Au début de l'automne, les abondances augmentent légèrement (bloom automnale lié à la destruction de la thermocline - Schiebel et al., 2001 ; Wollast et Chou, 2001).et *G. bulloides* domine au large, remplacée par *G. calida* à proximité de la côte (Retailleau, 2009). Au large du G de G, un changement de faune est également observé. Avec la destruction de la thermocline, des eaux riches en nutriments remontent, la chlorophylle est dispersée et *G. bulloides* prend le dessus sur *N. incompta*, alors que *G. glutinata* apparaît (Schiebel et al., 2001).

5.2.4. Quelle utilisation des foraminifères ?

Parmi les nombreuses utilisations des foraminifères benthiques vivants et fossiles dans les différents domaines des géosciences, nous citerons celles en relation avec les études paléoenvironnementales. Une de leurs principales utilités est la datation, qu'il s'agisse d'une estimation stratigraphique au regard des espèces présentes dans les échantillons ou d'une datation plus précise au carbone 14 (^{14}C). L'espèce *G. bulloides* dont les caractéristiques écologiques sont relativement bien connues est préférentiellement choisie pour les datations au ^{14}C.

De plus, une connaissance approfondie du milieu de vie de chacune des espèces rencontrées dans les études paléocéanographiques permet de reconstituer avec une certaine précision les conditions environnementales qui prévalaient lors de leur dépôt. Les foraminifères planctoniques peuvent ainsi fournir des informations sur les températures (Rohling et al., 1993), les courants de surface (Oberhänsli et al., 1992 ; Ortiz et al., 1995 ; Schiebel, 2002) mais également sur la production primaire. Les foraminifères benthiques quant à eux, sont utilisés en tant qu'estimateurs des paléo-productivités (Fariduddin et Loubere, 1997 ; Wollenburg et al., 2004) et comme outils de mesure de l'intensité des formations d'eaux profondes (Barker et al., 2010 ; Thornalley et al., 2011) ou de l'oxygénation des masses d'eau (Sarnthein et al., 1994 ; Eberwein et Mackensen, 2008).

A partir des assemblages, des fonctions de transfert peuvent également être appliquées sur les foraminifères planctoniques afin d'estimer les températures de surface (Schiebel et Hemleben, 2005 ; Kucera, 2005 ; Hald et al., 2007) ou sur les foraminifères benthiques pour estimer l'augmentation du niveau marin (Leorri et al., 2008).

Enfin, à l'échelle individuelle, des estimations de températures des eaux de surface et de fond sont également possibles en mesurant le rapport Mg/Ca (Martínez-Botí et al., 2011 ; van Raden et al., 2011 ; Rosenthal et al., 2011) ou encore les isotopes stables de l'oxygène ($\delta^{18}O$) (Barker et al., 2003, 2005 ; Schiebel et Hemleben, 2005 ; van Raden et al., 2011 ; Friedrich et al., 2012). Cependant, la salinité d'une part et la profondeur de vie des espèces d'autre part influencent les valeurs obtenues (Van Raden et al., 2011). Le $\delta^{18}O$ peut également être utilisé comme un traceur du volume de glace ou de paléo-productivités (Sarnthein et al., 1994 ; (Eberwein et Mackensen, 2008). C'est pourquoi l'on préfère généralement recouper les différentes informations. Les isotopes stables de l'azote ($\delta^{15}N$) et du carbone ($\delta^{13}C$) fournissent un second estimateur des paléo-productivités. Ce type de mesures nécessite cependant la plus grande précaution lors de l'interprétation, chaque individu ayant son propre « effet vital ». L'effet vital, consiste en une absorption préférentielle des éléments dissouts dans l'eau. Celui-ci existe à l'échelle interspécifique mais également à l'échelle intraspécifique

(Schmiedl et al., 2004; Eberwein and Mackensen, 2006). Par conséquent lors des mesures du $\delta^{18}O$, du Mg/Ca, de $\delta^{15}N$ ou encore du $\delta^{13}C$, le choix de l'espèce utilisée est primordial. En milieu benthique, les analyses isotopiques se font préférentiellement sur des organismes vivants à la surface du sédiment et supposés à l'état d'équilibre avec la masse d'eau (Eberwein et Mackensen, 2006), tandis que des organismes planctoniques dont l'écologie est relativement bien connue sont privilégiés pour des estimations dans la colonne d'eau. Enfin, les rapports isotopiques peuvent avoir été altérés par la diagenèse (Barker et al., 2003, 2005 ; Van Raden et al., 2011). Enfin, les foraminifères étant généralement classés par groupes de tailles, les analyses isotopiques se font préférentiellement sur des individus de grande taille et adultes, les états juvéniles ayant parfois un effet vital différent de celui de l'adulte (Grossman, 1987 ; Griveau, 2007).

Pour finir, des mesures de taille peuvent également être effectuées afin de mettre en évidence différentes structures océaniques (Schmidt et al., 2004 ; Beer et al., 2010), estimer le flux de carbonates (Schiebel et al., 1995 ; Schiebel, 2002).

5.3. Isotopes stables

Les ratios des isotopes stables de l'oxygène ($\delta^{18}O$) et du carbone ($\delta^{13}C$) sont communément utilisés en paléocéanographie pour caractériser les paramètres physico-chimiques des masses d'eau et la circulation océanique de façon plus générale (Sarnthein et al., 1994 ; Meredith et al., 1999). Le $\delta^{18}O$ est généralement utilisé comme proxy du volume de glace, des températures, des salinités, et de la stratification des masses d'eau (Urey, 1947 ; Emiliani, 1954 ; Duplessy et al., 1991 ; Maslin et al., 1995 ; Wolff et al., 1999 ; Niebler et al., 1999 ; Cléroux et al., 2007 ; Steph et al., 2009 ; Thornalley et al., 2010). Le $\delta^{13}C$ est plus communément utilisé pour reconstituer la productivité de surface (Mulitza et al., 1999), les flux de MO et l'oxygénation des masses d'eau profondes (Curry et al., 1988 ; Duplessy et al., 1988 ; Oppo et al., 1990 ; Thornalley et al., 2011). A une échelle locale, les $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ de la colonne d'eau ($\delta^{13}C_{DIC}$; DIC pour carbone inorganique dissout) sont contrôlés par le fractionnement isotopique atmosphérique (Wolff et al., 1999), la température et la salinité des eaux de surface, le ratio d'évapo-précipitation, et suivant les régions par la circulation atmosphérique, les eaux intermédiaires advectées et les apports d'eaux douces par les rivières (Khatiwala et al., 1999 ; Spero et al., 2003 ; Pena et al., 2010). Enfin la productivité des eaux de surface joue un rôle prépondérant sur l'export de MO vers le sédiment et sur le $\delta^{13}C_{DIC}$ du fait de l'incorporation préférentielle des isotopes légers du carbone (^{12}C) lors de la photosynthèse. En profondeur, la diminution des températures entraîne une augmentation des $\delta^{18}O$, alors que la reminéralisation de la MO (caractérisée par des $\delta^{13}C$ légers) dans la colonne d'eau conduit à un gradient bathymétrique du $\delta^{13}C$ de la MO à la surface des sédiments (Fontanier et al., 2006). Le $\delta^{18}O$ de la calcite à l'équilibre ne montre pas de variations particulières dans la colonne sédimentaire (McCorkle et al., 1997 ; Fontanier et al., 2006). Au contraire, la reminéralisation de la MO dans le sédiment, conduit à un gradient décroissant du $\delta^{13}C$ avec la profondeur (McCorkle et al., 1985). Ce phénomène induit une déviation systématique du $\delta^{13}C$ des foraminifères benthiques vivants en profondeur dans le sédiment vers des valeurs plus légères.

Les ratios isotopiques de l'oxygène et du carbone enregistrés par les foraminifères planctoniques et benthiques sont directement dépendants du milieu dans lequel ils évoluent. Les foraminifères planctoniques et benthiques ajustent leur profondeur de vie en réponse à la productivité primaire saisonnière et aux changements hydrographiques (Ravelo et Fairbanks, 1992 ; Thunell et Sautter, 1992 ; Schiebel et Hemleben, 2005 ; Retailleau et al., 2011). De ce fait, la calcification de la plupart des espèces n'est pas réduite à une profondeur et une saison en particulier (Thunnel et Sauter, 1992 ; Conan et Brummer, 2000). De plus, plusieurs paramètres propres aux foraminifères sont également susceptibles d'affecter le signal enregistré par les foraminifères : la température influence l'incorporation des isotopes lourds lors de la formation de la calcite (Erez et Luz, 1983 ; Bouvier-Soumagnac et Duplessy, 1985 ; Bemis et al., 1998). Des études en laboratoire ont également montré que l'alcalinité, le pH et les $[CO_3^{2-}]$ influencent les $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ des foraminifères (Spero et al., 1997 ; Bijma et al., 1999 ; Wolff et al., 1999 ; Mulitza et al., 2003). Ces paramètres sont en partie dépendant de l'espèce (Bijma et al., 1999) et de l'individu (« effet vital » ; Duplessy et al., 1981). Un effet relatif au stade de développement du foraminifère (effet ontogène) a également été observé (Birch et al., 2013). Cet effet peut être lié au métabolisme, à la croissance, au taux de calcification (Ortiz et al., 1996), à la respiration et la photosynthèse par les symbiontes (Spero et Lea, 1993, 1996 ; Mulitza et al., 1999 ; Bemis et al., 2000) ou encore à la gamétogenèse (Bé, 1980). Une calcification secondaire réalisée en profondeur de la colonne d'eau est également susceptible d'avoir lieu (Schiebel et Hemleben, 2005). De ce fait, des analyses réalisées sur plusieurs espèces permettent de différencier les variations relatives à un changement de microhabitat des foraminifères ou au contraire relatives à la stratification de la colonne d'eau (Farmer et al., 2007; Spero et al., 2003).

Pourquoi étudier la variabilité hydrologique holocène dans le Sud Est du Golfe de Gascogne ?

1. Intérêt d'une étude paléo-environnementale
    - Les conditions environnementales modernes sont sans précédents ;
    - L'étude des paléo-environnements permet d'acquérir une meilleure connaissance des facteurs climatiques forçants ;
    - Les études paléo-environnementales permettent de confronter les résultats à ceux des modèles climatiques.
2. Pourquoi l'Holocène ?
    - Il s'agit du présent interglaciaire, au cours duquel on observe une variabilité climatique à même de nous renseigner sur les paramètres climatiques forçants ;
    - Pression croissante de l'activité anthropique.
3. Pourquoi le Golfe de Gascogne ?
    - Zone marginale à la circulation océanique, subissant à la fois l'influence océanique et continentale ;
    - A mi-chemin entre deux cellules atmosphériques qui contribuent à réguler le climat européen.
4. Pourquoi utiliser les foraminifères planctoniques et benthiques ?
    - La réponse des foraminifères aux variations des paramètres environnementaux (productivité primaire, températures, salinités, turbidité, transports sédimentaires) est bien connue dans le Golfe de Gascogne ;
    - Les tests de foraminifères sont bien conservés dans les archives sédimentaires. Ils donnent un aperçu relativement fiable des paléo-environnements ;
    - Leurs tests peuvent faire l'objet d'analyses supplémentaires (datations, ratios isotopiques, mesures de taille de la coquille) qui viennent compléter les informations fournies par les assemblages.

Chapitre II. Matériel et Méthodes

1. Matériel

Afin de répondre aux objectifs définis précédemment, quatre carottes longues et deux carottes courtes prélevées dans le Golfe de Gascogne suivant un transect NO-SE constitué de quatre stations (WH – 2000m ; A – 1000m ; B – 550m ; D – 150m) ont été analysées (Tableau II.1 ; Figure II.1a). Les carottes longues ont été prélevées au moyen d'un carottier kullenberg qui entraîne fréquemment la perte du sédiment de surface. Les carottes courtes ont été prélevées au moyen d'un carottier multicore qui préserve l'interface eau-sédiment. L'objectif de ce double échantillonnage est d'obtenir un signal complet depuis l'interface eau - sédiment jusqu'au bas des carottes kullenberg.

Station		WH	A	B	D
Latitude		44°33'N	44°10'N	43°50'N	43°42'N
Longitude		2°45'N	2°20'N	2°03'N	1°34'N
Profondeur d'eau (m)		2000	1000	550	145
Distance à la côte (km)		115	79	52	12
Distance à la rupture de pente (km)		50	23	2	-1
Longueur de l 'enregistrement (cm)	Carotte d 'interface	20	-	41	36
	Carotte kullenberg	90	200	320	210

Tableau II.1: Tableau récapitulatif des coordonnées des quatre stations de prélèvement (WH, A, B et D).

Trois des quatre carottes kullenberg étudiées, respectivement de : 90 cm (Cadiac WH – 70,84 cm² de surface), 200 cm (Cadiac A – 70,84 cm² de surface) et 210 cm (Cadiac D – 70,84 cm² de surface) ont été prélevées respectivement en station WH, A et D (Tableau II.1), au cours de la mission océanographique CADIAC effectuée à bord du *Côtes de la Manche* en juin 2009. La quatrième carotte, longue de 320 cm (KS10b – 70,84 cm^2) a été prélevée en station B au cours de la mission océanographique PROSECAN I effectuée à bord du bateau océanographique *Thallia*.

Les carottes courtes ont été prélevées au moyen d'un carottier multitube DT INSU-CNRS en stations WH, B et D lors des missions océanographiques PECH1- juin 2006 (FCWH - 20 cm ; 70,84 cm² de surface), PECH5 – Mars 2008 (FC5 B pal, 41cm – 70,84 cm² de surface) et PECH6 - Juillet 2008 (FC6 D pal, 36 cm – 70,84 cm² de surface) effectuées à bord du *Côtes de la Manche*.

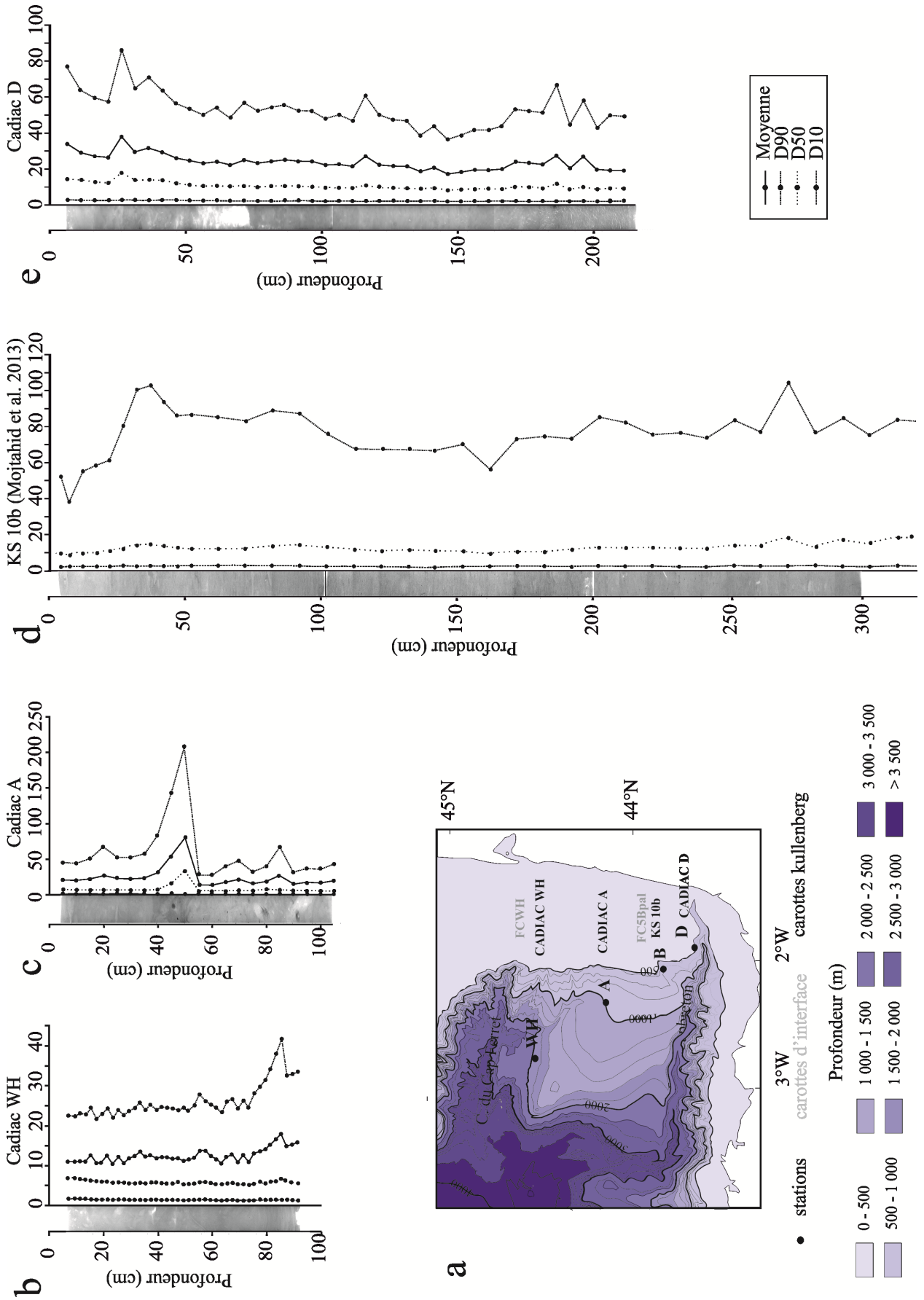


Figure II.1 : a) Carte bathymétrique du Sud Est du Golfe de Gascogne (SE du G de G). Les points noirs représentent les stations (WH, A, B et D) étudiées le long d'un transect bathymétrique NW-SE dans le SE du G de G. En face sont notées les carottes d'interface (FCWH et FC5Bpal – en gris) et les carottes kullenberg

(CADIAC WH, CADIAC A, KS10b et CADIAC D - en noir) étudiées pour chacune de ces stations ; b), c), d), e) 90ème, 50ème et 10ème centiles (respectivement, D90, D50 et D10), moyenne des tailles de grains et radiographie X, exprimés en fonction de la profondeur (cm) dans les carottes Cadiac WH (b), Cadiac A (c), KS10b (d), et Cadiac D (f).

2. Description sédimentaire

Une première description visuelle des carottes kullenberg précédemment citées a été réalisée. Elle est suivie d'une analyse aux Rayons X (Figure II.1) obtenue par radiographie SCOPIX (Migeon et al., 1998). Des analyses granulométriques ont été effectuées tous les 2 cm sur la carotte CADIAC WH, tous les 5 cm sur les carottes CADIAC A et CADIAC D et enfin tous les 5 à 10 cm sur la carotte KS10b (Mojtahid et al., 2013), au moyen du diffractomètre laser de type Malvern™ Masterizer du laboratoire EPOC – UMR 58 –Bordeaux.

Pour l'ensemble des quatre carottes kullenberg, un pas d'échantillonnage général de 5 cm a été retenu. La carotte Cadiac WH qui présente de très faibles taux de sédimentation en début d'enregistrement a été sous échantillonnée par trois fois entre 74 et 84 cm de profondeur. La carotte CADIAC D a également été sous échantillonnée entre 10 et 20 cm de profondeur. Le pas d'échantillonnage de la carotte CADIAC D varie donc entre 2 et 5 cm.

Les carottes d'interface ont quant à elles été échantillonnées à bord tous les 0,5 cm entre 0 et 4 cm, tous les 1 cm entre 4 et 10 cm, tous les 2 cm entre 10 et 16 cm et tous les 4 cm entre 16 et 20 cm pour la carotte FC WH. La carotte FC 5 B pal a été échantillonnée tous les 0,5 cm entre 0 et 4 cm puis tous les centimètres entre 4 et 41 cm.

Porosité du sédiment

La masse sèche de chacun des échantillons prélevés sur les carottes kullenberg et d'interface est utilisée pour calculer des concentrations en foraminifères. Les échantillons de sédiment, placés dans des pots pré-pesés, sont pesés une première fois pour obtenir la masse du sédiment humide (m_h), séchés à l'étuve (50°C) et à nouveau pesés afin d'obtenir la masse de sédiment sec (m_s) et la masse de l'eau interstitielle (m_e). Les volumes de sédiment correspondants sont estimés en divisant la masse de sédiment sec par la densité des particules estimées par Berner (1980), d'une valeur de 2,65 (exprimée en g cm^{-3}). Cependant du fait de multiples traitements réalisés (coloration au Rose Bengal par exemple), la masse de sédiment sec n'a pas été mesurée de façon systématique. En l'absence de mesure de masse des échantillons (cas des carottes WH et A notamment), les valeurs de porosité (φ) ont été utilisées. Celles-ci ont été obtenues à partir d'une régression polynomiale, établie sur la base des valeurs de porosité mesurées sur une carotte jumelle (Charbonnier, 2010 - données non publiées) et calculées suivant la formule

$$\varphi = \frac{\left(\frac{\text{masse de l'eau interstitielle}}{\text{densité de l'eau de mer}}\right)}{\left(\frac{\text{masse du sédiment humide}}{\text{densité du sédiment}}\right)} = \frac{\left(\frac{me+msel}{\text{densité de l'eau de mer}}\right)}{\left(\frac{me+msel}{\text{densité du sédiment}}\right)+\left(\frac{\text{masse des particules}}{\text{densité des particules}}\right)}$$

Où m_e correspond à la différence entre le poids initial et le poids final de l'échantillon ($m_e = m_h - m_s$) ; m_{sel} est calculée à partir de la salinité (35‰) et m_e ($m_{sel} = (m_e * 35) / 1000$) ; la densité de l'eau de mer est de 1.025 ; la densité des particules est de 2,65 (Berner, 1980) et la masse des particules est calculée à partir de la masse de sel et la masse du sédiment sec (masse des particules = $m_s - m_{sel}$).

A partir des données de porosité, le volume de sédiment sec (V_s) peut être estimé pour les stations WH et A suivant la formule :

$$Vs = Vh * (1 - \varphi) * 2.65$$

Où V_h (cm^3) est le volume de l'échantillon initialement prélevé, 2,65 ($g\ cm^{-3}$) est le coefficient moyen de densité des particules établi pour les sédiments du Golfe de Gascogne (Berner, 1980) et φ la porosité calculée, puis les taux d'accumulation calculés.

3. Modèle d'âge

Pour chacune des carottes étudiées, un modèle d'âge a été établi. Les premiers centimètres des carottes kullenberg sont généralement perdus. La perte de sédiment a été estimée en comparant les profils d'éléments réactifs ou dissouts tels que le NH_4^+ ou le Mn^{2+} mesurés sur les carottes d'interface et sur des carottes jumelles des carottes kullenberg (Mouret, 2009 ; Charbonnier, 2010 - données non publiées) mais aussi lorsque cela était possible par comparaison entre les assemblages des carottes courtes et ceux des carottes longues. La perte de sédiment a été estimée à environ 4 cm pour les carottes CADIAC WH et CADIAC A, 6 cm pour la carotte CADIAC D et à environ 5.5 cm pour la carotte KS10b.

Les datations ont été réalisées par l'UMS-ARTEMIS (Pelletron 3MV ; Annexe 1) établissement AMS (CNRS-CEA Saclay, France). Les analyses ^{14}C analyses ont été faites suivant la procédure standard décrite par Tisnérat-Laborde et al. (2001). Les âges ^{14}C ont été convertis en âges calendaires (c'est-à-dire en nombre d'années avant 1950, noté BP pour *before present*) au moyen d'un modèle de dépôt proposé dans le logiciel OxCaL 4.1 (Ramsey, 2008 ; Ramsey, 2009), basé sur la courbe de calibration IntCal09 (Reimer et al., 2009) après avoir appliqué un coefficient de correction correspondant à un âge réservoir de -360 ± 40 ans (valeur moyenne issu de la base de données globale disponible à l'adresse internet suivante : http://www.calib.qub.ac.uk/ marine) pour les carottes Cadiac WH et A.

Après 1950, les essais nucléaires réalisés dans le monde ont entrainé la libération dans l'atmosphère de carbone radioactif. Par conséquent, les dépôts postérieurs à 1950 sont enrichis en ^{14}C par rapport à la composition de référence mesurée en 1950. Aucune date AMS ^{14}C ne peut alors être calculée. Pour y remédier on utilise le pMC corrigé du fractionnement. Dans ce cas, le pMC est converti en âges calendaires à partir de la courbe de calibration Bomb04HN1 (Hua et Barbetti, 2004), adaptée à des calibrations d'échantillons prélevés au Nord du 40ème parallèle Nord.

Les datations ^{14}C obtenues sont disponibles dans le Tableau II.2. Le modèle d'âge de la station WH a été établi par une combinaison de 2 datations provenant de la carotte FCWH et de 5 datations provenant de la

carotte CADIAC WH. Le modèle d'âge de la station B a été établi par (Mojtahid et al., 2013) par une combinaison de 10 datations provenant de la carotte KS10b et de 2 datations provenant d'une carotte jumelle CADIAC B (Mouret, 2009). L'âge réservoir utilisé était de 360 ± 90 ans (Mojtahid et al., 2013).

Station	Carotte	Profondeur non corrigée (cm)	Matériel	^{14}C	pMC corrigé du fractionnement	Age calibré (cal ans BP)	1/σ - Logiciel : OxCal 4.1	1/σ + Logiciel : OxCal 4.1	Références
WH	FC1WH	0.25	*G. bulloides ; G. inflata*	-	102.25 ± 0.34	-46	6	21	Garcia et al. submitted Age réservoir utilisé : 360 ± 40
		18	*G. bulloides ; G. inflata*	1590 ± 30	82.04 ± 0.28	1156	156	134	
	CADIAC WH	0.5	*G. bulloides*	1065 ± 40	87.56 ± 0.46	636	260	249	
		55.5	*G. bulloides*	2840 ± 30	70.24 ± 0.21	2639	192	227	
		70.5	*G. bulloides*	5460 ± 35	50.69 ± 0.23	5693	176	186	
		75.5	*G. bulloides*	9340 ± 45	31.26 ± 0.17	10215	173	144	
		80.5	*G. bulloides*	11300 ± 50	24.49 ± 0.15	12815	150	165	
A	CADIAC A	0.25	mélange planctonique	1720 ± 30	80.73 ± 0.23	1288	97	102	Age réservoir utilisé : 360 ± 40
B	FC5Bpal	9.5	*G. bulloides ; N. pachyderma d.*	60 ± 40	99.24 ± 0.50	224	246	58	Age réservoir utilisé : 360 ± 90
		10.5	*G. bulloides ; N. pachyderma d.*	255 ± 30	96.87 ± 0.26	302	156	162	
		17.5	*G. bulloides ; N. pachyderma d.*	560 ± 30	93.28 ± 0.24	553	42	97	
		27.5	*G. bulloides ; N. pachyderma d.*	660 ± 30	92.10 ± 0.23	645	92	36	
		36.5	*G. bulloides ; N. pachyderma d.*	810 ± 30	90.41 ± 0.26	712	42	78	
	KS10b	35.5	mélange planctonique	1615 ± 30	81.76 ± 0.33	1194	102	80	Mojtahid et al. 2013 Age réservoir utilisé : 360 ± 90
		49.5*	mélange planctonique	1955 ± 30	78.41 ± 0.20	1493	95	111	
		70.5	mélange planctonique	2860 ± 35	70.06 ± 0.32	2566	123	119	
		99.5	mélange planctonique	3965 ± 35	61.06 ± 0.27	3919	134	140	
		129.5*	mélange planctonique	5330 ± 30	51.49 ± 0.16	5762	86	98	
		130.5	mélange planctonique	5270 ± 35	51.88 ± 0.22	5624	109	91	
		170.5	mélange planctonique	6675 ± 40	43.55 ± 0.23	7237	128	108	
		200.5	mélange planctonique	7215 ± 45	40.74 ± 0.23	7705	87	103	
		230.5	mélange planctonique	7815 ± 45	37.80 ± 0.21	8266	105	93	
		280.5	mélange planctonique	8460 ± 40	34.89 ± 0.18	8777	97	95	
		313	mélange planctonique	8450 ± 30	34.93 ± 0.14	8868	92	104	
		318	mélange planctonique	8290 ± 45	35.62 ± 0.21	8951	96	104	
D	CADIAC D	183-184	mélange benthique	Datation en cours					

* carotte CADIAC B

Tableau II.2 : Tableau récapitulatif des points datés, du type de matériel utilisé et des datations obtenues sur l'ensemble des quatre carottes kullenberg et des deux carottes courtes étudiés.

Une seule datation a été réalisée en surface (0 – 0,5 cm) de la carotte CADIAC A. Une seule datation a été réalisée au bas de la carotte CADIAC D (183,5 cm). A ce jour, le résultat de cette datation ne nous est pas parvenu. Du fait du nombre de datations insuffisantes, l'établissement d'un modèle d'âge précis est impossible pour chacune de ces deux carottes. Cependant, un modèle d'âge approximatif a pu être établi par le biais d'une comparaison de nos assemblages à la littérature d'une part (CADIAC A), mais également à ceux d'enregistrements proches dont le modèle d'âge est mieux contraint d'autre part (CADIAC A et D). Le logiciel Analyseries (développé par Didier Paillard, LCSE – www.lsce.ipsl.fr/logiciels/index.php) a été utilisé. Le modèle d'âge de la carotte CADIAC A est détaillé Chapitre IV. Celui de la carotte CADIAC D est détaillé Chapitre VII.

A partir des modèles d'âge établis pour chacune des carottes, sont déduits des taux de sédimentation (S_r) utilisés pour calculer les taux d'accumulation de foraminifères planctoniques et benthique (paragraphe 4.2).

4. Analyse des assemblages de foraminifères

4.1. Foraminifères vivants

Lors de la découpe, les échantillons des carottes d'interface compris entre 0 et 10 cm de profondeur sont stockés dans une solution d'éthanol 95% contenant 1g L^{-1} de colorant Rose Bengal (Walton, 1952) et remués doucement jusqu'à l'obtention d'une solution homogène. Le Rose Bengal colore le cytoplasme des foraminifères vivants au moment du prélèvement et permet d'estimer le nombre de foraminifères benthiques vivants présents dans les sédiments. La préservation de la MO dans les sédiments peut induire une coloration des foraminifères même plusieurs jours après leur mort (Bernhard, 1988, 2000). Des critères de sélection stricts sont appliqués et seuls les foraminifères bien colorés sont considérés comme vivant. En cas de doute sur la coloration, notamment pour les individus observés dans les sédiments profonds, les foraminifères bien colorés des échantillons de surface servent de référence. En cas de doute le foraminifère est considéré comme mort.

Les échantillons sont lavés aux tamis >63 µm et >150 µm. Les résidus sont conservés dans l'éthanol afin de préserver la coloration. Seule la faune benthique >150 µm a été analysée. Les foraminifères benthiques vivants sont piqués humide (environ 50% d'eau et 50% d'éthanol). Les stocks de foraminifères (nombre total de foraminifères présents sous une surface théorique de 50 cm^2) ont été calculés, de même que les concentrations en foraminifères benthiques (ind 50 cm^{-3}) et les abondances relatives (%). Enfin, la profondeur moyenne de vie (ALD_{10} ; Jorissen et al., 1995) a été calculée pour chaque taxon ainsi que pour la faune totale.

4.2. Foraminifères morts

Pour chaque niveau, ont été calculés les abondances absolues de foraminifères planctoniques et benthiques (exprimées en nombre d'individus par gramme de sédiment sec), les abondances relatives (exprimées en pourcentage d'une espèce planctonique ou benthique par rapport à la faune totale planctonique ou benthique respectivement) et les taux d'accumulation de foraminifères planctoniques (PFAR) et benthiques (BFAR). Lorsque les taux de sédimentation sont relativement constants, les BFAR (et PFAR) sont utilisés comme proxies de paléo-productivité (Herguera et Berger, 1991 ; Herguera, 1992 ; Gooday, 2003 ; Jorissen et al., 2007). Les PFAR et BFAR exprimés en nombre d'individus par cm² par 1000 ans (ind cm^{-2} ka^{-1}) (Herguera et Berger, 1991) ont été estimés pour les carottes dont nous disposions d'un modèle d'âge assez précis suivant la formule suivante :

$$FAR = N * Sr * Vs$$

Où N est le nombre d'individus, V_s le volume de sédiment tel que décrit dans le paragraphe et Sr le taux de sédimentation linéaire exprimé en centimètre par 1 000 ans (cm ka^{-1}) et obtenu à partir du modèle d'âge de la carotte considérée.

Les foraminifères planctoniques et benthiques dont la taille excède 150µm ont été analysés. Les échantillons riches en foraminifères ont été subdivisés au moyen d'un splitter et un nombre de 300 foraminifères ou plus a été prélevé dans un sous-échantillon entier (cf. Murray, 2006). Du fait du nombre de foraminifères prélevés, une marge d'erreur de l'ordre de 5% (Van der Plas et Tobi, 1965 ; Pissart et al., 1998) est à considérer lors de l'analyse des assemblages. Seules les espèces dont l'abondance est supérieure ou égale à 5% dans au moins un des échantillons analysés sont présentées. L'ensemble des données est disponible en

annexe 2. Dans la carotte CADIAC A, seuls les 55 premiers centimètres ont été analysés car la dominance à 70% de l'espèce polaire *N. pachyderma* senestre à partir de 50 cm suggérait l'enregistrement d'une période antérieure à l'Holocène (Mojtahid et al., 2005; Eynaud et al., 2007, 2009).

4.3. Taxonomie

Une des difficultés majeures rencontrée lors de toute étude effectuée sur les foraminifères est l'identification des espèces observées.

Une attention plus particulière a été portée sur les spécimens planctoniques du genre *Neogloboquadrina* pour lesquels on distingue cinq espèces ou morphotypes différents : *N. pachyderma* dextre ; *N. pachyderma* senestre ; N. *incompta* ; *N. dutertrei* et P/D-intergrade.

Des analyses morphologiques, génétiques et écologiques réalisées sur les espèces de type « *pachyderma* », ont conduit à la différenciation des individus à enroulement senestre et dextre en tant qu'espèces distinctes (e.g Darling et al., 2000, 2006 ; Darling et Wade, 2008). Dans un soucis d'uniformisation de la nomenclature et afin d'éviter tout malentendu, Darling et al. (2006) suggèrent d'utiliser le terme *pachyderma* (Ehrenberg, 1873) pour distinguer les individus à enroulement senestre de ceux à enroulement dextre pour lesquels le terme *incompta* (Cifelli, 1961) a été proposé. Les individus à enroulement senestre ne constituant pas la majorité de la faune rencontrée au sein des assemblages Holocène du Golfe de Gascogne, nous avons préféré les termes « *N. incompta* » et « *N. pachyderma* senestre » pour distinguer ces deux espèces.

Les individus à enroulement senestre sont préférentiellement observés dans les environnements arctiques et subpolaires (Kennett, 1968 ; Bé et Tolderlund, 1971 ; Darling et Wade, 2008) tandis que les individus à enroulement dextre contribuent majoritairement aux assemblages des environnements tempérés (Hilbrecht, 1997 ; Darling et Wade, 2008). Le ratio dextre / senestre est préservé dans le sédiment (Kucera et al., 2005). Au sein d'une population mono-spécifique de type dextre ou senestre (>97%), des individus au sens d'enroulement aberrant (<3%) peuvent être observés (Bauch et al., 2003 ; Darling et al., 2006). Une population mono-spécifique (dextre ou senestre) dont l'abondance est comprise entre 3 et 97 %, n'est d'aucune utilité pour les reconstructions paléo-environnementales, en effet, la relation avec les formes aberrantes et les températures de surface n'est alors pas clairement définie (Darling et Wade, 2008).

Parmi les individus à enroulement dextre, deux espèces (*Neogloboquadrina dutertrei* et *Neogloboquadrina pachyderma* dextre) se distinguent de par leurs préférences écologiques mais aussi de par le nombre de loges et la présence (*N. dutertrei*) ou l'absence (*N. pachyderma* dextre) d'une dent au niveau de l'ouverture primaire (Hilbrecht, 1997 ; Darling et al., 2000, 2006). Une large gamme d'individus de morphotype intermédiaire (P-D intergrade) est observée entre ces deux espèces mais ne reflète pas un gradient écologique (Hilbrecht, 1997). Leurs préférences écologiques sont similaires à celles de *N. pachyderma* dextre (Hilbrecht, 1997). Dans le présent manuscrit, les morphotypes *N.pachyderma* dextral et P-D intergrade ont été sommées (Kipp, 1976).

Au sein de la faune benthique, outre la distinction classique des individus dits perforés, porcelanés et agglutinés, nous avons distingué les individus dits fossilisables, des individus dits non fossilisables. La majorité

des espèces agglutinées observées dans le sédiment de surface ainsi que dans les études de la faune vivante, ne sont pas retrouvées en profondeur des carottes sédimentaires (Gooday, 2003). De ce fait, parmi les foraminifères benthiques agglutinés, seuls les taxons dit fossilisables (c'est-à-dire préservé au-delà des 5 centimètres de processus de diagenèse) sont pris en compte lors des calculs de concentrations, taux d'accumulations et abondances relatives des faunes de foraminifères benthiques morts.

5. Mesure des paramètres de taille des foraminifères planctoniques

Les mesures de taille des tests de foraminifères sont effectuées au moyen d'un microscope automatique monoculaire Leica© Z16APO (Figure II.2a), le second d'une génération développée à l'ETH à Zürich (Bollmann et al., 2005), modifié et installé au BIAF, à l'Université d'Angers par Ralf Schiebel. Le positionnement manuel (X et Y) des cellules sur la plaque photographique est facilité par le logiciel analySIS. Les images sont prises par un appareil photo couleur CC12 (SIS©) toute au même grossissement à une résolution de 1.4 µm² par pixel. L'illumination constante des échantillons est fournie par une source de lumière Leica© CLS100X. Les formes des particules sont analysées grâce au logiciel analySIS FIVE (SIS/Olympus©) ainsi qu'un logiciel complémentaire développé par MAS©. Afin de favoriser le contraste nécessaire à l'analyse d'image, les foraminifères sont disposés, face ventrale visible, dans des cellules Chapman à fond noir. Retailleau (2009) a travaillé sur la distribution des tailles de foraminifères dans le Golfe de Gascogne. Au moyen d'une analyse en composante principale réalisée en collaboration avec O. Pays, l'auteur a montré que parmi les 21 paramètres morphologiques (paramètres d'envergue et paramètres de forme) mesurés par cet équipement, il était possible de ne considérer qu'un seul paramètre d'envergure (le diamètre minimum) pour travailler sur les relations écologie / taille. Nous avons choisi de considérer le diamètre minimum et l'aire (Figure II.2b).

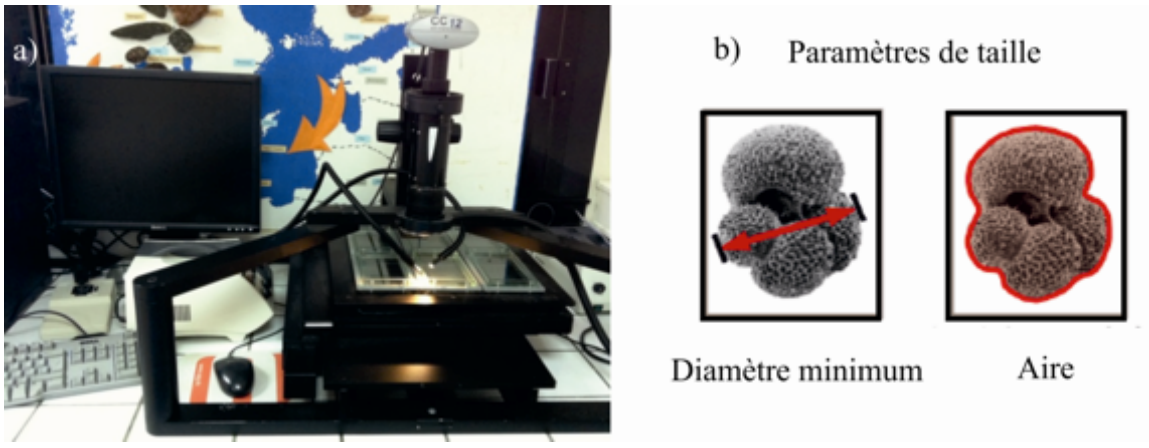


Figure II.2 : a) Microscope automatique à lumière incidente ; b) éléments mesurés par le logiciel (Diamètre minimum et Aire) et utilisés dans le cadre de notre analyse de taille.

Les paramètres de taille des foraminifères planctoniques ont été acquis par L. Levillain que j'ai encadrée avec H. Howa et R. Schiebel au cours de son stage de M2 (2013) effectué au BIAF (Angers). Les paramètres de taille des foraminifères étant mesurés un à un, seules les espèces *Globigerina bulloides*, *Neogloboquadrina pachyderma* dextre, P-D intergrade*, Globorotalia inflata* et *Globigerinoides ruber* provenant des carottes CADIAC WH et KS10b ont été mesurés (cf Annexes de L. LeVillain, 2012 - M2, Université Bordeaux 1) pour des raisons évidentes de temps de manipulation. Ces espèces ont été choisies pour leurs abondances élevées dans les sédiments ainsi que pour leur écologie (*G. bulloides*, *N. pachyderma* dextre, P-D-intergrade et *G. inflata*) ; afin d'étayer une hypothèse sur les paramètres environnementaux du Golfe de Gascogne (*G. ruber*).

Les foraminifères de taille >150µm ont été mesurés, afin de permettre la comparaison directe des paramètres de taille avec les données des abondances relatives disponibles dans un même niveau. La distribution des paramètres de taille (toutes espèces confondues puis par espèces) en fonction du temps est présentée sous la forme de boîtes à moustaches qui permettent de présenter à la fois la valeur médiane, les quartiles (tailles pour lesquelles 25% et 75% des données mesurées et classées par ordre croissant sont considérées) ainsi que les valeurs minimum et maximum des paramètres de taille considérés.

Cependant, l'utilisation de tamis >150µm représente une coupure artificielle de la distribution de taille des assemblages et n'a par conséquent aucune signification biologique (Schmidt et al., 2004). En effet, cette classe de taille exclue les individus juvéniles et les changements ontogéniques relatifs au passage du stade juvénile au stade adulte (Schmidt et al., 2004 ; Schiebel et Hemleben, 2005). De plus, les populations de foraminifères planctoniques sont plus étirées en présence d'individus plus gros, c'est pourquoi Chapelle et Peck (1999) mais aussi Schmidt et al. (2004) suggèrent l'utilisation de la taille séparant 95% de la population des 5% les plus grands (soit le 95ème centile ou D95) pour comparer la distribution des tailles de foraminifères planctoniques à l'échelle spatiale. Ils mettent alors en évidence un lien existant entre la taille des foraminifères et la température à l'échelle spatiale. Nous avons donc également considéré le D95 lors de la description des variations des paramètres de taille des foraminifères planctoniques en fonction du temps, en espérant mettre en évidence les variations des paramètres de taille relatives aux variations des températures de surface.

Outre l'utilisation des D95 pour décrire les paramètres de taille en fonction du temps, nous avons décidé d'user de tests statistiques pour nous aider dans cette description. En effet, la multiplicité des données mesurées pour chacun des niveaux rend difficile la distinction des variations des paramètres de taille et la moyenne ou le D95 à eux seuls ne sont pas suffisamment représentatifs de la distribution des données. Aussi, dans la mesure où la répartition des données ne suit pas une loi normale (coupure artificielle de la population par élimination de la fraction juvénile et test de Shapiro-Wilk non significatif), un test statistique global de type non paramétrique (Kruskall-Wallis) a été appliqué afin de tester l'homogénéité des moyennes. Le test non paramètre de Kruskall-Wallis est l'équivalent non paramétrique du test ANOVA. Le rejet (p-value < 0,05) de l'hypothèse nulle (H0 : m1 = m2 = … = mi ; où mi est la moyenne des paramètres de taille d'un niveau i) implique qu'au moins l'un des échantillons testé présente une moyenne significativement différente de celle des autres échantillons. Cependant ce test statistique ne permet pas de spécifier les relations existantes entre les différents échantillons. C'est pourquoi dans le cas où H0 est rejetée, un test individuel de Student est appliqué. Ce test permet de comparer des échantillons deux par deux mais est inadapté lorsqu'il s'agit de multiplier les tests (c'est à dire comparer l'ensemble des niveaux entre eux). En effet, la multiplicité des tests augmente le

risque α de rejeter à tort l'hypothèse nulle (H0 : m1 = m2). Pour pallier à cela, il existe différentes méthodes de correction du risque α, comme la correction de Bonferroni qui consiste à multiplier les p-value des tests de Student par le nombre de tests effectués (Micheaux et al., 2011).

6. Assemblages de coccolithes

Lors de l'étude de la carotte CADIAC WH, nous avons eu l'opportunité de compléter nos données faunistiques basées sur les assemblages de foraminifères planctoniques par une analyse des assemblages de coccolithes (organismes phytoplanctoniques carbonatées). Cette étude a été réalisée par Arthur Guillhou (2012) lors de son stage de M1 au laboratoire EPOC, Université Bordeaux I que j'ai eu l'occasion de co-encadrer avec J. Giraudeau. Un pas d'échantillonnage compris entre 1 et 5 cm a été retenu pour un total de 37 échantillons analysés.

La préparation des échantillons en lame mince s'effectue par une méthode de dilution/filtration établie par Andruleit (1996). Pour chacun des échantillons, 20 mg de sédiment sec sont placés dans un microtube pré-pesé, et pesés au moyen d'une balance de précision (de type Sartorius). Le sédiment est mis au contact d'une solution d'eau du robinet (moins agressive pour les carbonates que de l'eau distillée) et de quelques gouttes de dihydroxyde de dioxygène et de défloculant ($Na_4P_2O_7$) durant un minimum de 12h afin de désagréger la MO et les coccosphères. Puis, l'échantillon est passé aux ultrasons dans le but de séparer les particules encore agrégées entre elles. L'échantillon est ensuite dilué dans 500 mL d'eau du robinet. Un volume de 30ml est prélevé et filtré sur un filtre en acétate de cellulose (47mm de diamètre, taille des pores : 0,8µm). Le filtre sec est sous échantillonné et monté entre lame et lamelle dans un milieu constitué de la même huile qui servira à observer les lames pour éviter tout problème lié à la différence de diffraction de la lumière entre deux milieux de densité différente. L'ensemble est observé au microscope optique à un grossissement de 1250 sous lumière polarisée. Les coccolithes apparaissent en blanc/vert sur fond noir. Seules les coccolithes des 8 espèces dominantes (*Emiliania huxleyi*, *Coccolithus pelagicus, Calcidiscus leptoporus, Gephyrocapsa muellerae*, *Gephyrocapsa oceanica*, *Helicosphaera carteri*, *Braarudosphaera bigelowii*, *Rhadbosphaera* sp) ont été dénombrés, les autres espèces étant trop rares ou difficilement déterminées. Le nombre de champs observés sous microscope à lumière polarisante ainsi que le nombre de coccolithes par espèce pour chacun de ces champs sont notés pour calculer les concentrations. Les données de comptage sont exprimées en termes d'abondance absolue (N : concentrations exprimées en nombre de coccolithes par gramme de sédiment sec – nbr. g^{-1}) suivant la formule suivante :

$$N = \left(\frac{(NT * SF)}{(VF * SC * NC)}\right) * \left(\frac{VD}{Msdt}\right)$$

Où NT : nombre total de coccolithes (pour une espèce donnée) ; SF : la surface filtrée (1256,637061 mm²) ; VF : le volume filtré (30 mL) ; SC : la surface du champ observé (0,012271846 mm²) ; NC : le nombre de champs observés ; VD : le volume de dilution (500 mL) ; Msdt : la masse de sédiment sec (g). De la même

façon que pour les foraminifères planctoniques et benthiques (paragraphe II.3.3), le taux d'accumulation des coccolithes (CAR – Coccolithes Accumulation Rate) peut être estimé suivant la formule :

$$CAR = N * Sr * Vs.$$

7. Calculs des indices de diversités

Les indices de diversité permettent de quantifier la biodiversité dans un milieu (e.g. Hayek et Buzas, 2013). L'indice de Shannon (H) et l'Eveness (E) des assemblages planctonique et benthique ont été calculés pour chaque niveau étudié à partir des données de comptage par espèces. Les indices ont été calculés avec le logiciel libre Past (Hammer et al., 2001). L'indice de Shannon (H) se calcule comme suit :

$$H = -\sum_{i=1}^{S} \frac{ni}{Ni} * ln\left(\frac{ni}{Ni}\right)$$

Avec N_i est le nombre total de foraminifères de l'échantillon i et n_i le nombre de spécimens pour chaque taxon observé dans l'échantillon i.

L'Indice d'Equitabilité (E) quant à lui permet d'évaluer la dominance d'une espèce dans un assemblage et correspond au ratio entre l'indice de diversité de Shanon (H) et le nombre d'espèces (S) de chaque échantillon :

$$E = \frac{H}{\ln(S)}$$

L'Eveness affiche une valeur comprise entre 0 et 1, où 0 signifie qu'une seule espèce domine tout l'assemblage (assemblage monospécifique) et 1 indique une représentativité équitable de chacune des espèces dans l'assemblage.

8. Isotopes stables

Les rapports isotopiques de l'oxygène ($^{18}O/^{16}O$ ou $\delta^{18}O$) et du carbone ($^{13}C/^{12}C$ ou $\delta^{13}C$) des tests de foraminifères planctoniques et benthiques ont été mesurés au Laboboratoires des Sciences du climat (LSCE - UMR CNRS-CEA 8212 LSCE, Gif sur Yvette). Le choix des espèces sur lesquelles ont été effectuées ces analyses a été déterminé par leurs préférences écologiques, et leur présence sur la totalité de l'enregistrement considéré. Les rapports isotopiques ont été mesurés en station WH sur les espèces *G.bulloides*, *G.inflata* et *C. kullenbergi* ; en station A sur l'espèce *C. pachyderma* ; en station B sur les espèces *G.bulloides*, *G. inflata*, *G. ruber*, *C. pachyderma*, *C. carinata, M. barleanus* et *U. peregrina* (Tableau II.3). Aucune mesure des isotopes stables n'a encore été réalisée en station D. Le choix des pas d'échantillonnage a été guidé par le souci d'échantillonner les passages les plus variables des enregistrements longs, avec la contrainte supplémentaire de disponibilité des appareils de mesure (Tableau III.4). Un pas d'échantillonnage plus resserré a été retenu pour

les sommets des carottes d'interface FCWH et FC5B. Pour chacun des niveaux de carotte échantillonnés, un nombre différent d'individus de l'espèce considérée a été utilisé pour effectuer une mesure isotopique. Ce nombre d'individus par espèce dépend principalement de l'efficacité de l'appareil de mesure utilisé (Tableau III.4).

Les spécimens ont été passés dans un bain de méthanol à ultrasons durant quelques secondes puis torréfiés sous vide à 380°C pendant 45 minutes dans le but détruire la MO éventuellement associée au test (Duplessy, 1978). Les rapports isotopiques $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ des foraminifères benthiques et planctoniques (exprimés en ‰ par rapport au VPDB) ont été mesurés au LSCE au moyen de trois spectromètres de masse (Isoprime, VG-Optima et Δ+ ; tableau II.3) couplés à une préparation de type Carbo Prep. Le VPDB (Vienna Pee Dee Belemnite) est défini par rapport au standard de calcite NBS19 (Coplen, 1988). La reproductibilité externe (1σ) des standards carbonates est respectivement de ±0.05‰ et 0.06‰ pour les $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$. Le NBS18 $\delta^{18}O$ mesuré est de −23,3±0,15‰.

Station	Carottes	Groupe	Espèce	Fraction	Nombre d 'individus (par Niveau)	Pas d 'échantillonnage	Appareils de mesure	Références / Manipulateur
WH	FCWH	Planctonique	*G. bulloides*	250-315 µm	10 à 20	0.5 à 4 cm	IsoPrime et Δ+	Garcia et al. 2013 / J.Garcia
			G. inflata	250-315 µm	10 à 20		IsoPrime, VG-Optima, Δ+	Garcia et al. 2013 / J.Garcia
		Benthique	*C. kullenbergi*	250-315 µm	1 à 7		Δ+	NP / J.Garcia
	CADIAC WH	Planctonique	*G. bulloides*	250-315 µm	10 à 20	2.5 à 5 cm	IsoPrime et Δ+	Garcia et al. 2013 / J.Garcia
			G. inflata	250-315 µm	10 à 20		VG-Optima et Δ+	Garcia et al. 2013 / J.Gacia
		Benthique	*C. kullenbergi*	250-315 µm	1 à 8		Δ+	NP / J. Garcia
A	CADIAC A	Benthique	*C. pachydermus*	250-315 µm	1 à 6	5 cm	Δ+	NP / J. Garcia
B	FC5BPAL	Planctonique	*G. bulloides*	250-315 µm	10 à 20	0.5 à 2 cm	IsoPrime	P. Diz Ferreiro
			G. inflata	250-315 µm	10 à 20		IsoPrime	P. Diz Ferreiro
		Benthique	*C.pachydermus*	250-315 µm	1 à 3	2 cm	IsoPrime	NP/ P. Diz Ferreiro
			C. carinata	150-250 µm	5 à 11		IsoPrime	NP / P. Diz Ferreiro
			U. peregrina	200-250 µm	2 à 5		IsoPrime	NP/ P. Diz Ferreiro
			M. barleanus	150-250 µm	2 à 5		IsoPrime	NP / P. Diz Ferreiro
	KS10B	Planctonique	*G.bulloides*	250-315 µm	10 à 30	5 à 70 cm	IsoPrime	NP / L. Levillain
			G. inflata	250-315 µm	10 à 20		IsoPrime	NP/ L. Levillain
			G. ruber	250-315 µm	10 à 20	5 cm	IsoPrime, Δ+	NP/ J. Garcia
		Benthique	*C. pachydermus*	250-315 µm	1 à 3	5 à 10 cm	IsoPrime	NP / P. Diz Ferreiro
			C. carinata	150-250 µm	5 à 11		IsoPrime	Mojtahid et al. 2013 / P. Diz Ferreiro
			U. peregrina	200-250 µm	2 à 5		IsoPrime	NP / P. Diz Ferreiro
			M. barleanus	200-250 µm	2 à 5		IsoPrime	NP/P. Diz Ferreiro

Avec NP : Non Publié

Tableau II.3 : Tableau récapitulatif des données isotopiques disponibles sur l'ensemble du transect étudié.

9. Estimation des Températures

9.1. Températures de surface

Des températures de surface ont été estimées à partir de la fonction de transfert MAT (modern Analog Transfer) décrite et discutée par Kucera et al. (2005) et Kucera (2007). Cependant, la présence dans les faunes mortes d'espèces allochtones aux assemblages modernes et l'absence d'analogues dans la base de données nous ont conduit à ne pas considérer les résultats obtenus.

9.2. Température de fond

La carotte KS10b a été sous échantillonnée pour effectuer des mesures du rapport Mg/Ca et estimer les températures de fond (BWT ; Bottom Water Temperature). Entre 20 et 50 individus de l'espèce *Hyalinea balthica* ont été piqué dans la fraction >150µm tous les 4 à 5 cm entre 6 et 155 cm de profondeur. Les mesures ont été réalisées à l'institut des sciences marines et côtières (Institut of Marine and Coastal Sciences en Collaboration avec Y. Rosenthal et A. Morlay) au moyen d'un spectromètre de masse de type ICP-MS (permettant des mesures sur les différentes loges des foraminifères), couplé à un spectromètre de masse de type Finnigan MAT 253 et une préparation carbonate de type Kiel III.

10. Analyses en composantes principales

Une analyse en composante principale (ACP) consiste à transformer des variables corrélées multiples (par exemple : espèces de coccolithes, les espèces de foraminifères planctoniques, les espèces de foraminifères benthiques, les valeurs des isotopes stables) en un petit nombre de facteurs non corrélés (composantes principales ou axes principaux). Dans un espace vectoriel à x (nombre de variables) dimensions, un axe (Axe 1) est tracé qui explique au mieux la variabilité de chacun des individus plotés, puis un second axe (Axe 2) est tracé dans l'espace et ainsi de suite jusqu'à ce que la totalité de la variabilité soit expliquée par l'ensemble des axes principaux. Les coefficients de corrélation entre les variables (lignes) et les facteurs (colonnes) calculés fournissent les valeurs de l'ACP. Les pourcentages de variance expliqués par les axes principaux sont calculés en sommant le carré des valeurs obtenues pour chacun des facteurs puis en divisant par le nombre de variables.

Comment caractériser la variabilité Holocène dans le Sud Est du Golfe de Gascogne ?

Quatre carottes kullenberg (1 à 3m) et deux carottes d'interface (0,2 à 0,4m) ont été prélevées le long d'un transect NO-SE dans le Sud Est du Golfe de Gascogne :

1. Un modèle d'âge a été établi pour chacune de ces carottes sur la base de datations ^{14}C ;
2. Une description sédimentaire et des mesures granulométriques ont été réalisées sur les carottes kullenberg ;
3. Les assemblages de foraminifères planctoniques et benthiques ont été identifiés ;
4. Des mesures des ratios isotopiques de l'oxygène et du carbone ont été réalisées sur les tests de certaines espèces de foraminifères planctoniques et benthiques choisis pour leur écologie et leurs abondances dans les sédiments ;
5. Des mesures de paramètres de taille ont été effectués sur les tests de certaines espèces de foraminifères planctoniques choisis pour leur écologie et leurs abodances dans les sédiments ;
6. Nous avons eu l'opportunité de travailler sur les assemblages de coccolithes de la carotte CADIAC WH
7. Les ratios de Mg/Ca ont été mesurés sur les tests de foraminifères benthiques de la carotte KS10b

Chapitre III. Reconstitutions paléo-environnementales de la période comprise entre 15 700 (antérieure à l'Holocène) et 1 260 cal ans BP dans le Golfe de Gascogne : Etude de la station A (1 000m de profondeur).

1. Introduction et objectifs du chapitre

Le climat du Quaternaire oscille entre des périodes interglaciaires et des périodes glaciaires (Dansgaard et al., 1993 ; Petit et al., 1999 ; Gibbard et Cohen, 2008). Les déglaciations semblent être initiées par l'augmentation de l'insolation terrestre (Charbit et al., 2005) qui, en jouant sur la balance précipitation / évaporation des glaciers continentaux, contribue à la fonte de ces derniers. Ces variations climatiques affectent l'environnement océanique de multiples façons :

- En période glaciaires, des calottes de glace étendues caractérisent les continents Nord européen et Nord américain (Dyke et al., 2002 ; Mangerud, 2004 ; Svendsen et al., 2004). Ces glaciers constituent de grandes quantités d'eau douce stockées sur le continent qui affectent le niveau marin ainsi que la salinité des eaux océaniques (e.g. Clark et Mix, 2002; Waelbroeck et al., 2002 ; Stanford et al., 2011) ;
- Les glaciers continentaux ainsi que l'extension du couvert de glace de mer (Polyak et al., 2010 ; Fahl et Stein, 2012) affectent la circulation atmosphérique (Antoine et al., 2009) et contribuent au déplacement vers le sud des fronts océaniques polaire et subpolaire arctiques (Duplessy et al., 1981 ; Eynaud et al., 2009), affectant probablement par la même occasion les circulations thermohaline et mériodionale (Schönfeld et Zahn, 2000 ; Hall et al., 2006 ; Eynaud et al., 2007 ; Thornalley et al., 2009 ; Thornalley et al., 2011).
- Enfin, le passage d'une période glaciaire à interglaciaire ne se fait pas de façon continue. Par exemple la dernière déglaciation apparaît relativement complexe : Elle s'initie vers 20 000 cal ans BP et s'étend jusqu'au début de l'Holocène en réponse au forçage astronomique (Alley et Clark, 1999 ; Charbiet et al., 2005). Elle est ponctuée de multiples événements comme l'accélération du retrait des glaciers aux environs de 18 000 cal ans BP (Mangerud, 2004 ; Lekens et al., 2005), des pulses d'eau douce (Melt Water Pulse Ia, Melt Water Pulse Ib (Fairbanks, 1989 ; Stanford et al., 2011), l'événement d'Heinrich 1 (H1), et le Younger Dryas (YD) (Eynaud et al., 2007 ; Lowe et al., 2008 ; Broecker et al., 2010 ; Young et al., 2012). Ces événements sont principalement attribués aux variations de facteurs externes tels que l'activité solaire (Imbrie et al., 1993), ou internes comme la circulation océanique, la circulation atmosphérique, la biosphère ou la cryosphère (Piotrowski et al., 2004, 2005 ; Debret et al., 2009).

L'environnement du Golfe de Gascogne (G de G) a largement été affecté par les variations glaciaires / interglaciaires (Caralp, 1971; Pujol, 1980; Zaragosi et al., 2001, 2006 ; Eynaud et al., 2007, 2009 ; Mojtahid et al., 2013). Par exemple, Mojtahid et al. (2005), Zaragosi et al. (2006), Eynaud et al. (2007) et Toucanne et al. (2008) montrent que la calotte glaciaire britannique-irlandaise a largement affecté le système turbiditique de la marge celtique induisant des dépôts laminés lors des phases de fonte majeures. Au contraire les remontées

abruptes du niveau marin et le H1 sont caractérisés par des faciès à IRD (Ice Rafted Detritus ; Eynaud et al., 2007 ; Toucanne et al., 2008).

Dans le présent chapitre nous traiterons plus particulièrement des données issues de la carotte kullenberg (Cadiac A ; 2m) prélevée en station A (44°33'N ; 2°45'O) (Chapitre II, Figure II.1) qui se distingue des autres stations étudiées dans le cadre de cette thèse, de par sa position sur le Plateau des Landes, au cœur de la masse d'eau méditerranéenne (MOW ; Mediterranean Outflow Water). La carotte CADIAC A couvre approximativement les derniers 15 700 cal ans BP. Les assemblages de foraminifères planctoniques et benthiques, ainsi que les ratios isotopiques benthiques de l'oxygène et du carbone y ont été étudiés dans le but de :

1) Définir les environnements benthiques et planctoniques antérieures à la période étudiée dans le cadre de cette thèse (c'est-à-dire, antérieures à l'Holocène)

2) Caractériser l'établissement des conditions environnementales Holocènes dans le G de G.

2. Matériel et méthodes

Les méthodes utilisées pour étudier les assemblages de foraminifères planctoniques et benthiques, ainsi que les analyses isotopiques effectuées dans le cadre de cette étude sont détaillées dans le Chapitre II.

3. Le modèle d'âge

La carotte kullenberg (Cadiac A ; 2 m de long) a été prélevée en station A (44°33'N ; 2°45'O ; 1 000m de profondeur) lors de la mission CADIAC effectuée à bord du bateau océanographique « Côtes de la Manche ». L'objectif de cette thèse étant de caractériser la variabilité Holocène du G de G, seuls les 55 premiers centimètres de la carotte CADIAC A ont été étudiés. En effet, à partir de 35,5 cm déjà, les abondances élevées de l'espèce planctonique *Neogloboquadrina pachyderma* senestre (15%), une espèce typique des environnements polaires (Bé et al., 1977 ; Johannessen et al., 1994 ; Darling et Wade, 2008) suggèrent que nous ne sommes plus dans l'Holocène.

Nous disposions seulement d'un niveau daté en surface de la carotte CADIAC A (Tableau III.1). Un modèle d'âge a déjà été établi sur une carotte jumelle à la carotte CADIAC A prélevée simultanément (CADIAC A BIS) à partir de trois datations ^{14}C (Charbonnier, Stage M2 Université Bordeaux 1) (Figure III.1a). Cependant la confrontation directe d'une partie des résultats faunistiques issues de la carotte CADIAC A au modèle d'âge de la carotte CADIAC A BIS (Figure III.1b) et après correction des profondeurs de CADIAC A pour une perte de sédiment de 13 cm par extrapolation linéaire, suggère que des taux de sédimentation très différents caractérisent ces deux carottes. A titre d'exemple, si on utilise le modèle d'âge établi par Charbonnier (Figure III.1a) pour dater les niveaux où l'on enregistre dans notre carotte des pourcentages de 20% et de 70% de l'espèce polaire *N. pachyderma* s., on obtient des dates de 7 254 cal ans BP et 10 326 cal ans BP respectivement (Figure III.1). Compte tenu des connaissances acquises sur la variabilité Holocène à ce jour

(e.g. Wanner et al., 2008, 2011) ainsi que les datations effectuées sur la carotte WH (Chapitre IV), ces dates semblent improbables. De ce fait le modèle d'âge CADIAC A BIS (Charbonnier, 2010 - Stage M2 Université Bordeaux 1) ne peut pas être utilisé pour estimer les âges de notre carotte.

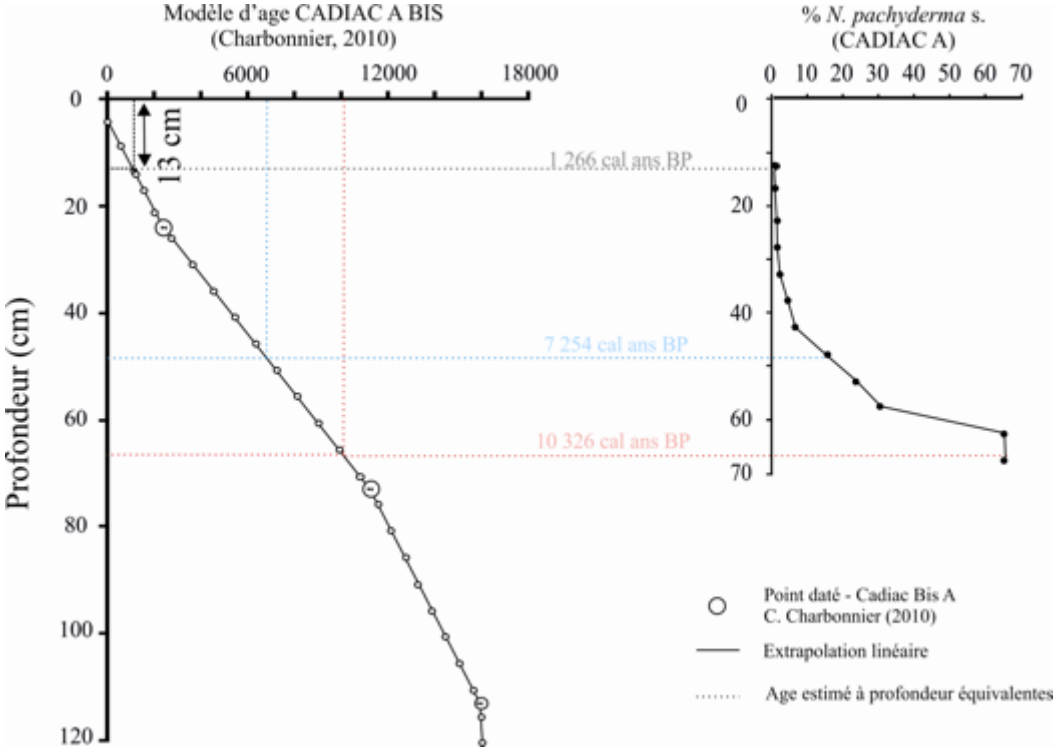


Figure III.1 : a) Modèle d'âge estimé pour la carotte CADIAC A BIS à partir de trois datations 14C (Charbonnier, 2010 - Stage M2 Université Bordeaux 1) et estimation de la perte sédimentaire (13 cm) en surface de la carotte CADIAC A par projection de l'âge calendaire mesuré en surface de la carotte CADIAC A sur le modèle d'âge de la carotte CADIAC A BIS. b) Abondances relatives de l'espèce *N. pachyderma* s. exprimée en fonction de la profondeur (cm). A profondeurs équivalentes (traits pointillés), les âges estimés à partir de la carotte CADIAC A BIS semblent inappropriés par rapports aux abondances de *N. pachyderma* s. observées dans la carotte CADIAC A.

Finalement et en l'absence à notre connaissance d'autres enregistrements datés dans le Sud-Est du G de G qui couvriraient la période concernée et dont nous disposerions des données, nous avons choisi de corréler notre signal de *N. pachyderma* s. issu de la carotte CADIAC A à celui de la carotte CADIAC WH dont le modèle d'âge est bien contraint (Figure III.2). Cependant, pour une bonne adéquation des profondeurs entre les deux carottes, il faut estimer correctement la perte de sédiment a la surface de CADIAC A causée par le carottage. L'estimation précédente de 13 cm de perte par extrapolation avec le modèle d'âge de la carotte CADIAC A BIS est surestimée au vu des taux de sédimentations que l'on a estimé 1,5 à 2 fois plus élevés dans CADIAC A BIS que dans la CADIAC A. Une estimation d'environ 6 cm de perte nous parait plus réaliste compte tenu de nos observations. La carotte CADIAC WH montre un maximum d'abondance de *N. pachyderma* s. de l'ordre de 20% aux environs de 11 255 cal ans BP. Des abondances relatives de *N. pachyderma* s. de 20% sont atteintes aux environs de 44,5 cm, dans la carotte CADIAC A. Nous avons donc considéré un âge de 11 255 cal ans BP pour

la profondeur de 44,5 cm et estimé un modèle d'âge pour la carotte CADIAC A à partir d'une extrapolation linéaire entre ces deux points (Figure III.3 ; Tableau III.1).

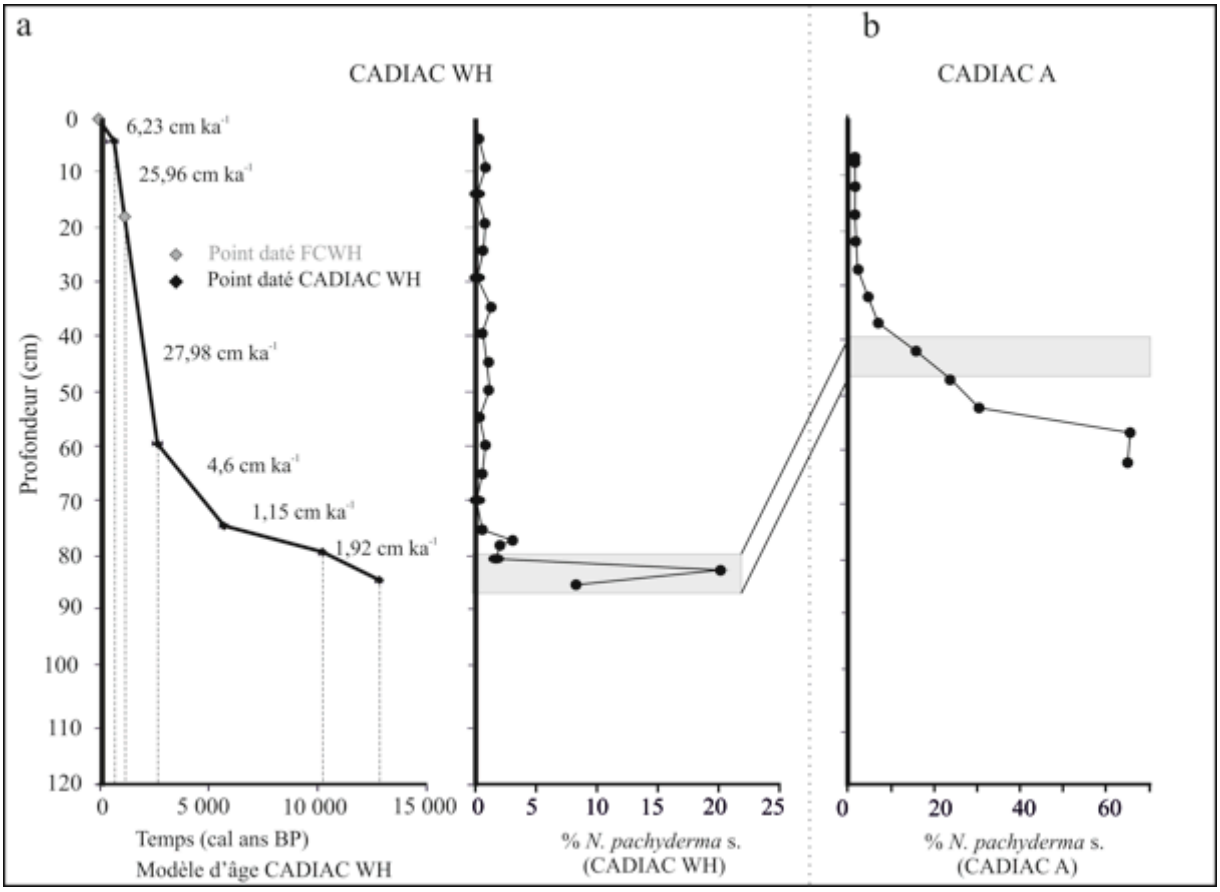


Figure III.2 : a) Modèle d'âge de la carotte CADIAC WH (Garcia et al., 2013) et abondances relatives de N. *pachyderma* s. exprimées en fonction de la profondeur (cm) ; b) Abondances relatives de *N. pachyderma* s. de la carotte CADIAC A. La profondeur a été corrigée d'une perte sédimentaire d'environ 6 cm.

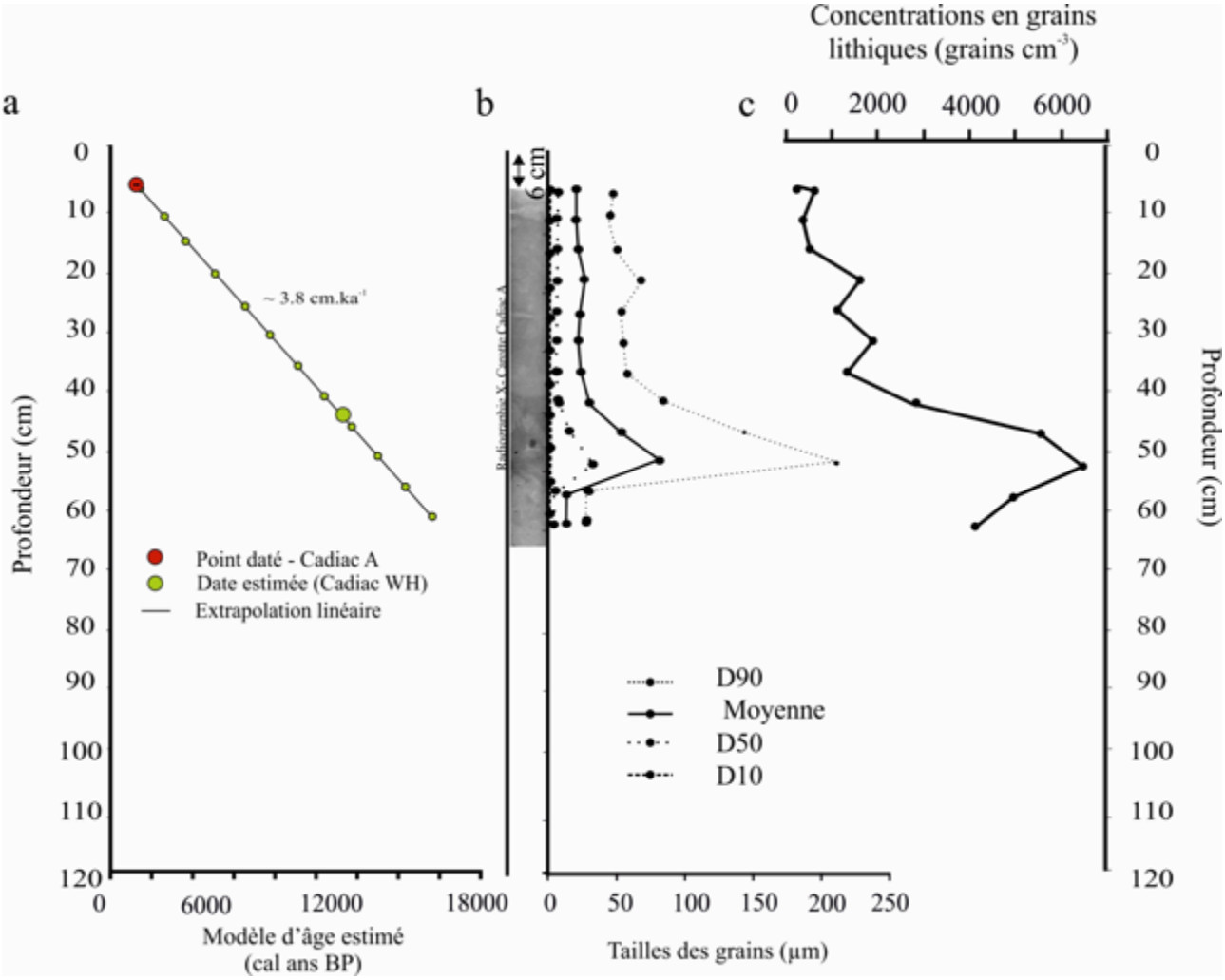


Figure III.3 : a) Modèle d'âge de la carotte CADIAC A (points verts et points rouges) ; b) Photographie XRF de la carotte CADIAC A et taille des grains (D90, D50, D10 et moyenne ; Charbonier, 2010 - Stage M2 Université Bordeaux 1) exprimée en fonction de la profondeur (cm) ; c) Concentrations en grains lithiques estimée dans la carotte CADIAC A et exprimées en fonction de la profondeur.

Profondeur (cm)	Matériel	^{14}C	Age calibré (cal ansBP)	1/σ - + Logiciel : OxCal 4.1 Age réservoir utilisé : 0.360 ± 0.040	Taux de sédimentation (cm.ka^{-1})
0,25	mélange planctonique	1.720 ± 0.030	1288	0.097 0.102	10,29
38,5	% *N. p.* s. CADIAC WH	-	11255	-	3,84

Tableau III.1 : Datation ^{14}C calibrée et sa profondeur correspondante dans la carotte CADIAC A (rouge) et datation calibrée estimée à partir d'un maximum d'abondance de *N. pachyderma* s. de la carotte CADIAC WH (noir). Les profondeurs indiquées n'ont pas été corrigées de la perte sédimentaire estimée d'environ 6 cm.

Dans le but d'affiner ce modèle d'âge approximatif, la population de *G. truncatulinoides* a fait l'objet d'une attention particulière. En effet, Ericson et al. (1955), Caralp (1971) et Pujol (1980) enregistrent aux environs de 8 500 cal ans BP en Atlantique Nord, une pulsation senestre de cette espèce à dominance dextre dans le G de G et plus généralement en Atlantique Nord-Est. Le nombre d'individus présents dans chacun des niveaux étudiés ainsi que l'enroulement (dextre ou senestre) ont donc été notés. Malheureusement la rareté

des individus combinée aux faibles taux de sédimentation ne nous ont pas permis de mettre en évidence de telles variations des assemblages.

4. Résultats

4.1. Description sédimentaire

Entre 61,5 et 41,5 cm (15 700 – 10 400 cal ans BP), le sédiment est sombre et constitué de vases silto-argileuses. Aucune structure sédimentaire particulière n'est observée. Entre 41,5 et 7,25 cm (10 400 – 1 300 cal ans BP), la carotte CADIAC A est constituée de vases argilo-silteuses de couleur gris beige. La présence de graviers lithiques d'origine éolienne (ronds mats) et / ou fluviatile ainsi que des bioturbations millimétriques ont été notées.

Les mesures granulométriques de même que les concentrations en grains lithiques sont présentées en Figure III.3. La taille des grains est relativement stable au cours de l'enregistrement à l'exception de l'intervalle 61,5 – 41,5 cm (15 700 – 10 400 cal ans BP) qui montre des D50, D90 et taille moyennes plus élevées. Les concentrations en grains lithiques augmentent entre 61,5 cm (15 700 cal ans BP ; 4123 grains cm^{-3}) et 51,5 cm (10 400 cal ans BP; 6493 grains cm^{-3}) puis diminuent progressivement vers la surface (271 grains cm^{-3}).

4.2. Taux d'accumulations des foraminifères

Les PFAR et BFAR sont présentés en Figure III.4a et III.4b. Leurs valeurs sont faiblement corrélées dans l'enregistrement. Les PFAR et BFAR varient entre 3 929 et 63 312 ind cm^{-2} ka^{-1} et entre 210 et 3 374 ind cm^{-2} ka^{-1}, respectivement. Les PFAR et BFAR augmentent entre 15 700 et 11 800 cal ans BP. Au-delà de 11 800 cal ans BP, les PFAR diminuent progressivement, alors que les BFAR augmentent pour atteindre un pic de 3 374 ind cm^{-2} ka^{-1} vers 5 000 cal ans BP avant de diminuer vers la surface.

4.3. Foraminifères planctoniques

Seules les espèces dont l'abondance relative est supérieure ou égale à 5% dans au moins un des niveaux mesurés sont présentées en Figure III.4b. Les espèces principales sont : *Neogloboquadrina incompta* (regroupant les morphotypes *N. pachyderma* dextre et P-D intergrade), *Neogloboquadrina pachyderma* senestre, *Globigerina bulloides*, *Globorotalia inflata*, *Globigerinoides ruber, Globigerinita glutinata, Orbulina universa* et *Turborotalia quinqueloba.* Les abondances relatives de *N. pachyderma* senestre diminuent progressivement entre 15 700 et 13 000 cal ans BP (65,1 à 1,6%), inversement à *N. incompta* dont les abondances relatives augmentent (4,7 à 47,4%). Les abondances relatives de *T. quinqueloba* sont maximales entre entre 13 000 et 10 000 cal ans BP (~4,3%). Les autres espèces majeures montrent des abondances

faibles en début d'enregistrement. *Globigerinita glutinata* augmente entre 15 700 (1,3%) et 10 400 (6,8%) cal ans BP puis diminue progressivement jusqu'en surface de la carotte (~2,6%). *Globigerina bulloides* augmente tout au long de l'enregistrement (5,2 à 22,2%). *Orbulina universa* augmente entre 15 700 et 5 200 cal ans BP (0,2 à 5,6%) puis diminue. Les abondances relatives de *G. ruber* sont maximales entre 13 000 et 5 260 cal ans BP puis diminuent sur les derniers 6 500 cal ans BP (5,6%). *Globorotalia inflata* présente des abondances relatives très variables comprises entre 5,1 et 17,2 % avec des valeurs maximales entre 9 100 et 6 500 cal ans BP et un minimum marqué entre 5 000 et 3 200 cal ans BP (~9,6%).

Les indices de Shannon et de Dominance sont inversement corrélés. L'indice de Shannon (Dominance) est faible (maximal) entre 15 700 et 14 300 (~1,2 et 0,45, respectivement). Il augmente abruptement (diminue) entre 14 300 et 13 000 cal ans BP et est relativement stables au delà (~2,17 et 0,15). Un léger shift vers des valeurs plus faibles (élevées) semblent avoir lieu aux environs de 7 800 - 6 700 cal ans BP (1,98 vs 2,17 et 0,21 vs 0,15, respectivement). L'Evenness covarie avec l'indice de Shannon. Il est minimum entre 15 700 – 14 300 cal ans BP (0,27) et augmente abruptement entre 14 300 et 10 400 cal ans BP (0,67). Il diminue progressivement entre 10 400 et 7 800 cal ans BP (0,44) puis affiche des valeurs relativement stables comprises entre 0,40 et 0,52.

4.4. Foraminifères benthiques

Seules les espèces de foraminifères benthiques dont l'abondance relative est supérieure ou égale à 5% dans au moins un des échantillons analysés sont présentées sur la Figure IV.4a. Les espèces principales sont : *Uvigerina mediterranea, Uvigerina peregrina, Melonis barleeanus, Nuttalides umboniferus, Sigmoilopsis schlumbergeri, Cibicidoides pachyderma, Eggerella bradyi, Hoeglundina elegans*, *Globobulimina* spp. et *Gavelinopsis translucens*.

Entre 15 700 et 13 000 cal ans BP, les espèces *M. barleeanus* (21,1%), *C. pachyderma* (14,4%), *S. schlumbergeri* (5,5%) et *Globobulimina* spp. (4,8%), dominent la faune. Au-delà de 13 000 cal ans BP les abondances relatives de *S. schlumbergeri* (4,1%) diminuent, de même que celles de *C. pachyderma* (~2,9%) et de *Globobulimina* spp. (~0,7%). Au contraire, les espèces *M. barleeanus* (~27,6%), *E. bradyi* (~4,6%), et *H. elegans* (~2,8%) sont mieux représentées entre 13 000 et 10 000 cal ans BP. Les abondances relatives de ces trois espèces diminuent progressivement entre 10 000 et 7 800 cal ans BP, remplacées par *U. mediterranea*, *U. peregrina* et *N. umboniferus.* Les assemblages varient peu au delà de 7 800 cal ans BP, à l'exception des derniers 2 600 ans qui voient *U. peregrina* dominer les assemblages (32,5%) au détriment d'*U. mediterranea* (27,0%). Les abondances relatives des espèces typiques de haut plateau (*Ammonia* spp., *Bolivina* spp., *Dentalina* spp., *Elphidium* spp., *Nonionella turgida* ; Fontanier et al., 2002 ; Mojtahid et al., 2010) ont été sommées. Ces espèces sont considérées comme transportées. Le pourcentage d'espèces transportées diminue progressivement au cours des derniers 15 700 cal ans BP (Figure III.4b).

Les indices de Shannon et l'Eveness (Figure III.4b) sont élevés entre 15 700 et 13 000 cal ans BP (~2,75 et 0,44 respectivement), légèrement plus faibles entre 13 000 et 7 800 cal ans BP (~2,64 et 0,36 respectivement) et diminuent brutalement à partir de 7 800 cal ans BP (~2,01 et 0,28 respectivement). L'indice

de Dominance est inversement corrélé à celui de Shannon pour chacun des intervalles décrits précédemment il présente des valeurs d'environ 0,08 ; 0,13 et 0,24, respectivement.

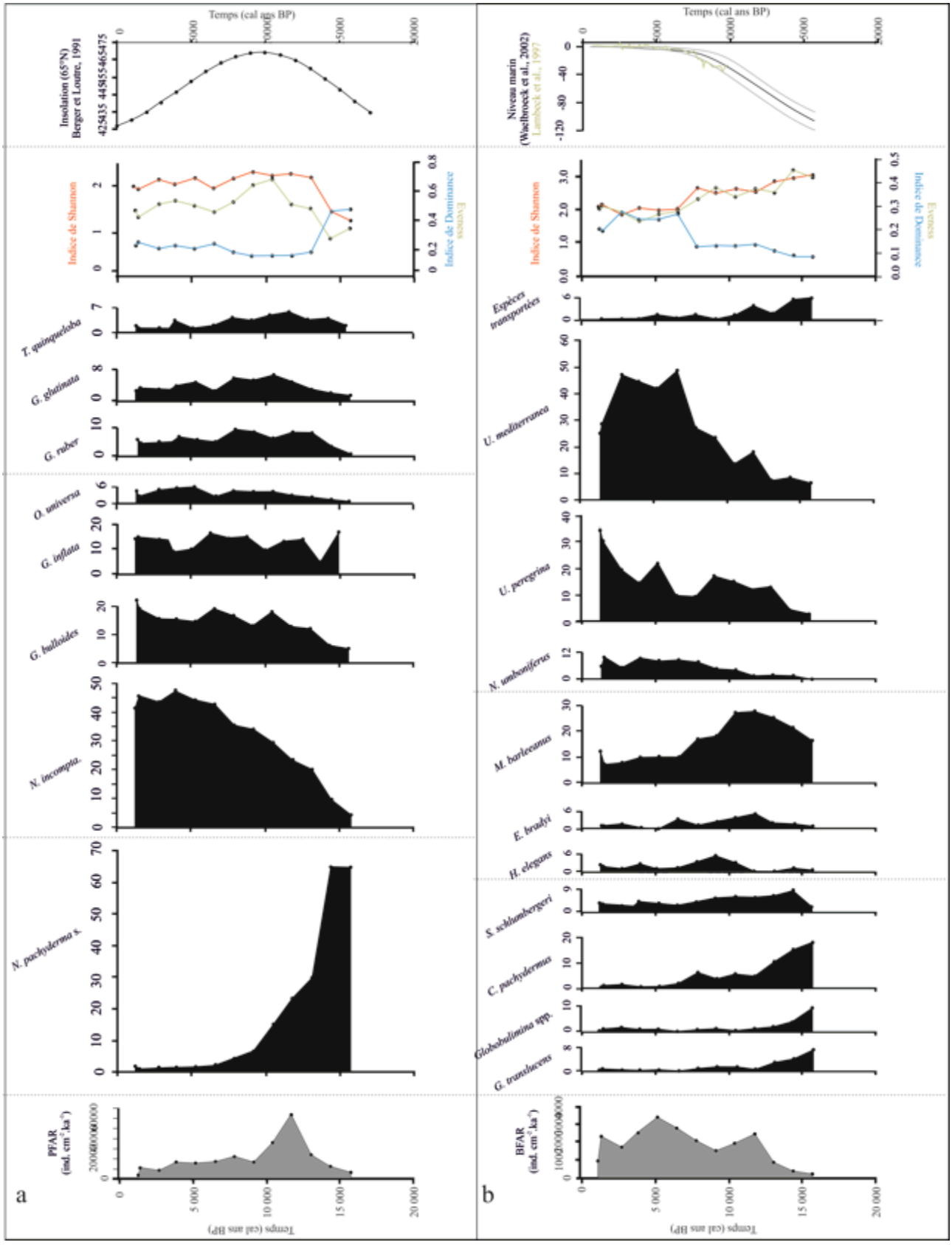


Figure III.4 : a) PFAR (ind cm^{-2} ka^{-1}), abondances relatives des espèces planctoniques majeures (≥5% dans au moins un des échantillons), pourcentage d'espèces chaudes à l'exclusion de *G. ruber* et *O. universa*, indices

de diversité (Shannon, Dominance et Eveness) et courbe de l'insolation à 65°N tirée de Loutre et Berger (1991) ; b) BFAR (ind cm^{-2} ka^{-1}), abondances relatives des espèces benthiques majeures (≥5% dans au moins un des échantillons), pourcentage d'espèces transportées, indices de diversité (Shannon, Dominance et Eveness) et courbes du niveau marin tirées de Waelbroeck et al., (2002) (ligne noire pour l'estimation et lignes grises pour l'incertitude) et Lambeck, (1997) (trait vert).

4.5. Analyses isotopiques

Les ratios isotopiques du carbone ($\delta^{13}C$) et de l'oxygène ($\delta^{18}O$) mesurés sur les foraminifères benthiques de type *Cibicidoides pachyderma* sont présentés sur la Figure III.5.

Le $\delta^{18}O$ s'allège entre 15 600 et 10 500 cal ans BP (2,56 vs. 1,85‰ vs PDBM). Il est relativement stable au cours des derniers 10 500 ans (~1,91‰). Deux maxima sont enregistrés aux environs de 3 900 cal ans BP (2,38‰) ainsi qu'aux environs de 1 600 cal ans BP (2,66‰).

Le $\delta^{13}C$ s'alourdit entre 15 600 et 10 500 cal ans BP (0,33 vs. 1,05‰ vs PDBM). Il est relativement stable au cours des derniers 10 500 cal ans BP (~1,02 ‰). Deux minimums sont enregistrés aux environs de 3 900 cal ans BP (0,71‰) ainsi qu'aux environs de 1 600 cal ans BP (0,72‰).

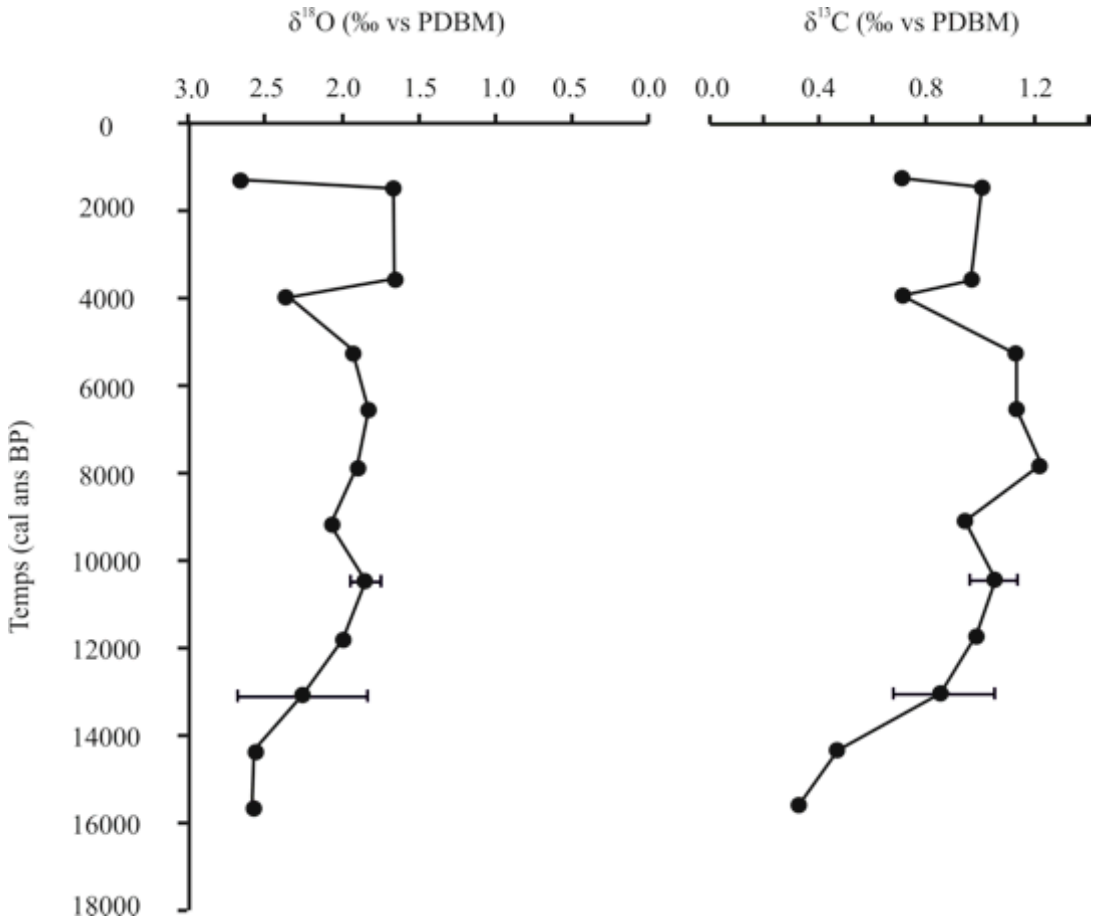


Figure III.5 : Ratios isotopiques du carbone ($\delta^{13}C$) et de l'oxygène ($\delta^{18}O$) mesurés sur l'espèce benthique *C. pachyderma* de la carotte CADIAC A.

5. Discussion

5.1. Critique du modèle d'âge

L'intervalle holocène de la carotte CADIAC A nous a paru relativement court en regard des abondances élevées de *N. pachyderma* senestre (~70%) atteintes aux environs de 61,5 cm de profondeur. Aussi, l'objectif de cette thèse étant de caractériser l'environnement Holocène du G de G, nous avons choisi de n'effectuer qu'une seule datation en surface de la carotte CADIAC A, dans le but de confirmer que les faunes de foraminifères étudiées en surface de la carotte ont bien été déposées durant l'Holocène.

L'estimation du modèle d'âge de la carotte CADIAC A est assez approximative. Les biais proviennent de différentes sources :

1) un nombre insuffisant de points datés sur la carotte CADIAC A. Une datation au bas de la carotte CADIAC A nous aurait permis de mieux contraindre le modèle d'âge ;

2) l'estimation de la perte sédimentaire en surface de la carotte CADIAC A. En effet, l'établissement d'un modèle chronologique sur la base du modèle d'âge de la carotte CADIAC A BIS est dépendant de la perte sédimentaire estimée. Compte tenu des informations dont nous disposions, une perte sédimentaire comprise entre 0 et 24 cm aurait pu être considérée. Au-delà de cette profondeur, la chronologie entre les deux carottes n'est plus respectée ;

3) Des taux de sédimentations variables dans le temps et dans l'espace. Ceci peut être attribué à la variabilité du flux de particules sédimentaires (facteur temps ; valable pour l'ensemble des carottes considérées), au patchiness (facteur spatial de petite échelle dans le cadre de la comparaison entre les carottes CADIAC A et CADIAC A BIS), au patchiness et à des processus sédimentaires différents d'une station à l'autre (facteur spatial à grande échelle dans le cadre de la comparaison entre les carotte CADIAC A et CADIAC WH).

Le modèle d'âge établi sur la base des données de foraminifères planctoniques de la carotte CADIAC WH est peu robuste. En effet, la carotte CADIAC WH montre des signes d'environnements benthiques perturbés par des transports sédimentaires latéraux et un hydrodynamisme benthique actif entre 12 800 et 7 800 cal ans BP (Garcia et al., 2013). Néanmoins, la période 12 800 - 7 800 cal ans BP de la carotte CADIAC WH est contrainte par trois datations ^{14}C chronologiquement ordonnée malgré des taux de sédimentation très faibles. En l'absence d'autres enregistrements datés dans le SE du G de G dont nous aurions connaissance, et présentant des abondances élevées de *N. pachyderma* senestre nous n'avons eu d'autre choix que d'utiliser cet enregistrement.

Le choix de baser notre modèle d'âge sur la base d'un seul point daté à 11 255 cal ans BP et de considérer un taux de sédimentation uniforme pour l'ensemble de la carotte CADIAC A n'a pas été évident. En effet, on peut voir sur la Figure III.1 que la carotte CADIAC BIS A est caractérisée par un changement du taux de sédimentation au-delà de 11 255 cal ans BP. Compte tenu des faibles taux de sédimentation qui semblent caractériser notre carotte en comparaison avec ceux de la carotte CADIAC A BIS, nous avons délibérément choisi de ne pas considérer cette augmentation du taux de sédimentation. L'âge de 15 800 cal ans BP estimé par extrapolation linéaire en bas de carotte apparait néanmoins un peu ancien compte tenu des abondances

relatives de *N. pachyderma* senestre observées dans les sédiments. En effet des abondances relatives de l'ordre de 70% caractérisent l'intervalle du YD (12 800 – 11 500 cal ans BP) de carottes sédimentaires prélevées un peu plus au Nord du G de G et des abondances de l'ordre de 90 à 100 % de *N. pachyderma* senestre caractérisent l'événement d'Heinrich 1 (H1) aux environs de 18 500 – 16 000 cal ans BP (Zaragosi et al. 2001 ; 2006 ; Mojtahid et al., 2005 ; Eynaud et al., 2007 ; Toucanne et al., 2008). La position plus au sud de la carotte CADIAC A pourrait expliquer cette différence d'abondance. L'analyse détaillée des faunes anciennes de la carotte CADIAC A, aurait pu nous permettre de corréler notre enregistrement à celui des auteurs cités précédemment et ainsi mieux contraindre notre modèle d'âge.

Pour finir, les ratios isotopiques de l'oxygène ($\delta^{18}O$) mesurés sur les tests de foraminifères planctoniques et benthiques montrent des variations non corrigées d'environ 1,2‰ entre les périodes glaciaires et interglaciaires [e.g. Lisiecki et Raymo (2005) et Lea (2006)] et sont communément utilisés en paléocéanographie pour dater les carottes par le biais d'une corrélation pic à pic avec un signal isotopique de référence comme celui de Lisiecki et Raymo (2005) (e.g.: Mojtahid et al., 2005). Nous avons exclu cette méthode dans notre cas. En effet, l'enregistrement très court dont nous disposons combiné à la faible résolution des mesures de $\delta^{18}O$ effectuées (Figure III.5) ne nous permettent pas d'estimer de façon fiable les points similaires entre les deux enregistrements. On peut cependant observer sur la Figure III.5 que le signal isotopique enregistré sur l'espèce *C. pachyderma* montre une diminution de l'ordre de 1‰ entre 15 800 et 10 000 cal ans BP confirmant partiellement au moins notre modèle d'âge (Figure III.3).

5.2. Caractéristiques sédimentologiques

Entre 15 600 et 9 100 cal ans BP, on observe des concentrations élevées de grains détritiques grossiers dans les sédiments (Figure III.3), et plus particulièrement de grains de quartz ronds mats, portant des entailles marines et des grains anguleux entre 13 900 et 9 100 cal ans BP. La présence de tels grains suggère des transports éoliens remobilisés couplés à une reprise d'érosion mécanique en domaine aquatique entre 13 000 – 9100 cal ans BP. L'intervalle 15 600 – 9 100 cal ans BP correspond à fin de la dernière transition glaciaire / interglaciaire et est caractérisée par la présence étendue de glaciers au Nord de l'Europe ainsi que dans la région Alpine (Ehlers et Gibbard, 2004). En période glaciaire, l'occurrence de vents puissants en domaine périglaciaire est un phénomène fréquent (e.g. Antoine et al., 2009), dû au déplacement des cellules et des courants atmosphériques (e.g. Davini et al., 2012).

Toucanne, (2008) met en évidence la présence de faciès à IRD au Nord du G de G, dans le système turbiditique du paléo-fleuve Manche. Ces dépôts d'IRD sont de deux sortes. L'auteur observe 1) des faciès laminés entre 18 300 et 17 000 cal ans BP qu'il associe à des décharges pulsatiles du paléo-fleuve Manche, entrainant la formation de courant turbiditiques en alternance avec des phases d'expulsions de glace « ancrée » (*anchor-ice*) transportant des IRD fracturés. Néanmoins, l'auteur démontre que l'occurrence de ces grains au Nord Est du G de G est restreinte au panache fluvial du paléo-fleuve Manche. L'auteur observe également 2) des lits de grains détritiques après 17 000 cal ans BP comprenant deux types d'IRD : des grains fracturés typiques des mécanismes passifs d'érosion du continent par la glace et des grains ronds mats d'origine éolienne. Toucanne (2008) suggère que ces grains de taille >150µm n'ont pas été transportés par les vents

mais incorporés aux glaces des glaciers continentaux et transportés passivement par les icebergs issus de la dislocation de la calotte glaciaire. Ce type de processus sédimentaires est associé à l'événement d'Heinrich 1 (Ruddiman, 1977 ; Heinrich, 1988) sur la marge celtique (Zaragosi et al., 2001 ; Mojtahid et al., 2005 ; Eynaud et al., 2007 ; Toucanne et al., 2008) et semble pouvoir être subdivisé en deux phases (Toucanne, 2008). Compte tenu des incertitudes relatives au modèle d'âge, on ne peut totalement exclure que la présence de ces grains ronds mats dans la carotte CADIAC A trouve son origine dans la seconde partie de l'événement d'Heinrich 1 (H1b) tel que décrit par Toucanne (2008).

5.3. Paléo-productivités

Les taux d'accumulation de foraminifères benthiques (BFAR) et planctoniques (PFAR) estimés ont été calculés à partir d'un taux de sédimentation constant et reflètent donc les densités de foraminifères présents dans le sédiment (Figure III.4). Les faunes de foraminifères benthiques répondent aux flux de MO exportés (i.e. à la productivité de surface et aux blooms phytoplanctoniques principalement) par une augmentation de leur densité de population (Gooday, 1988 ; Altenbach, 1992 ; Linke et al., 1995 ; Jorissen et al., 1998). Les faunes de foraminifères planctoniques répondent également à la productivité de surface par une augmentation de la densité de population en période de blooms phytoplanctoniques (Schiebel et Hemleben, 2005 ; Darling et Wade, 2008 ; Retailleau et al., 2009).

Sur la base des BFAR, la paléoproductivité primaire semble être réduite entre 15 600 et 13 000 cal ans BP, et plus élevée au cours des derniers 13 000 cal ans BP, probablement en réponse à une augmentation des flux de MO (Herguera, 1992) en provenance de la surface de la colonne d'eau. Les PFAR ne corroborent pas cette hypothèse. En effet, suivant les variations du PFAR, la productivité primaire semble à son paroxysme aux environs de 13 000 – 9 100 cal ans BP, alors qu'aucune réponse particulière n'est visible par les BFAR. Une productivité de surface élevée pendant cet intervalle de transition glaciaire / interglaciaire englobant la période froide du YD semble caractériser les eaux de surface, alors sous l'influence du front subpolaire arctique (Pujol, 1980 ; Eynaud et al., 2009). Le front subpolaire arctique, comme tout front océanique, est caractérisé par la remontée vers la surface de nutriments favorables à la productivité phytoplanctonique de surface (e.g. Darling et Wade, 2008). Les espèces polaires *Neogloboquadrina pachyderma* senestre et *Turborotalia quinqueloba* sont particulièrement bien adaptées à ces environnements froids (Johanessen et al., 1994 ; Darling et al., 2006 ; Darling et Wade, 2008 ; Husum et Hald, 2012) dont elles ont pu profiter au cours de l'intervalle 13 000 – 9 100 cal ans BP. Enfin, les derniers 9100 ans semblent être caractérisés par une productivité de surface très légèrement variable et relativement bien corrélée avec les BFARs suggérant une réponse directe des foraminifères benthiques aux flux verticaux de MO.

5.4. Variabilité paléo-environnementale

Les assemblages planctoniques et benthiques de la carotte CADIAC A (Figure III.4a et III.4b) montrent des changements communs aux deux populations qui nous ont permis de définir trois périodes distinctes (15 600 – 13 000 ; 13 000 – 7 800 et 7 800 – 1 300 cal ans BP).

5.4.1. 15 600 – 13 000 cal ans BP

L'intervalle 15 600 – 13 000 cal ans BP couvre la fin de l'évènement d'Heinrich 1 (Heinrich, 1988 ; Bond et al., 1993 ; Zaragosi et al., 2001) ainsi que la période chaude connue sous le nom de Bölling-Alleröd (Begeot et al., 2000 ; Weaver et al., 2003) qui ne semble pas enregistrée dans nos assemblages, soit du fait de l'incertitude sur le modèle d'âge (auquel cas il est normal de ne pas l'observer), soit du fait de la très faible résolution de la carotte CADIAC A. En effet, l'intervalle 15 600 – 13 000 cal ans BP se démarque de l'enregistrement de part de faibles paléo-productivités et des abondances élevées de *N. pachyderma* s. (Figure III.4a). *Neogloboquadrina pachyderma* s., aujourd'hui absente des assemblages du G de G (Retailleau et al., 2012, 2011 ; Kuhnt et al., 2013), est caractéristique des environnements polaires et subpolaires (Johanessen et al., 1994 ; Darling et Wade, 2008). Sa présence dans les assemblages suggère donc des températures de surface particulièrement froides au cours de l'intervalle 15 600 – 13 000 cal ans BP. Dans la littérature, les transitions glaciaires / interglaciaires sont caractérisées par des changements de diversité, avec une diversité de surface réduite en période glaciaire et une diversité plus riche en période interglaciaire (Kennett et Ingram, 1995) et qui pourraient justifier de faibles diversités observées entre 15 600 et 13 000 cal ans BP. On retrouve également en abondance des individus de l'espèce *Globorotalia inflata* au cours de ce même intervalle (Figure III.4a). Cette espèce est considérée comme une espèce de transition (Darling et Wade, 2008) et affectionne particulièrement les environnements de surface productifs et/ ou dont la stratification de la colonne d'eau est peu marquée (Tolderlund et Bé, 1971 ; Hutson, 1977 ; Rohling et al., 1993).

La faune benthique est dominée par les espèces *Cibicides pachyderma*, *Globobulimina* spp., *Gavelinopsis translucens* et *Sigmoilopsis schlumbergeri*. *Cibicides pachyderma* est associée aux environnements oligotrophes mais n'y est pas restreinte (Licari et Mackensen, 2005 ; Schweizer et al., 2009). Dans le G de G, Fontanier et al. (2002) observent des individus en haut de pente (milieu mésotrophe – Mojtahid et al., 2010) tandis que Licari et Mackensen (2005), au Nord-Ouest du continent africain, les observent dans des environnements dont le niveau trophique est similaire à celui requis par les *Uvigérines* (mésotrophe à eutrophe). Le genre *Globobulimina*, vit dans des environnements riches en MO, généralement en profondeur dans le sédiment au-dessous de la zone oxique (Fontanier et al., 2002, 2003 ; Duchemin et al., 2005, 2007 ; Mojtahid et al., 2010). Enfin *G. translucens* qui vit en surface du sédiment est caractéristique des environnements eutrophes de mi-pente (Jorissen et al., 1998). Fontanier et al. (2013) suggèrent dans une étude portant sur la couche néphéloïde des côtes namibiennes, que la présence de cette espèce en même temps que d'autres espèces de type *Cicibicides* pourrait refléter des courants marins profonds apportant de la MO en suspension au dessus de la couche sédimentaire. Dans notre carotte, le pourcentage d'espèces en provenance du plateau continental, basé sur la somme des abondances relatives des espèces caractéristiques

des milieux côtiers (tels que les genres *Elphidium* ou encore *Bolivina*), est élevé aux environs de 15 700 cal ans BP (Figure III.4a) suggérant des transports sédimentaires importants. Compte tenu des espèces benthiques présentes dans cet intervalle, il apparait que la faune benthique répond probablement à des phénomènes de transport et de remise en suspension du sédiment ainsi qu'à des apports ponctuels de MO labile et / ou réfractaire. Les $\delta^{13}C$ légers et les $\delta^{18}O$ lourds observés au cours de cet intervalle (Figure III.5) suggèrent des conditions de bas niveau marin principalement caractérisées par des salinités élevées et une faible paléo-oxygénation (e.g. Mackensen et Bickert, 1999 ; Lisiecki et Raymo, 2005). En effet, l'intervalle 15 600 – 13 000 cal ans BP est caractérisé par un niveau marin plus bas qu'à l'actuel (e.g. Waelbroeck et al., 2002 ; Stanford et al., 2011) conduisant à un recul du trait de côte dans le G de G (Lambeck, 1997) qui pourrait expliquer la forte influence continentale exercée sur les assemblages de foraminifères benthiques au cours de cet intervalle. L'influence continentale ne semble pas avoir eu d'effet sur les assemblages de foraminifères planctoniques au cours de cet intervalle mais pourrait avoir joué un rôle défavorable sur la densité de population.

5.4.2. 13 000 – 7 800 cal ans BP

L'intervalle 13 000 – 7 800 cal ans BP comprend le Younger Dryas (YD ; 12 900 – 11 700 cal ans BP - (Fairbanks, 1989, 1990 ; Lowe et al., 2008 ; Broecker et al., 2010 ; Young et al., 2012) et le début de l'Holocène (Dansguaard et al., 1993). Le YD est caractérisé par une extension du couvert de glace arctique aux environs de 12 800 cal ans BP (Fahl et Stein, 2012). La migration vers le sud des fronts polaire et subpolaire qui en résulte (Eynaud et al., 2009 ; Thornalley et al., 2009, 2011) ainsi que l'export important de glace de mer en Atlantique Nord ont conduit à une chute des températures de surface en Atlantique Nord (Hald et al., 2007; Penaud et al., 2011). Dans la carotte CADIAC A, peu de détails sont accessibles sur cette période caractérisée par de faibles taux de sédimentation et seules les grandes tendances peuvent être distinguées. Les assemblages de foraminifères planctoniques suggèrent le réchauffement progressif de la masse d'eau de surface. En effet, les abondances décroissantes de *N. pachyderma* s. s'accompagnent d'un maximum d'abondance des espèces planctoniques *T. quinqueloba*, *G. glutinata* et *G. ruber* (Figure III.4). *Turborotalia quinqueloba* est une espèce subarctique (Bé et Tolderlund, 1971) et est abondante dans les zones de fronts océaniques (Husum et Hald, 2012). C'est également une espèce majeure des assemblages atlantiques (Schiebel et Hemleben, 2000 ; Chapman, 2010) observée dans le G de G à proximité des côtes dans des eaux bien homogènes et riches en nutriments (Retailleau et al., 2011), tandis que *G. glutinata* est observée en Atlantique Nord en début de bloom, dans des eaux riches en diatomées (Schiebel et Hemleben, 2000 ; Chapman, 2010). De plus, *T. quinqueloba* et *G. glutinata* sont considérées comme des espèces opportunistes de petite taille, qui réagissent rapidement aux suppléments d'apports de MO. et à l'augmentation de la productivité de surface qui en découle (Ortiz et al., 1995 ; Chapman, 2010). Aussi leur présence dans les assemblages suggère non seulement une productivité de surface élevée en accord avec des PFAR élevés observés (Figure III.4) mais aussi un réchauffement progressif de la masse d'eau de surface probablement en réponse à l'insolation d'été croissante en Atlantique Nord, dont le maximum aux environs de 11 500 cal ans BP marque le début de l'Holocène (Berger et Loutre, 1991).

La présence concomitante des espèces *N. pachyderma* s. et *G. ruber* (une espèce tropicale à subtropicale (Bijma et al., 1990b ; Darling et Wade, 2008) dont les températures de vie sont comprises entre

13,3 et 29,5 °C – Tolderlund et Bé, 1971) n'est pas habituelle (Figure III.4). Cependant, Caralp (1971) observe la présence de *G. ruber* dans le G de G avant le YD, au cours du Bölling/Alleröd et après le YD. Compte tenu de la faible résolution de notre enregistrement et des signes de bioturbations observés sur la radiographie X de la carotte CADIAC A (Figure III.3), nous ne pouvons exclure l'éventualité d'un mélange des faunes planctonique du YD avec des faunes issues des périodes Bölling / Alleröd et du début de l'Holocène, caractérisées par des températures de surface élevées (e.g. Mojtahid et al., 2013). Parallèlement, des phénomènes de transports sédimentaires, mis en évidences par la présence de grains éoliens remaniés, pourraient justifier de la présence concomittante de ces deux espèces.

De plus, outre le milieu de vie incompatibles des espèces *G. ruber* et *N. pachyderma*, *G. ruber* n'est pas observée vivante dans les eaux actuelles du G de G (Retailleau et al., 2009 ; 2011 ; Siccha et al., 2012 ; Kuhnt et al., 2013). Néanmoins, cette espèce est, observée vivante dans des eaux à l'ouest de la marge ibérique (Salgueiro et al., 2008). L'espèce *G. ruber* a, à plusieurs reprises, été proposée comme traceur des masses d'eaux chaudes ou courants chauds ponctuels en Atlantique Sud (Oberhänsli et al., 1992), en Australie (De Deckker et al., 2012), le long de la marge portugaise (Salgueiro et al., 2008) ou encore dans le G de G (Mojtahid et al., 2013). Suivant les travaux de Mojtahid et al. (2013) basés sur les résultats de la carotte KS10b (Chapitre V), il est probable que les individus *G. ruber* présents dans la carotte CADIAC A aient été dispersés dans le G de G par l'Iberian Poleward Current (IPC) et pendant certaines périodes, y aient trouvé des conditions favorables à leur développement. Dans l'hypothèse où l'espèce *G. ruber* serait transportée par l'IPC, son apparition dans le G de G pourrait donc résulter de l'établissement de la circulation océanique actuelle en Atlantique Nord lors de la dernière transition glaciaire/interglaciaire. La réorganisation de la circulation océanique de surface après le dernier maximum glaciaire et / ou après le YD, a entraîné une migration vers le Nord des fronts polaire et subpolaire, qui a potentiellement libéré les eaux subtropicales ($NEACW_{ST}$) jusque lors confinées au sud de la marge ouest ibérique. En effet, au Nord de la marge portugaise, Pena et al. (2010) enregistrent l'influence de cette masse d'eau entre 8 200 et 4 200 cal ans BP. Par extension et parce que les incursions occasionnelles de l'IPC semblent être liées à des phases négatives de l'Oscillation Nord Atlantique (Garcia-Soto et al., 2002a ; Álvaro Peliz et al., 2005 ; Salgueiro et al., 2008 ; Le Hénaff et al., 2011) tout au long de l'Holocène (Mojtahid et al., 2013), nous enregistrons peut-être ici une réorganisation de la circulation atmosphérique consécutive à la dernière période froide. La NAO joue un rôle majeur sur la variabilité climatique Holocène en Atlantique Nord. Elle oscille entre phases positive et phase négative suivant un mode annuel et décennal (Dickson et al., 2000 ; Cohen et Barlow, 2005), mais également millénaire (Debret et al., 2009). Plus généralement, l'Holocène et les changements climatiques majeurs sont marqués par une réorganisation de la circulation atmosphérique à l'échelle globale (Broecker et al., 2010).

Parallèlement à la réorganisation de la circulation océanique de surface, l'élévation du niveau marin vers son niveau moderne a lieu au cours de l'intervalle 13 000 – 7 800 cal ans BP (Waelbroeck et al., 2002). On observe alors la stabilisation progressive des signaux isotopiques du $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ (Figure III.5). La faune benthique se distingue des assemblages précédents par la présence de *M. barleeanus, E. bradyi* ou encore *H. elegans. Melonis barleeanus* est observée dans les sédiments intermédiaires des environnements eutrophes dans le G de G (Fontannier et al., 2003 ; Barras et al., 2010 ; Mojtahid et al., 2010), alors que *E. bradyi* et *H. elegans* sont les espèces dominantes des environnements oligotrophes du G de G (Fontanier et al., 2002 ; Mojtahid et al., 2010). Le maximum d'abondance observé chez ces trois espèces suggère un environnement

benthique moins eutrophe que l'intervalle précédent et caractérisé par des apports continentaux accrus de MO. La présence de grains détritiques grossiers décrite au cours de l'intervalle 13 000 - 9 100 cal ans BP est un autre signal de l'éventuelle intensification des apports continentaux. Sur la péninsule ibérique proche, l'intervalle 12 000 – 7 800 cal ans BP est caractérisé par des précipitations importantes (Thorndycraft et Benito, 2006 ; Benito et al., 2008 ; Bernárdez et al., 2008) qui ont probablement conduit à un débit important des fleuves (Thorndycraft et Benito, 2006 ; Benito et al., 2008) venant perturber les dépôts sédimentaires jusqu'en station A du G de G.

5.4.3. 7 800 – 1 300 cal ans BP

Les conditions modernes en surface de la station A semblent s'être établies aux environs de 7 800 cal ans BP, date à partir de laquelle les assemblages planctoniques observés dans la carotte CADIAC A sont proches de ceux des eaux atlantiques Nord (Schiebel et al., 2001 ; Chapman, 2010). La faune planctonique est dominée par *Neogloboquadrina incompta* (Figure III.4a). Cette espèce des milieux tempérés suggère une productivité de surface importante et à forte composante saisonnière (Schiebel et al., 2001 ; Darling et Wade, 2008 ; Chapman, 2010 ; Retailleau et al. 2011). Durant cette période, *Orbulina universa* présente un maximum d'abondance entre 6 500 et 2 600 cal ans BP concomitant à une chute des abondances relatives de *G. bulloides* et *G. inflata* ainsi qu'une légère chute de la diversité planctonique (Figure III.4). Dans le Golfe de Gascogne, *O. universa* se développe en juin lorsque l'insolation annuelle est maximale et que les eaux de surface sont appauvries en nutriment et commencent à stratifier (Chapman, 2010 ; Retailleau et al., 2011), tandis que *G. bulloides* et *G. inflata* sont des espèces caractéristiques des faunes tempérées atlantiques et sont plus particulièrement observées lors des blooms phytoplanctoniques printaniers (Schiebel et Hemleben, 2000 ; Schiebel et al., 2001 ; Chapman, 2010). Les variations des abondances relatives de ces trois espèces suggèrent une stratification marquée de la masse d'eau au cours de l'intervalle 6 500 – 2 600 cal ans BP, également observé en stations WH (Garcia et al., 2013) et B (Mojtahid et al., 2013). Staines-Urias et al. (2013) observent une diminution similaire des abondances de *G. inflata* dans un enregistrement sédimentaire de l'Atlantique Nord qu'ils attribuent à un ralentissement du Gulf Stream.

La faune de foraminifères benthiques est également caractérisée par une chute de la diversité benthique aux environs de 7 800 cal ans BP puis l'environnement benthique apparait comme relativement stable, dominé par les espèces *Uvigerina peregrina, Uvigerina mediterranea* et *Nuttalides umboniferus* (Figure III.4b). Ces trois espèces constituent la faune majeure en station A à l'actuel (Fontanier et al., 2002, 2006 ; Mojtahid et al. 2010) et semblent répondre par un comportement opportuniste aux flux saisonniers de MO labile, suggérant des blooms phytoplanctoniques saisonniers et un environnement benthique généralement eutrophe à mésotrophe. Aux environs de 4 000 cal ans BP, les abondances relatives d'*U. mediterranea* diminuent au profit d'*U. peregrina*. Bien qu'évoluant dans un microenvironnement similaire, *U. peregrina* est caractéristique des environnements mésotrophes à forte composante saisonnière et d'avantage tolérante à la MO réfractaire qu'*U. mediterranea* qui évolue plutôt en milieu mésotrophe-eutrophe (Fontanier et al., 2002, 2006 ; Barras et al., 2010 ; Mojtahid et al., 2010). Ce changement de dominance entre ces deux espèces marque le passage d'une faune de type eutrophe à une faune de type mésotrophe, caractéristique de blooms

saisonniers marqués dans le G de G (Fontanier et al., 2002). Ces perturbations de l'environnement benthique corroborent les observations réalisées sur la base des assemblages de foraminifères planctoniques. Ces conditions ne sont pas sans rappeler celles observées en station WH où l'on enregistre une chute de la diversité benthique aux environs de 7 800 cal ans BP en même temps qu'une stabilisation des abondances relatives des espèces benthiques principales, essentiellement dominées par *U. peregrina* (Garcia et al., 2013).

L'augmentation progressive du niveau marin depuis le dernier maximum glaciaire et sa stabilisation aux environs de 7 500 – 6 500 cal ans (Lambeck, 1997 ; Waelbroeck et al., 2002) ont probablement affecté la circulation en surface de la colonne d'eau ainsi que les apports en nutriments dans le G de G. En atlantique Nord, cet intervalle est caractérisé par une réorganisation de la circulation des gyres subpolaire et subtropicale (Cléroux et al., 2012 ; Staines-Urias et al., 2013), passant d'une gyre subpolaire particulièrement développée vers un système de circulation où la gyre subpolaire répond à la circulation atmosphérique (NAO positive) et où la gyre subtropicale domine la circulation océanique de surface en Atlantique Nord à partir de 4 000 cal ans BP (Pena et al., 2010 ; Cléroux et al., 2012 ; Staines-Urias et al., 2013). Ces perturbations de la circulation océanique ont probablement affecté la productivité de surface ainsi que le flux de MO dans le G de G. Ces éléments seront discutés plus en détails dans les chapitres suivants.

Etablissement des conditions environnementales modernes dans le Golfe de Gascogne

L'établissement de conditions environnementales modernes dans le Golfe de Gascogne semble s'être effectué en trois étapes (15 600 – 13 000 ; 13 000 – 7 800 et 7 800 – 1 260 cal ans BP).

1. Antérieurement à l'Holocène (15 600 – 13 000 cal ans BP), les températures de surface sont froides et la productivité primaire faible. L'environnement benthique semble être eutrophe et probablement sous l'influence d'apports sédimentaires latéraux en provenance du haut du plateau continental.

2. L'intervalle 13 000 – 7 800 cal ans BP constitue une période de transition caractérisée par un réchauffement progressif des eaux de surface vers des conditions proches de celles rencontrées durant l'Holocène, probablement en réponse au retrait du front subpolaire. Parallèlement, l'augmentation du niveau marin qui accompagne l'entrée dans l'Holocène et l'éloignement de l'influence continentale qui en découle ont probablement contribués à l'oligotrophisation de l'environnement benthique.

3. Enfin, l'environnement au cours de l'intervalle 7 800 – 1 260 cal ans BP, est caractérisé par des températures de surface relativement chaudes et des blooms phytoplanctoniques saisonniers. La faune benthique est caractéristique d'environnements mésotrophes et semble répondre aux pulses de MO depuis la surface de la colonne d'eau vers la surface du sédiment.

Chapitre IV. La variabilité Holocène telle qu'enregistrée par les isotopes stables du carbone et de l'oxygène des foraminifères benthiques et par les assemblages (phyto) planctoniques carbonatés dans le Golfe de Gascogne en station WH

1. Résumé de l'article « Benthic and Planktic foraminifera as Indicators of Late Glacial to Holocene Paleoclimatic Changes in a Marginal Environment: An example from the Southeastern Bay of Biscay" (Acta Protozoologica, 2013)

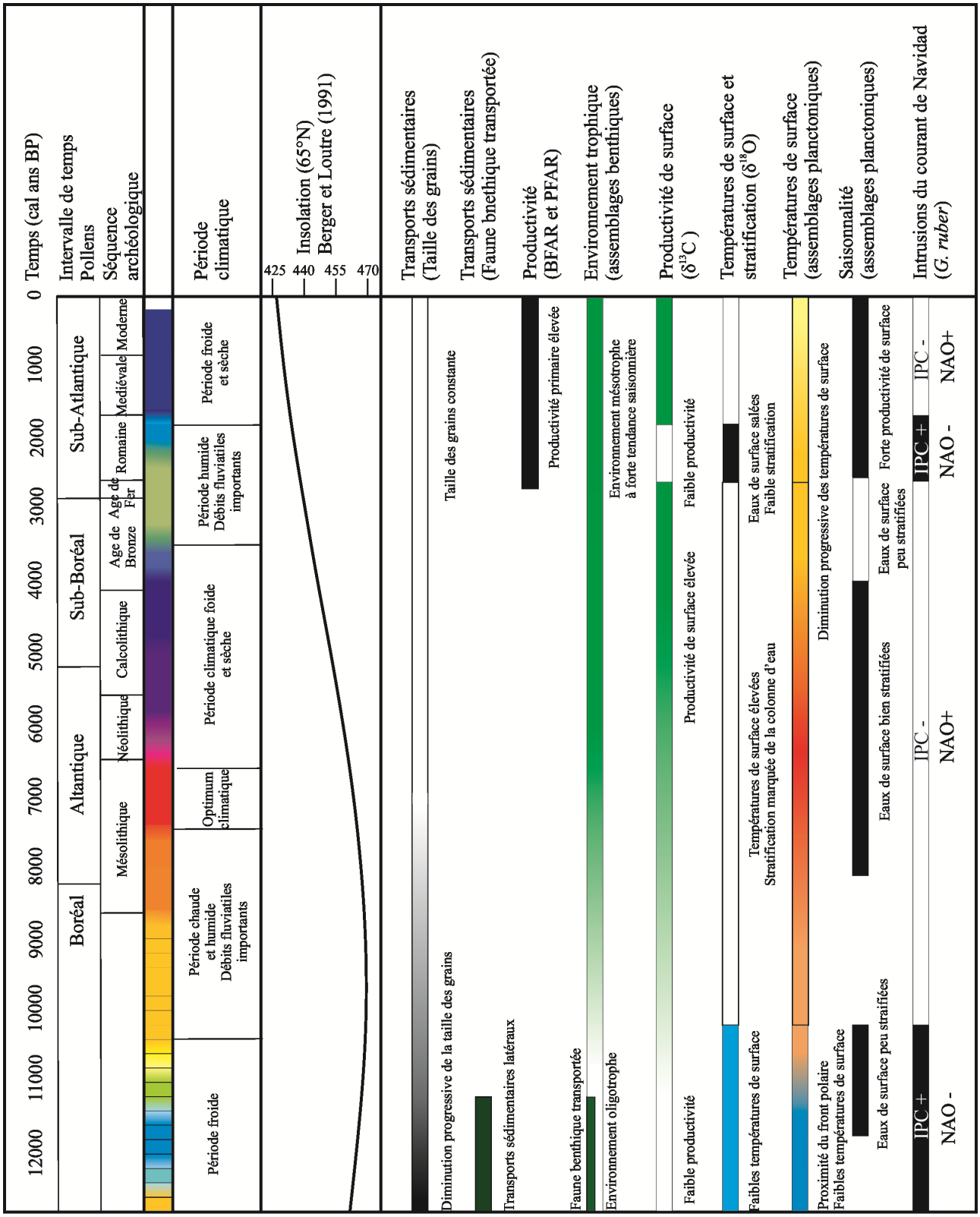
Deux carottes, une carotte courte (FCWH, 20 cm) et une carotte küllenberg (Cadiac WH, 85 cm) ont été prélevées en station WH (44°33'N – 2°45'W ; 2 000 m de profondeur) et ont fait l'objet d'une première publication (Garcia et al., 2013). L'objectif de ce papier était double : 1) faire le lien entre la colonne d'eau, la surface du sédiment et le signal paléoclimatique (carotte FC WH) ; 2) analyser le signal paléoclimatique dans le Golfe de Gascogne tel qu'enregistré en station WH (Cadiac WH). Un total de 7 datations ^{14}C ont été réalisées, deux sur la carotte FC WH et cinq sur la carotte Cadiac WH. Des mesures des isotopes stables de l'oxygène et du carbone ont été réalisées sur les foraminifères planctoniques *Globigerinoides bulloides* et *Globorotalia inflata* et sur l'espèce benthique *Cibicidoides kullenbergi*. Les assemblages de foraminifères planctoniques et benthiques ont également été analysés.

Dans cette étude sont présentés les résultats obtenus à partir des assemblages de foraminifères ainsi que les mesures des isotopes stables réalisés sur les tests des foraminifères planctoniques. La synthèse de ces résultats est présentée dans la Figure IV.1.

La comparaison des faunes mortes et vivantes de la carotte d'interface FC WH, a permis de souligner le rôle de la saisonnalité sur le signal benthique enregistré en station WH. Par ailleurs, la faune planctonique semble être bien préservée et ne pas subir de transformations majeures après son dépôt à la surface du sédiment. En tenant compte de ces résultats, les analyses faunistique et sédimentologique de ces deux carottes ont permis de mettre en évidence, en période de bas niveau marin, des dépôts finement laminés qui trahissent une période de forte activité du canyon de Cap-Ferret entre 12 800 et 7 600 cal ans BP. Ces dépôts sont accompagnés de foraminifères benthiques en provenance du plateau continental mais également de foraminifères benthiques caractéristiques d'environnements oligotrophes. Le passage d'un faciès laminé à un faciès bioturbé aux environs de 7 600 ans BP relatif à la stabilisation du niveau marin se traduit par l'établissement progressif d'une faune benthique typique d'environnements mésotrophes à forte saisonnalité. La période comprise entre 2 600 et 800 ans BP montre une densité benthique élevée également visible dans la faune planctonique. Ces résultats traduisent une productivité primaire importante ainsi que des apports de MO

accrus au fond résultant des fortes précipitations continentales (caractérisant cet intervalle de temps) qui intensifient les apports de nutriments et de MO continentale. La faune planctonique suggère quant à elle l'influence du front subpolaire arctique dans le Golfe de Gascogne entre 12 800 et 10 200 cal ans BP. La période comprise entre 10 200 et 2 600 ans BP est caractérisée par des eaux de surface relativement chaudes et pauvres en nutriments tandis que la période comprise entre 2 600 et 600 cal ans BP suggère un refroidissement progressif des eaux de surface dans des conditions trophiques similaires à celles de l'intervalle de temps précédent.

Superposé à cette variabilité climatique globale, on observe ponctuellement l'apparition d'une espèce (*Globigerinoides ruber*) susceptible d'être transportée par des intrusions d'eaux chaudes et salées (Iberian Poleward Current). Ces observations sont similaires et concomitantes à celles de la carotte KS10b également prélevée dans le Golfe de Gascogne (Mojtahid et al., 2013 – Chapitre V). A l'actuel ce courant pénètre en surface des eaux du Golfe de Gascogne quelques mois après des conditions de NAO négative et circule en subsurface le reste du temps. Par conséquent il est possible de considérer *G. ruber* comme traceur de l'IPC dans le Golfe de Gascogne et par extension comme traceur de conditions NAO négatives au cours de l'Holocène.



Avec IPC : Iberian Poleward Current et NAO : Oscillation Nord Atlantique

Figure IV.1: Figure récapitulative des principaux résultats de l'étude de Garcia et al. (2013).

2. Objectifs

Le présent Chapitre a pour objectifs de:

1. Compléter le signal de surface obtenu à partir des assemblages de foraminifères planctoniques (zooplancton) par l'étude des assemblages de coccolithes (phytoplancton). En effet, ces derniers constituent un groupe majeur du phytoplancton en Atlantique Nord (Broerse et al., 2000) où la flore y est très diversifiée (Gaarder, 1971). L'étude des assemblages de coccolites est très complémentaire à celle des foraminifères planctoniques car d'une part, ils font partie du régime alimentaire de ces derniers (e.g. Hemleben et al., 1985) et d'autre part, ils donnent des informations plus directes sur la productivité primaire. En plus, l'export de carbonates vers le sédiment est constitué principalement de tests de foraminifères et de coccolithes et dans une moindre mesure de ptéropodes (Takahashi, 1994). Le fait de quantifier les deux groupes majoritaires permet d'estimer le stockage des carbonates dans le sédiment.

2. Déterminer dans quelle mesure les variations environnementales communes à l'ensemble du Golfe de Gascogne, ont influencé la taille des foraminifères planctoniques. Il a été démontré que la taille et le développement (ratio surface / volume ; Chapelle et Peck, 1999) des organismes vivants sont directement corrélés aux conditions physiologiques, écologiques et environnementales (Levêque et al., 2001). C'est notamment le cas des foraminifères planctoniques dont la taille triple des pôles vers les tropiques et diminue dans les zones de fronts océaniques (Schmidt et al., 2004). Les variations de température et de productivité primaire (Hecht, 1976 ; Ortiz et al., 1995) ou encore la présence d'upwellings (Naidu et Malmgren, 1995) sont en partie responsables de ces variations de taille (Schmidt et al., 2004). La plupart des études réalisées sur l'évolution de la taille des foraminifères planctoniques se sont concentrées sur une seule espèce ou une seule lignée (Malmgren et Kennett, 1981 ; Malmgren et al., 1983 ; Spencer-Cervato et Thierstein, 1997 ; Kucera et Malmgren, 1998 ; MacLeod et al., 2000) et fournissent des informations sur l'écologie régionale ou à l'échelle stratigraphique.

3. De compléter le signal obtenu à partir des assemblages de foraminifères et des isotopes stables des planctoniques, par l'apport de données isotopiques mesurées sur le test du foraminifère benthique *Cibicidoides kullenbergi*. Les ratios des isotopes stables de l'oxygène et du carbone sont utilisés pour caractériser les paléoenvironnements (salinité, température, productivité) et la circulation océanique profonde (ventilation) (Duplessy et al., 1988 ; Oppo et al., 1990 ; Sarnthein et al., 1994 ; Mackensen et Bickert, 1999). Le $\delta^{18}O_{benthique}$ varie en fonction du volume de glace, de la salinité et de la température des eaux de fond (Ravelo and Hillaire-Marcel, 2007). Le $\delta^{13}C_{benthique}$ nous informe des variations du flux de MO vers le sédiment et de la ventilation des masses d'eau (Curry et al., 1988 ; Duplessy et al., 1988 ; Oppo et al., 1990 ; Thornalley et al., 2011).

3. Matériel et méthodes

Pour les méthodes de prélèvements, d'analyse au laboratoire des échantillons et l'établissement du modèle d'âge, se référer au chapitre II et au papier Garcia et al. (2013 ; Annexe 3).

4. Résultats

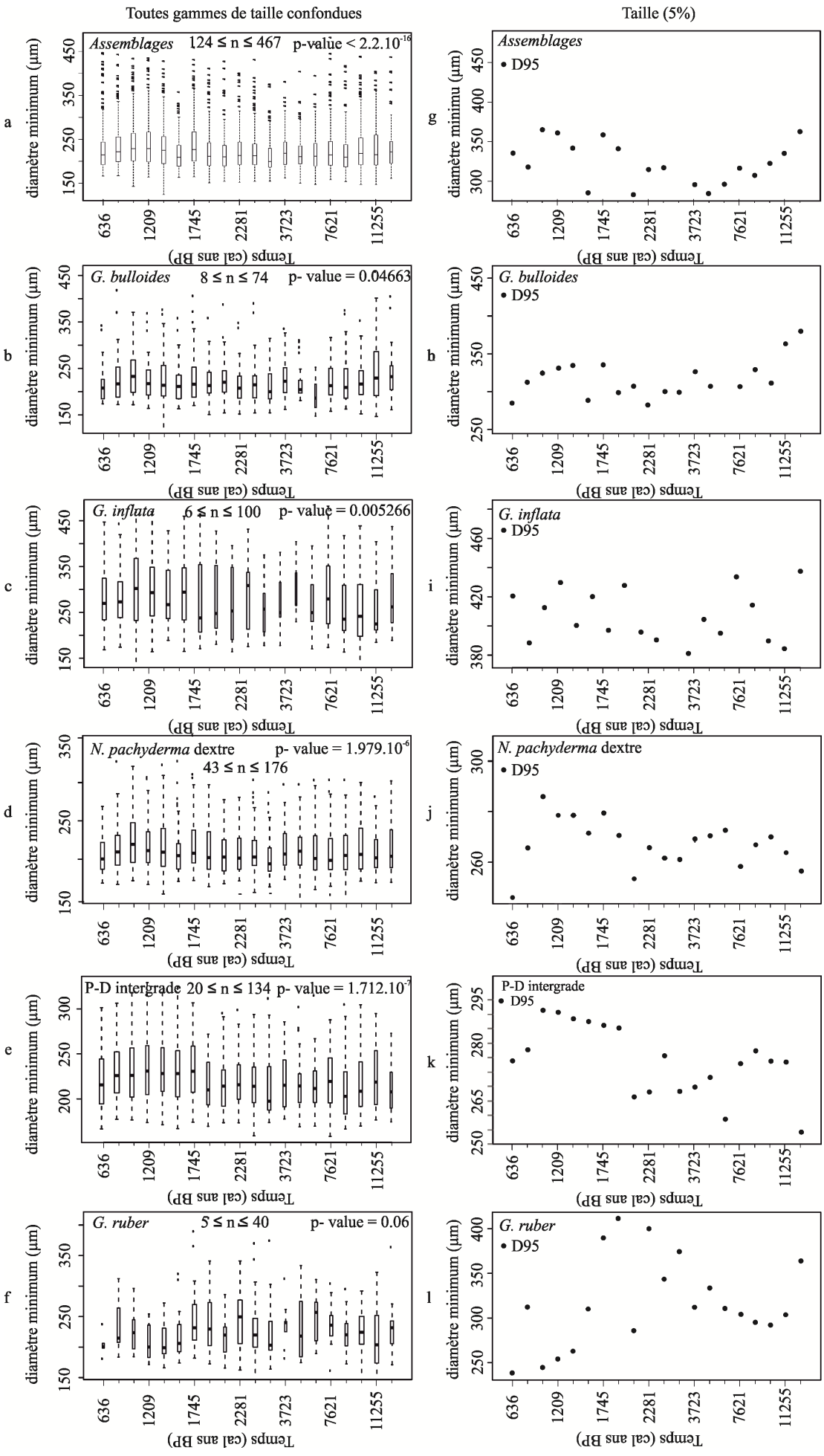
4.1. Taille des foraminifères

L'analyse de la fraction >150µm constitue une coupure articielle de la population, excluant les individus juvéniles (Schmidt et al., 2004 ; Schiebel et Hemleben, 2005). Aussi, nous avons pris le parti de ne pas considérer nos populations comme suivant une loi normale. Par conséquent, les tests statistiques utilisés pour appuyer la descriptions des variations des paramètres de taille sont de type non-paramétriques (cf. Chapitre II.5).

Dans le cadre de cette étude, nous disposons de deux paramètres (l'aire et le diamètre minimum) pour décrire les tailles des foraminifères planctoniques exprimés l'un en fonction de l'autre. Ceux-ci (normalisés par une fonction de type $\log_{10}$ courante en biologie du vivant lorsque les données dévient vers des valeurs extrêmes) présentent une forte corrélation linéaire (r^2=0,9506 ; p-value < $2{,}2\ 10^{-16}$) aussi seuls les diamètres minimums sont présentés.

Les diamètres minimums ($Ø_{min}$) mesurés sur les foraminifères planctoniques varient significativement au cours du temps (p-value < $2.2.10^{-16}$; test de Kruskal-Wallis). Ils ont été mesurés sur les espèces *Globigerina bulloides*, *Globorotalia inflata*, *Neogloboquadrina incompta*, P-D intergrade et *Globigerinoides ruber*. Les résultats des tests statitiques (test de Student) réalisés dans le cadre d'une comparaison des niveaux 2 à 2 est présentée dans le Tableau IV.1. Les $Ø_{min}$ toutes espèces confondues sont relativement stables entre 12 800 et 1 900 cal ans BP (~222µm). Une brève période aux environs de 4 800 - 2 600 cal ans BP, montre des foraminifères de taille légèrement inférieure (~218µm). Les paramètres de taille sont significativement plus élevés au-delà de 1 900 ans BP (~232µm). En considérant chacune des espèces analysées séparément, on peut constater que *G. bulloides*, *G. inflata*, *N. pachyderma* dextre et P-D intergrade présentent des variations significatives de leur ømin au cours du temps (p-values < 0,05) (Figure IV.4). Au seuil de tolérance α = 5%, seule *G. ruber* ne semble pas présenter de variations significatives en fonction du temps (p-value = 0,06), probablement à cause du faible nombre d'individus considérés (5 ≤ n ≤ 40 ; Tableau IV.1). En considérant chacune de ces espèces individuellement, la comparaison des niveaux 2 à 2 ne montre pas de différence significative entre les échantillons, à l'exception d'un ou deux points isolés généralement aux environs de 1900 ans BP.

Figure IV.2 : a) diamètres minimums (ømin) mesurés sur les 4 espèces de foraminifères planctoniques en fonction du temps (représentation sous la forme de boîte à moustaches); b) ømin de *G. bulloides* ; c) ømin de *G. inflata* ; d) ømin de *N. pachyderma* dextre ; e) ømin *G. ruber*; f) ømin µm en fonction de l'aire (µm²) dont les valeurs dépassent le 95ème centiles (D95) ; g) box plot des ømin du D95 mesurés sur les 4 espèces de foraminifères planctoniques en fonction du temps ; h) ømin du D95 de *G. bulloides* ; i) ømin du D95 de *G. inflata* ; j) ømin du D95 de *N. pachyderma* dextre ; k)) ømin du D95 de PD- intergrade ; l) ømin du D95 de *G. ruber*.


Toutes gammes de taille confondues
Taille (5%)
a
Assemblages 124 ≤ n ≤ 467 p-value < 2.2.10-16
g
Assemblages
• D95
b
G. bulloides 8 ≤ n ≤ 74 p- value = 0.04663
h
G. bulloides
• D95
c
G. inflata 6 ≤ n ≤ 100 p- value = 0.005266
i
G. inflata
• D95
d
N. pachyderma dextre p- value = 1.979.10-6
43 ≤ n ≤ 176
j
N. pachyderma dextre
• D95
e
P-D intergrade 20 ≤ n ≤ 134 p- value = 1.712.10-7
k
P-D intergrade
• D95
f
G. ruber 5 ≤ n ≤ 40 p- value = 0.06
l
G. ruber
• D95
diamètre minimum (µm)
Temps (cal ans BP)
636
1209
1745
2281
3723
7621
11255

Niveaux	636	829	1021	1209	1388	1566	1745	1924	2102	2281	2460	2639	3723	4808	5893	7621	8486	10215	11255
829	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1021	1	0.87	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1209	1	<0.05	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1388	1	1	1	0.14	-		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1566	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1745	1	1	1	1	1	<0.05	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1924	1	1	1	1	1	<0.05	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2102	<0.05	1	<0.05	<0.05	1	1	<0.05	0.37	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2281	1	1	1	0.15	1	<0.05	1	1	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2460	0.19	1	0.11	<0.05	1	<0.05	0.28	1	1	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2639	<0.05	0.19	<0.05	<0.05	0.12	1	<0.05	<0.05	1	1	1	-	-	-	-	-	-	-	-
3723	<0.05	0.39	<0.05	<0.05	0.24	1	<0.05	<0.05	1	1	1	1	-	-	-	-	-	-	-
4808	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	1	<0.05	<0.05	1	0.33	0.69	1	1	-		-	-	-	-
5893	<0.05	1	<0.05	<0.05	1	1	<0.05	1	0.45	1	1	1	1	1	-	-	-	-	-
7621	1	1	1	1	1	<0.05	1	1	1	1	1	<0.05	0.05	<0.05	1	-	-	-	-
8486	0.17	1	0.11	<0.05	1	<0.05	0.26	1	1	1	1	1	1	1	1	1	-	-	-
10215	1	1	1	0.11	1	<0.05	1	1	1	1	1	0.09	0.20	<0.05	1	1	1	-	-
11255	1	1	1	0.89	1	<0.05	1	1	1	1	1	0.1	0.19	<0.05	1	1	1	1	-
12815	1	1	1	1	1	<0.05	1	1	0.28	1	1	<0.05	<0.05	<0.05	0.94	1	1	1	1

Tableau IV.1 : Résultats des comparaisons 2 à 2 réalisée pour les paramètres de tailles toutes espèces confondues - Test de comparaison 2 à 2 (Test de Student) – Correction des p-value par la méthode de bonferroni ; les cases ombrées correspondent aux résultats des tests statistiques pour lesquels une valeur significativement différente entre les deux échantillons testés a été observée.

Parmi les individus de grande taille, la différence entre les valeurs des paramètres de taille (c'est-à-dire les valeurs de $Ø_{min}$ dans le cas présent) mesurés sur chacun des individus est plus grande. C'est pourquoi, Chapelle et Peck (1999) et Schmidt et al. (2004), suggèrent l'utilisation de la taille séparant 95% de la population des 5% les plus grands (soit le 95ème centile) pour comparer la distribution des tailles de foraminifères planctoniques. Ils mettent alors en évidence un lien existant entre la taille des foraminifères et la température à l'échelle spatiale. Les 95ème centiles sont présentés Figures IV.2g, IV.2h, IV.2i, IV.2j, IV.2k, IV.2l. Le D95 des assemblages suit les variations décrites à partir des distributions de taille des assemblages (voir paragraphe précedent). Les 4 espèces *Globigerina bulloides*, *G. inflata* et *Neogloboquadrina pachyderma* d. et P-D intergrade semblent présenter une distribution similaire à celle de l'assemblage total. Par ailleurs, l'espèce *G. ruber* semble varier indépendamment des autres espèces mesurées. Ses valeurs de D95, montrent des écarts de $Ø_{min}$ maximaux d'environ 100 µm avec une période particulièrement distincte (aux alentours de 220 cal ans BP) où un maximum du D95 est observé.

Lors de l'interprétation des données, il sera important de prendre en compte que seule une partie des espèces présentes dans les assemblages a été considérée dans le cadre de cette analyse des paramètres de taille. De plus, les mesures des paramètres de taille ont été effectuées sur un sous échantillonnage de la

population totale. Nous ne pouvons par conséquent pas assumer que les observations faites sont complètement représentatives des conditions générales au cours de l'Holocène.

4.2. Assemblages de coccolithes

Les données coccolithes présentées Figure IV.3, ont été obtenues par A. Guillhou durant son stage de master 1 effectué à l'université Bordeaux 1 en 2012.

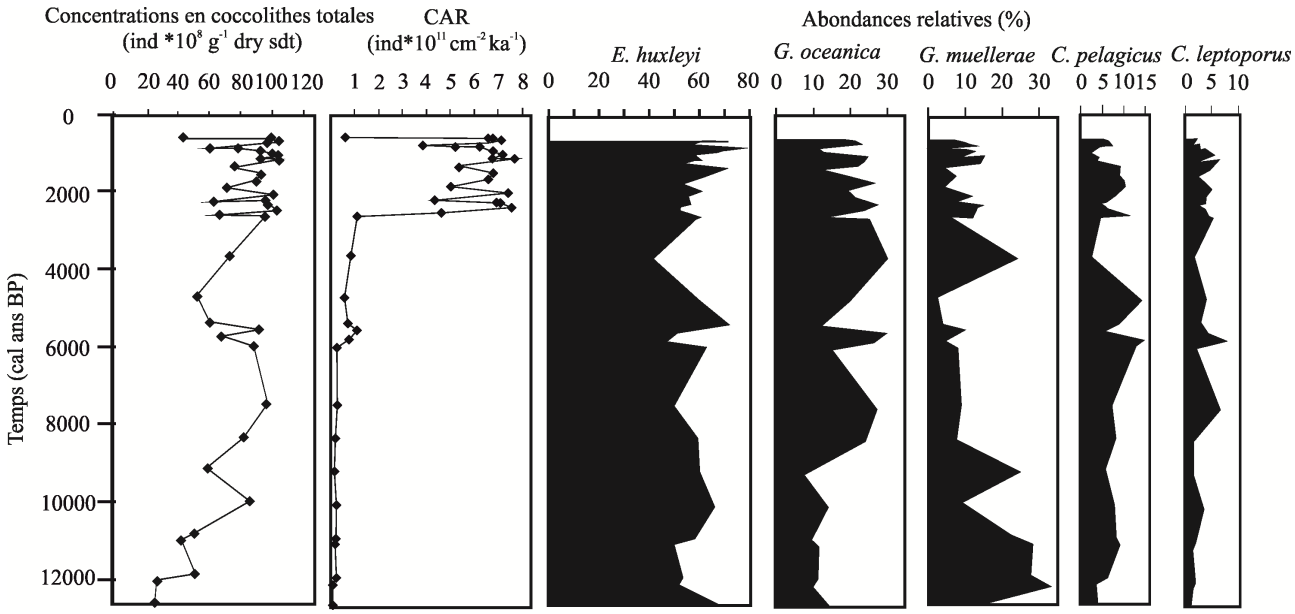


Figure IV.3 : Concentrations en coccolithes, taux d'accumulations des coccolithes (CAR) et abondances relatives des espèces principales de coccolithes.

Les concentrations en coccolithes totales varient entre 18,2 10^8 ind. g^{-1} et 104,2 10^8 ind g^{-1} de sédiment sec (Figure IV.3). Elles augmentent fortement entre 12 815 et 7 600 cal ans BP (de 18,2 10^8 à 95,1 10^8 ind g^{-1}). Entre 7 600 et 3 700 cal ans BP, un minimum est enregistré (~ 68,8 10^8 ind g^{-1}). Les concentrations sont maximales entre 2 600 et 680 cal ans BP (56,2 10^8 à 104,2 10^8 ind g^{-1}). A la surface de la carotte, elles sont de l'ordre de 37,5 10^8 ind g^{-1}.

Le flux de coccolithes (CAR – Figure IV.5) varie entre 0,1 et 7,7 10^{11} ind cm^{-2} ka^{-1}. Il est relativement stable entre 12 800 et 6 100 ans BP (~0,2 10^{11} ind cm^{-2} ka^{-1}) et augmente légèrement entre 6 100 et 2 670 ans BP (~0,9 10^{11} ind cm^{-2} ka^{-1}). Le CAR présente des valeurs maximales entre 2 630 et 670 ans BP (~6,3 10^{11} ind cm^{-2} ka^{-1}) et est faible en surface (0,6 10^{11} ind cm^{-2} ka^{-1}).

Huit espèces distinctes de coccolithes ont été observées dans nos échantillons dont cinq constituent les espèces majeures [*Emiliania huxleyi* (~58,6%), *Gephyrocapsa oceanica* (~19,3%), *Gephyrocapsa muellerae* (~11,9%), *Coccolithus pelagicus* (~6,7%), *Calcidiscus leptoporus* (~3,3%)]. Leurs abondances relatives sont présentées en Figure IV.3. *Emiliania huxleyi* domine largement les assemblages variant entre

41,4 et 77,1%. Trois périodes (12 300 - 11 200 ans BP, 5 900 - 5 600 et ~3 700 ans BP, respectivement) sont enregistrées au cours desquelles *E. huxleyi* présente des abondances relatives faibles. *Gephyrocapsa oceanica* varie entre 7,7 et 30,3%. Elle est relativement peu abondante entre 12 800 et 9 350 cal ans BP (~11,2%) mais constitue ~21,2% des assemblages entre 9 350 et 636 cal ans BP. *Gephyrocapsa muellerae* et *C. peplagicus* varient à l'opposé l'une de l'autre. On remarque une forte abondance de *G. muellerae* (>20%) entre 12 800 et 10 700 cal ans BP ainsi qu'aux environs de 3 700 cal ans BP. *Coccolithus pelagicus* varie entre 2,2 et 14,5%. Cette espèce est principalement présente entre 6 100 et 4 800 cal ans BP et entre 2 600 et 1 380 cal ans BP. Enfin *C. leptoporus* dont l'abondance relative varie entre 0,9 et 7,9% est principalement présente entre 7 600 et 5 800 cal ans BP ainsi qu'entre 2 600 et 1 021 cal ans BP dans les assemblages.

4.3. Estimation du $CaCO_3$ stocké

Au moyen des tailles de foraminifères mesurés (paragraphe V.4.1) nous avons essayé d'estimer la contribution des foraminifères planctoniques au $CaCO_3$ stocké dans les sédiments. Ne disposant de mesures de tailles que sur un nombre restreint d'espèces, et Movellan (2013) ayant montré que la masse moyenne en calcite d'un test de foraminifères est dépendant de la taille et non de l'espèce considérée, nous avons calculé la taille moyenne d'un foraminifère planctonique à partir des mesures dont nous disposions (~228,04µm) afin de reporter cette valeur sur le tableau V.2 et ainsi obtenir la masse moyenne d'un test de foraminifère (3,7µg (Mf pour masse d'un foraminifère) pour une gamme de taille comprise entre 200 et 250µm. Puis, les concentrations en $CaCO_3$ (g g^{-1} de sédiment) sont estimées au moyen de la formule : $[CaCO3] = [FP] * Mf$; où [FP] est la concentration en foraminifères planctoniques totale, exprimée en ind g^{-1} de sédiment. Le flux de CaCO3 exporté à partir des foraminifères planctoniques a ensuite été estimé suivant la formule : $CaCO3f - export_t = PFAR * Mf$; avec PFAR décrit dans le Chapitre II Matériel et méthodes.

classe de taille (µm)	masse moyene (µg)	référence
100-125	1,029268	
125-150	1,551546	
150-200	2,034756	Thèse de Aurore Movellan, 2013 Université d 'Angers
200-250	3,716346	
250-315	6,318812	
> 315	20,59952	

Tableau IV.2 : masse moyenne d'un test de foraminifère pour chaque classe de taille de foraminifères planctoniques (A. Movellan, 2013)

Les résultats de ces estimations sont présentés en Figure V.4. La masse totale des foraminifères varie entre 1,3 et 4,8 10^{-3} g g^{-1} de sédiment et représente 0,13 à 0,48% du sédiment. Un maximum est observé aux

environs de 10 200 ans BP. Le flux de carbonates calculé à partir des taux de sédimentation de la carotte Cadiac WH et du poids représentée par les foraminifères planctoniques est maximal entre 2 600 et 800 ans BP (~0,16g de $CaCO_3$ cm^{-2} ka^{-1}).

Le $CaCO_3$ représenté par la fraction coccolithes a également été estimé. Les concentrations de $CaCO_3$ totales sont estimées suivant la formule : $[CaCO3]tot = \sum[Ci] * Mi$ avec [Ci] les concentrations en coccolithes calculées pour une espèce i ; Mi la masse d'un » coccolithe de l'espèce i (Tableau IV.3).

Le flux de $CaCo_3$ exporté dans le sédiment est calculé comme suit : $CaCO3\ c - exporté = CARi * Mi$; avec CAR décrit dans le Chapitre II Matériel et Méthodes et i pour l'espèce i.

Espèces	Poids (pg)	Références
E. huxleyi	3.5	Knappertsbuch and Brummer (1995)
C. leptoporus	110.6	Young and Ziveri (2000)
C. pelagicus	292.2	Young and Ziveri (2000)
G. oceanica	18	Knappertsbuch and Brummer (1995)
G. muellerae	8	Young and Ziveri (2000)
H. carteri	142.9	Beaufort and Heussner (1999)
B. bigelowii	85.52	Beaufort and Heussner (1999)
Rhabdosphaera sp.	67.5	Young and Ziveri (2000)

Tableau IV.3 : Liste des espèces de coccolithophoridés, estimation du poids d'un coccolithe de l'espèce considérée, en picogramme et référence bibliographique correspondante.

Le poids de $CaCO_3$ représentée par la fraction coccolithes est présenté sur la figure 6. Elle augmente entre 12 800 ans cal BP et 6 100 ans cal BP (0,03 10^{-1} à 0,4 10^{-1} g g^{-1} de sédiment). Un minimum est observé entre 5 600 et 2 600 cal ans BP (~2,1 10^{-1} g g^{-1} de sédiment). Un second maximum est observé entre 2 600 et 670 ans cal BP (~2,5 10^{-1} g g^{-1} de sédiment). Le flux de carbonates calculé à partir des taux de sédimentation de la carotte Cadiac WH et de la masse de $CaCO_3$ représentée par les coccolithes suit le flux de coccolithes (Figure IV.4). Il est maximal entre 2 600 et 670 cal ans BP et de l'ordre de 1,8 10^{1} g cm^{-2} ka^{-1} et représente 3 à 39% du sédiment. La contribution de chacune des espèces au poids total varie d'une espèce à l'autre (Figure IV.4). Coccolithus pelagicus est le contributeur majeur (~63%).

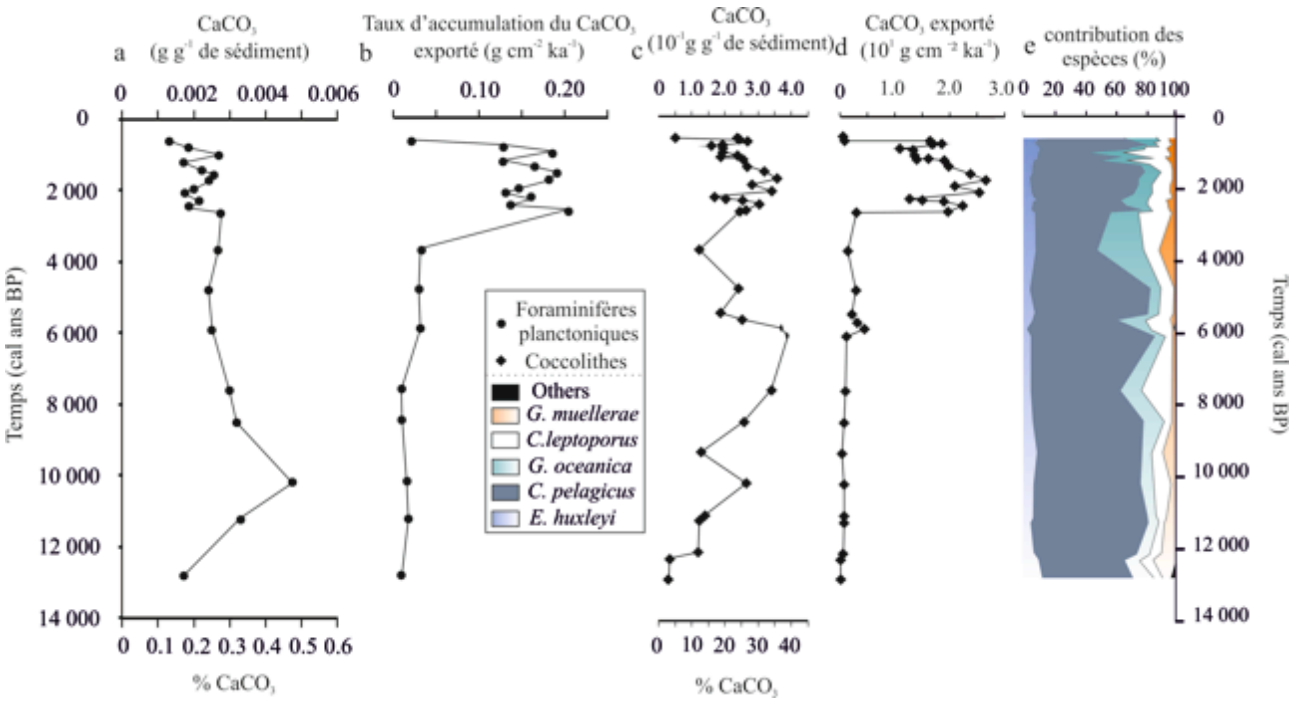


Figure IV.4 : a) poids en carbonates estimé à partir des concentrations en foraminifères planctoniques et abondance relative représentée par le $CaCO_3$ pour un gramme de sédiment ; b) Taux d'accumulation du $CaCO_3$ calculé à partir des foraminifères planctoniques dans la carotte Cadiac WH ; c) poids en carbonates estimé à partir des concentrations en coccolithes et abondance relative représentée par le $CaCO_3$ pour un gramme de sédiment ; d) Taux d'accumulation du $CaCO_3$ calculé à partir des coccolithes ; e) contribution des espèces de coccolithes au poids en $CaCO_3$.

4.4. Signal isotopique

Les rapports isotopiques de l'oxygène ($\delta^{18}O$) et du carbone ($\delta^{13}C$) enregistrés dans les tests fossilisés du foraminifère benthique *Cibicidoides kullenbergi* sont présentés sur la Figure IV.5. L'intervalle 12 800 - 11 200 cal ans BP est composé d'espèces sensiblement différentes à celles rencontrées dans le reste de la carotte. Notamment les individus de l'espèce *C. kullenbergi,* mal conservés, étaient en nombre insuffisant pour effectuer des mesures. Par conséquent le signal isotopique présenté ne couvre que les derniers 11 200 ans.

Le $\delta^{18}O_{C.\ kullenbergi}$ diminue entre 11 200 et 10 200 cal ans BP (-0,14‰) puis augmente entre 10 200 et 8 500 cal ans BP (+0,19‰). Il diminue à nouveau entre 7 600 et 5 900 cal ans BP et présente des valeurs stables entre 5 900 et 3 700 cal ans BP (~ 2,58‰). Les derniers 3 700 cal ans BP montrent des valeurs du $\delta^{18}O$ légèrement plus élevées entre 2 600 et 1 300 cal ans BP (~2,63‰) et entre 500 et 200 cal ans BP (~2,63‰). Les derniers 200 ans montrent des valeurs du $\delta^{18}O_{C.\ kullenbergi}$ plus faibles (~2,41‰). Ces variations sont de faible ampleur et restent de l'ordre de la barre d'erreur.

Le $\delta^{13}C_{C.\ kullenbergi}$ est léger entre 11 200 et 5 900 cal ans BP (~0,43‰). Il tend vers des valeurs plus lourdes entre 5 900 et 4 800 cal ans BP (+0,34‰). A partir de 4 800 ans BP, le $\delta^{13}C_{C.\ kullenbergi}$ tend vers des valeurs plus légères jusqu'aux environs de 600 cal ans BP (-0,42‰). L'intervalle de temps compris entre 2 500

et 1 800 cal ans BP montre un rapport $^{13}C/^{12}C$ appauvri. Les tendances du $\delta^{13}C_{C.kullenbergi}$ enregistrées dans les carottes CADIAC WH et FCWH diffèrent. Dans la carotte FCWH, le $\delta^{13}C_{C.kullenbergi}$ augmente entre 900 et 800 cal ans BP (+0,36‰) puis diminue au cours des derniers 800 cal ans BP (-0,34‰).

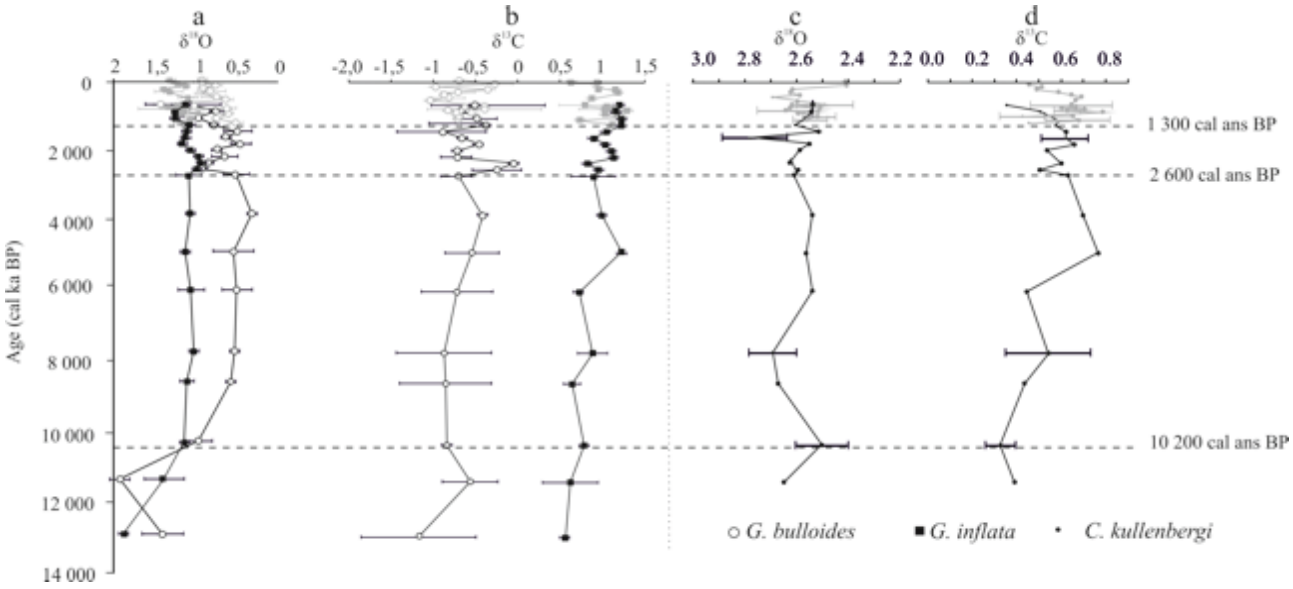


Figure IV.5 : a) Ratios isotopiques (exprimés en ‰ vs. PDB) de l'oxygène ($\delta^{18}O$) mesurés sur les tests de *G. bulloides* et *G. inflata* ; b) ratios isotopiques du carbone ($\delta^{13}C$) mesurés sur les tests de *G. bulloides* et *G. inflata* ; c) $\delta^{18}O$ mesurés sur les tests de *C. kullenbergi* ; d) $\delta^{13}C$ mesurés sur les tests de *C. kullenbergi*. En gris, les données provenant de la carotte FCWH. En noir, les données provenant de la carotte CADIAC WH. Les traits en pointillés correspondent aux perturbations majeures observées à partir des isotopes stables mesurés sur les foraminifères planctoniques *G. bulloides* et *G. inflata* (Garcia et al., 2013 (a) et b)).

4.5. Analyse en composantes principales (ACP) des assemblages de foraminifères benthiques en intégrant le signal isotopique et la granulométrie

Une ACP a été réalisée sur la base des assemblages de foraminifères benthiques (>5% dans au moins un des niveaux étudiés), des signaux isotopiques benthique et planctonique et des données granulométriques (D50). Les résultats de l'ACP sont présentés sur la Figure IV.6 et Tableau IV.2. L'axe 1 (valeur propre 7,46) et l'axe 2 (valeur propre 3,43), contribuent respectivement à 39,26% et 18,03% de la variabilité totale. Quatre groupes d'espèces sont distingués qui caractérisent des périodes de temps allant du plus vieux au plus récent. Les espèces *Globobulimina affinis*, *Nonionella* sp., *Eggerella bradyi* et *Bulimina inflata* contribuent positivement aux axes 1 et 2. Ce groupe est bien corrélé au $\delta^{18}O_{planctonique}$ et caractérise l'intervalle de temps entre 12 800 et 10 200 cal ans BP. *Pyrgo murrhina*, *Cassidulina carinata*, *Gavelinopsis translucens*, *Sigmoilopsis schlumbergeri*, *Cibicidoides kullenbergi* et *Hoeglundina elegans* (10 200 – 5 900 cal ans BP) ont des valeurs positives suivant

l'axe 1 et négatives suivant l'axe 2. *Gyrodina orbicularis* (7 600 – 2 600 cal ans BP) contribue négativement aux axes 1 et 2 et est bien corrélée au $\delta^{13}C_{benthique}$. Enfin *Uvigerina peregrina* (2 600 – 630 cal ans BP) contribue négativement à l'axe 1 et positivement à l'axe 2 et est bien corrélée au $\delta^{13}C_{planctonique}$.

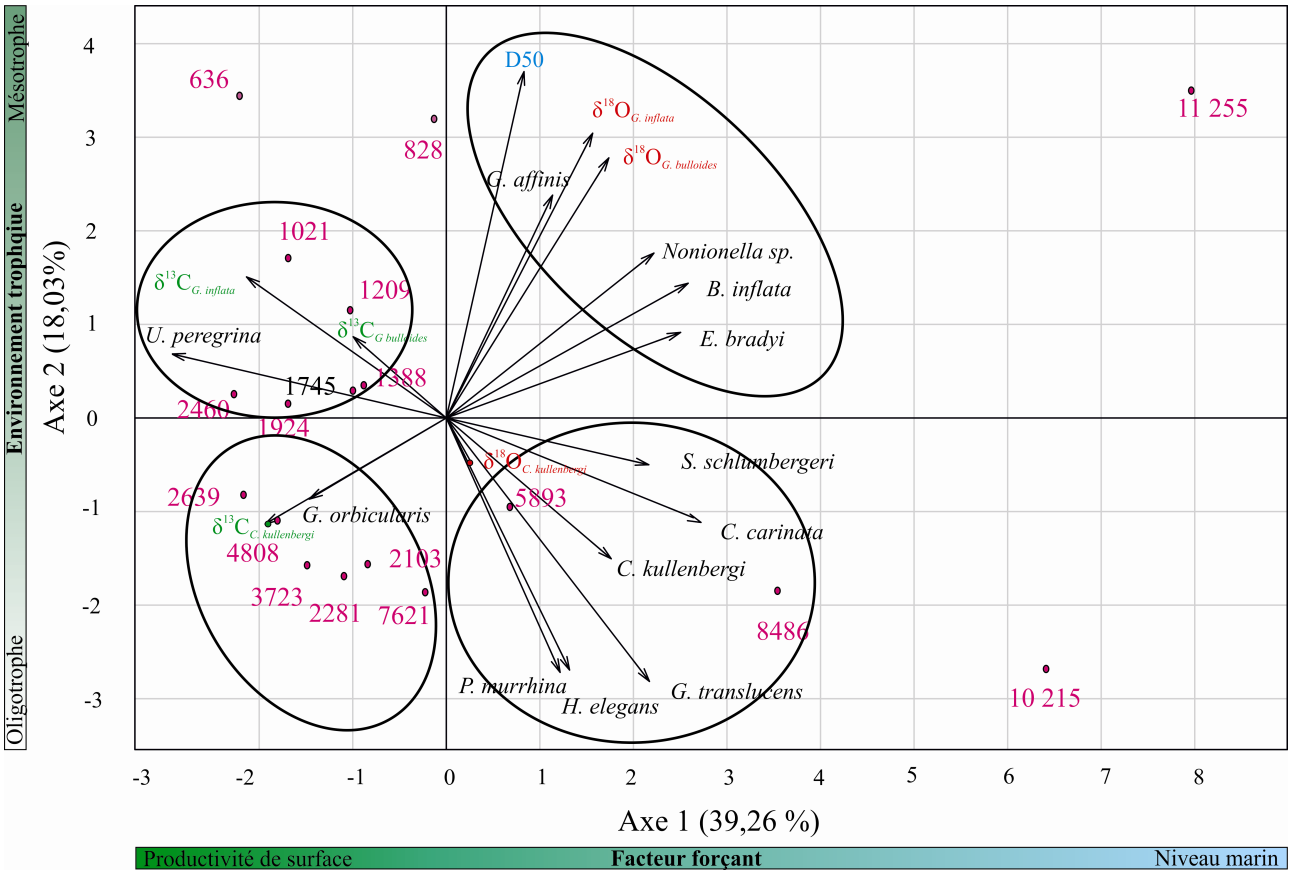


Figure IV.6 : Analyse en composante principale : a) Une projection des variables (assemblages de foraminifères benthiques > 5%) suivant les deux premiers axes de l'ACP avec les données granulométriques (D50 et D90) et isotopiques du carbone (vert) et de l'oxygène (rouge) mesurés sur les foraminifères planctoniques et benthiques.

Axe	Valeur propre	Total de variance (%)	Pourcentage cumulé de la variance (%)
1	7,46	39,26	39.26
2	3,43	18,03	57,29
3	2,13	11,20	68,49
4	1,59	8,39	76,88
5	1,12	5,90	82,78
6	0,78	4,11	86,89
7	0,65	3,44	90,33
8	0,55	2,90	93,23
9	0,39	2,04	95,27
10	0,27	1,43	96,70
11	0,21	1,11	97,81
12	0,14	0,76	98,57
13	0,13	0,71	99,28
14	0,08	0,41	99,69

Tableau IV.4 : Résultats de l'analyse en composante principale réalisée sur la base des assemblages de foraminifères benthiques majeurs (≥5% dans au moins un des échantillons), des rations isotopiques de l'oxygène et du carbone mesurés sur *G. bulloides* et *G. inflata*, ainsi que sur la taille des particules sédimentaires (D50).

5. Discussion

5.1. Productivité de surface

Les taux d'accumulation de coccolithes (CAR) reflètent la production phytoplanctonique de surface. En effet, en tant qu'organismes phytoplanctoniques carbonatés, les coccolithophoridés répondent aux concentrations en nutriments et aux variations de température dans la colonne d'eau (Okada et McIntyre, 1979) par la production de nombreuses coccolithes. Le CAR montre des variations similaires à celles du PFAR de la carotte CADIAC WH (Figure IV.6), avec des valeurs maximales entre 2 600 et 640 cal ans BP. Des taux de sédimentation élevés caractérisent cet intervalle. Mojtahid et al. (2013) observent également un intervalle compris entre 3 100 et 1 800 cal ans BP, favorable à la productivité planctonique et benthique au cours d'une période présentant des taux de sédimentation relativement stable. L'intervalle compris entre 2 600 et 640 ans BP semble donc être caractérisé par un apport important des nutriments dans le Golfe de Gascogne susceptibles d'avoir favorisé la productivité de surface.

Beaufort et Heussner (2001) suggèrent l'utilisation des assemblages de coccolithes comme estimateurs des variations paléoclimatiques de saisonnalité. Au site ECOFER (e.g. Monaco et al., 1999 ; Beaufort et Heussner, 2001), proche de la station WH, les coccolithes observées dans les pièges à particules sont présentes toute l'année. Néanmoins, si l'on exclue l'espère dominante *E. huxleyi*, chacune des espèces rencontrées domine tour à tour les assemblages suivant la saison considérée (Beaufort et Heussner, 2001). Les mêmes

espèces de coccolithes que celles observées au site ECOFER composent les assemblages de la carotte CADIAC WH (Heussner et al., 1999 ; Beaufort et Heussner, 2001). *Emiliana huxleyi* est une espèce ubiquiste (Broerse et al., 2000) qui domine largement les assemblages de coccolithes de l'Atlantique Nord (56 à 83 % - (Okada et McIntyre, 1979 ; Broerse et al., 2000) ; Beaufort and Heussner, 2001) et les pièges à particules du Golfe de Gascogne (54 à 93% - Beaufort et Heussner, 2001). Elle est très abondante dans les environnements riches en nutriments comme les environnements d'upwellings ou le long des marges continentales externes (Brand, 1994). Dans le Golfe de Gascogne (Beaufort et Heussner, 1999, 2001) et dans la région des Açores (Schiebel et al., 2011), des blooms massifs de cette espèce sont observés entre mai et juin. Sa présence dans les sédiments du Golfe de Gascogne suggère de façon générale un environnement trophique favorable à la productivité phytoplanctonique (Silva et al., 2008 ; Schiebel et al., 2011 ; Silva et al., 2013).

Les concentrations en coccolithes sont largement supérieures à celles des foraminifères planctoniques dans les sédiments, mais ne sont pas représentatives du nombre d'individus réellement présents dans la colonne d'eau. En effet, chaque cellule produit tout au long de sa vie un certain nombre de coccolithes qui varie d'une espèce à l'autre mais aussi d'un individu à l'autre (Young et Ziveri, 2000), le contributeur principal étant *E. huxleyi.* Dans notre site d'étude, les concentrations en coccolithes varient au cours du temps (Figure IV.4) et permettent de distinguer plusieurs phases de productivité en réponse aux variations de la stratification de la masse d'eau de surface. Afin de mieux visualiser les espèces de coccolithes caractérisant les différentes intervalles de temps et afin de les mettre en lien avec les espèces de foraminifères planctoniques (Garcia et al., 2013), une analyse cluster de type R, basée sur les pourcentages non standardisés (Davis, 1986) des espèces principales de la faune de foraminifères planctoniques et de coccolithes a été réalisée (Figure IV.7). Au seuil de similarité 0,3, quatre clusters ont pu être distingués (1 : *G. inflata* et *E. huxleyi*, 2 : *G. muellerae*, N. pachyderma s., *T. quinqueloba* et *G. bulloides*, 3 : *G. oceanica* et *O. universa*, 4 : *C. pelagicus* et *C. leptoporus*).

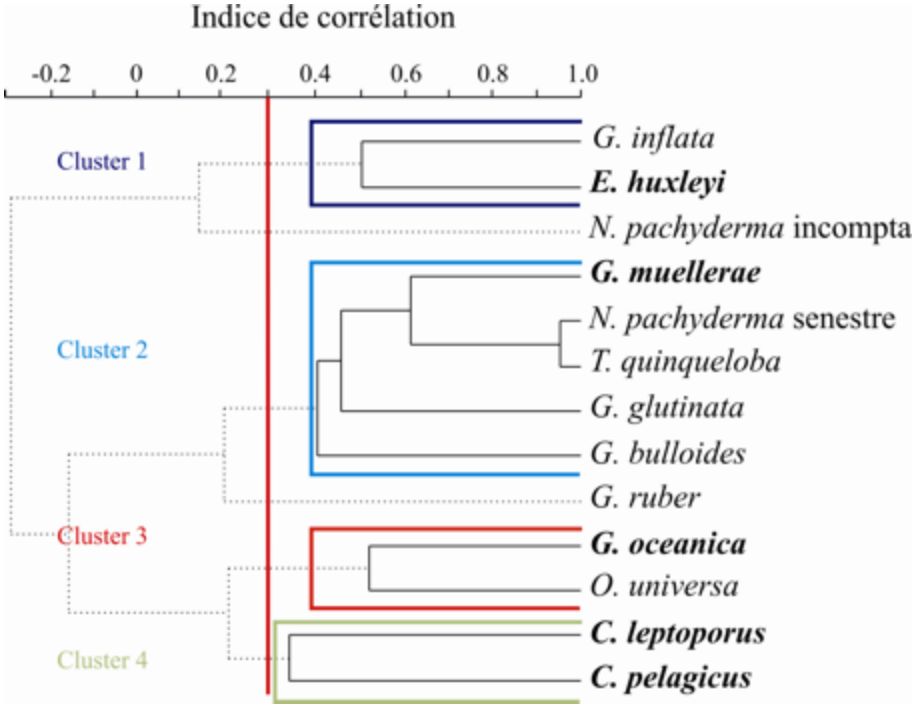


Figure IV.7 : a) Analyse Cluster de type R, réalisée à partir des pourcentages non standardisés des espèces principales (≥5% dans au moins un des échantillons) de foraminifères planctoniques et de coccolithes. Les espèces de coccolithes sont indiquées en gras.

Les faibles concentrations en coccolithes – au début de l'enregistrement (Figure IV.4), suggèrent une faible productivité de surface, probablement liée à des températures de surface froides. Cet intervalle est caractérisé par la présence dans les assemblages des espèces du Cluster 2 (Figure IV.7). *Gephyrocapsa muellerae* est présente en été sous les hautes latitudes (Samtleben et al., 1995) mais abonde en hiver dans les pièges à sédiment du Golfe de Gascogne (Beaufort et Heussner, 2001). Compte tenu des espèces de foraminifères planctoniques qui lui sont associées (*N. pachyderma* s. et *T. quinqueloba* notamment), il est probable que *G. muellerae* réponde à l'influence du front subpolaire arctique (12 815 – 10 000 ans BP ; Eynaud et al., 2009 ; Garcia et al. 2013), et plus généralement à une saisonnalité marquée et des hivers rigoureux (~3 700 ans BP).

Les concentrations en coccolithes sont importantes entre 8 500 et 6 000 cal ans BP et entre 2 600 et 600 cal ans BP (Figure IV.4). Le premier intervalle de temps couvre l'optimum climatique Holocène auquel sont associées des températures de surface relativement élevées en Atlantique Nord (Marchal et al., 2002 ; Kim et al., 2004 ; Mayewski et al., 2004) et une circulation atmosphérique en Atlantique similaires à celles rencontrées lors des phases de NAO positives (Andersen et al., 2004a). Dans le Golfe de Gascogne, cette période est caractérisée par la présence d'*Orbulina universa* dans les assemblages de foraminifères planctoniques qui suggèrent des températures de surface estivales plus chaudes (Mojtahid et al. 2013 ; Garcia et al. 2013) favorables à la production carbonatée et aux blooms de coccolithophores (Beaufort et Heussner, 1999). Le Cluster 3 associe *O. universa* aux coccolithes de type *Gephyrocapsa oceanica* (Figure IV.7). A l'exception de *G. muellerae*, les espèces de type *Gephyrocaspa*, qui présentent une grande hétérogénéité (Bollmann, 1997) sont présentes en été dans le Golfe de Gascogne (Beaufort et Heussner, 2001).

Gephyrocapsa oceanica domine les assemblages à partir de 8 500 ans BP. Sa présence suggère des conditions environnementales plus douces en comparaison avec celles de l'intervalle 12 815 – 8 500 cal ans BP. Enfin, l'intervalle 2600 – 600 cal ans BP couvre la période chaude romaine (Jones et al. 2001 ; Desprat et al. 2003 ; Pena et al. 2010 ; Martín-Puertas et al., 2010) et la période chaude médiévale (Trouet et al., 2009) qui supposent des températures de surface élevées favorables à la production de coccolithes et notamment à la présence d'*E. huxleyi* (Beaufort et Heussner, 2001 ; Silva et al. 2013). Au cours de ce même intervalle *C. leptoporus* et *C. pelagicus* (Cluster 4 ; Figure IV.7) sont abondantes entre 6 000 et 4 000 cal ans BP, suggérant une saisonnalité importante et des étés marqués. En effet, *C. leptoporus* montre des blooms importants en réponse à des événements qui déstructurent la colonne d'eau, tels que les tempêtes (Beaufort et Heussner, 2001). *Coccolithus pelagicus* est essentiellement présente en été dans les environnements tempérés (Okada and McIntyre, 1979 ; Broerse et al. 2000) et dans le G de G (Beaufort et Heussner, 2001). D'autres études l'associent néanmoins a des environnements froids (Samtleben et al. 1995 ; Broerse et al., 2000). La forme de *C. pelagicus* observée dans le G de G est différente de celle observée sous les hautes latitudes (Beufort et Heussner, 1999). Il s'agit probablement de deux espèces génétiquement différentes mais morphologiquement similaires ce qui expliquerait les faibles abondances de *C. pelagicus* en début d'enregistrement.

Enfin, l'intervalle de temps 5 000 - 2 600 cal ans BP est caractérisé par de faibles concentrations en coccolithes concomitantes à un minima des abondances relatives des foraminifères planctoniques de type *G. inflata* (Garcia et al. 2013 ; Mojtahid et al. 2013) et des coccolithes de type *E. huxleyi* (Cluster 1 ; Figures IV.3 et IV.7), corroborant l'hypothèse d'une productivité de surface réduite établie par Mojtahid et al., (2013) et Garcia et al. (2013) à partir des assemblages de foraminifères planctoniques. La diminution progressive des températures de surface à l'échelle globale au cours de l'intervalle 5 000 – 2 600 cal ans BP (Marchal et al., 2002 ; Kim et al., 2004 ; Rimbu et al., 2004) a probablement défavorisé le développement des coccolithophores en surface de la colonne d'eau.

5.2. Réponse de la taille des foraminifères aux variations environnementales

La fin du cycle de vie d'un foraminifère planctonique est marquée par la reproduction sexuée et détermine sa taille finale (Schiebel et Hemleben, 2005). La plupart des espèces de foraminifères planctoniques se reproduisent suivant un cycle lunaire (Bijma et al., 1990a ; Schiebel et al., 1997b). Le temps alloué à la croissance est donc peu influencé par les conditions environnementales, alors que le taux de croissance diffère suivant que les paramètres physiologiques, écologiques et environnementaux soient favorables ou non (Caron et al., 1981, 1987 ; Bijma et al., 1990b ; Levêque et al., 2001). De ces observations, deux hypothèses peuvent être faites : 1) des foraminifères de grande taille et des abondances importantes traduisent des conditions optimales, tandis que des foraminifères de petite taille et des abondances faibles caractérisent des conditions environnementales moins favorables ; 2) lorsque les conditions environnementales leur sont favorables, les foraminifères planctoniques consacrent d'avantage d'énergie à la reproduction et moins d'énergie à la croissance conduisant à des foraminifères nombreux mais de petite taille, tandis que des conditions

environnementales défavorables favorisent la présence de foraminifères de grande taille mais peu nombreux (Retailleau, 2009). C'est sur ces deux hypothèses opposées que nous baserons notre discussion.

Le diamètre minimum ($ø_{min}$) de la population de foraminifères planctoniques varie significativement au cours du temps (Figure V.4). Deux périodes comprises respectivement entre 12 815 et 4 800 cal ans BP et entre 1 900 et 1 000 cal ans BP sont significativement distinctes. Le premier intervalle (12 815 – 4 800 cal ans BP) est caractérisé par des $ø_{min}$ décroissants, probablement en réponse à une influence continentale de moins en moins marquée, trouvant son origine dans l'augmentation progressive du niveau marin, jusqu' aux environs de 7500 cal ans BP (Lambeck, 1997). En effet, Retailleau (2009) montre que les paramètres de taille de l'espèce *G. bulloides* et plus généralement des assemblages de foraminifères planctoniques sont directement corrélés aux variations de la salinité et plus généralement à l'influence des panaches fluviatiles des fleuves (Lidz, 1996 ; Retailleau, 2009) susceptibles de déstabiliser le cycle de reproduction des foraminifères planctoniques (Retailleau, 2009). De plus, les PFAR sont particulièrement faibles au cours de cet intervalle, corroborant l'Hypothèse 2 établie par Retailleau (2009). La contribution des foraminifères planctoniques au $CaCO_3$ stocké dans les sédiments semble néanmoins plus importante (Figure IV.4), probablement du fait de l'augmentation des concentrations en foraminifères planctoniques qui n'apparait pas dans les PFAR à cause de faibles taux de sédimentation (Garcia et al., 2013). Au contraire, le second intervalle (1 900 – 1 000 cal ans BP), présentant une productivité de surface élevée (voir paragraphe précédent), est caractérisé par de grands $ø_{min}$. Dans ce cas, en présence de conditions favorables à leur développement, les foraminifères planctoniques favoriseraient à la fois leur croissance et la reproduction (Hypothèse 1). De même, l'intervalle 4 800 - 2 600 ans BP montre un minima des $ø_{min}$ associé à une productivité de surface relativement faible (Hypothèse 1). Néanmoins on ne peut exclure la possibilité que la diminution des $ø_{min}$ soit un artefact lié à la diminution des abondances relatives de *G. inflata* (l'espèce la plus grande mesurée dans nos assemblages).

Globorotalia inflata, *N. pachyderma* d. et *G. bulloides* sont toutes trois des espèces majeures qui présentent des variations de leur paramètre de taille significatives au cours du temps. Les variations de leur 95ème centile (Figure V.1) suivent celles de leurs abondances relatives, corroborant l'Hypothèse 1 de Schmidt et al. (2004) qui est : « À une échelle régionale les paramètres de taille sont corrélés à la stratification des masses d'eau de surface, la saisonnalité et la productivité primaire ». Un contrôle environnemental de ce type sur l'ensemble de la communauté se reflète également dans les espèces majeures dont la réponse diffère d'une espèce à l'autre (Schmidt et al., 2004).

Peu d'individus de type *Globigerinoides ruber* ont pu être analysés. Malgré l'absence de résultats statistiques probants pour cette espèce (Figure IV.2), les valeurs de 95ème centile sont maximales entre 2 600 et 1 800 cal ans BP et corroborent le maximum d'abondance de *G. ruber* dans le sédiment, suggérant probablement des conditions optimales à son développement au cours de cet intervalle. Il est probable que cette espèce, utilisée comme traceur de l'*Iberian Poleward Current* dans le G de G au cours de l'Holocène (Garcia et al., 2013 ; Mojtahid et al., 2013), ne réponde pas aux mêmes paramètres environnementaux que les autres espèces considérées ici.

5.3. Stockage des carbonates dans le sédiment

Dans le paragraphe précédent, nous avons montré que la productivité de surface joue un rôle prépondérant sur les flux de MO vers le sédiment au cours de l'Holocène. Au même titre, l'export de carbonates de la colonne d'eau vers le sédiment est en grande partie dépendant de la productivité de surface. Il est constitué principalement de foraminifères et de coccolithes et dans une moindre mesure de ptéropodes (Takahashi, 1994). La contribution des fractions coccolithes et foraminifères planctoniques aux carbonates présents dans les sédiments peut être quantifiée.

Les flux de foraminifères exportés calculés a partir de filets a plancton déployés dans le SE du G de G (compris entre 10 500 et 14 300 ind cm^{-2} ka^{-1} ; Kuhnt et al., 2013) sont du même ordre de grandeur que les taux d'accumulation de foraminifères enregistrés dans les sédiments de la carotte d'interface FC WH (Garcia et al., 2013). La similitude observée suggère que le signal enregistré dans le sédiment est bien représentatif de celui de la colonne d'eau.

Schiebel et al. (1995) estiment le flux de $CaCO_3$ exporté entre 700 et 2 500m de profondeur, par les foraminifères planctoniques, entre 5,1 mg $CaCO_3$ m^{-2} d^{-1} avant et 9,3 mg $CaCO_3$ m^{-2} d^{-1} après une tempête (0,19 et 0,34 g cm^{-2} ka^{-1}, respectivement). Celui estimé à partir des concentrations en foraminifères planctoniques présents en surface du sédiment est d'environ 0,16 g cm^{-2} ka^{-1}, soit du même ordre de grandeur que les flux estimés par Schiebel et al. (1995) avant l'occurrence de tempêtes.

Le flux de coccolithophores en surface de la carotte Cadiac WH est de l'ordre de 3,3 10^{11} ind cm^{-2} ka^{-1}. Dans la colonne d'eau, le flux moyen de coccolithes est inférieur à celui enregistré dans la carotte Cadiac WH avec une valeur moyenne de 1,83 10^{10} (Beaufort et Heussner, 1999). A titre de comparaison, le flux de coccolithes en milieu subtropical est de l'ordre de 4,1 10^{10} ind cm^{-2} ka^{-1} (Broerse et al., 2000) et de l'ordre de 1,42 10^{10} ind cm^{-2} ka^{-1} en milieu tempéré (Broerse et al., 2000). Les flux issus de la carotte longue CADIAC WH ne sont pas exactement représentatifs de ceux de l'interface puisqu'il manque environ quatre centimètres. Il est probable que les taux de sédimentation ou la productivité aient changé au cours des derniers 600 ans que représentent ces 4 cm. Il est également envisageable que la méthode utilisée surestime les concentrations de coccolithes (erreurs de dilution, mauvaise répartition sur le filtre par exemple).

La différence entre les flux de $CaCO_3$ calculés à partir des concentrations en coccolithes en surface du sédiment de la carotte longue CADIAC WH et ceux observés à l'actuel en milieu tempéré [1,11 g de $CaCO_3$ cm^{-2} ka^{-1} (Honjo et Manganini, 1993), ~2,7 10^{-1} g de $CaCO_3$ cm^{-2} ka^{-1} (Broerse et al., 2000)] est de l'ordre de 10^1. Dans la colonne d'eau, la contribution des coccolithes à la fraction carbonatée est d'environ 41% (Broerse et al., 2000). Le flux calculé en surface du sédiment à partir des assemblages dont nous disposons représente jusqu'à 40% du poids en sédiment. Ces valeurs sont du même ordre de grandeur que celles observées dans les sédiments de surface par Broerse et al. (2000). La marge d'erreur sur l'estimation du volume d'un coccolithe, de l'ordre de 50% (Young et Ziveri, 2000), pourrait expliquer ces écarts.

Au cours des derniers 12 800 ans, la contribution de chacune des espèces de coccolithes diffère très largement. Alors qu'*E. huxleyi* est l'espèce dominante, *C. pelagicus* ou encore *C. leptoporus* contribuent d'avantage à l'export de carbonates (Figure IV.4) comme observé à l'actuel par Young et Ziveri, (2000). Ces deux espèces sont particulièrement abondantes aux environs de 7 500 – 5 000 et 2 600 – 1 000 ans BP, deux

intervalles qui coïncident respectivement avec l'optimum climatique Holocène dans le G de G (Mojtahid et al., 2013) et la période chaude romaine ibérique (Desprat et al., 2003). Les températures de surface élevées généralement rencontrées au cours de ces deux périodes (Desprat et al., 2003 ; Andersen et al., 2004a) sont favorables à la production carbonatée. Contrairement à ce que l'abondance relative élevée de ces deux espèces laisse à suggérer, le stockage des carbonates en station WH est faible au cours de l'intervalle (7 600- 5 000 cal ans BP). Au contraire, le flux de $CaCO_3$ est maximal entre 2 600 et 1 000 cal ans BP suivant le CAR et le PFAR (Figures IV.2 ; Garcia et al., 2013), répondant plus généralement aux variations de la productivité de surface. Les précipitations particulièrement importantes et les températures élevées qui caractérisent l'intervalle 2 600 et 600 ans BP (Abrantes et al., 2005 ; Bernárdez et al., 2008 ; Pena et al. 2010), ont probablement favorisé l'export de $CaCO_3$ et par là même, l'export de coccolithes, de tests de foraminifères planctoniques et donc de $CaCO_3$. Jeandel et al., (2011) insistent sur le rôle joué par les éléments traces comme le Fe ou la Si, sur la productivité de surface et leur capacité à modifier les flux vers le sédiment. Ces derniers ont pu être diffusés vers le large par le biais des panaches fluviaux. Pour autant, le rôle joué par les processus sédimentaires ne peut pas être totalement exclu. L'intervalle compris entre 12 800 et 7 900 ans BP est caractérisé par des taux de sédimentation très faibles et des perturbations de l'environnement benthique, liée à l'activité du canyon de Cap-Ferret et à l'augmentation du niveau marin (Garcia et al., 2013). On y voit simultanément l'augmentation croissante de la contribution du $CaCO_3$ au sédiment (Figure IV.9). On peut par conséquent envisager que l'activité du canyon de Cap-Ferret corrélée à l'augmentation du niveau marin ait partiellement empêché le dépôt des particules issues de la colonne d'eau. Ces processus sédimentaires propres aux marges continentales sont susceptibles d'affecter le stockage des carbonates et plus généralement le cycle du carbone au cours de longues périodes de temps.

5.4. Variations du niveau marin et flux de matière organique labile

Nous venons de montrer dans le paragraphe précédent que la productivité de surface a fortement varié au cours des derniers 12 800 ans. Par conséquent, l'export de MO vers les sédiments est susceptible d'avoir varié. Les variations du $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ sont enregistrées par les espèces benthiques vivant en surface du sédiment (Duplessy et al., 1984 ; Zahn et al., 1986 ; Grossman, 1987). L'espèce *Cibicidoides kullenbergi* sur laquelle les mesures isotopiques ont été réalisées est considérée comme une espèce endopélique superficielle (Corliss, 1991, 1985 ; Fontanier et al. 2002, 2013 ; Koho et al., 2008 ; Mojtahid et al., 2010 ; Duros et al., 2010, 2013). Ces mesures viennent compléter les observations faites à partir des assemblages de foraminifères benthiques.

Le $\delta^{18}O$ des carbonates de calcium synthétisés par les foraminifères dépend de la température ainsi que de la composition isotopique de l'eau de mer, variant à son tour en fonction de la salinité. Pour un même $\delta^{18}O$ de l'eau de mer, on constate que le $\delta^{18}O$ des carbonates augmente si la température diminue. D'après les assemblages de foraminifères benthiques et le signal isotopique enregistré par la faune planctonique, le niveau marin augmente rapidement jusqu'aux environs de 10 000 cal ans BP puis progressivement jusqu'aux environs de 7 500 cal ans BP en même temps que les eaux de surface se réchauffent progressivement (Garcia et al., 2013). Le $\delta^{18}O_{C.\ kullenbergi}$ ne reflète pas le changement de température aux vues des valeurs plus légères dans le

glaciaire (Figure IV.5). Cela suggère que d'autres paramètres, tel que la salinité, interagissent avec la température pour contrôler le signal isotopique benthique. Une modification des masses d'eaux profondes circulant dans le Golfe de Gascogne a pu entraîner des variations de salinité. A titre d'exemple, la circulation atlantique méridionale moderne (AMOC : *Atlantic Meridional Overturning Circulation*) ne s'est stabilisée et établie dans le Golfe de Gascogne qu'à partir de 7000 – 8000 cal ans BP (Rohling et al., 1995 ; Marchitto et al., 1998 ; Schönfeld et Zahn, 2000 ; Oppo et al., 2003 ; Piotrowski et al., 2004 ; Gherardi et al., 2009). Le $\delta^{18}O_{C. kullenbergi}$ est relativement stable au cours des derniers 6000 ans suggérant des températures et salinité benthiques relativement stables. En conséquence, ce n'est qu'à partir de la stabilisation du niveau de la mer dans le Golfe de Gascogne (vers 7 500 cal ans BP) que le le $\delta^{18}O_{C. kullenbergi}$ est susceptible de refléter plus justement les températures de fond.

Contrairement au $\delta^{18}O$, le $\delta^{13}C$ mesuré sur les tests de *C. kullenbergi* présente des variations de grande ampleur au cours des derniers 11 200 cal ans BP. Quand la MO exportée au fond vient exclusivement de la productivité de surface, les $\delta^{13}C_{benthique}$ et $\delta^{13}C_{planctonique}$ présentent des valeurs opposées. Dans notre cas, celles-ci ne commencent à s'opposer qu'après 5000 cal ans BP ; avant, la tendance est similaire (Figure IV.5). L'augmentation progressive du niveau marin qui caractérise le début de l'Holocène jusqu'aux environs de 7 500 cal ans BP (Lambeck, 1997) est accompagnée d'une augmentation progressive des $\delta^{13}C_{C.kullenbergi}$ qui reflèterait probablement une diminution de la quantité de MO exportée vers le sédiment (Fontanier et al., 2006) alors que $\delta^{13}C_{planctonique}$ montre une augmentation progressive de la productivité de surface (Garcia et al., 2013 ; Figure IV.5). A l'inverse, Pena et al. (2010) observent, dans un enregistrement côtier le long de la marge ibérique, une diminution du $\delta^{13}C_{benthique}$ qu'ils associent à l'augmentation progressive de la productivité de surface en réponse à l'augmentation du niveau marin. L'intervalle 11 200 – 7 600 cal ans BP a été décrit sur la péninsule ibérique comme la période la plus humide (Harrison et Digerfeldt, 1993 ; Sánchez-Goñi et al., 1999) avec des précipitations importantes et les crues fluviatiles déversées dans le bassin Atlantique de la péninsule ibérique (Fiúza et al., 1998 ; Garcia-Soto et al., 2002a ; Álvaro Peliz et al., 2005 ; Thorndycraft et Benito, 2006 ; Bernárdez et al., 2008). Or la MO d'origine continentale est particulièrement appauvrie en isotopes lourds et l'intervalle 11 200 – 7 600 cal ans BP a été caractérisé dans la carotte CADIAC WH par des transports sédimentaires latéraux et une forte influence continentale. Ces deux paramètres ont pu affecter négativement le signal isotopique enregistré par *C. kullenbergi.* Après 5 000 cal ans BP, la diminution progressive du $\delta^{13}C_{C.kullenbergi}$ suggère une augmentation de la MO. exportée vers le sédiment, confirmée par les assemblages de foraminifères planctoniques et les PFAR élevés (Garcia et al., 2013 ; ce Chapitre).

L'intervalle 2 400 – 1 800 cal ans BP, caractérisé par une perturbation du signal isotopique de surface associées à des intrusions de l'IPC en surface de la colonne d'eau en conditions de NAO négatives (Garcia et al., 2013 ; Mojtahid et al., 2013), montre une légère chute des $\delta^{13}C_{C. kullenbergi}$. Des conditions de NAO négatives supposées ont pu entraîner aux environs de 2 400 – 1 800 ans BP des apports terrigènes marqués en réponse à des précipitations importantes en domaine continental (Diz et al., 2002 ; Bernárdez et al., 2008) qui ont par la suite induit des valeurs de $\delta^{13}C$ plus légères du flux de MO vers le sédiment.

Pour conclure, le signal isotopique benthique met en évidence le rôle prépondérant du niveau marin et des apports terrigènes au cours de l'intervalle 12 800 – 7 000 cal ans BP sur l'environnement benthique. La productivité de surface et les flux verticaux de MO vers le sédiment sont les facteurs forçant au cours des derniers 5 000 cal ans BP.

L'environnement marin au cours des derniers 12 800 cal ans BP
dans le Sud Est du Golfe de Gascogne

1. La productivité primaire semble répondre positivement à l'optimum climatique holocène (8 000 – 6 000 cal ans BP), négativement à la stratification de la masse d'eau de surface et/ ou à des faibles apports en nutriments (5 800 – 2 600 cal ans BP), positivement à des apports en nutriments (2 600 – 640 cal ans BP).

2. L'augmentation du niveau marin et sa stabilisation aux environs de 7 000 - 6 000 cal ans BP a particulièrement affecté les foraminifères benthiques qui répondent 1) aux transports sédimentaires latéraux entre 12 800 jusqu'aux environs de 7 900 cal ans BP ; 2) aux flux vertical de matière organique (MO) (7 900 – 640 cal ans BP). Néanmoins, des apports latéraux de MO semblent affecter l'environnement benthiques jusqu'aux environs de 5 000 cal ans BP.

3. Les mécanismes sédimentaires des marges continentales jouent un rôle majeur sur la productivité primaire et secondaire, sur le stockage des carbonates de calcium dans le sédiment et par conséquent sur le cycle du carbone au cours de temps géologiques.

Chapitre V. Enregistrement Holocène haute-résolution à 550m de profondeur (Station B) dans le Sud-Est du Golfe de Gascogne

1. Résumé de l'article «High resolution Holocene record in the souheastern Bay of Biscay: Global versus regional climate signals» (M. Mojtahid, F. J. Jorissen, J. Garcia, et al., 2013).

J'ai contribué à l'élaboration de cet article de part l'analyse des faunes de foraminifères planctoniques et la participation à la discussion et à l'écriture.

Résumé de l'article :

La carotte KS10b (3,2m de long) prélevée en station B du Golfe de Gascogne (43°50'N ; 2°03'W ; 550m de profondeur) a fait l'objet d'un article (Mojtahid et al., 2013 ; Annexe 3). L'objectif de ces travaux était double. Dans un premier temps, il s'agissait d'établir pour la première fois une description Holocène de la variabilité des écosystèmes benthiques et planctoniques du sud est du Golfe de Gascogne (SE du G de G), et de déterminer dans quelle mesure les conditions environnementales reconstituées à partir des données de foraminifères ont pu différer des conditions actuelles. D'autre part, ces travaux devaient permettre de répondre à la question suivante : un signal régional peut-il être distingué des signaux enregistrés à l'échelle d'un bassin océanique (Atlantique Nord) et à l'échelle globale en utilisant les données sédimentologiques, faunistiques et isotopiques d'un enregistrement proche de la côte ?

Les conclusions de cet article sont résumées dans la Figure V.1. Nous avons montré qu'au cours des derniers 9 000 ans, les processus sédimentaires, les taux d'accumulation de foraminifères benthiques et planctoniques, la composition des foraminifères et la diversité des espèces ont varié, suggérant des conditions environnementales nettement différentes des conditions actuelles. L'enregistrement permet de distinguer cinq phases majeures :

Une première phase comprise entre 9 000 et 7 400 cal ans BP est caractérisée par une forte influence continentale en station B, qui se traduit par des apports latéraux de MO et un fort hydrodynamisme. L'environnement benthique est très eutrophe avec une faible biodiversité. Les températures de surface sont plutôt chaudes et la productivité de surface élevée. Ces caractéristiques sont cohérentes avec le contexte global reconnu au cours de cet intervalle : conditions de bas niveau marin (Lambeck, 1997), insolation élevée dans l'hémisphère Nord (Berger et Loutre, 1991), et climat généralement chaud et humide caractérisé par des précipitations importantes et des débits fluviaux intenses sur la péninsule ibérique (Peliz et al., 2005). Vers 8 000 cal ans BP un changement marqué des faunes benthique et planctonique indique l'établissement de la structure actuelle de la des masses d'eau en station B.

La période comprise entre 7 400 et 6 000 cal ans BP est caractérisée par des températures de surface élevées et coïncide avec l'optimum climatique (HTM) observé en Atlantique Nord et sur la péninsule ibérique au cours de ce même intervalle (Benito Garzón et al., 2007). L'insolation toujours élevée dans l'hémisphère nord (Berger et Loutre, 1991) a probablement joué un rôle majeur sur la structure de la masse d'eau et par extension sur les assemblages de foraminifères.

Un refroidissement progressif des eaux de surface qui s'étend sur 2 500 ans, fait suite à cet optimum climatique. Les blooms phytoplanctoniques de printemps semblent moins marqués et / ou la stratification saisonnière semble plus importante, probablement du fait du déclin de l'insolation (Calvo et al., 2002; Naughton et al., 2007). Au même moment, la faune benthique de la carotte KS10b enregistre une transition vers un environnement eutrophe / mésotrophe, similaire à l'actuel qui s'explique par l'établissement rapide du niveau marin à son niveau actuel, en phase avec une réduction des apports fluviaux en conditions similaires à celles de la NAO positive.

L'intervalle 3 500 - 1 800 cal ans BP, montre une forte productivité planctonique et des exports vers le fond plus importants qui se traduisent par une productivité benthique plus importante. Cet intervalle coïncide avec la période humide ibérique romaine (2 600 - 1 600 cal ans BP), sous l'influence d'une circulation atmosphérique similaire à celles rencontrée en conditions de NAO négative (Olsen et al., 2012; Mojtahid et al., 2013).

Au cours des derniers 1 800 ans, l'environnement est relativement stable et les températures de surface sont relativement froides. Les périodes climatiques majeures des derniers 1 800 ans (Anomalie Climatique Médiévale, Petit âge glaciaire) ne sont pas enregistrées dans la carotte KS10b. Il semblerait donc que le SE du G de G n'ait pas été impacté et/ou que la résolution de l'enregistrement ne soit pas suffisante pour enregistrer de tels épisodes avec précision.

Pour finir, une attention plus particulière a été portée à l'espèce planctonique subtropicale *Globigerinoides ruber* dans cette étude. Aujourd'hui, la répartition de cette espèce est limitée au sud de la marge ouest ibérique (Salgueiro et al., 2008). Cependant, Salgueiro et al. (2008, 2010) observent la présence intermittente de *G. ruber* au nord ouest de la marge ibérique et l'associent à la dynamique de l'*Iberian Poleward Current* (IPC). En effet l'IPC s'écoule vers le Nord, le long de la marge ouest ibérique, et pénètre dans le G de G sporadiquement, lorsque la NAO est à tendance négative au cours des mois précédents son extension (Le Cann et Serpette, 2009). La présence de *G. ruber* dans les sédiments du G de G, avec des abondances de l'ordre de 15% au cours des intervalles 9 000 - 7500, ~6 000 et 2 600 – 1 600 cal ans BP, est inattendue. Mojtahid et al. (2013) l'attribuent à un transport de cette espèce par l'ICP, lors de phases marquées de NAO négative.

En conclusion, l'analyse faunistique de la carotte KS10b a permis de mettre en évidence la variabilité Holocène propre au G de G, c'est-à-dire répondant à des perturbations régionales comme la circulation atmosphérique (intrusions de l'IPC, précipitations sur la péninsule ibérique), mais également celle plus globale, répondant aux forçages orbitaux et océaniques (insolation, circulation océanique). Le niveau marin semble également jouer un rôle sur les productivités de surface et sur la faune benthique en modulant le transfert vers l'océan ouvert des nutriments et particules sédimentaires en provenance des panaches fluviaux. En surface, les variations de températures semblent largement influencées par les forçages orbitaux externes tels que l'insolation et suivent la variabilité Holocène globale. Trois phases climatiques de l'Holocène se distinguent par

des températures de surface d'été chaudes au début de l'Holocène, des températures maximales durant l'optimum climatique Holocène suivies par une phase de refroidissement général.

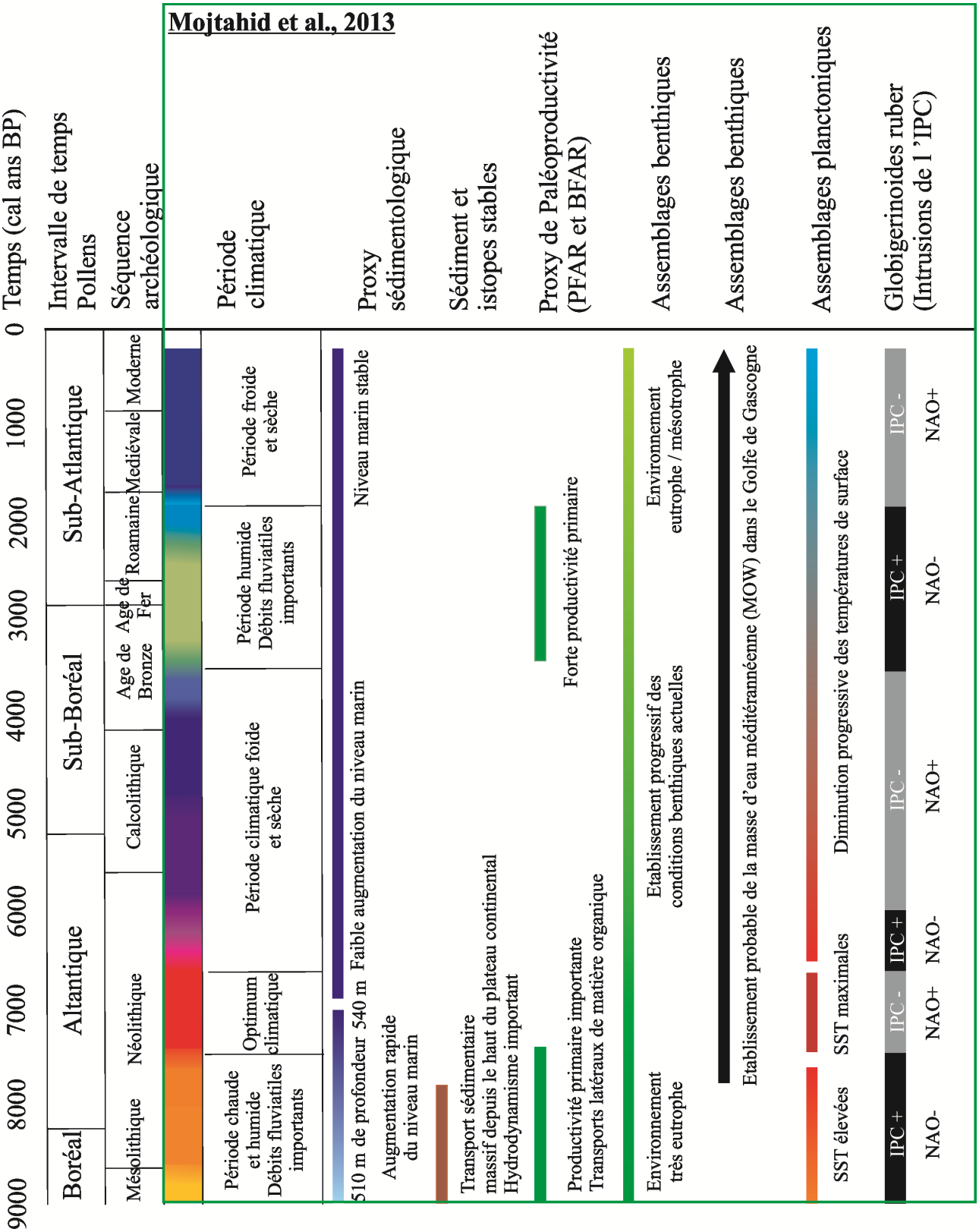


Figure V.1 : Figure récapitulative des principaux résultats de l'article de Mojtahid et al. (2013).

2. Objectifs

Le présent Chapitre a pour objectifs de:

- Parfaire les résultats des foraminifères benthiques de la carotte longue KS10b par les données d'une carotte d'interface FC5Bpal prélevée à la même localisation et au même moment. Dans cet enregistrement sédimentaire couvrant les derniers 700 cal ans BP, les abondances absolues et relatives des espèces les foraminifères benthiques vivants (colorés au Rose Bengal) sont comparées aux données déjà existantes sur ce même site (Fontanier et al., 2002, 2003 ; Barras et al., 2010 ; Mojtahid et al., 2010). Les mêmes niveaux ont fait l'objet d'une étude de la faune benthique morte, dans le but de caractériser la qualité de l'enregistrement du signal paléo-environnemental par les foraminifères benthiques.

- Compléter le signal obtenu à partir des assemblages de foraminifères sur la carotte longue KS10b par l'apport des résultats des isotopes stables mesurées sur les tests de foraminifères benthiques et planctoniques et par le ratio Mg/Ca (habituellement utilisé comme paléothermomètre) mesuré sur l'espèce benthique *Hyalinea balthica*.

- Déterminer dans quelle mesure les variations environnementales communes à l'ensemble du G de G, ont influencé la taille des foraminifères planctoniques de la même manière que présenté dans le chapitre IV (station WH).

3. Matériel et méthodes

La carotte FC5Bpal (41 cm de long) couvrant environ les derniers 1 000 cal ans a été prélevée avec un carottier multitube (DT INSU-CNRS), en mars 2008, à la même station B où a été prélevée la carotte KS10b (43°50'N ; 2°03'W; 550m de profondeur). L'établissement du modèle d'âge (Figure V.2) ainsi que les méthodes d'analyse des assemblages, de mesures des isotopes stables de l'oxygène et du carbone, du ratio Mg/Ca et des analyses morphométriques des foraminifères planctoniques sont détaillés dans le « Chapitre II – Matériel et Méthode » et suivent le même protocole analytique que celui établi pour la carotte KS10b et détaillé dans Mojtahid et al. (2013).

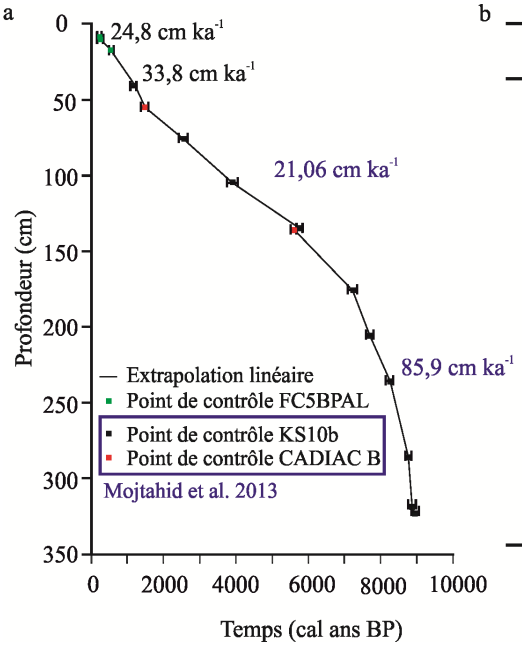
4. Résultats

4.1. Modèle d'âge combinant les carottes longue KS10b et d'interface FC5Bpal

Un modèle d'âge commun aux carottes KS10b (Mojtahid et al., 2013) et FC5Bpal a été établi sur la base de 17 datations ^{14}C (Annexe 1) effectuées sur la carotte KS10b (10 datations), sur une carotte jumelle CADIAC B (2 datations), sur la carotte FC5Bpal (5 datations). La perte de sédiment de surface a été estimée à

partir d'analyses de la géochimie d'interface (Mouret et al., 2010), et des assemblages de foraminifères des carottes KS10b et FC5Bpal. Le modèle d'âge commun établi sur la base d'une extrapolation linéaire entre les carottes KS10b et FC5Bpal conduit à des variations des taux de sédimentation abruptes à la fois au sein la carotte FC5Bpal (taux de sédimentation compris entre 27,7 et 90 cm ka^{-1}) et entre FC5Bpal et KS10b (taux de sédimentation compris entre 90 et 36,8 cm ka^{-1}). Des taux de sédimentation aussi élevés que 90 cm ka^{-1} semblent être peu réalistes, compte tenu des taux de sédimentation enregistrés avant et après cet intervalle. De plus, les taux de sédimentation sont relativement stables sur les derniers 7 500 cal ans BP (Mojtahid et al., 2013). Cette anomalie pourrait provenir d'une bioturbation importante des niveaux inférieurs de la carotte FC5Bpal. Par conséquence, afin d'effectuer le modèle d'âge le plus réaliste possible, nous décidons de ne pas considérer les 2 points de datations les plus profonds de la carotte FC5Bpal dans la construction du modèle d'âge final (présenté en Figure V.2a et V.2b). La confrontation entre les enregistrements des assemblages de foraminifères planctoniques issus de la carotte FC5Bpal et KS10b montrent néanmoins un petit décalage d'environ 3 cm qui laisserait supposer que l'estimation de 5,5 cm de perte de la surface de la carotte longue KS10b faite par Mojtahid et al. (2013) n'est pas très juste. Selon nos résultats, une perte d'environ 8 cm semble plus correcte.

a



b

Profondeur (cm)	Age réservoir utilisé : 360 ± 90 Age calibré	1/σ +	1/σ -	Tau de sédimentation	Tau d'accumulation moyen (cm ka^{-1})
9,5	224	78	42	0,042	27,7
10,5	302	36	92	0,013	27,7
17,5	553	97	72	0,028	27,7
27,5	645	162	156	0,109	33,8
36,5	712	58	246	0,134	33,8
44	1194	102	80	0,009	33,8
58	1493	95	111	0,047	21,06
79	2566	123	119	0,019	21,06
108	3919	134	140	0,021	21,06
138	5762	86	98	0,016	21,06
139	5624	109	91	-0,007	21,06
179	7237	128	108	0,025	21,06
209	7705	87	103	0,064	85,9
239	8266	105	93	0,053	85,9
289	8777	97	95	0,098	85,9
311.5	8868	92	104	0,357	85,9
326.25	8951	96	104	0,057	85,9

Mojtahid et al. 2013 Age réservoir utilisé : 360 ± 90

Figure V.2 : a) Modèle d'âge commun aux carottes FC5Bpal et KS10b. b) Datation ^{14}C calibrée et profondeurs correspondantes pour les carottes FC5Bpal (vert), KS10b (noir) et CADIAC B (rouge) ; les profondeurs indiquées en gris n'ont pas été prises en considération lors de l'élaboration du modèle d'âge.

4.2. Comparaison des faunes benthiques vivantes et mortes d'une carotte d'interface en station B

Les foraminifères benthiques sont largement utilisés en tant qu'outils de reconstitution des paléo-environnements benthiques (Gooday, 2003 ; Murray, 2006 ; Martins et al., 2007 ; Milker et al., 2009 ; Mojtahid et al., 2013). On distingue trois types de faunes benthiques : les faunes vivantes qui indiquent les conditions de l'environnement de fond à un moment précis, les faunes mortes qui intègrent le fonctionnement de l'environnement benthique à l'échelle pluriannuelle et qui subissent éventuellement les effets de la diagenèse précoce et des processus taphonomiques et enfin, les faunes fossiles situées sous la couche de mélange sédimentaire et ne subissant plus de transformation sur de courtes échelles de temps (Gooday, 2003 ; Murray, 2006 ; Duros et al., 2012). Les densités de foraminifères benthiques de même que les espèces dominant la faune vivante sont susceptibles de changer dans le temps en réponse au caractère saisonnier du flux de matière organique (MO) vers le sédiment (Loubere et Fariddudin, 1999 ; Gooday 2002, 2003 ; Hayward et al., 2002 ; Fontanier et al., 2003). Après la mort cellulaire, les tests des foraminifères benthiques restent dans le sédiment où les processus taphonomiques (dissolution, transports sédimentaires, bioturbation, prédation) sont autant d'événements susceptibles d'affecter leur résistance (Murray, 2006). Les processus biologiques génèrent des différences entre les faunes vivantes et les faunes mortes (Jorissen et Wittling, 1999 ; Licari et Mackensen, 2005 ; Fontanier et al., 2008 ; Duros et al., 2012). C'est pourquoi les faunes fossiles ne sont pas toujours représentatives des faunes vivantes étudiées et leur interprétation est délicate. Cependant, la perte d'informations relative aux processus taphonomiques peut être estimée par l'étude des faunes vivantes et mortes de carottes d'interface.

Les principaux résultats de l'analyse faunistique (faune vivante et faune morte) réalisées sur la carotte FC5Bpal sont présentés en Figure V.3.

4.2.1. Assemblages de la faune vivante

Le stock total d'individus vivants (colorés au Rose Bengal) dans les 20cm de la carotte FC5Bpal est de ~895 ind 50cm^{-2}. Les concentrations en foraminifères benthiques vivants varient entre 0 et 306 ind 50cm^{-3}. Elles sont importantes en surface de la carotte (299 ind 50cm^{-3}) et présentent un maximum aux environs de 2,75 cm (306 ind 50cm^{-3}). Les foraminifères perforés comptent pour 91,9% des assemblages. Les foraminifères porcelanés et agglutinés comptent respectivement pour 0,2 et 7,9 % des assemblages. Parmi les foraminifères agglutinés, environ 84,8% sont des foraminifères agglutinés non fossilisables (*Ammodiscus* spp., *Cribrostomoides* spp.) (Figure V.3a). Les espèces principalement rencontrées sont *Uvigerina mediterranea* (29,2% de l'assemblage total, tous niveaux confondus), *Uvigerina peregrina* (27,0%), *Globobulimina* spp. (12,65%), *Melonis barleeanus* (11,80%), *Ammodiscus* spp. (4,57%). Les abondances relatives des espèces *Cibicidoides pachyderma*, *Uvigerina elongastriata*, *Gyroidinia soldanii*, *Sphaeroidina columellaris* sont inférieures à 3%. Enfin *Cribrostomoides* spp., *Chilostomella oolina*, *Hyalinea balthica*, *Gyroidina orbicularis*, *Bulimina marginata* et *Sphaeroidina bulloides* contribuent à moins de 1% aux assemblages (Figure V.3a). Jusqu'à 9cm

(la limite où des individus vivants sont trouvés), l'indice de Shannon varie entre 0 et 2,04. Il est relativement constant entre 0 et 6,5 cm (~1,57) et diminue au-delà. L'Eveness augmente généralement avec la profondeur passant de 0,34 à 1 (Figure V.3b). La profondeur de vie moyenne (ou ALD_{10}) est de l'ordre de 2,59 cm. Les individus agglutinés non fossilisables sont observés jusqu'à environ 3cm de profondeur. Les individus majoritaires de type *U. peregrina* et *U. mediterranea* sont principalement retrouvés à la surface mais également entre 2 et 2,5 cm de profondeur. Les individus vivants exclusivement en profondeur (après 2 cm) sont *M. barleeanus*, *Globobulimina* spp. et *C. oolina* (Figure V.3a).

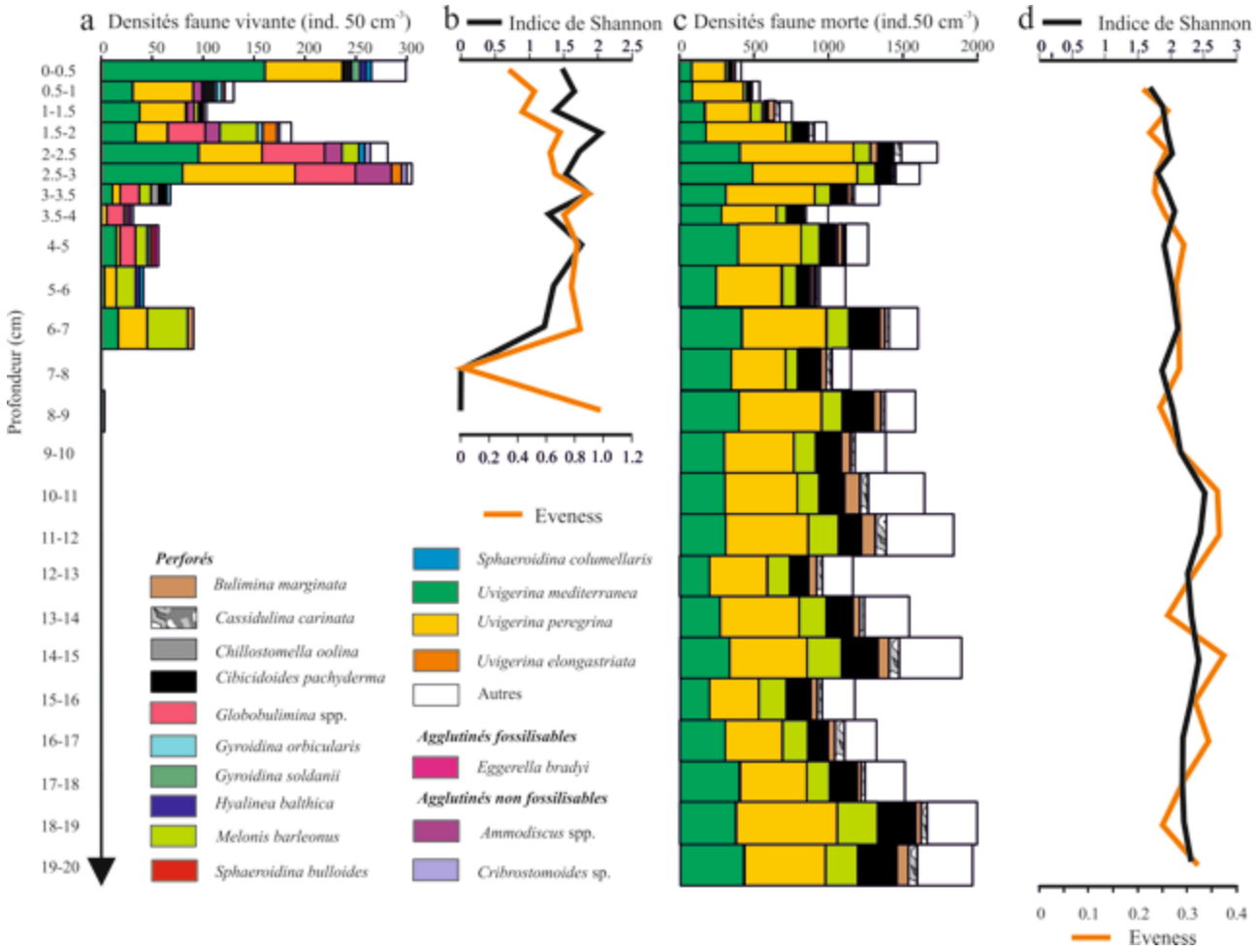


Figure V.3 : Caractéristiques de la faune benthique de la carotte FC5Bpal a) densités absolues des foraminifères benthiques majeurs (≥5% dans au moins un des niveaux considérés) vivants ; b) Indice de Shannon et Eveness de la faune benthique vivante ; c) densités absolues des foraminifères benthiques majeurs ((≥5% dans au moins un des niveaux considérés) morts ; d) Indice de Shannon et Eveness de la faune benthique morte.

4.2.2. Assemblages de la faune morte

Les concentrations de foraminifères morts varient entre ~430 et 1 990 ind $50cm^{-3}$. Elles augmentent entre 0 et 2 cm de profondeur puis se stabilisent autour d'une valeur moyenne de l'ordre de 1460 ind $50cm^{-3}$. Les foraminifères perforés comptent pour 97,0% des assemblages. Les foraminifères porcelanés et agglutinés

comptent respectivement pour 2,6 et 0,4% des assemblages. Les foraminifères agglutinés non fossilisables (*Ammodiscus* spp., *Cribrostomoides* spp.), présents en surface de la carotte, ont été exclus des calculs de pourcentages. Les espèces principales rencontrées dans la faune morte sont *Uvigerina peregrina* (29,7% de l'assemblage total, tous niveaux confondus), *Uvigerina mediterranea* (24,2%), *Melonis barleeanus* (9,8%), *Bulimina marginata* (3,6%) et *Cassidulina carinata* (3,4%). *Cassidulina carinata* est absente de la faune vivante. L'indice de Shannon est de l'ordre de 1,8 entre 0 et 10 cm de profondeur et de l'ordre de 2,3 après 10 cm. L'Eveness présente des variations similaires à celles de l'indice de Shannon avec des valeurs comprises entre 0,2 et 0,4.

4.2.3. Comparaison faune vivante / faune morte

Les pourcentages des faunes totales vivante et morte dans les 9 premiers centimètres de la carotte (foraminifères agglutinés non fossilisables exceptés) ont servi pour calculer le ratio vivants / morts (%L / (%L + %D) – Tableau V.1). Les espèces *Globobulimina* spp., et *Chilostomella oolina* sont d'avantage représentées dans la faune vivante que dans la faune morte (%L / (%L+%D) = 0,94 et 0,79 respectivement). *Bulimina marginata, Cassidulina carinata* et *Cibicidoides pachyderma* sont d'avantage représentées dans la faune morte (%L / (%L+%D) < 0,2). *Cassidulina carinata est absente de la faune vivante.* Les espèces *Melonis barleeanus, Uvigerina mediterranea, Gyroidina orbicularis, Uvigerina peregrina* et *Hyalinea balthica* présentent des ratios proches de 0,5 (0,43 < %L / *(%L*+%D) < 0,56) ce qui indique que leur pourcentages sont équilibrés entre faune morte et vivante.

Espèce	*B. marginata*	*C. carinata*	*C. oolina*	*H. balthica*	*G. orbicularis*
% L	0.68	0.00	0.90	0.79	0.73
% D	3.60	3.37	0.24	1.03	0.87
%L/(%L+%D)	0.16	0.00	**0.79**	0.43	0.46
Espèce	*M. barleeanus*	*U. mediterranea*	*C. pachydermus*	*U. peregrina*	*Globobulimina* spp.
% L	12.66	31.34	1.80	28.99	13.56
% D	9.78	24.20	11.71	29.66	0.80
%L/(%L+%D)	**0.56**	**0.56**	0.13	0.49	**0.94**

Tableau V.1 : Abondances relatives des espèces présentes dans les assemblages vivants et morts à l'exclusion des foraminifères agglutinés non fossilisables. Les abondances relatives ont été recalculées en fonction. Les rations supérieurs à 0,5 sont représentés en gras, ceux inférieurs à 0,5 sont grisés.

4.3. Taux d'accumulation et assemblages de foraminifères benthiques et planctoniques de la carotte courte FC5Bpal

Les taux d'accumulation en foraminifères planctoniques et benthiques de la carotte FC5Bpal varient entre 1 676 et 10 420 ind cm^{-2} ka^{-1} et entre 399 et 2 125 ind cm^{-2} ka^{-1} respectivement (Figure V.4a et V.4b). Ils sont maximums au cours de l'intervalle 1130 – 880 cal ans BP, diminuent progressivement et sont minimums au cours des derniers 200 ans.

Dans la carotte FC5Bpal, les principales espèces planctoniques sont, par ordre décroissant d'abondance relative: *Neogloboquadrina incompta*, *Globigerina bulloides*, *Globorotalia inflata*, *Orbulina universa* et *Globigerinella calida* (Figure V.4a). *Neogloboquadrina incompta* est l'espèce dominante. Ses abondances relatives sont élevées (~45%) entre 1 160 et 520 cal ans BP et de l'ordre de 30% au cours des derniers 520 ans. Les abondances relatives de *G. bulloides* sont faibles entre 1 160 et 600 cal ans BP (~25%). Elles augmentent abruptement et sont relativement stables (~33%) jusqu'aux environs de 200 cal ans BP. Les derniers 200 ans montrent une grande variabilité (18 à 36%). *Globorotalia inflata* est relativement stable au cours des derniers 750 ans (~15%) à l'exception de l'intervalle 220 - 75 cal ans BP où elle présente des abondances de l'ordre de 30%. Son abondance relative diminue au cours des derniers 75 cal ans BP. *Orbulina universa* est très peu représentée dans les assemblages (~ 4.2%) à l'exception de l'intervalle 200 - 75 cal ans BP (~ 6.4%). *Globigerinella calida* apparaît au cours des derniers 500 ans et voit son abondance particulièrement augmenter au cours des derniers 75 ans. Pour finir, l'indice de Shannon est relativement stable jusqu'aux environs de 100 cal ans BP, date à partir de laquelle il tend à augmenter (Figure V.4a). L'indice Eveness est relativement stable.

Les principales espèces benthiques sont par ordre décroissant d'abondance relative : *Uvigerina peregrina, Uvigerina mediterranea, Cibicidoides pachyderma, Cassidulina carinata* et *Bulimina marginata* (Figure V.4b). *Uvigerina peregrina* est l'espèce dominante, elle présente des abondances relativement stables de l'ordre de 30% entre 1 160 et 130 cal ans BP puis augmente drastiquement vers la surface de la carotte (60%). *Uvigerina mediterranea* affiche des abondances relatives de l'ordre de 25%, excepté entre 500 et 250 cal ans BP (~17%). Elle tend à diminuer en surface de la carotte. *Cibicidoides pachyderma* affiche des abondances relativement constantes (~8%) qui tendent à diminuer au cours des derniers 160 ans. *Cassidulina carinata* diminue progressivement au cours des derniers 1 160 cal ans BP. *Bulimina marginata* diminue entre 1 160 et 550 cal ans BP et montre un maximum d'abondance (~4.6%) entre 400 et 220 cal ans BP concomitant à un minimum d'abondance de *C. pachyderma*. Pour finir, l'indice de Shannon est relativement stable jusqu'aux environs de 300 cal ans BP, date à partir de laquelle il tend à diminuer (Figure V.4b). L'indice Eveness est relativement stable.

Figure V.4 : a) Taux d'accumulation en foraminifères planctoniques (PFAR), abondances relatives des principales espèces planctoniques (>5%) observées dans la carotte FC5Bpal et indices de diversité (Shannon et Eveness) ; b) Taux d'accumulation en foraminifères benthiques (BFAR), abondances relatives des principales espèces benthiques (>5%) observées dans la carotte FC5Bpal et indices de diversité (Shannon et Eveness).

a
PFAR (ind cm-2 ka-1)
N. incompata
G. bulloides
G. inflata
O. universa
G. calida
Indice de Diversité
Shannon
Eveness
Temps (ans BP)
b
BFAR (ind.cm-2.ka-1)
U. peregrina
U. mediterranea
M. barleeanus
C. carinata
B. marginata
C. pachyderma
Indice de Diversité
Shannon
Eveness
Temps (ans BP)

4.4. Isotopes stables du carbone et de l'oxygène des foraminifères planctoniques des carottes KS10b et FC5Bpal

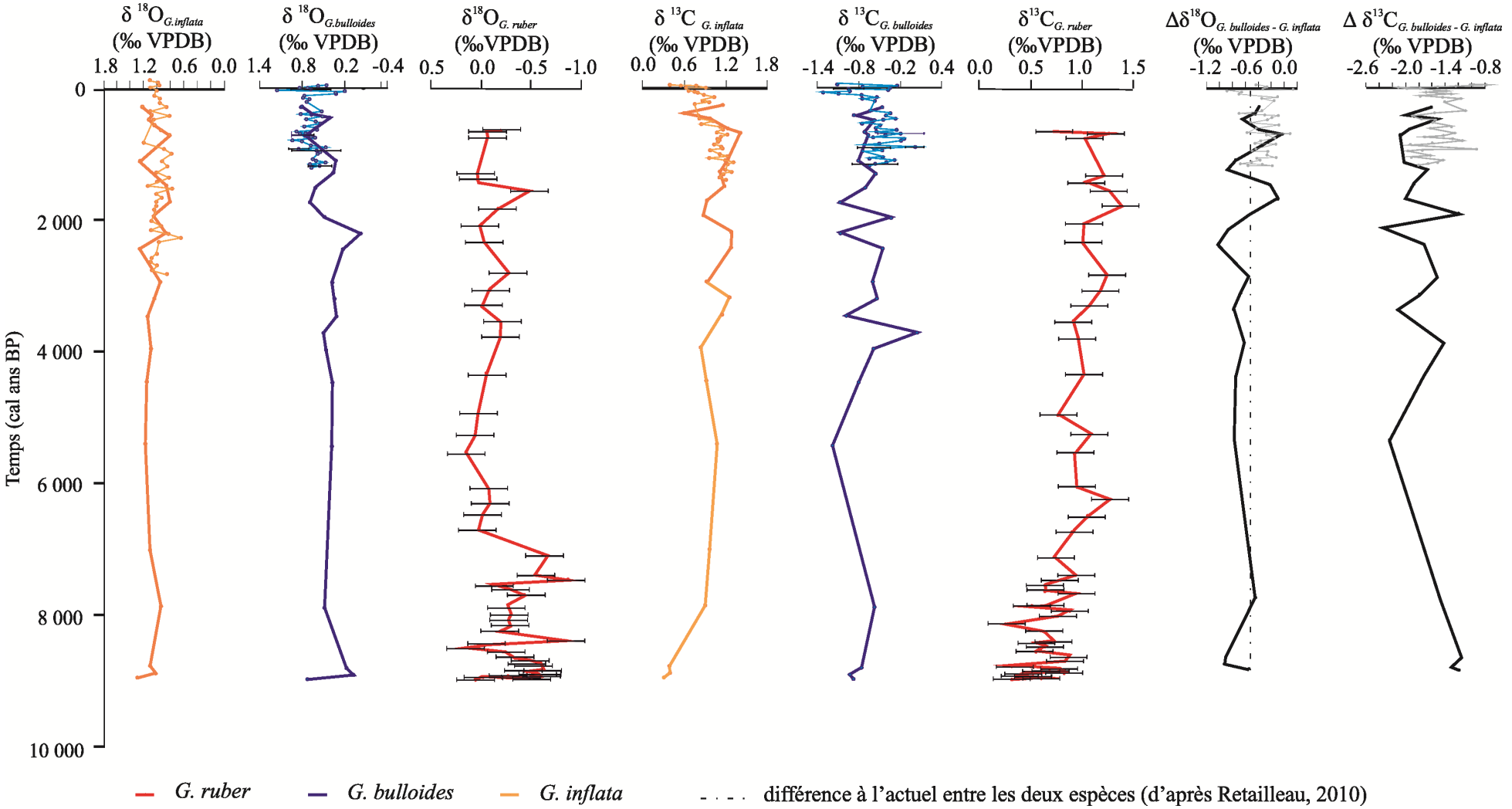
Les rapports isotopiques de l'oxygène ($\delta^{18}O$) et du carbone ($\delta^{13}C$) mesurés sur les espèces *Globorotalia inflata, Globigerina bulloides* (carottes KS10b et FC5Bpal) et *Globigerinoides ruber* (KS10b) sont présentés sur la Figure V.5.

Les $\delta^{18}O$ mesurés sur les tests de *G. inflata* (Figure V.5) sont relativement stables, oscillant faiblement autour de 1,05‰ au cours des derniers 8 900 cal ans. Les valeurs de $\delta^{18}O$ mesurés sur les tests de *G. bulloides* (Figure V.5) sont légèrement plus faibles entre 8 800 et 8 600 cal ans BP (Figure V.5) puis stables (~0,36‰) entre 7 700 et 1 900 cal ans BP. Ils présentent des valeurs plus importantes au cours des derniers 1900 cal ans (Figure V.5) à l'exception de l'intervalle entre 600 et 1 100 cal ans BP où les valeurs diminuent. Le $\Delta\ \delta^{18}O$ ($\Delta\ \delta^{18}O = \delta^{18}O_{G.\ inflata} - \delta^{18}O_{G.\ bulloides}$) entre ces deux espèces est relativement stable au cours de l'intervalle 8 900 – 2 800 cal ans BP. Il est plus variable et globalement plus élevé au cours des derniers 2 800 ans, particulièrement lors des deux intervalles 1 500 – 1 400 cal ans BP et 1 000 cal ans BP (Figure V.5).

Le $\delta^{13}C$ mesuré sur les tests de *G. inflata* (Figure V.5) augmente entre 8 900 et 7 700 cal ans BP (Figure V.5). Il est relativement stable au cours de l'intervalle 7 700 – 3 900 cal ans BP (~0,94‰), augmente progressivement (~1,1‰) entre 3 900 - 750 cal ans BP avec un minima vers 2 000 cal ans BP (Figure V.5) et diminue sur les derniers 750 ans (Figure V.5). Le $\delta^{13}C$ mesuré sur les tests de *G. bulloides* (Figure V.5) est très variable (-1,33 à 0,03 ‰) mais tend à augmenter. Le $\Delta\ \delta^{13}C$ ($\Delta\delta\ ^{13}C = \delta^{13}C_{\ G.\ inflata} - \delta^{13}C_{\ G.\ bulloides}$) observé entre ces deux espèces est légèrement plus élevé au cours de l'intervalle 8 900 – 7 700 cal ans BP (~-1,2‰). Il est très variable au cours des derniers 7 700 ans et semble légèrement plus élevé au cours des derniers 1 160 ans.

Les $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ de *G. ruber* (Figure V.5) montrent un changement abrupt aux environs de 6 800 cal ans BP. Les $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ sont faibles (~-0,38‰ et ~0,63‰, respectivement) au cours de l'intervalle 8 900 -6 800 cal ans BP et plus élevés ensuite (~-0,07 ‰ et ~1,06 ‰, respectivement).

Figure V.5 : Ratio isotopiques du carbone ($\delta^{13}C$) et de l'oxygène ($\delta^{18}O$) mesurés sur les espèces *Globigerinoides bulloides* (bleu), *Globorotalia inflata* (orange) et *Globigerinoides ruber* (rouge) dans les carottes KS10b (trait fin) et FC5Bpal (en gras), $\Delta\delta\ ^{18}O$ ($\Delta\delta\ ^{18}O = \delta^{18}O_{\ G.\ inflata} - \delta^{18}O_{G.\ bulloides}$) et $\Delta\delta\ ^{13}C$ ($\Delta\delta\ ^{13}C = \delta^{13}C_{\ G.\ inflata} - \delta^{13}C_{\ G.\ bulloides}$).


δ 18O G.inflata (‰ VPDB)
1.8 1.2 0.6 0.0
δ 18O G.bulloides (‰ VPDB)
1.4 0.8 0.2 -0.4
δ18O G. ruber (‰VPDB)
0.5 0.0 -0.5 -1.0
δ 13C G. inflata (‰ VPDB)
0.0 0.6 1.2 1.8
δ 13C G. bulloides (‰ VPDB)
-1.4 -0.8 -0.2 0.4
δ13C G. ruber (‰VPDB)
0.0 0.5 1.0 1.5
Δδ18O G. bulloides - G. inflata (‰ VPDB)
-1.2 -0.6 0.0
Δ δ13C G. bulloides - G. inflata (‰ VPDB)
-2.6 -2.0 -1.4 -0.8
Temps (cal ans BP)
0
2 000
4 000
6 000
8 000
10 000
G. ruber
G. bulloides
G. inflata
différence à l'actuel entre les deux espèces (d'après Retailleau, 2010)

4.5. Isotopes stables des foraminifères benthiques des carottes KS10b et FC5Bpal

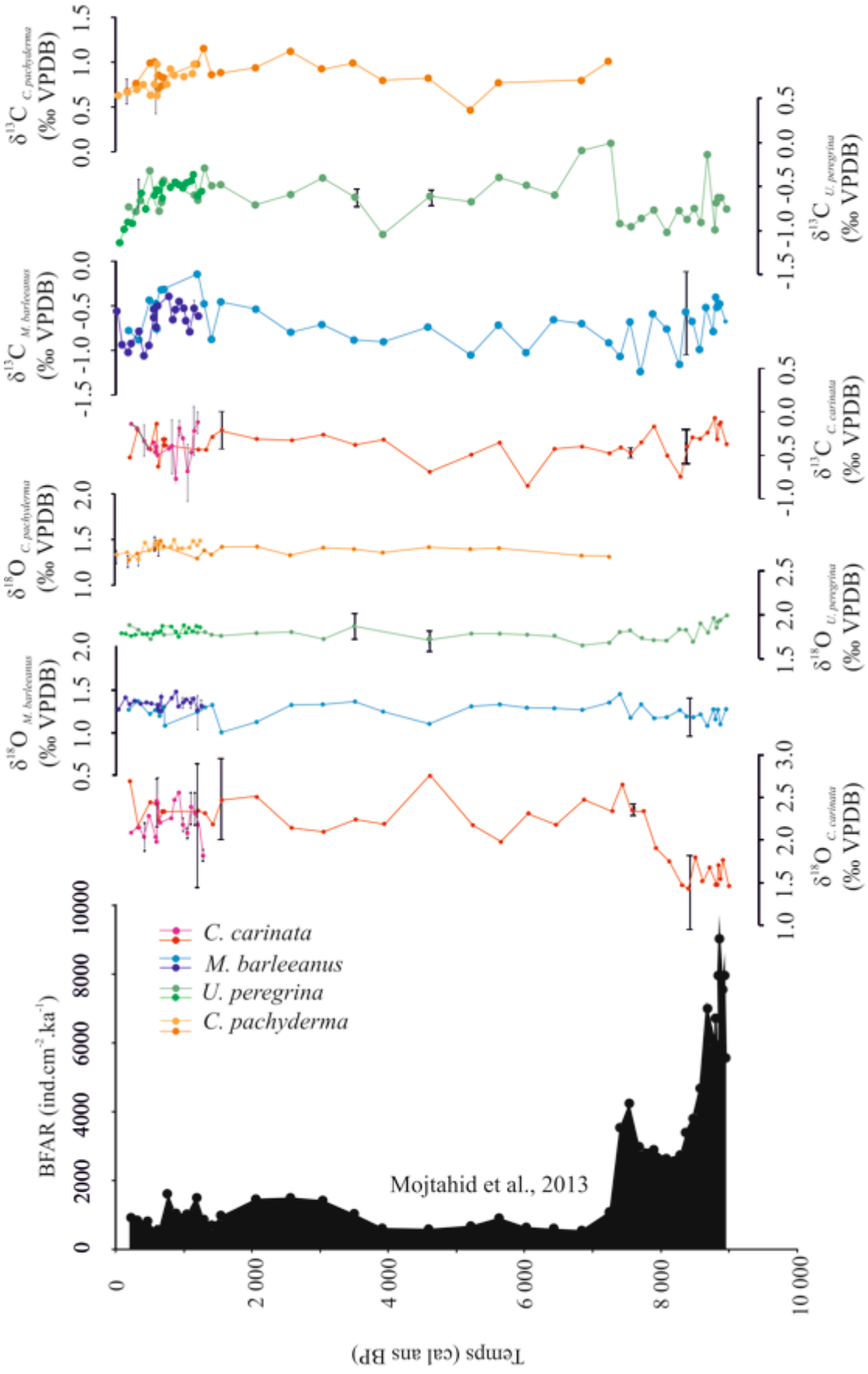
Les $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ mesurés sur les espèces *Uvigerina peregrina, Cibicidoides pachyderma, Melonis barleeanus* et *Cassidulina carinata* sont présentés en Figure V.6. Les $\delta^{18}O$ mesurés sur les tests de *C. carinata* de même que les BFAR (Figure V. 6) ont été publiés dans Mojtahid et al. (2013).

Entre 8 900 et 7 500 cal ans BP, *C. carinata* montre des valeurs très faibles de $\delta^{18}O$ et des valeurs relativement stables de $\delta^{13}C$ à l'exception de ~8 000 cal ans BP où le $\delta^{13}C$ diminue. Les valeurs de $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ mesurés sur *M. barleeanus* sont relativement stables au cours de cet intervalle. Le $\delta^{18}O$ mesuré sur *U. peregrina* diminue de 2,01 à 1,72‰ et le $\delta^{13}C$ est légèrement plus faible (-0,76‰) que dans le reste de la carotte (-0,56‰). Du fait de faibles abondances combinées à la mauvaise préservation des tests, aucune mesure des isotopes stables n'a pu être effectuée pour *C. pachyderma* au cours de cet intervalle.

L'intervalle 7 500 – 1 200 cal ans BP est caractérisé par des valeurs relativement stables des $\delta^{18}O$ mesurés pour chacune des quatre espèces de foraminifères benthiques. Le $\delta^{13}C$ montre plus de variabilité. Le $\delta^{13}C_{C.\ carinata}$ est relativement stable alors que le $\delta^{13}C_{M.\ barleeanus}$ semble montrer une légère augmentation au cours de cet intervalle. Le $\delta^{13}C_{U.\ peregrina}$ est plus lourd entre entre 7 200 et 6 800 cal ans BP, diminue jusqu'aux environs de 4 000 cal BP puis ré-augmente légèrement par la suite.

Pour finir, l'intervalle 1 200 cal ans BP à l'actuel est caractérisé par des valeurs relativement stables du $\delta^{18}O$ enregistré par *C. carinata*, *M. barleeanus* et *U. peregrina*. L'espèce *C. pachyderma* montre une légère diminution au cours des derniers 700 ans. Les valeurs de $\delta^{13}C$ tendent à diminuer pour toutes les espèces sauf pour *C. carinata* qui reste assez stable.

Figure V.6 : Isotopes stables du carbone ($\delta^{13}C$) et de l'oxygène ($\delta^{18}O$) mesurés sur les espèces benthiques *C. pachyderma*, *U. peregrina*, *M. barleeanus* et *C. carinata.* Les $\delta^{18}O_{C.\ carinata}$ et les BFAR proviennent des travaux de Mojtahid et al. (2013).


δ13C C. pachyderma (‰ VPDB)
δ13C M. barleeanus (‰ VPDB)
δ18O C. pachyderma (‰ VPDB)
δ18O M. barleeanus (‰ VPDB)
δ13C U. peregrina (‰ VPDB)
δ13C C. carinata (‰ VPDB)
δ18O U. peregrina (‰ VPDB)
δ18O C. carinata (‰ VPDB)
C. carinata
M. barleeanus
U. peregrina
C. pachyderma
BFAR (ind.cm-2.ka-1)
Mojtahid et al., 2013
Temps (cal ans BP)

Cibicides pachyderma est considérée comme une espèce majoritairement épifaunale (Corliss, 1985, 1991), *C. carinata* est considérée comme une espèce épifaunale à endopélique superficielle (Nees et Struck, 1999) alors que *M. barleeanus* et *U. peregrina* sont des espèces endopéliques avec un microhabitat moins profond pour *U. peregrina* (e.g. Corliss, 1985, 1991). Il a été suggéré que la différence entre les valeurs de $\delta^{13}C$ mesurées sur les espèces épifaunale et endopéliques ($\Delta\delta^{13}C_{épipélique\text{-}endopélique}$) augmenterait avec l'augmentation des flux de MO vers le sédiment et pourrait par conséquent être utilisée comme proxy des flux de MO dans les enregistrements gélogiques (Zahn et al., 1986 ; Corliss et al., 2006). Dans notre enregistrement, le $\Delta\delta^{13}C_{épipélique\text{-}endopélique}$ varie considérablement (Figure V.7): D'une part, le $\Delta\delta^{13}C_{Cib\text{-}Mel}$ and $\Delta\delta13C_{Cas\text{-}Mel}$ montrent des variations similaires avec une tendance à augmenter ~9 000 cal ans BP et ~7 400 cal ans BP, puis diminuent entre ~ 7 400 cal ans BP et ~6 000 cal ans BP. Les valeurs semblent augmenter à nouveau entre ~5 000 et ~2 500 cal ans BP et diminuent progressivement jusqu'aux environs de 750 cal ans BP. Puis une diminution générale est enregistrée. D'un autre côté, le $\Delta\delta^{13}C_{Cib\text{-}Uvi}$ ainsi que le $\Delta\delta^{13}C_{Cas\text{-}Uvi}$ montrent des tendances similaires avec une tendance générale à diminuer entre ~9 000 et ~6 000 cal ans BP suivie d'une augmentation générale jusqu'aux environs de ~2 000 cal ans BP. Les valeurs semblent relativement stables au-delà.

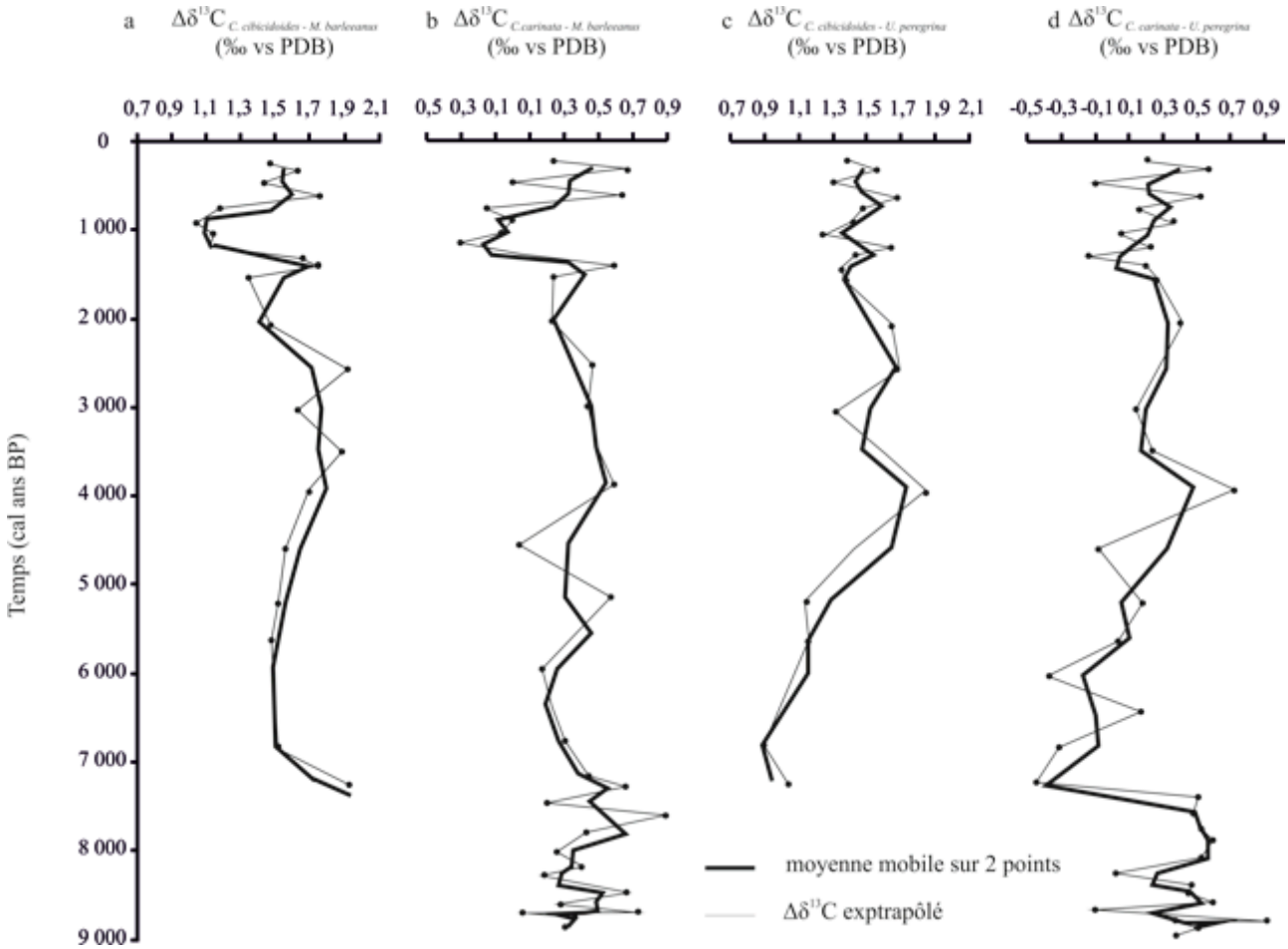


Figure V.7 : Ecart entre les ratios isotopiques des espèces épipéliques et endopéliques ($\Delta\delta^{13}C_{épipéliques\text{-}endopéliques}$) a) *C. pachyderma* et *M. barleeanus* ; b) *C. carina* et *M. barleeanus* ; c) *C. pachyderma* et *U. peregrina* ; d) *C. carinata* et *U. peregrina.*

4.6. Le ratio Mg/Ca mesuré sur *Hyalinea balthica*

Dans le but de reconstituer les températures des eaux de fond, le ratio Mg/Ca a été mesuré sur l'espèce *Hyalinea balthica* (Figure V.8) prélévée sur la carotte longue KS10b. En effet, l'incorporation de manganèse (Mg) lors de la calcification biogénique, dépend de la température, des concentrations en CO_3^{2-} dissout, du pH, de la salinité, du taux de croissance ainsi que de l'espèce considérée (e.g. (Rosenthal et al., 1997, 2006, 2011; Marchitto et al., 2007; Dissard et al., 2010). *Hyalinea balthica* est une espèce de foraminifère benthique abondante dans les eaux de l'Atlantique Nord dont les températures sont comprises entre ~4°C et 12°C (Rosenthal et al., 2011). Cette espèce est particulièrement sensible aux variations de températures comme le démontre son taux d'incorporation du Mg, quatre fois plus élevé que celui des espèces du genre *Cibicidoides* (Marchitto et al., 2007; Rosenthal et al., 2011). De ce fait, *H. balthica* est bien adaptée pour estimer les variations de températures de la masse d'eau intermédiaire ($^{25}Mg/^{43}Ca$= 2,0408 BWT + 1 10^{-12} ; Rosenthal et al., 2011).

Les estimations de températures sont disponibles uniquement pour l'intervalle 6 600 - 350 cal ans BP, l'erreur sur les estimations de températures est de l'ordre de 0,7 - 0,8°C (Rosenthal et al., 2011). Entre 6. 600 et 5 600 cal ans BP, les BWT passent de 11,7°C à 10°C et restent relativement stables au cours des derniers 5 400 ans (~10,8°C) avec des valeurs légèrement plus élevées (~11,4°C) au cours de l'intervalle 2 000 - 700 cal ans BP.

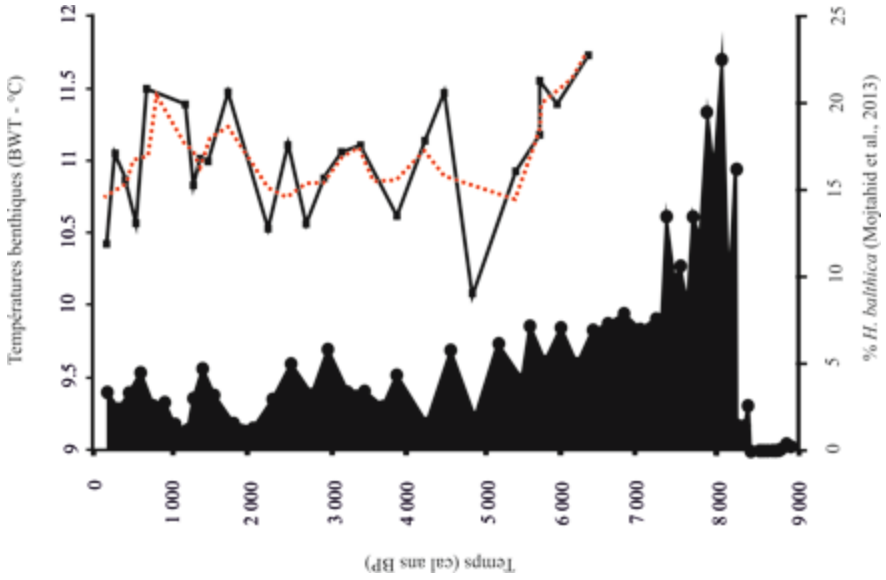


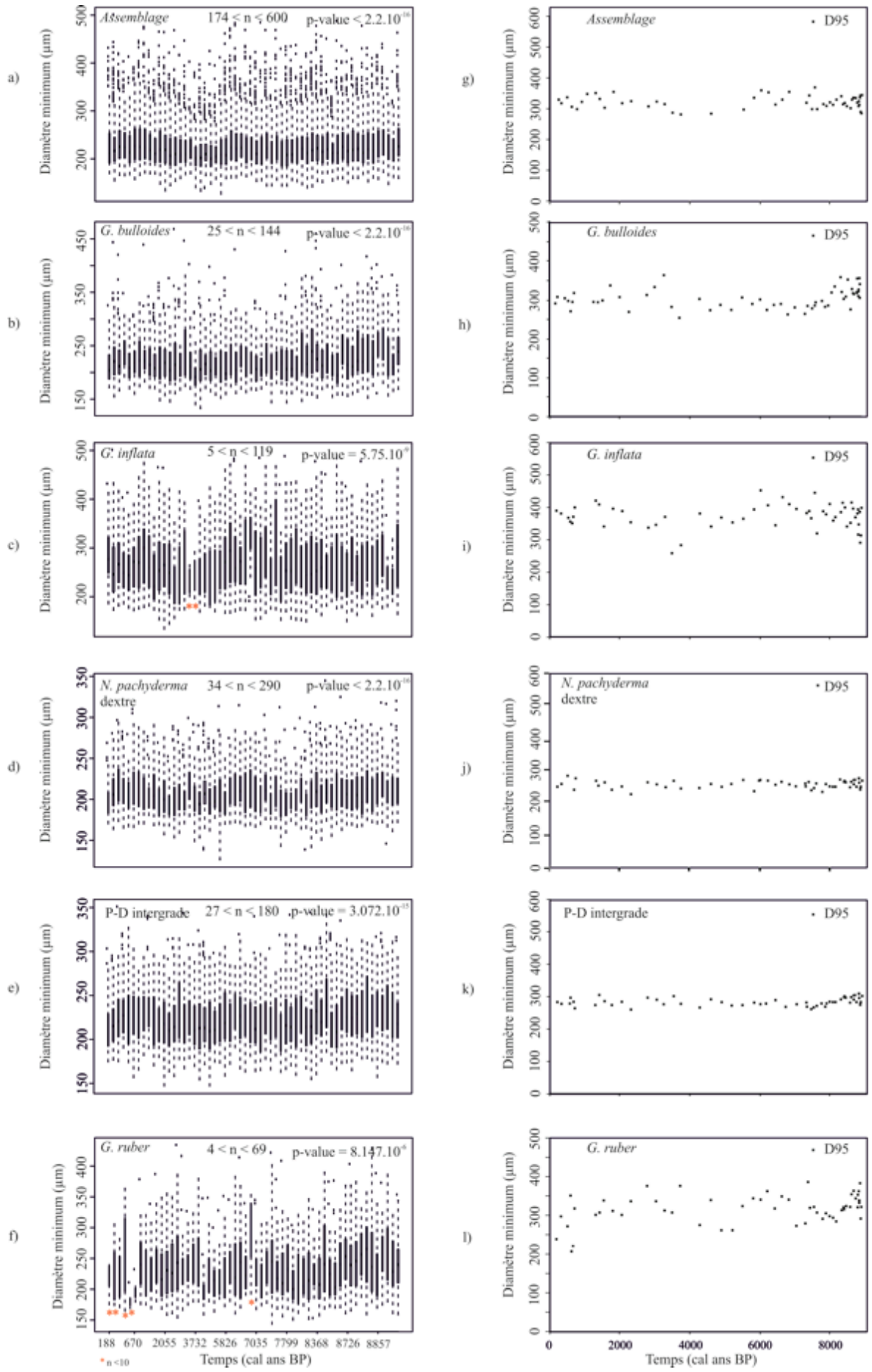
Figure V.8 : Abondances relatives de l'espèce *H. balthica* (d'après Mojthahid et al., 2013) dans la carotte KS10b et températures de fond (BWT) estimées à partir de mesures Mg/Ca réalisées sur cette même espèce.

4.7. Analyses de taille des foraminifères planctoniques de la carotte KS10b

Ici nous reprenons la même analyse de taille que celle présentée pour la station WH (voir Chapitre IV paragraphe 4.1). Ces résultats font partie du travail de Master 2 de Lara Le Vilain que j'ai co-encadrée en 2012 (Figure V.6). Les diamètres minimums ($ø_{min}$) toutes espèces confondues varient faiblement mais significativement au cours du temps (p-value < $2{,}2\ 10^{-16}$). Ils sont plus petits que la moyenne au cours de l'intervalle 5 800 - 3 200 cal ans BP (214 µm) et plus grands que la moyenne au cours des intervalles 8 900 – 5 800 (~228µm) et 3 700 - 200 cal ans BP (~228µm). Les espèces *G. bulloides*, *G. inflata*, *N. pachyderma* dextre et P/D – intergrade et *G. ruber* sont présentées Figure V.6. En considérant chacune des espèces analysées séparément, on peut constater que *G. bulloides* (p-value < $2{,}2\ 10^{-16}$), *G. inflata* (p-value = $5{,}75\ 10^{-9}$), *N. pachyderma* dextre (p-value <$2{,}2\ 10^{-16}$) et P/D – intergrade (p-value = $3{,}072\ 10^{-12}$) et *G. ruber* (p-value = $8{,}147.10^{-6}$) présentent des variations significatives de leur diamètre minimum au cours du temps (Figure V.6). Pour chacune des espèces, la comparaison des échantillons 2 à 2 montre une différence significative entre quelques points isolés mais aucune tendance n'a pu être dégagée.

Les 95ème centiles suivent les variations décrites à partir des distributions de taille des populations. Parmi les éléments les plus marquants, *G. inflata* présente une diminution abrupte de son $Ø_{minD95}$ de l'ordre d'une centaine de micromètres entre 3 800 et 3 300 cal ans BP. Les $Ø_{minD95}$ de *G. bulloides* varient entre 197 et 428 µm mais ne montrent pas de tendance clairement définie à l'exception de l'intervalle 8 900 – 7 400 cal ans BP qui tend à être caractérisé par des individus de grande taille. Les $Ø_{minD95}$ des espèces *N. pachyderma* dextre et P-D intergrade (réunies sous la dénomination *N. incompta* dans les assemblages) varient entre 230 et 284 µm, et entre 261 et 309µm respectivement et tendent à être légèrement plus élevés entre 8 900 et 8 300 cal ans BP. Enfin, les variations des paramètres de taille observées chez l'espèce *G. ruber* diffèrent de celles observées chez les autres espèces. Les $Ø_{minD95}$ de *G. ruber* varient entre 206 et 385µm. Les intervalles 8 400 - 7 500 ; 5 200 - 4 200 cal ans BP ainsi que les derniers 700 ans tendent à être caractérisés par des individus de petite taille. Lors de l'interprétation des données, il sera important de prendre en compte que seule une partie des espèces présentes dans les assemblages a été considérée dans le cadre de cette analyse des paramètres de taille. De plus, les mesures des paramètres de taille ont été effectuées sur un sous échantillonnage de la population totale. Nous ne pouvons par conséquent pas assumer que les observations faites sont complètement représentatives des conditions générales au cours de l'Holocène.

Figure V.9 : Boxplot des diamètres minimums exprimés en focntion du temps pour a) toutes espèces confondues ; b) *G. bulloides* ; c) *G. inflata* ; d) *N. pachyderma* dextre ; e) PD-intergrade ; f) *G. ruber* et valeur D95 des diamètres minimums exprimés en fonction du temps pour g) toutes espèces confondues ; h) *G. bulloides* ; i) *G. inflata* ; j) *N. pachyderma* dextre ; k) PD-intergrade ; l) *G. ruber.*


a)
Assemblage
174 < n < 600
p-value < 2.2.10-16
b)
G. bulloides
25 < n < 144
p-value < 2.2.10-16
c)
G. inflata
5 < n < 119
p-value = 5.75.10-4
d)
N. pachyderma dextre
34 < n < 290
p-value < 2.2.10-16
e)
P-D intergrade
27 < n < 180
p-value = 3.072.10-15
f)
G. ruber
4 < n < 69
p-value = 8.147.10-4
* n <10
Diamètre minimum (µm)
188 670 2055 3732 5826 7035 7799 8368 8726 8857
Temps (cal ans BP)
g)
Assemblage
D95
h)
G. bulloides
D95
i)
G. inflata
D95
j)
N. pachyderma dextre
D95
k)
P-D intergrade
D95
l)
G. ruber
D95
0 2000 4000 6000 8000
Temps (cal ans BP)

5. Discussion

5.1. Les faunes benthiques vivantes et mortes

5.1.1. Faune vivante

Sur la base de carottes d'interface prélevées en station B à différentes périodes et saisons, Fontanier et al. (2003) et Barras et al. (2010) déterminent la variabilité temporelle des flux de MO vers le sédiment comme le facteur principal influençant les assemblages de foraminifères benthiques et attribuent une hétérogénéité de distribution à petite échelle (patchiness) des assemblages de foraminifères benthiques à la distribution de la MO à la surface du sédiment.

En Mars 2008, la faune est dominée par les espèces *Uvigerina peregrina* et *Uvigerina mediterranea*, comme observé lors de précédents échantillonnages par Fontanier et al. (2003) et Barras et al., (2010). Les abondances relatives d'*U. mediterranea* sont du même ordre de grandeur que celles observées en station B par Fontanier et al. (2003) et comprises entre 17,8 et 39,9%. Au contraire, les abondances élevées d'*U. peregrina* enregistrées en Mars 2008 (carotte FC5Bpal) sont exceptionnelles (~30 - 60%) en comparaison avec les abondances comprises entre 2 et 21% enregistrées les autres années par Fontanier et al. (2003) et Barras et al. (2010). D'après ces auteurs, cette espèce est extrêmement opportuniste, répondant aux apports de MO de type phytodétritiques qui suivent les pics de production primaire essentiellement composée de diatomées. Les images satellites issues de SeaWIFs n'étaient pas disponibles pour mars 2008, cependant les données issues de AquaModis indiquent des concentrations de chlorophylle a élevées en surface de la colonne d'eau (http://seadas.gsfc.nasa.gov). La présence exceptionnelle d'*U. peregrina* suggèrent donc des apports importants de MO labile à la surface du sédiment, peut être issus d'un bloom de diatomées courant Mars 2008.

Le nombre total de foraminifères benthiques vivants (894 ind 50cm^{-2}) de même que les concentrations maximales (305 ind 50cm-3) observés en mars 2008 dans la carotte FC5Bpal (Figure V.3) sont du même ordre de grandeur que les stocks (245 à 1 346 ind 50 cm^{-2}) et les concentrations (maximum de 800 ind 50cm^{-3} en Octobre 1997) enregistrées lors d'études précédentes (Fontanier et al., 2003). Les concentrations les plus élevées de foraminifères benthiques vivants sont généralement observées dans le premier demi centimètre (Fontanier et al., 2003). Cependant la carotte FC5Bpal montre un second maximum de concentration aux environs de 2 - 3 cm de profondeur (Figure V.3) associée à un second maximum d'*Uvigerina* spp. Les espèces de type *Uvigerina* présentent généralement des abondances particulièrement élevées en surface du sédiment qui diminuent progressivement avec la profondeur (Jorissen, 1999 ; Fontanier et al., 2002 ; Barras et al., 2010). La répartition des foraminifères benthiques est intimement liée aux fronts d'oxydoréduction (Jorissen, 1999 ; Fontanier et al., 2006 ; Murray, 2006) définis par Froelich et al. (1979). Malheureusement nous ne disposons pas de données géochimiques permettant de déterminer la position des fronts d'oxydo-réduction dans la carotte FC5Bpal. À la même profondeur, les espèces endopéliques profondes *Melonis barleeanus* et *Globobulimina affinis* apparaissent et dominent la faune avec les Uvigerinidés. Langezaal et al. (2006)

suggèrent que les espèces endopéliques profondes (telles que *G. affinis*) se développent en fin d'efflorescence algale, lorsque que la MO fraîchement déposée a été partiellement dégradée. Un transfert rapide de la MO vers les habitats endopéliques profonds favorisé par l'activité biologique, elle même favorisée par des flux de MO élevés (Fontanier et al., 2003) pourrait expliquer le second pic de densité observé Figure V.3. Les abondances élevées des espèces *Globobulimina* spp. et *M. barleeanus*, vivant en profondeur dans le sédiment (Fontanier et al., 2002, 2003 ; Barras et al., 2010), peuvent également expliquer la profondeur de vie moyenne des foraminifères benthiques de la carotte FC5Bpal. En effet, celle-ci est particulièrement élevée (2,6 cm) en comparaison avec les ALD_{10} moyens observés, généralement de l'ordre d'1 cm (Fontanier et al., 2003 ; Mojtahid et al., 2010). Fontanier et al. (2003) observent en de rares occasions des ALD_{10} proches de ceux enregistrés dans la carotte FC5Bpal, notamment en Décembre 1998 (~2,0 cm), mois caractérisé par la présence d'espèce du type *Globobulimina* et considéré comme l'un des mois les plus productifs parmi ceux étudiés.

5.1.2. Faune morte

L'augmentation progressive des concentrations en foraminifères benthiques morts depuis le haut de la carotte jusqu'aux environs de 2 cm de profondeur correspond approximativement à l'interface sédimentaire où ont lieux les premiers processus de la diagenèse précoce (e.g. Hyacinthe et al., 2001 ; Mouret et al., 2010), ainsi que les phénomènes de bioturbation (Hyacinthe et al., 2001). Elle, caractérisée par une activité benthique et des concentrations élevées de foraminifères benthiques vivants (Figure V.3 ; Fontanier et al., 2003 ; Barras et al., 2010). Les concentrations et les assemblages de foraminifères benthiques morts varient peu au-delà de 5 cm de profondeur (Figure V.3), suggérant que les processus susceptibles d'affecter directement la faune benthique interviennent dans les deux premiers centimètres du sédiment comme suggéré par Loubere et Gary (1990), Mackensen et al. (1990) ou encore Loubere (1997). La faune morte de la carotte FC5B pal est dominée par les espèces *Uvigerina mediterranea* et *Uvigerina peregrina* et par *M. barleaanus*, *B. marginata, C. carinata* et *C. pachyderma*. Cette composition spécifique est similaire à celle retrouvée dans la carotte KS10b pour la période équivalente (Mojtahid et al., 2013). Néanmoins, la différence réside dans la proportion des espèces dont la plus significative, *U. peregrina,* est trois fois plus abondante dans la carotte FC5Bpal (~30%) que dans la carotte KS10b (~10% ; Mojtahid et al., 2013). Les carottes KS10b et FC5Bpal ont été prélevées en 2007 et 2008, respectivement. La différence observée entre ces deux carottes pourrait par conséquent être attribuée au patchiness à meso-échelle (de l'ordre du m) mis en évidence en station B par Barras et al. (2010).

5.1.3. Comparaison faune vivante / faune morte

La dynamique de population joue un rôle majeur sur les assemblages de foraminifères benthiques vivants alors que le potentiel de préservation, les processus de dissolution et transports sédimentaires contribuent à modifier les faunes mortes (Loubere et Gary, 1990 ; Mackensen et al., 1990 ; Gooday, 2003 ; Murray, 2006).

Les thanatocénoses et les faunes fossiles sont constituées d'un mélange dans le temps, d'espèces spécialisées et opportunistes. Si l'on exclut les processus taphonomiques, les espèces opportunistes qui produisent des densités élevées d'individus (et de tests) durant des périodes de temps courtes devraient être sur-représentées dans les faunes fossiles en comparaison avec les espèces au potentiel de reproduction plus faible et moins fréquent (e.g. Duros et al., 2012). Les espèces opportunistes comme *U. Mediterranea*, *U. peregrina* dominent les assemblages en station B (Fontanier et al., 2003 ; Barras et al, 2010 ; Mojtahid et al., 2010). Pourtant ces deux espèces présentent des abondances relativement équilibrées entre la faune morte et vivante ((%L/(%L+%D)) = 0,56 et 0,49, respectivement – Tableau V.1). Au contraire des environnements profonds où les apports de MO pulsés et peu labiles favorisent le comportement opportuniste, les apports de MO en station B ne sont pas un facteur limitant. Ceci peut expliquer l'équilibre relatif de ces deux espèces dans les faunes mortes et vivantes. *Cibicides pachyderma*, dans nos échantillons, ainsi que lors des missions précédentes (Fontanier et al., 2003 ; Barras et al., 2010), est peu représentée dans la faune vivante en station B. *Bulimina marginata* quant à elle est décrite comme une espèce opportuniste du plateau continental et du haut de pente dans le Golfe de Gascogne (Fontanier et al., 2003 ; Duchemin et al., 2007) où la les flux de MO peuvent être de nature labile ou réfractaire. Ce comportement opportuniste vis à vis de différentes sources de nourriture, contrairement aux Uvigerinidés, pourrait expliquer sa sur-représention dans la faune morte. D'ailleurs, dans la carotte KS10b (Mojtahid et al., 2013), cette espèce est beaucoup plus abondante au début de l'Holocène au moment où les apports latéraux de MO continentale sont importants. Enfin, les espèces comme *Globobulimina* spp. et *Chilostomella oolina* sont propres aux environnements caractérisés par une forte productivité où elles vivent en profondeur dans le sédiment (Altenbach, 1985 ; Fariduddin et Loubere, 1997 ; Langezaal et al., 2006 ; Duchemin et al., 2007 ; Mojtahid et al., 2010). Elles présentent rarement des abondances supérieures à 5% dans la faune vivante (Mojtahid et al., 2010) et se reproduisent en de rares occasions (Fontanier et al., 2003 ; Barras et al., 2010), ce qui explique leurs faibles abondances dans les faunes mortes (Tableau V.1), comme l'observent Duros et al., (2012) par exemple. Une autre explication pourrait être la nature plus fine de leurs tests qui les rend plus sensibles à la dissolution (processus de perte taphonomique).

5.1.4. Potentiel de préservation

Les indices de Shannon des faunes vivantes et mortes sont relativement similaires (Figure V.3b et V.3d). Les espèces dominantes de la faune vivante dominent la faune morte, à l'exception des organismes agglutinés non fossilisables qui disparaissent au-delà de la zone de mélange. La destruction et le transport des tests sont les principaux processus qui conduisent à la transformation de la faune morte (Loubere et Gary, 1990 ; Gooday et al., 2003 ; Murray, 2006 ; Duros et al., 2012). Les foraminifères agglutinés dits fossilisables comme *Eeggerella bradyi* possèdent un ciment calcitique qui leur permet d'être préservés dans le sédiment (De Stigter et al., 1999 ; Duros et al., 2012). Au contraire, les foraminifères agglutinés non fossilisables comme par exemple *Reophax* spp. utilisent un ciment organique sensible à la dissolution et au transports et disparaissent des faunes benthiques après leur mort (Bizon et Bizon, 1985 ; Jorissen et Wittling, 1999 ; Murray, 2006). C'est pourquoi les foraminifères agglutinés non fossilisables sont généralement exclus des études paléo-

environnementales, comme le suggèrent Mackensen et al. (1990). Nous retiendrons que la disparition des foraminifères agglutinés non fossilisables présents en abondance dans les sédiments de la station B (10 à 30% suivant les stations (Fontanier et al. 2003) ; 6,9 % dans notre carotte – Figure V.2) conduit à une perte d'information pour les interprétations dans le cadre d'étude paléo-environnementales.

5.1.5. Phénomènes de transports

Les phénomènes de transport consistent en une perte de tests de foraminifères pour la zone source et un gain de tests de foraminifères pour la zone de dépôt (Gooday, 2003 ; Murray, 2006 ; Duros et al., 2012). *Cassidulina carinata* est absente des faunes vivantes >150µm mais apparaît dans la faune morte >150µm (Tableau V.1 et Figure V.3). La présence de cette espèce dans la faune fossile pourrait résulter 1) du comportement opportuniste de *C. carinata* (Duchemin et al., 2007) ; 2) de transports sédimentaires latéraux. 1) L'absence de données issues de la fraction 63 - 150µm ne nous permet pas de trancher quant à la réponse de *C. carinata* au bloom benthique enregistré dans la carotte FC5Bpal (paragraphe 5.1.1). Néanmoins, Fontanier et al. (2003) observent cette espèce dans la fraction 63 - 150µm. Des blooms ponctuels de *C. carinata* et le vieillissement de la population pourraient donc expliquer sa présence dans la faune morte (>150µm). 2) Duros et al. (2012) observent également des abondances plus élevées de *C. carinata* dans la faune morte que dans la faune vivante et attribuent sa présence à des transports sédimentaires dans le canyon de Witthard. Mojtahid et al. (2013), de part un shift conséquent des valeurs du $\delta^{18}O$ suggèrent le transport de cette espèce depuis le haut de pente vers le bas de pente en conditions de bas niveau marin entre 8 900 et 8 100 cal ans BP. Bien que les conditions modernes du G de G diffèrent de celles rencontrées au cours de l'intervalle 8 900 – 8 100 cal ans BP, l'occurrence de processus de transports sédimentaires ne peut être exclue pour expliquer la présence d'individus de type *C. carinata* >150µm dans les faunes mortes de la station B.

5.2. Isotopes stables

5.2.1. Signal planctonique

Afin d'éviter toute déviation relative à un effet ontogène (Berger et al., 1978 ; Birch et al., 2013) seuls les individus de la fraction 250 - 315µm ont été analysés. Par conséquent, les différences interspécifiques des rapports isotopiques ($\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$) observés entre les espèces *Globorotalia inflata*, *Globigerina bulloides* et *Globigerinoides ruber* s'expliquent par les préférences écologiques de chacune de ces espèces, leur profondeur de calcification, ainsi que des effets vitaux différents (Spero et al., 2003 ; Field, 2004 ; Salgueiro et al., 2010 ; Birch et al., 2013). L'analyse de la distribution des assemblages modernes collectés dans le G de G (Retailleau et al., 2009, 2011, 2012) ou en Atlantique Nord (Schiebel et al., 2001 ; Cléroux et al., 2007 ; Chapman, 2010) donne accès à une bonne connaissance de l'écologie des espèces ici considérées. Dans le G de G, *G. bulloides* vit en surface de la colonne d'eau, principalement entre 0 et 20m. Elle est majoritairement observée depuis le

bloom de printemps jusqu'au début de l'été. D'après Retailleau (2009), les spécimens vivants de *G. bulloides* montrent des rapports isotopiques de l'oxygène de 0,5‰ (ce qui est cohérent avec les valeurs obtenues dans les sédiments de surface de la carotte FCB5pal - Figure V.5), avec quelques spécimens beaucoup plus légers (-1‰) en surface en été, lorsque la colonne d'eau est bien stratifiée avec une thermocline estivale marquée (Retailleau, 2009). *Globorotalia inflata* occupe un habitat un peu plus profond, avec un maximum d'abondance entre 20 et 40 m. Quelques individus vivants sont observés au-delà de 100 m de profondeur (Retailleau et al., 2011). Cette espèce est représentative des assemblages de fin d'hiver / début de printemps (Cléroux et al., 2007 ; Retailleau et al., 2011). Dans l'actuel, les spécimens de 250-315µm montrent des rapports isotopiques de l'oxygène de 1-1.2‰ (Retailleau, 2009), ce qui est également cohérent avec les valeurs obtenues dans les sédiments de surface de la carotte FCB5pal (Figure V.5). Dans le G de G, ces deux espèces se reproduisent au printemps lorsque la colonne d'eau n'est pas stratifiée (Retailleau, 2009) ; leurs différents habitats ne devraient pas influencer leur rapport isotopique à moins que la calcification ne se fasse ailleurs qu'au niveau de leur lieu de reproduction. Enfin l'écart enregistré entre les $\delta^{13}C$ des espèces *G. bulloides* et *G. inflata* peut également être attribué à l'opportunisme de *G. bulloides.* Birch et al. (2013) ainsi que les références citées dans ses travaux, suggèrent que les espèces au comportement opportuniste comme c'est le cas de *G. bulloides* posséde un métabolisme rapide qui pourrait expliquer les ratios isotopiques de carbone plus faibles que ceux observés chez *G. inflata* (cf. Birch et al., 2013).

Le cas de *G. ruber* est un peu différent. Il s'agit d'une espèce subtropicale (Bé et Tolderlund, 1971 ; Bé et al., 1977 ; Hemleben et al., 1989 ; Darling et Wade, 2008) qui occupe généralement la zone photique de la colonne d'eau (Spero et al., 1996). La présence de symbiontes chez cette espèce (Fairbanks et al., 1982 ; Spero et Lea, 1993, 1996) conduit à un alourdissement d'environ 1‰ du $\delta^{13}C$ de l'hôte (Romanek et al., 1992) du fait de la respiration et de la photosynthèse (Ortiz et al., 1996 ; Mulitza et al., 1999) (Figure V.6). Malheureusement, nous ne disposons pas de données isotopiques sur cette espèce vivante dans le Golfe de Gascogne du fait de son absence des assemblages modernes du G de G (Retailleau et al., 2011, 2012 ; Siccha et al., 2012 ; Kuhnt et al., 2013). Cette espèce sera par conséquent discutée séparément des espèces *G. bulloides* et *G. inflata*.

Les variations des rapports isotopiques des différentes espèces planctoniques au cours de l'Holocène seront discutées dans le paragraphe V.5.3.1. En effet, le $\delta^{18}O$ des foraminifères planctoniques varie en fonction de la température et de la salinité. Une valeur alourdie (allégée) indique des températures de calcification plus froides (chaudes) et/ou une salinité plus élevée (faible). Le $\Delta\delta^{18}O$ entre *G. bulloides* et *G. inflata* change en fonction des microhabitats et donc traduit la stratification des eaux. Une faible (forte) valeur montre une colonne d'eau moins (plus) stratifiéé. Le $\delta^{13}C$ varie principalement en fonction de la productivité de surface. Des valeurs de $\delta^{13}C$ alourdies (allégées) indiquent une productivité primaire élevée (faible) en surface (e.g. Mulitza et al., 1999).

5.2.2. Signal benthique

Les rapports isotopiques de l'oxygène ($\delta^{18}O$) et du carbone ($\delta^{13}C$) ont été mesurés sur les foraminifères benthiques *Cassidulina carinata*, *Cibicides pachyderma*, *Melonis barleeanus* et *Uvigerina peregrina* (Figure V.7).

Les $\delta^{18}O$ mesurés en surface de la carotte FC5Bpal sur les espèces *C. pachyderma*, *M. barleeanus* et *U. peregrina* sont du même ordre de grandeur que ceux mesurés sur les foraminifères vivant actuellement en station B du G de G (avec des valeurs de l'ordre de 1,1‰, 1,3‰ et 1,6‰, respectivement - Fontanier et al., 2006 ; Griveaud, 2007). *Cassidulina carinata* n'a jamais été mesuré dans le G de G avant cette étude. Fontanier et al. (2006) montrent qu'en station B, les foraminifères benthiques enregistrent le $\delta^{18}O$ à l'équilibre avec celui de l'eau interstitielle. En effet, le $\delta^{18}O$ des eaux interstitielles est relativement constant dans le sédiment (Urey et al., 1951 ; McCorkle et al., 1990, 1997 ; Fontanier et al., 2006). Aussi, les écarts des $\delta^{18}O$ mesurés entre les différentes espèces des carottes FC5Bpal et KS10b sont majoritairement attribués à l'effet vital (Urey, 1951 ; McCorkle et al., 1990, 1997 ; Fontanier et al., 2006). A l'image des valeurs de $\delta^{18}O$ enregistrées, l'écart de valeur entre les $\delta^{13}C$ mesurés sur chacune des espèces benthiques analysées peut être en partie imputé à l'effet vital. Cependant, il semblerait que cet écart soit aussi en grande partie lié à la profondeur de calcification des organismes benthiques (McCorkle et al., 1997 ; Fontanier et al. 2006). En effet, la reminéralisation de la MO induit un gradient de $\delta^{13}C$ dans le sédiment, avec des ratios isotopiques plus lourds dans les eaux interstitielles de surface qu'en profondeur (McCorkle et al., 1997). Ce phénomène conduit à une déviation systématique du $\delta^{13}C$ des foraminifères benthiques vivants en profondeur dans le sédiment, vers des valeurs plus légères. Les $\delta^{13}C$ mesurés sur *C. pachyderma*, *M. barleeanus* et *U. peregrina* en surface de la carotte FC5Bpal sont légèrement plus lourds que ceux observés en station B par Fontanier et al. (2006). Cette différence résulte peut être de la qualité du flux de MO. Par exemple, un flux élevé de MO (appauvri en isotopes lourds) entraîne une diminution des $\delta^{13}C$ de l'eau interstitielle en surface du sédiment de par la reminéralisation de la MO par les bactéries. Par conséquent les foraminifères benthiques qui vivent en surface du sédiment enregistrent des $\delta^{13}C$ plus légers. Nous avons vu dans le paragraphe 5.1 que les faunes vivante et morte de la carotte FC5Bpal sont dominées par *U. peregrina*, ce qui ne semble pas être le cas d'autres carottes d'interface, majoritairement dominées par *U. mediterranea* en station B (Fontanier et al., 2003 ; Barras et al., 2010 ; Mojtahid et al., 2010). De plus dans la littérature, *C. carinata* (Jorissen, 1987 ; Altenbach et al., 1999), *U. peregrina* et *C. pachyderma* (Jorissen, 1987 ; Altenbach, 1999 ; Fontanier et al., 2002, 2003), des espèces endopéliques superficielles, affichent des valeurs de $\delta^{13}C$ plus lourdes que *M. barleeanus*, une espèce endobionte intermédiaire (Fontanier et al. 2002; 2003 ; Mojtahid et al. 2010). Ceci n'est pas complètement similaire aux valeurs isotopiques de carbone des mêmes espèces mesurées à la surface de la carotte FC5Bpal (Figure V.7) où en effet *C. pachyderma* affiche les valeurs les plus lourdes, suivies de *C. carinata*. Par contre la différence des valeurs entre *U. peregrina* et *M. barleeanus* est très minime. Ceci n'est pas surprenant compte tenu de la présence en grande quantité de l'espèce *U. peregrina* en profondeur dans le sédiment dans le même microhabitat que *M. barleeanus* (Figure V.3), ce qui impliquerait que leur calcification a lieu dans la même eau intersititielles. Cependant, cela ne signifie aucunement que cette configuration n'ait pas changé dans le temps.

Les variations des rapports isotopiques des différentes espèces benthiques au cours de l'Holocène seront discutées dans le chapitre suivant (V.5.3). En effet, le $\delta^{18}O$ des foraminifères benthiques varie en fonction de la température et de la salinité. Une valeur alourdie (allégée) indique des températures de calcification plus froides (chaudes) et/ou une salinité plus élevée (faible). Le $\delta^{18}O$ est relativement stable dans au sein de la colonne sédimentaire par conséquent $\Delta\delta^{18}O$ n'est pas utilisé. Le $\delta^{13}C$ varie principalement en fonction de la productivité de surface. Des valeurs de $\delta^{13}C$ allourdies (allégées) indiquent des apports de MO faibles (importants) en surface du sédiment. Le $\Delta\delta^{13}C$ entre les espèces superficielles et endopéliques profondes

changent en fonction du flux de MO exportée. Une valeur faible (faible) suggère un flux de MO important (réduit).

Pour plus de détails sur les paramètres influants les ratios isotopiques de l'oxygène et du carbone en surface de la colonne d'eau et dans les sédiments, se référer au paragraphe I.5.3.

La Figure V.10 récapitule les principaux résultats obtenus sur la base des données complémentaires à celles de Mojtahid et al. (2013) et les confronte aux principaux résultats de cette même étude.

5.3. Paléo-environnements du Golfe de Gascogne pendant la période 9000 cal ans BP – actuel

L'environnement au sud-est (SE) du G de G a subit des variations importantes au cours des derniers 9 000 ans comme le suggère l'étude de Mojtahid et al. (2013) (cf. Figure V.1). Les auteurs mettent en évidence qu'au cours des derniers 9 000 cal ans BP, plusieurs facteurs forcent l'environnement de surface en station B : 1) l'insolation ; et 2) la circulation atmosphérique en Atlantique Nord (Oscillation Nord Atlantique ; NAO) et l'environnement benthique : 3) les paramètres orbitaux et plus particulièrement l'insolation et son effet sur le niveau marin ; 4) la productivité de surface ; 5) la circulation méridionale atlantique. Les analyses isotopiques réalisées dans le cadre de ce travail, de même que les paramètres de tailles mesurés des foraminifères planctoniques corroborent en partie ces résultats. Les données présentées dans ce Chapitre sont confrontées à celles de Mojtahid et al. (2013) dans la Figure V.10$.

5.3.1. Paléo-environnements planctoniques

Dans ce paragraphe, les variations paléo-environnementales seront discutées sur la base des assemblages des foraminifères planctoniques ainsi que de leur signature isotopique. En effet, la succession d'espèces planctoniques dans le temps traduit une variabilité dans les caractéristiques biologiques et physicochimiques de la colonne d'eau (productivité primaire, hydrologie, température, salinité…) (Mojtahid et al., 2013). Sur la base des mesures isotopiques présentées dans la Figure V.5, nous pouvons dire que les températures et/ou salinités à la base de la thermocline, représentées par les $\delta^{18}O$ mesurés sur l'espèce *Globorotalia inflata* (espèce caractéristique de la base de la thermocline) ne semblent pas avoir varié au cours des derniers 9 000 cal ans BP. Au contraire les valeurs de $\delta^{18}O$ mesurées sur l'espèce *Globigerinoides bulloides* (espèce de surface) suggèrent des variations de températures ou de salinités de surface (SST et SSS respectivement) qui ont probablement affecté la structure de la masse d'eau (Figure V.5). Les isotopes stables du carbone, traduisant en général la productivité de surface et montrent des variations plus notables. Ils tendent à aumgenter au cours de l'Holocène.

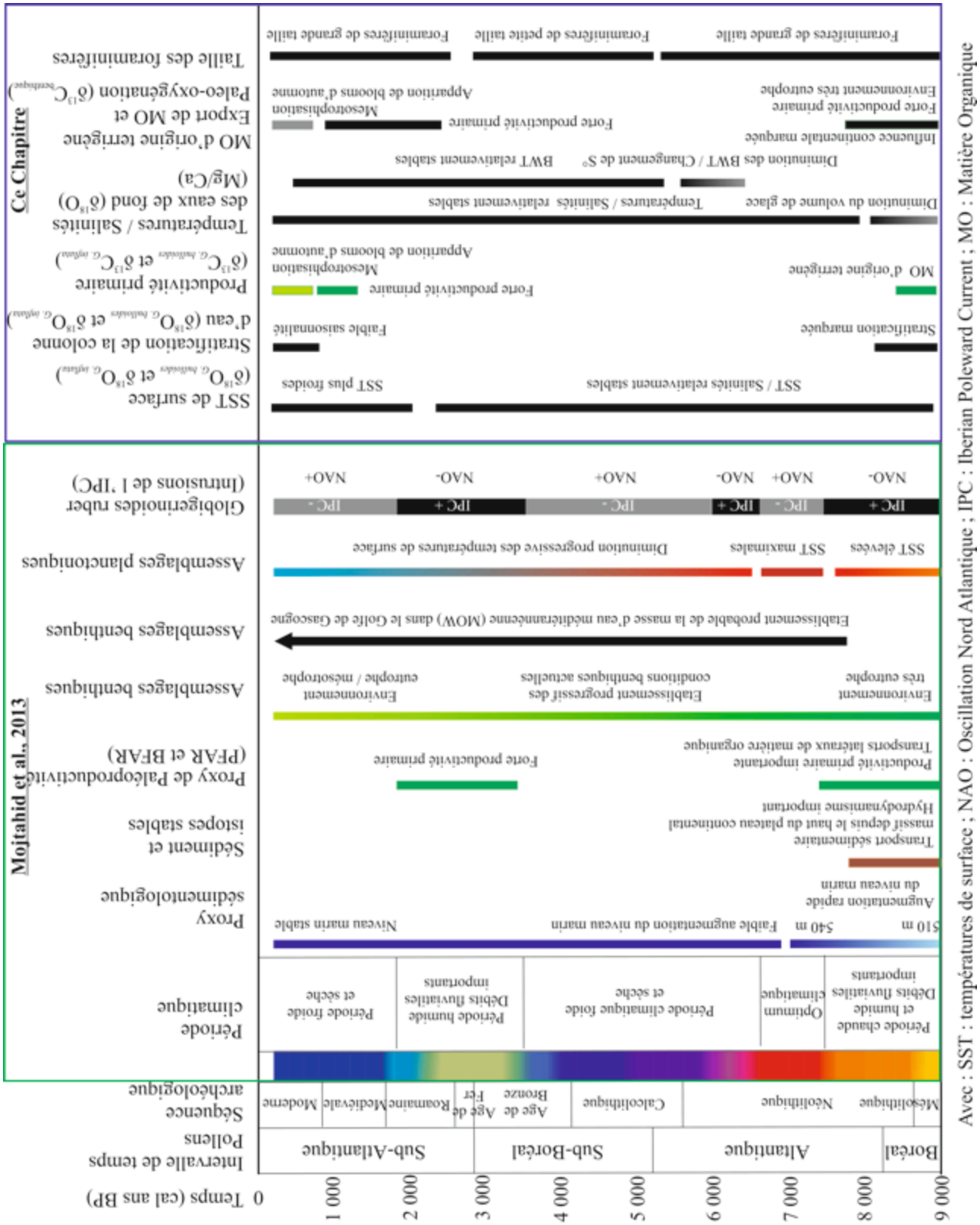


Figure V.10 : Principaux résultats obtenus à partir des assemblages de foraminifères benthiques et planctoniques de la carotte KS10b (d'après Mojtahid et al. 2013) versus principaux résultats obtenus à partir des isotopes stables de l'oxygène ($\delta^{18}O$) et du carbone ($\delta^{13}C$), des rapports benthiques Mg/Ca, des carottes KS10b et FC5Bpal, des paramètres de taille des foraminifères planctoniques de la carotte KS10b, et des assemblages planctoniques et benthiques de la carotte FC5Bpal (Ce Chapitre). Avec IPC pour Iberian Poleward

Current, PFAR (BFAR) pour les taux d'accumulation des foraminifères planctoniques (benthiques), NAO pour Oscillation Nord Atlantique et SST pour température de surface.

Le signal isotopique enregistré dans les tests de *Globigerinoides ruber* varie différemment de ceux des autres espèces planctoniques (Figure V.5). D'abord, cette différence pourrait avoir partiellement comme origine la résolution des mesures isotopiques sur *G. ruber* (~46 mesures, Figure V.5) dans la carotte longue KS10b qui est deux fois plus importante que pour *G. inflata* et *G. bulloides* (~22 mesures, Figure V.5) et qui contraint mieux les périodes clés telles que l'intervalle 9 000 – 7 400 cal ans BP. Cependant cette différence de résolution ne justifie pas à elle seule ces écarts. Une explication plus probable a été avancée par Mojtahid et al. (2013). En effet, *G. ruber*, est une espèce subtropicale (Hilbrecht, 1997 ; Darling et Wade, 2008) absente des assemblages modernes du G de G. Ces auteurs ont suggéré que *G. ruber* est une espèce allochtone transportée depuis la zone subtropicale par l'IPC et attribuent sa présence en station B aux intrusions du courant de Navidad (extension de l'IPC). La présence intermittente de *G. ruber* dans l'enregistrement fossile peut être le résultat de : 1) une accumulation de tests vides transportés par le courant Navidad des régions subtropicales où cette espèce a vécu. Dans ce cas, le signal isotopique enregistré correspond à leur lieu de calcification dans les régions subtropicales, 2) une accumulation des tests de spécimens ayant proliféré et calcifié au sein même de ce courant Navidad. Dans ce cas, le signal isotopique répond aux caractéristiques de température et de salinité du courant Navidad en soi. 3) une accumulation de tests de spécimens ayant calcifié dans le G de G par le biais de propagules transportés et ayant trouvé des conditions favorables à leur croissance et calcification, surtout peut être au début de l'Holocène où les SST sont élevées (Marchal et al., 2002 ; Kim et al., 2004 ; Mayewski et al., 2004).

Sur la base de ces différentes caractéristiques faunistiques et isotopiques, cinq intervalles de temps se distinguent:

a) 9 000 – 7 400 cal ans BP

Globigerina bulloides et *Globorotalia inflata* enregistrent des $\delta^{13}C$ plus légers au cours de l'intervalle 9 000 – 7 400 cal ans BP (Figure V.5) qui suggèrent 1) une productivité de surface faible ou 2) une influence continentale marquée. 1) Mojtahid et al. (2013) observent entre 9 000 et 7 400 cal ans BP une productivité de surface élevée contraire à la première hypothèse. 2) De fortes précipitations enregistrées en milieux continentaux au cours de cette même période (Van Den Brink et Janssen, 1985 ; Fiúza et al., 1998 ; Garcia-Soto et al., 2002 ; Peliz et al., 2005) ont probablement déclenché des débits fluviaux élevés susceptibles d'avoir généré des flux de MO d'origine continentale importants dans les zones proches des côtes. D'après Mojtahid et al. (2013), ce régime de précipitation actif drainant les rivières et leurs nutriments explique les productivités de surface élevées observées au cours de cet intervalle (Figure et V.10).

L'augmentation du niveau marin jusqu'aux environs de 7 500 cal ans BP (Lambeck, 1997) qui marque la fin de l'influence continentale directe exercée en station B (Mojtahid et al., 2013) ne semble pas affecter directement le $\delta^{18}O$ des foraminifères planctoniques, en ce sens que les $\delta^{18}O$ ne montrent pas de diminution progressive relative à la baisse de salinité et l'augmentation des températures de surface rencontrées au début

de l'holocène. Ceci peut être dû à la résolution de l'enregistrement isotopique ou encore à la période de temps couverte par notre enregistrement. En effet, l'enregistrement débute aux environs de 9 000 cal ans BP et ne couvre pas la dernière transition glaciaire/interglaciaire.

Les valeurs légèrement plus faibles du $\delta^{18}O_{G.\ bulloides}$ entre 8 800 et 7 900 cal ans BP suggèrent des SST élevées et / ou des faibles SSS et les valeurs différentes de -0,5‰ du $\Delta\delta^{18}O_{G.\ bulloides\ -\ G.\ inflata}$ suggèrent une stratification importante de la masse d'eau. Cette stratification pourrait être le résultat combiné de faibles SSS causées par des panaches fluviatiles plus intenses et des SST plus importantes pendant ce début d'Holocène où l'insolation est importante (Figure V.10). L'intervalle 8 800 - 7 900 cal ans BP est également caractérisé par des foraminifères taille significativement plus grande que dans le reste de l'Holocène (*G. bulloides* et *G. inflata* notamment ; Figure V.9). Lidz (1966) et Retailleau (2009) montrent que la proximité du continent et la présence de panaches fluviaux favorisent la présence de foraminifères de grande taille. Le panache turbide à l'embouchure des fleuves est en effet susceptible d'affecter négativement le cycle de reproduction des foraminifères et donc de favoriser leur croissance (Retailleau, 2009).

Pendant le premier maximum d'abondance de *G. ruber* (9 000 – 7 500 cal ans BP ; Mojtahid et al., 2013), les $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ de *G. ruber* sont faibles (~-0,38‰ et ~0,63‰, respectivement), suggérant que *G. ruber* calcifie dans des eaux plus chaudes et/ou à relativement faible salinité et dans des conditions de productivité de surface faible et/ou sous forte influence continentale. Ces conditions semblent maintenues jusqu'aux environs de 6 800 cal ans BP. Ces observations sont très cohérentes avec les conditions environnementales du bassin méditerranéen qui peuvent être qualifiées de chaudes et humides au cours de ce même intervalle (Jalut et al., 2009). Ceci signifierait peut être que les *G. ruber* trouvés au cours de cet intervalle sont en grande partie issus de propagules introduites par le courant Navidad sous des conditions de NAO négative. Celles-ci auraient alors calcifié et grandit dans le G de G y trouvant des conditions de température plus favorables à leur développement. Ceci semble d'autant plus vrai lorsque l'on compare nos valeurs isotopiques de *G. ruber* entre 9 000 et 6 800 cal ans BP (environ -0,33‰ ; Figure V.5) à celles mesurées dans les sédiments à l'ouest de la marge Ibérique (0,13 et 0,7 ‰ - Salgueiro et al. 2010 – Figure V.11) et qui sont nettement supérieures. Salgueiro et al. (2010) attribuent la présence de *G. ruber* à l'IPC qui serait la source potentielle des *G. ruber* présents dans les enregistrements fossiles du le G de G.

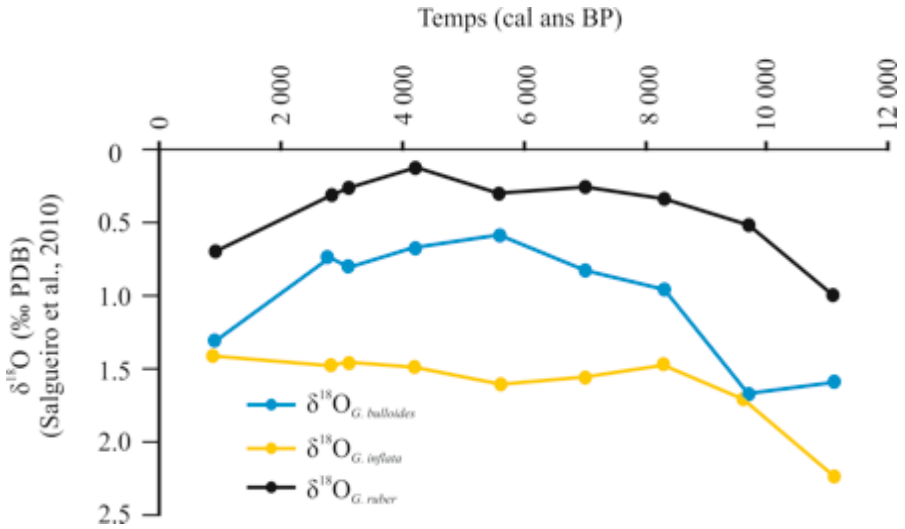


Figure V.11 : Ratios isotopiques de l'oxygène ($\delta^{18}O$) mesurés sur les espèces planctoniques *G. bulloides* (bleu), *G. inflata* (jaune) et *G. ruber* (noire) de la carotte SU92-03 (Salgueiro et al., 2010 ; www.pangaea.de).

b) 7 400 – 6 000 cal ans BP

L'intervalle 7 400 – 6 000 cal ans BP est relativement stable d'un point de vue isotopique concernant *G. bulloides* et *G. inflata*. Cet intervalle qui coïncide avec l'optimum climatique Holocène (9 500 – 6 500 cal ans BP; Giraudeau et al., 2000 ; Eynaud et al., 2004 ; Hald et al., 2007 ; Thornalley et al., 2009), est caractérisé par une insolation et des SST élevées en Atlantique Nord ainsi que dans le Golfe de Gascogne où Mojtahid et al. (2013) et Garcia et al. (2013) observent des abondances élevées de l'espèce d'été *Orbulina universa* entre 7 400 et 6 000 cal ans BP. Néanmoins ces températures de surface élevées ne sont pas clairement enregistrées dans la composition isotopique des foraminifères planctoniques en station B (Figure V.5), alors qu'elles le sont plus explicitement dans la station WH (Chapitre IV et Annexe 3). La faible résolution du signal isotopique pendant cet intervalle, ajouté aux effets antagonistes de la salinité et de la température sur les ratios isotopiques en station B peuvent expliquer l'absence de signal.

Les $\delta^{18}O_{G.\ ruber}$ et $\delta^{13}C_{G.\ ruber}$ s'alourdissent abruptement aux environs de 6 800 cal ans BP (Figure V.5) et ne varient que très légèrement sur tout le reste de l'enregistrement. Cela signifierait qu'après 6 800 cal ans BP, les *G. ruber* retrouvées dans le fossile ont calcifié leurs coquilles dans des eaux relativement plus froides et/ ou plus salées et dans des eaux de surface plus productives. Aux environs de 6 800 ans, une réorganisation de la circulation océanique et atmosphérique (Debret et al., 2009 ; Staines-Urias et al., 2013) et une baisse de l'insolation conduisent à un front des Açores moins marqué et déplacé vers le sud qui pourraient expliquer ce shift soudain. Les *G. ruber* ne trouvant plus de conditions favorables à leur développement dans le G de G, calcifient dans des environnements plus au Sud et sont transportées par l'intermédiaire du courant Navidad dans le SE du G de G. Les valeurs isotopiques de $\delta^{18}O_{G.\ ruber}$ (moyenne = -0,09‰) mesurées après 6 800 cal ans BP dans la carotte KS10b (Figure V.5) se rapprochent des valeurs mesurées au cours de l'Holocène à l'ouest de la marge Ibérique pour la même espèce (0,13 et 0,7‰ - Salgueiro et al. 2010). Evidemment, d'autres sources de biais peuvent intervenir dans ce contexte et les *G. ruber* transportés peuvent provenir d'environnements encore plus méridionaux.

c) 6 000 – 3 500 cal ans BP

Les températures / salinités et la productivité de surface semblent relativement stables entre 6 000 et 3 500 cal ans BP (Figure V.5) et corroborent les résultats de Mojtahid et al. (2013) qui suggèrent des conditions trophiques relativement stables au cours de cet intervalle (Figure V.1 et V.10). Entre 4 500 et 3 500 cal ans BP, on remarque une diminution des paramètres de taille (Figure V.9), notée aussi à la station WH (Chapitre IV). Cet événement coïncide avec une diminution des abondances de *Globorotalia inflata* entre 4 500 et 3 000 cal ans BP (Garcia et al., 2013 ; Mojtahid et al., 2013) également observé en Atlantique Nord, au niveau du passage situé entre les îles Faroe et l'Islande (Staines-Urias, 2013). *Globorotalia inflata* est l'espèce la plus

grande que nous ayons mesurée dans le cadre de nos analyses. Il est probable que la réduction de taille soit un artefact lié à la diminution de la population de *G. inflata*. Cependant, on peut également envisager que des conditions défavorables au développement de *G. inflata* (stratification importante, faibles concentrations en nutriments), au cours de l'intervalle 4 500 – 3 500 cal ans BP (Mojtahid et al. 2013), aient contribué à légérement réduire sa taille.

d) 3 500 - 2 000 cal ans BP

Mojtahid et al. (2013) observent un maxima de productivité aux environs de 3 500 - 1 500 cal ans BP, qui n'apparaît pas de façon distincte dans le signal $\delta^{13}C$ des espèces planctoniques. Cependant des valeurs $\delta^{13}C$ généralement plus lourdes sont enregistrées, spécialement pour l'espèce de surface *Globigerina bulloides* (Figure V.5). Les apports de MO d'origine continentale à faibles $\delta^{13}C$, supposés accrus au cours de cet intervalle (Mojtahid et al., 2013), ont probablement contrebalancé les effets de l'activité photosynthétique sur les ratios isotopiques du carbone. Parallèlement, les $\delta^{18}O$ de *G. bulloides* (Figure V.5) sont légèrement inférieurs à la mesure actuelle au cours de la période 3 500 – 2 300 cal ans BP. Ces fluctuations du signal isotopique de l'oxygène pourraient refléter une baisse de salinité, corroborant l'hypothèse d'une influence fluviatile accrue durant cet intervalle (Mojtahid et al., 2013). Par ailleurs, l'intervalle 3 500 – 2 000 cal ans BP est caractérisé par des abondances élevées de *G. ruber* interprétées comme des intrusions fréquentes du courant de Navidad en conditions de NAO négative (Mojtahid et al., 2013). Les conditions de NAO négatives favorisent des précipitations fréquentes sur la péninsule ibérique (Trigo et al., 2002, 2004) et semblent en adéquation avec une influence fluviatile accrue observée entre 3 500 et 2 000 cal ans BP.

e) 2 000 cal ans BP à l'actuel

Vers 1 800 cal ans BP un pic de $\delta^{18}O_{G.\ bulloides}$ est enregistré, indépendant du $\delta^{18}O_{G.\ inflata,}$ qui reflète peut être un refroidissement des eaux de surface. A partir de ~800 cal ans BP, les $\delta^{18}O_{G.bulloides}$ tendent vers des valeurs plus lourdes alors que les $\delta^{13}C_{G.\ inflata}$ et $_{G.bulloides}$ diminuent ainsi que l'écart isotopique entre ces deux espèces $\Delta\delta^{18}O$ et $\Delta\delta^{13}C$ (Figure V.5). Les résultats du $\delta^{18}O_{G.bulloides}$ suggèrent des eaux de surface probablement plus froides ce qui est cohérent avec la courbe d'insolation (Figure V.10). La diminution des $\delta^{13}C_{G.\ inflata}$ et $_{G.bulloides}$ suggèrent une diminution de la productivité primaire alors que la diminution de l'écart $\Delta\delta^{18}O$ et $\Delta\delta^{13}C$ entre ces deux espèces aux microhabitats différents suggère des eaux plus mélangées et une saisonnalité probablement moins marquée.

Les derniers 500 ans sont caractérisés par une diminution drastique de l'espèce *N. incompta* [carotte KS10b (Mojtahid et al., 2013) et carotte FC5Bpal (Figure V.4)]. Cette espèce est particulièrement abondante lors du bloom phytoplanctonique de printemps dans le G de G (Retailleau et al., 2011). Parallèlement, les PFAR diminuent suggérant une productivité de surface réduite d'après les travaux de (Herguera et Berger, 1991 ; Jorissen et al., 2007) et *G. calida* apparaît. *Globigerinella calida,* communément considérée comme une espèce tropicale à subtropicale de milieu oligotrophique (Schmuker et Schiebel, 2002), prolifère dans les eaux du G de

G au moment des blooms d'automne (Retailleau et al., 2011). Ces blooms d'automne provoqués par l'efflorescence de diatomées sont sporadiquement provoqués par la destruction saisonnière de la thermocline estivale et la redistribution des nutriments (Schiebel et al., 2001 ; Lavender et al., 2004). Il est probable que depuis 500 ans les blooms d'automne soient plus fréquents. Le déplacement de l'embouchure de l'Adour d'environ 30 km vers le Sud en 1578 ans AD – soit 372 cal ans BP (Klingebiel et Legigan, 1978) coïncide approximativement avec ce changement abrupt de la faune. Le détournement des flux sortant de l'Adour a pu influencer les taux de sédimentation et la saisonnalité des blooms en station B.

Enfin entre 200 et 100 cal ans BP des abondances élevées de *G. inflata* au détriment de *G. bulloides* et *G. calida* sont observées et suggèrent des blooms automnaux moins fréquents au cours de cet intervalle. La circulation atmosphérique Nord Atlantique dont l'indice est relativement élevé durant cette période (Kirov and Georgieva, 2002) pourrait en être à l'origine. En conditions de NAO positive, le régime de précipitations est faible sur la péninsule ibérique (e.g. Trigo et al., 2004) et les panaches fluviaux sont réduits, conduisant à une diffusion réduite des nutriments vers le large et des blooms de diatomées automnaux moins fréquents.

5.3.2. Paléo-environnements benthiques

Dans ce paragraphe, les variations paléo-environnementales seront discutées sur la base des assemblages de foraminifères benthiques ainsi que de leur signature isotopique. En effet, la succession d'espèces benthiques dans le temps traduit une variabilité dans les caractéristiques biologiques de la colonne d'eau (flux de MO exporté) et physicochimiques de la mases d'eau profonde (hydrodynamisme, température, salinité…) (Mojtahid et al., 2013). Sur la base des enregistrements des isotopes stables du carbone et de l'oxygène des foraminifères benthiques et dans les estimations des températures benthiques (Figures V.7, V.8 et V.10), quatre périodes (9 000 – 7 400 ; 7 400 – 6 000 ; 6 000 – 500 et 500 - 0 cal ans BP) sont distinguées.

a) 9 000 – 7 400 cal ans BP

A l'exception de *Cassidulina carinata*, les ratios isotopiques de l'oxygène benthique ne varient que très légèrement au cours de l'Holocène (Figure V.7) ce qui laisse supposer des salinités et températures de fond assez constantes. *Cassidulina carinata* enregistre des $\delta^{18}O$ beaucoup plus légers (Figure V.7) que Mojtahid et al. (2013) interprètent comme le résultat de transports sédimentaires latéraux et notamment de tests de *C. carinata* (Figure V.1 et V.10) ayant calcifiées dans des eaux moins profondes et donc plus chaudes. Mojtahid et al. (2013) mettent également en évidence une période de forte productivité planctonique au cours de intervalle 9 000 - 7 400 cal ans BP (Figure V.1 et V.10) qui n'apparaissent pas dans les mesures de $\delta^{13}C$ chez *M. barleeanus*, mais auxquels *U. peregrina* semble répondre par des $\delta^{13}C$ faibles (Figure V.7). *Melonis barleeanus* est présente toute l'année et vit en profondeur dans le sédiment. Les espèces endopéliques profondes sont moins affectées par les variations du flux de MO. que les espèces endopéliques de surface (Fontanier et al., 2006). *Uvigerina peregrina* répond aux apports de MO issus de blooms phytoplanctoniques spécifiques (Fontanier et al., 2003 ; Barras et al., 2010). Les $\Delta\delta^{13}C_{C.\ carinata\ -\ M.\ barleeanus}$ et $\Delta\delta^{13}C_{C.\ carinata\ -\ U.\ peregrina}$

montrent des valeurs élevées qui corroborent l'hypothèse de Mojtahid et al. (2013). Les espèces de type *C. carinata* à partir desquelles sont calculées ces valeurs sont probablement transportées (i.e. Mojtahid et al., 2013 ; Figure V.1, V.7 et V.10) au moins au cours de l'intervalle 9 000 – 8 100 cal ans BP et il est possible que le flux de MO au site de calcification de *C. carinata* ait différé du flux de MO au site de la carotte KS10b. Le $\delta^{13}C_{C.\ carinata}$ affiche cependant des valeurs relativement constantes (Figure V.7) qui laissent à penser que le flux de MO du site d'origine de *C. carinata* était relativemnet similaire à celui du site de la carotte KS10b.

b) 7 400 – 6 000 cal ans BP

L'intervalle 7 400 – 6 000 cal ans BP, marque la stabilisation du niveau marin (Ters, 1973 ; Lambeck, 1997 ; (Leorri and Cearreta, 2009)). Les $\delta^{18}O$ enregistrés par les espèces benthiques, autres que l'espèce allochtone *C. carinata*, suggèrent des salinités et des températures relativement stables de l'environnement benthique en station B au cours des derniers 7 400 ans (Figure V.7 et V.8). Les températures de fond estimées à partir des tests de *Hyalinea balthica* confirment ces résultats pour l'intervalle 6 600 - 300 cal ans BP (Figure V.8). Elles sont similaires à celles mesurées à l'actuel (11- 11,2°C ; Retailleau, 2009). Cette période est accompagnée par une réduction de l'influence continentale en station B (Mojtahid et al., 2013) et de faibles apports de MO labile, comme le suggèrent les valeurs élevées du $\delta^{13}C_{U.\ peregrina}$ et les valeurs faibles de $\Delta\delta^{13}C_{C.\ pachyderma\ -\ M.\ barleeanus}$; $\Delta\delta^{13}C_{C.\ pachyderma\ -\ U.\ peregrina}$ (Figure V.7) au cours de l'intervalle 7 200 - 6 800 cal ans BP. On peut noter que cet intervalle fait suite à l'apparition successive des espèces *Uvigerina mediterranea, Hyalinea balthica* et *Gyroidina altiformis* dans les assemblages entre 8 000 et 7 400 cal ans BP. Mojtahid et al. (2013) suggèrent que cette succession d'espèces typiques d'environnements méditerranéens pourrait être une réponse de la faune benthique à l'établissement de la MOW dans le SE du Golfe de Gascogne aux environs de 7 500 – 5 500 cal ans BP. La MOW transporte des particules riches en MO réfractaire (Schmidt, 2006), c'est-à-dire riches en ^{13}C, qui pourraient également expliquer l'augmentation du $\delta^{13}C_{U.\ peregrina}$ non apparente chez les autres espèces, cependant que les effets antagonistes de la salinité et des températures sur le $\delta^{18}O$ masquerait toute variation susceptibles d'aller dans ce sens. Malheureusement nous n'avons pas de données Mg/Ca antérieures à 6 600 cal ans BP. Nous ne pouvons donc pas confirmer un changement des BWT qui serait dû à l'expansion de la MOW jusqu'au fond du Golfe de Gascogne vers 8 000 – 7 400 ans BP comme suggéré par Mojtahid et al., (2013).

c) 6 000 – 500 cal ans BP

Entre 6 000 et 500 cal ans BP, l'environnement benthique est relativement stable en station B et seule une période de forte productivité de surface entre 3 500 et 1 800 cal ans BP vient perturber le signal faunistique (Mojtahid et al., 2013 ; Figures V.1 et V.10). Cet intervalle n'apparait pas distinctement dans nos mesures des ratios isotopiques du carbone benthique (Figure V.6 et V.7), non plus que dans le signal isotopique de surface (Figure V.4). Deux hypothèses peuvent expliquer cette absence de signal. 1) Les foraminifères planctoniques et benthiques répondent à des perturbations environnementales autres que la productivité de surface. 2) La

productivité de surface a été favorisée par la diffusion de nutriments vers l'environnement ouvert par le biais de panaches fluviaux importants (Hypothèse suggérée par Mojtahid et al., 2013). Les effets antagonistes de la MO d'origine continentale, pauvre en isotopes lourds et de la productivité de surface qui par sélection des isotopes légers lors de la respiration et de la photosynthèse contribuent à alourdir le $\delta^{13}C$ de l'eau, peuvent expliquer l'absence de signal isotopique dans l'environnement benthique.

Les forts apports de MO se caractérisent par des $\delta^{13}C$ plus faibles en surface du sédiment et conduisent à des gradients réduits du $\delta^{13}C$ dans le sédiment (McCorkle et al., 1997) et donc à des $\delta^{13}C$ plus lourds des espèces endopéliques profondes (McCorkle et al., 1990, 1997 ; Rathburn et al., 1996 ; Mackensen et al., 2000 ; Holsten et al., 2004 ; Schmiedl et al., 2004). Bien que peu marqué dans les assemblages de la carotte KS10b, l'intervalle 1 500 - 500 cal ans BP et des $\delta^{13}C_{U.\ peregrina}$ *et* $\delta^{13}C_{C.\ pachyderma}$ légèrement plus faibles qui suggèrent des apports de MO important corroborés par des BFAR légèrement plus élevés dans la carotte FC5Bpal entre 1 000 et 500 cal ans BP. Cet intervalle est également caractérisé par des $\delta^{13}C_{M.\ barleeanus}$ légèrement plus élevés qui se traduisent par une diminution importante des $\Delta\delta^{13}C$ (Figure V.7). On peut envisager que des forts apports de MO aient conduit à une migration vers la surface du sédiment de l'espèce *M. barleeanus*.

d) 500 – 0 cal ans BP

Les derniers 500 ans sont caractérisés par une baisse des BFAR (Figure V.4b, V.7 et V.10) et une augmentation drastique des abondances relatives d'*Uvigerina peregrina* dans les assemblages de la carotte FC5Bpal au détriment des autres espèces et notamment d'*Uvigerina mediterranea*. *Uvigerina peregrina* répond aux blooms saisonniers des environnements mésotrophes à oligotrophes (Fontanier et al., 2002 ; Mojtahid et al., 2010). En station B, elle domine ponctuellement les assemblages, en réponse à des apports de MO de type phytodétritique et/ou aux blooms de diatomées (Fontanier et al. 2002, 2003 ; Barras et al., 2010). Parallèlement, une baisse du $\delta^{13}C$ commune aux espèces *C. pachyderma*, *M. barleeanus* et *U. peregrina* est observée, qui en regard des changements faunistiques pourrait être interprétée comme un changement du ratio isotopique de la MO exportée en réponse à un changement de dynamique saisonnière en surface de la colonne d'eau. Les changements observés dans la faune planctonique au cours des derniers 500 ans BP (Figure V.4a et V.10) semblent corroborer cette hypothèse.

Enregistrements haute résolution de la variabilité Holocène dans un environnement ouvert sous influence continentale.

Le présent chapitre vient compléter le signal décrit à partir des assemblages de foraminifères de la carotte KS10b (Mojtahid et al., 2013).

Aujourd'hui, la station B est sous l'influence de blooms saisoniers marqués auxquels répondent les foraminifères benthiques et planctoniques. Le comportement opportuniste de certaines espèces de foraminifères, le faible potentiel de reproduction d'autres espèces de foraminifères, les pertes taphonomiques et les processus de transports sédimentaires biaisent l'enregistrement du signal paléo-environnemental.

Les analyses isotopiques et les diamètres minimums mesurés en station B corroborent partiellement les résultats de Mojtahid et al., (2013) :

1. On devine l'influence exercée sur la productivité de surface par des débits fluviatiles intenses dans une zone proche de la côte au cours d'une période de bas niveau marin (intervalle 8 900 – 7 500 cal ans BP) ;
2. L'optimum climatique Holocène n'est pas perceptible à partir des mesures isotopiques de l'oxygène seules. Le réchauffement des eaux de surface dû au climat global a pu être compensé, dans le signal isotopique, par une dessalure locale des eaux, due aux panaches des fleuves à fort débit ;
3. Les derniers 1 900 ans sont caractérisés par un refroidissement des eaux de surface, une oligotrophisation de l'environnement benthique et aux environs de 500 cal ans BP par l'apparition de blooms automnaux, peut être en lien avec le déplacement artificiel de l'embouchure de l'Adour ;
4. La présence de l'espèce transportée *G. ruber* semble être étroitement liée au courant de Navidad et aux températures de surface : a) Entre 8 900 et 6 800 cal ans BP, des températures de surface généralement élevées combinées à des intrusions fréquentes du courant de Navidad semblent avoir favorisé son développement en été dans le Golfe de Gascogne ; b) Au-delà de 6 800 cal ans BP, la diminution de l'insolation, la réorganisation des circulations atmosphérique et océanique et la stabilisation du niveau marin ont pu conduire à un changement de saisonnalité de l'espèce *G. ruber* qui ne serait présente dans le Golfe de Gascogne que lors des intrusions du courant de Navidad, en hiver.

Chapitre VI. Réponse des foraminifères planctoniques et benthiques à la variabilité Holocène globale, régionale et continentale en milieu côtier

1. Introduction et objectifs

Les environnements côtiers sous influence fluviatile sont les lieux privilégiés des dépôts sédimentaires et constituent des archives paléo-environnementales très détaillées (Diz et al., 2002 ; Martins et al., 2006 ; Pena et al., 2010). En effet, les particules en suspension des panaches fluviaux se combinent à la sédimentation hémi-pélagique et contribuent aux taux de sédimentation élevés observés à proximité des embouchures estuariennes (Castaing et al., 1999 ; Chaillou et al., 2002 ; Schmidt et al., 2009). Ces caractéristiques sédimentaires permettent de mettre en évidence l'influence océanique comme l'influence continentale exercées sur l'environnement côtier (Abrantes et al., 2005 ; Pena et al., 2010).

En station D, la plus côtière des quatre stations étudiées dans le cadre de cette thèse, la proximité de l'embouchure de l'Adour influence largement les taux de sédimentation (Chaillou et al., 2002 ; Schmidt et al., 2009). Le panache fluviatile de l'Adour semble également jouer un rôle majeur sur la productivité de surface et benthique ainsi que sur la composition et la dynamique des populations actuelles de foraminifères planctoniques (Retailleau et al., 2011, 2012) et benthiques (Fontanier et al. 2002 ; Langezaal et al., 2006 ; Mojtahid et al., 2010).

La carotte CADIAC D, prélevée en station D, enregistre approximativement les derniers 4 300 ans (une période relativement froide en comparaison avec l'optimum climatique du début de l'Holocène - Marchal et al., 2002 ; Kim et al., 2004) et fournit un enregistrement détaillé des conditions environnementales en milieu côtier. Au cours des derniers 4 300 ans, des changements de régime des précipitations ainsi que des variations de températures en milieu marin comme en milieu continental sont décrites, notamment autour de la péninsule ibérique (Diz et al., 2002 ; Benito et al., 2003 ; Desprat et al., 2003 ; Thorndycraft et Benito, 2006 ; Moreno et al., 2008). Pour une description détaillée de la littérature holocène de cet intervalle sur la péninsule ibérique, voir Chapitre I.3.3.

Les perturbations climatiques enregistrées en milieu continental sont susceptibles d'avoir affecté les environnements marins côtiers. Aujourd'hui de nombreuses études paléo-environnementales s'attachent à concilier la variabilité environnementale terrestre à celle enregistrée en milieu océanique (Desprat et al., 2003 ; Mayewski et al., 2004 ; Magny et Haas, 2004 ; Wanner et al., 2008, 2011 ; Martin-Puertas et al., 2010). La carotte CADIAC D a été choisie en zone très côtière en espérant y observer une réponse des faunes de foraminifères planctoniques et benthiques à la variabilité environnementale et climatique observée sur le continent proche au cours des derniers 4 300 ans, en réponse aux facteurs forçant d'origine climatique et/ ou anthropique.

2. Zone d'étude

La station D (43°42'N ; 1°34'W ; 150m de profondeur) est située à l'extrémité sud-est (SE) d'un transect nord-ouest – sud-est constitué par les quatre stations étudiées dans le cadre de cette thèse (Chapitre II ; Figure II.1). Cette station, située à 12km de la côte, est sous l'influence directe de l'Adour (Chaillou et al., 2002 ; Schmidt et al., 2009). Cette rivière draine la partie occidentale du piedmont pyrénéen vers le Golfe de Gascogne (Klingebiel et Legigan, 1978 ; Brunet et Astin, 1999). L'Adour est également le contributeur majeur des particules en suspension en station D, avec une multitude de petites rivières pyrénéennes espagnoles (Maneux et al., 1999). Suite à la stabilisation du niveau marin aux environs de 7 000 – 6 000 cal ans BP (Lambeck et al., 2002), la dérive littorale a entraîné à plusieurs reprises le déplacement du cordon dunaire littoral (Pontee et al., 1998) qui caractérise la côte Atlantique provoquant un déplacement vers le Sud du lit de l'Adour et de son embouchure (Klingebiel et Legigan, 1978). La position actuelle de son estuaire n'a été atteinte qu'en 1 578 suite à des travaux de réaménagement côtiers (Klingebiel et Legigan, 1978). La tête du canyon de Capbreton proche a alors été déconnectée de l'Adour qui demeure malgré tout sa source majeure de particules sédimentaires (Petus et al., 2010).

Le débit de l'Adour varie saisonnièrement suivant les précipitations (Brunet et Astin, 1999 ; Coynel et al., 2005 ; Dailloux et al., 2006) mais également suivant l'activité anthropique et notamment l'activité agricole (Brunet et Astin, 1999) avec des débits maximums entre janvier et juin, plus faibles de juin à octobre et intermédiaires entre novembre et décembre (Castaing et al., 1999 ; Dailloux et al., 2006).

Le panache fluviatile de l'Adour affecte saisonnièrement la température et la salinité de la masse d'eau de surface (Froidefond et al., 1996, 2002 ; Puillat et al., 2004), jouant un rôle majeur sur la structure de la colonne d'eau (Castaing et al., 1999 ; Kelly-Gerreyn et al., 2006 ; Lazure et al., 2009), la productivité de surface et la sédimentation dans la zone proche côtière (Hyacinthe et al., 2001 ; Chaillou et al., 2002 ; Anschutz et Chaillou, 2009 ; Schmidt et al., 2009). En station D, la production primaire est marquée par des blooms phytoplanctoniques ayant lieu au printemps, en été et en automne (Tréguer et al., 1979 ; Fernandez et Bode, 1991 ; Froidefond et al., 1996 ; Laborde et al., 1999) ; celui de printemps étant le plus important. Enfin, la variabilité saisonnière des flux de MO conduit à des profondeurs de bioturbation variables (Chailloux et al., 2002) pouvant atteindre 30 cm (Hyacinthe et al., 2001) lors des blooms phytoplanctoniques de printemps.

3. Matériel et Méthodes

3.1. Modèle d'âge

L'établissement d'un modèle d'âge pour la carotte CADIAC D s'est avéré difficile au vu du nombre insuffisant de foraminifères planctoniques présents dans les niveaux de la carotte CADIAC D. En effet, la méthode de datation ^{14}C (voir chapitre II) requiert un nombre important de tests de foraminifères (de 5 à 8 - 10 mg soit ~400 / 500 individus bien conservés).

Nous avons donc tenté en premier lieu d'exploiter les trois datations qui ont été réalisées sur une carotte jumelle de la carotte CADIAC D (prélevée en même temps et au même endroit) à partir de foraminifères planctoniques (Charbonnier, 2010 – Stage de M2, Université Bordeaux 1 ; Tableau VI.1). Les trois échantillons datés affichent des valeurs similaires, sur les 2 m de la carotte, rendant ces datations non exploitables.

Le matériel planctonique semblant inapproprié pour des datations ^{14}C, nous avons tenté une datation ^{14}C sur des tests de foraminifères benthiques sur un échantillon de notre carotte à la profondeur 183,5 cm (bas de la carotte). A cette profondeur, tous les foraminifères benthiques ont été utilisés à l'exception des spécimens de type *Pyrgo murrhina* et *Bolivina* spp. car il semblerait que ces taxons enregistrent naturellement des âges plus anciens par rapport aux autres espèces (Magana et al., 2010). À ce jour, le résultat de cette datation ne nous est pas encore parvenu.

Profondeur (cm)	Matériel	Age ^{14}C	Age (cal ans BP)
79	Mélange planctonique	695 ± 30	347 ± 52
129		580 ± 30	180 ± 91
199		575 ± 30	173 ± 92

Figure VI.1 : Datations 14C obtenues à partir des foraminifères planctoniques présents en Station D (d'après Charbonnier, 2010 – Stage M2, Université Bordeaux 1).

Un modèle d'âge a également été établi par S. Schmidt (communication personnelle ; Figure VI.2) à partir des taux d'accumulations calculés sur la base de l'activité du ^{210}Pb. Ce modèle d'âge suggère que la carotte CADIAC D (217cm), couvre les derniers 200 ans pour un taux de sédimentation compris entre 0,74 et 1,00 cm a^{-1}. Ce taux de sédimentation, très élevé, semblent peu vraisemblable dans la zone d'étude. De plus, Chailloux et al. (2002) montrent à partir de profils de $^{234}Th_{xs}$ effectués en différentes saisons que les taux de bioturbation varient au cours d'une année. En conséquence, les auteurs suggèrent que les profils de ^{210}Pb devraient seulement être utilisés pour réaliser une estimation maximale des taux d'accumulation (Silverberg et al., 1986 ; Thomson et al., 2000 ; Chaillou et al., 2002)

Finalement nous avons choisi d'effectuer une corrélaction pic à pic afin d'élaborer un modèle d'âge pour la carotte CADIAC D. En premier lieu, les carottes FC6D (Matthieu Durand, 2013 – stage M1, Université Bordeaux 1 ; Figure VI.3) et CADIAC D ont été comparée. Le dernier maximum de *Globigerinoides trilobus* de la carotte FC6D a été utilisé afin d'estimer la perte sédimentaire en surface de la carotte CADIAC D. Celle-ci semble être de l'ordre de 10 cm (Figure VI.3). Cette valeur de 10 cm est corroborée par des analyses géochimiques (Charbonnier, 2010 – Stage M2, Université Bordeaux 1). Les profondeurs utilisées pour interpréter la carotte ont donc été corrigées de 10 cm par rapport aux profondeurs mesurées à l'ouverture de la carotte.

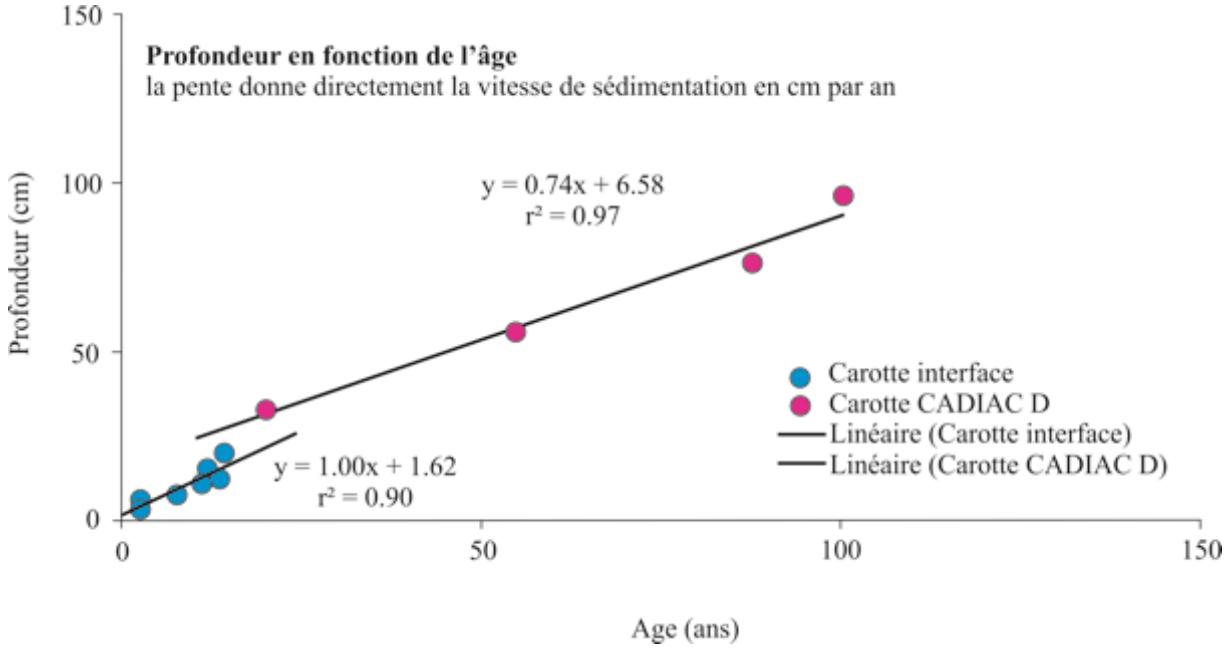


Figure VI.2 : Estimation d'un modèle d'âge de la carotte CADIAC D à partir de profils de ^{210}Pb (d'après S. Schmidt, communication personnelle).

.

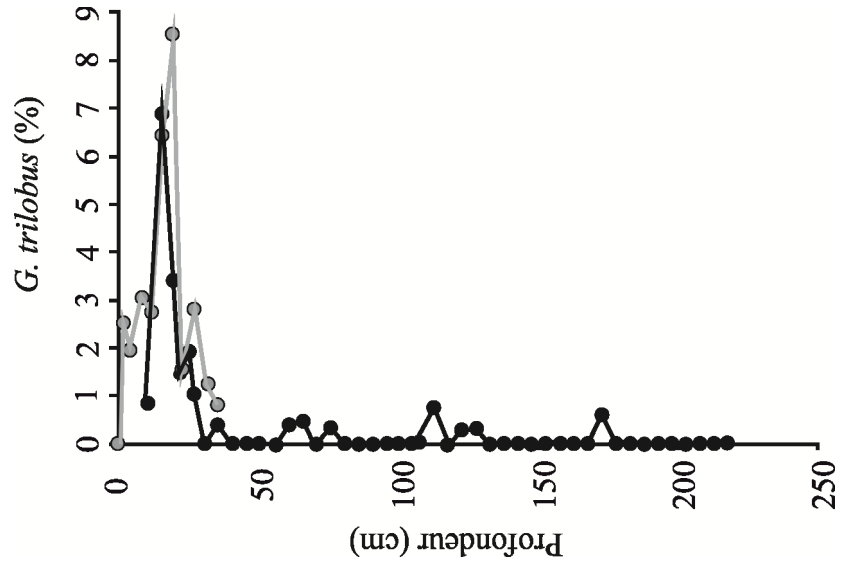


Figure VI.3 : Estimation de la perte de sédiment en surface de la carotte CADIAC D (noir) à partir des abondances relatives de *G. trilobus* de la carotte FC6D (gris). Une perte d'environ 10 cm a été estimée

Finalement, en l'absence de résultats exploitables à partir de datations ^{14}C, et après avoir estimé la perte sédimentaire, nous avons tenté d'effectuer une corrélation pic à pic des assemblages de la carotte CADIAC D avec les assemblages des carottes KS10b (Station B ; Mojtahid et al., 2013) et FC5Bpal (chapitre V) (Figure V.3 et V.4). Pour ce faire, les espèces *Globigerionoides ruber* et *Neogloboquadrina incompta* qui

présentent des variations importantes et / ou remarquables communes aux deux stations ont été utilisées. Le logiciel Analyseries a été utilisé pour faciliter la corrélation pic à pic et calculer les taux de sédimentation. La bioturbation mise en évidence en station D (Chailloux et al., 2002) et apparente sur la radiographie X (Figure V.5) contribue très probablement au mélange d'une partie des foraminifères de différents niveaux et rend cette méthode également très approximative. Néanmoins, des similitudes entre les assemblages des carottes KS10b, CADIAC WH et CADIAC D nous poussent à penser que le signal environnemental est enregistré proprement dans les sédiments de la carotte CADIAC D. Le modèle d'âge finalement établi est présenté Figure V.5.

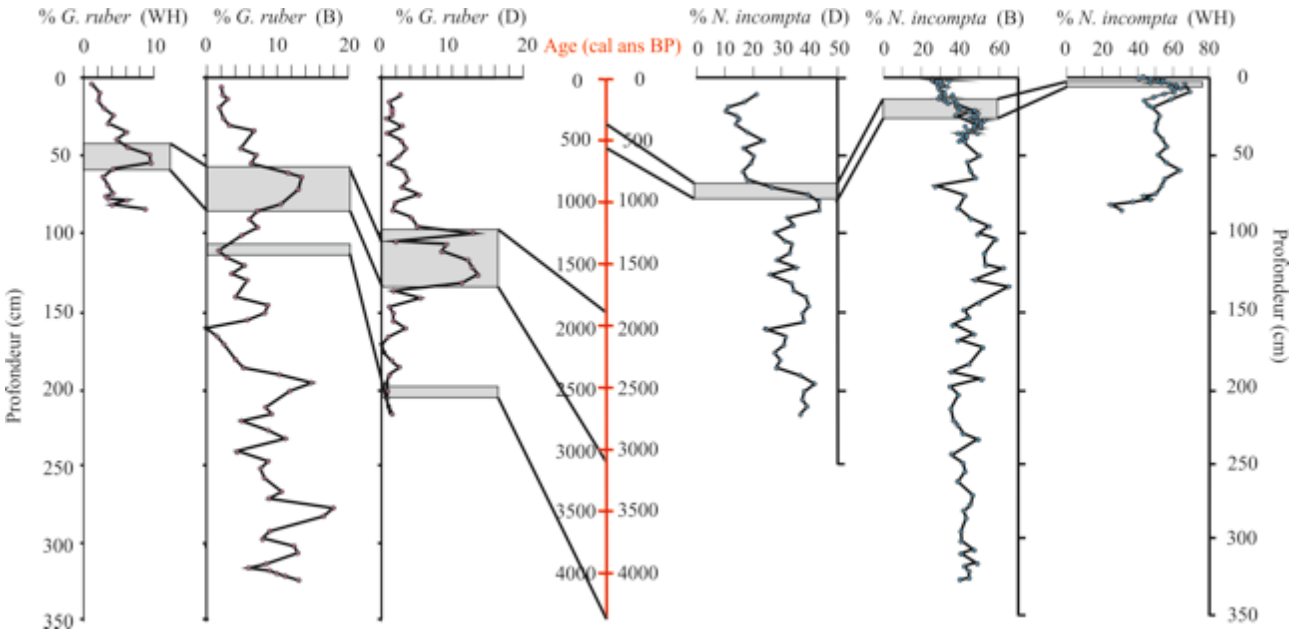


Figure VI.4 : Corrélation pic à pic des abondances relatives de G. ruber et N. incompta dans les carottes CADIAC D et KS10b. Les abondances relatives de ces deux espèces dans la carotte CADIAC WH (graphique de droite et de gauche) sont présentées à titre indicatif mais n'ont pas été utilisées directement compte tenu de la faible résolution de la carotte.

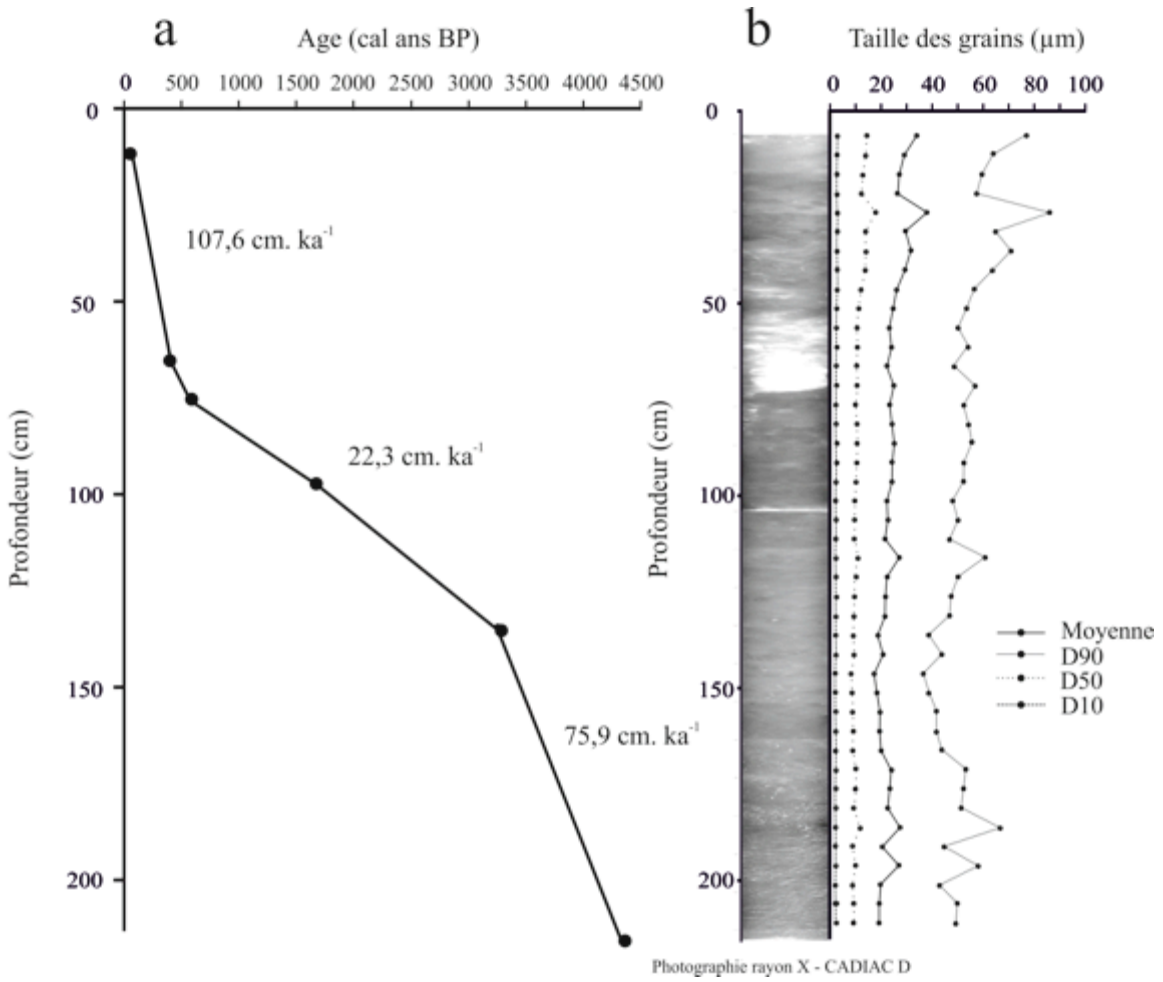


Figure VI.5 : a) Age en fonction de la profondeur et taux de sédimentation équivalents de la carotte CADIAC D ; b) Photographie par radiographie X de la carotte CADIAC D et taille des grains en fonction de la profondeur.

3.2. Assemblages de foraminifères planctoniques et benthiques

La méthode utilisée pour analyser les assemblages, ainsi que celle utilisée pour calculer les concentrations et les taux d'accumulation sont décrites dans le chapitre II. Des précisions taxonomiques y figurent également.

4. Résultats

4.1. Description sédimentaire

Le modèle d'âge de la carotte CADIAC D (217 cm de long) indique que cette carotte aurait enregistré les derniers 4 300 ans environ. Les taux de sédimentation estimés, varient entre 20 et 158 cm ka^{-1}. Ils sont particulièrement élevés entre 4 300 et 3 250 cal ans BP (~ 75,93 cm ka^{-1}) et entre 590 et 60 cal ans BP (~107,64 cm ka^{-1}) (Figure VI.5). Le sédiment est constitué de vase silteuse bioturbée. Sur la photographie X,

on peut voir un terrier ancien entre 50 et 75cm de profondeur. Chaillou et al. (2002) observent la présence de polychètes jusqu'à 40 cm de profondeur. La taille médiane des grains (D50) est relativement stable entre 4 300 et 380 cal ans BP (~9,75 µm) et augmente au delà (~13,6 µm) (Figure VI.5). La taille moyenne et le D90 sont plus grossiers entre 4 300 et 3 750 cal ans BP (~ 22,5µm et 52,0µm, respectivement) et entre 3 250 et 60 cal ans BP (~25,7µm et 56,9µm, respectivement), intervalle au cours duquel la taille des grains tend à augmenter. Les grains sont particulièrement grossiers aux environs de 190 cal ans BP.

4.2. Taux d'accumulation des foraminifères benthiques et planctoniques

Les taux d'accumulation des foraminifères benthiques (BFAR) et planctoniques (PFAR) sont présentés sur les Figures VI.6a et VI.6b. Ils varient entre 688 et 45 484 ind cm^{-2} ka^{-1} et entre 196 et 5 830 ind cm^{-2} ka^{-1}, respectivement. Des valeurs élevées de PFAR et BFAR sont observées entre 4 300 et 3 400 ainsi qu'entre 600 et 60 cal ans BP. Un maximum est également observé aux environs de 2 700 cal ans BP.

4.3. Assemblages de foraminifères planctoniques

Les principales espèces (≥5%) recensées dans la carotte CADIAC D sont par ordre décroissant : *Neogloboquadrina incompta*, *Globigerina bulloides*, *Globorotalia inflata*, *Globigerinella calida*, *Turborotalia quinqueloba*, *Orbulina universa*, *Globigerinoides ruber*, *Globigerinita glutinata*, *Globigerina falconensis*, *Globigerinoides trilobus* (Figure VI.6a).

Neogloboquadrina incompta, G. bulloides, *G. inflata, G. calida* et *T. quinqueloba* dominent les assemblages (~74 à 93%). Les abondances relatives de *N. incompta* sont assez stables entre 4 300 et 500 cal ans BP (~34,2%), à l'exception d'un bref intervalle compris entre 3 900 et 3 600 cal ans BP où elle est caractérisée par des abondances plus faibles (~28,9%). Aux environs de 500 cal ans BP, son abondance relative diminue drastiquement (~16,7%). *Globigerina bulloides, G. inflata* et *T. quinqueloba* apparaissent comme relativement stables (~24,8%, 11,4% et 8,2%, respectivement) à l'exception de l'intervalle entre 3 500 et 2 600 cal ans BP où *G. bulloides* présente des abondances légèrement inférieures à la moyenne (~19,2%) et entre 4 000 et 3 800 cal ans BP où *G. inflata* est peu représentée (~8,6%). *Globigerinella calida* voit son abondance relative augmenter de façon importante (~16,7%) au cours des derniers 400 ans, contre une moyenne de 7,6% au cours de l'intervalle 4000 – 400 cal ans BP et un minimum vers 1 700 cal ans BP.

Les espèces *G. ruber*, *O. universa*, sont moins représentées dans les assemblages (~12,3 à 32,5%) mais présentent néanmoins des variations intéressantes. Les abondances relatives de *G. ruber* sont maximales entre 3 100 et 1 800 cal ans BP. *Orbulina universa* est abondante entre 4300 et 3 300 ; ~2 000 et entre 600 et 60 cal ans BP.

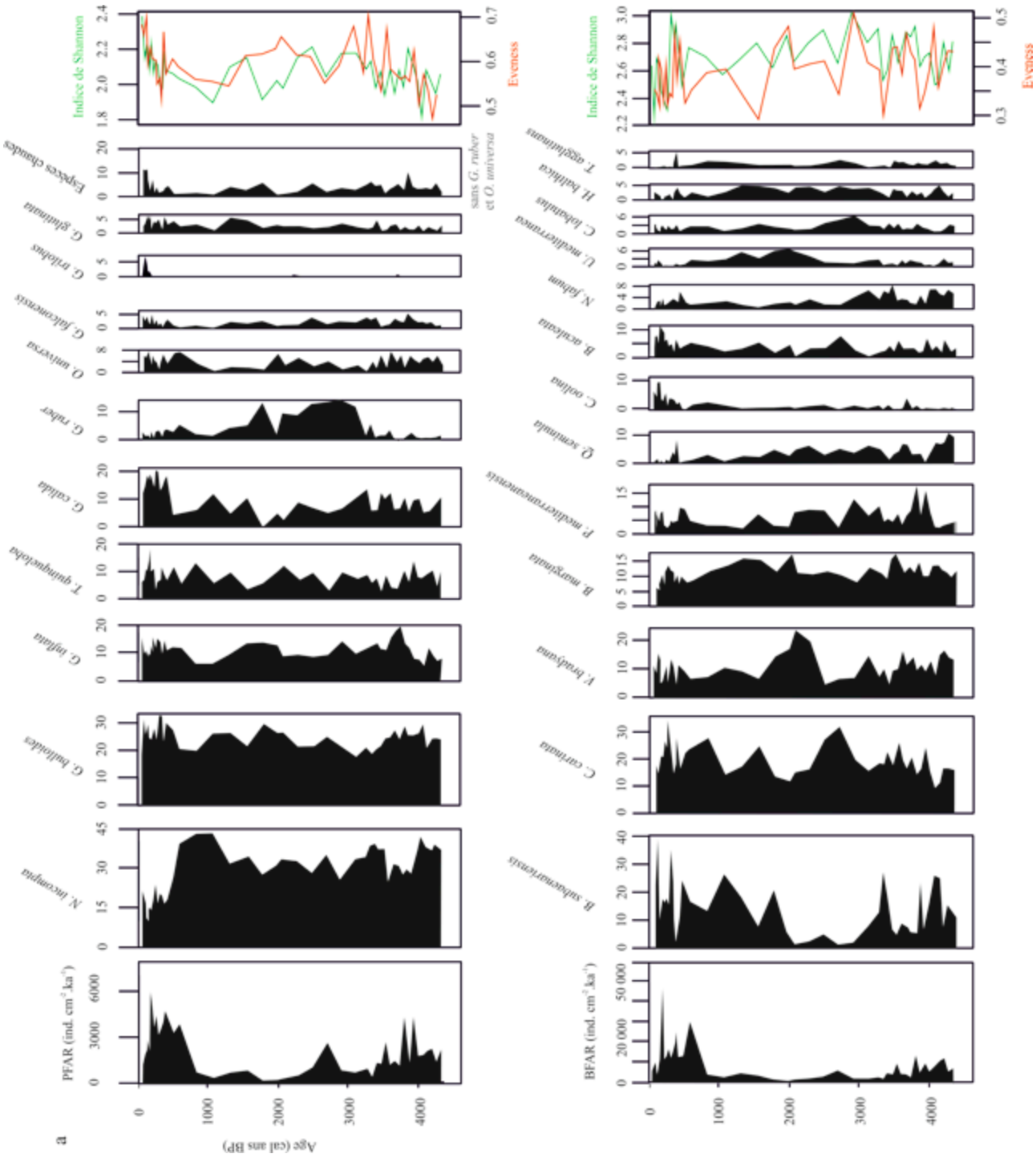


Figure VI.6 : a) Concentrations et taux d'accumulation (PFAR) des foraminifères planctoniques, abondances relatives des espèces planctoniques majeures (≥5% dans au moins un des échantillons) et indices de diversité (Indice de Shannon et Eveness). b) Concentrations et taux d'accumulation (BFAR) des foraminifères benthiques, abondances relatives des espèces benthiques majeures (≥5% dans au moins un des échantillons) et indices de diversité (Indice de Shannon et Eveness).

Enfin, les espèces mineures >5% présentent des variations notables. *Globigerina falconensis* et *G. glutinata* sont peu représentés (~2,5 et 2,9% respectivement) et présentent des valeurs assez stables à l'exception d'une légère augmentation de *G. glutinata* à partir de 800 cal ans BP environ (4,15%).

Globigerinoides trilobus est presque absente des assemblages de foraminifères planctoniques. Cette espèce apparaît soudainement aux environs de 160 cal ans BP (~8%) en même temps que *Globigerinoides sacculifer* (données non présentées du fait de pourcentages <5%).

Les pourcentages d'espèces vivants dans des environnements chauds (*Neogloboquadrina duterterteri*, *G. falconensis*, *Globigerinella siphonifera*, *G. trilobus*, *G. sacculifer*, *Globigerinoides conglobatus* et *Globigerinoides tenellus*) à l'exclusion de *G. ruber* et *O. universa* ont été sommées. Celles-ci sont peu abondantes entre 4000 et 250 cal ans BP (~3,5%) et augmentent drastiquement sur les derniers 250 ans (~8,1%).

L'indice de Shannon et l'Eveness calculés à partir des faunes de foraminifères planctoniques sont présentés Figure 5a. Les deux indices sont relativement faibles entre 4 000 et 3 400 cal ans BP. Ils sont légèrement plus élevés et relativement stables entre 3 400 et 300 cal ans BP. Enfin, les deux indices tendent à augmenter vers des valeurs maximales au cours des derniers 500 ans.

4.4. Assemblages de foraminifères benthiques

Les espèces perforées dominent les assemblages de la carotte CADIAC D (81,1 – 98,9%), suivies des espèces porcelanées (0,7 – 11,3%) et agglutinées fossilisables (0 – 8,9%). Les principales espèces (≥5%) recensées dans la carotte CADIAC D, présentées Figure VI.6b, sont : *Bolivina subaerianensis, Cassidulina carinata, Valvulineria bradyana, Bulimina marginata, Planorbulina mediterraneanensis, Quinqueloculina seminulum, Chilostomella oolina, Bulimina aculeata, Nonion fabum, Uvigerina mediterranea, Cibicidoides lobatulus, Hyalinea balthica* et *Textularia agglutinans*.

Bolivina subaerianensis, C. carinata, *V. bradyana,* et *B. marginata* dominent les assemblages (~36,8 à 69,3%). Plusieurs tendances marquantes se distinguent au travers des variations des abondances relatives de ces quatre espèces. *Bolivina subaerianensis* est particulièrement abondante entre 4 400 et 3 300 ainsi qu'entre 2 000 – 60 cal ans BP. On distingue plusieurs pics d'abondance aux environs de 1800 ; 1070 ; 500 ; 290 et 90 cal ans BP. *Cassidulina carinata* montre une grande variabilité (8,9 à 34,8%). Elle augmente progressivement entre 4 400 et 3 300 cal ans BP puis se stabilise autour de 20,2%. Au cours des derniers 3 300 ans, elle présente trois phases d'abondances élevées entre 2 900 et 2 500 (~ 29,7%), ~1 550 et entre 950 - 130 cal ans BP (~ 21.-,3%). L'intervalle 950 - 130 cal ans BP est caractérisé par trois maxima d'abondance respectivement aux environs de 830 ; 380 et 250 cal ans BP. Les abondances relatives de *V. bradyana* sont relativement stables (~10,2%), à l'exception de l'intervalle 2 300 – 1 700 cal ans BP (~18,7%). *Bulimina marginata* (11,3%) présente deux maxima, respectivement entre 4 300 et 3 300 cal ans BP (~12.6%) et entre 2 000 et 830 cal ans BP (~14.3%).

Les espèces *N. fabum*, *Q. seminula*, *P. mediterranensis*, *U. mediterranea, B. aculeata* et *C. oolina* comptent pour 13,7 à 30,9% des assemblages. *Nonion fabum* est abondante entre 4 300 et 4 000 cal ans BP (~5,8%), ainsi qu'entre 3 500 et 3 000 cal ans BP (~5,9%). *Quinqueloculina seminula* présente des

abondances variables comprises entre 0,2 et 10,8%. Elle est particulièrement abondante au cours de l'intervalle 4 300 - 4 000 cal ans BP (8,5%) puis tend à diminuer. Toutes deux présentent un pic d'abondance aux environs de 380 cal ans BP (5,9 et 8,2%, respectivement). *Planorbulina mediterraneanensis* varie entre 2,1 et 17,6%. Elle est particulièrement abondante entre 4 000 – 3 700 cal ans BP (~ 10,6%). *Bulimina aculeata* et *C. oolina* sont peu représentées au cours de l'intervalle 4 300 – 500 cal ans BP. Au cours des derniers 5 00 ans, elles augmentent progressivement et atteignent respectivement 11,0% et 10,6% aux environs de 160 - 130 cal ans BP.

On peut noter ponctuellement des maxima d'abondances d'espèces peu représentées dans les assemblages comme *U. mediterranea*, *C. lobatulus, T. agglutinans* et *H. balthica* qui représentent 2,0 à 14,2%. *Uvigerina mediterranea* est abondante entre 2 280 et 1 070 cal ans BP. *Cibicidoides lobatulus* et *T. agglutinans* apparaissent ponctuellement aux environs de 2 900 cal ans BP et 380 cal ans BP, respectivement. *Haylinea balthica* est présente entre 4 300 et 1 000 cal ans BP et voit ses abondances diminuer au-delà de 1 000 cal ans BP.

L'indice de Shannon et l'Eveness covarient. Ils sont relativement stables au cours de l'intervalle 4 300 – 320 cal ans BP (~ 2,7 et 0,39 respectivement) et plus faibles au cours des derniers 320 ans (~ 2,5 et 0,35 respectivement).

5. Discussion

5.1. Critique du modèle d'âge

La différence entre les taux de sédimentation estimés en station D à partir des profils de ^{210}Pb (de l'ordre de 1 à 2 cm a^{-1} ; Chaillou et al., 2002 ; Schmidt et al., communication personelle) et ceux estimés sur la base des assemblages de foraminifères planctoniques (Figure VI.5) s'explique en grande majorité par les échelles de temps couvertes par les différents radio-éléments (temps de demi-vie de 22 ans pour le ^{210}Pb contre 5 000 ans pour le ^{14}C). De plus, les taux de bioturbation élevés qui caractérisent l'environnement de la station D (Hyacinthe et al. 2001 ; Chaillou et al., 2002) constituent un obstacle majeur à la construction d'un modèle d'âge basé sur des datations ^{14}C ou sur le ^{210}Pb, ainsi qu'aux analyses de proxies. En effet, les apports de MO terrigène associés aux débits majeurs et riches en particules de l'Adour favorisent la productivité de surface et l'activité de la macrofaune benthique (Hyacinthe et al., 2001). La bioturbation benthique est susceptible de perturber les dépôts sédimentaires et notamment les assemblages des faunes mortes de foraminifères par le mélange des tests au sein de la colonne sédimentaire (Gooday, 2003 ; Murray, 2006), lissant alors le signal paléo-environnemental. En considérant les profondeurs extrêmes de bioturbation (de l'ordre de 40 cm) observées par Hyacinthe et al. (2001) et le taux de sédimentation moyen estimé à partir du modèle d'âge présenté en Figure VI.5 (0,067 cm a^{-1}), on peut estimer le temps moyen mis en station D pour accumuler 40 cm de sédiment et qui constituera l'incertitude sur notre modèle d'âge soit ±597 ans. Cette

valeur est du même ordre de grandeur que les âges ^{14}C mesurés par C. Charbonnier sur toute la longueur de la carotte CADIAC A BIS (Tableau VI.1), laissant à penser que les taux de sédimentation sont ponctuellement extrêmement élevés en station D et/ou que l'ensemble du signal est concerné par des phénomènes de bioturbation.

Cependant, malgré des signes ostentatoires de bioturbation sur la radiographie X de la carotte CADIAC D (Figure VI.5), les similitudes entre les assemblages planctoniques des carottes KS10b, CADIAC WH et CADIAC D nous poussent à penser que le signal environnemental est malgré tout enregistré dans les sédiments de la carotte CADIAC D.

5.1.1. Caractéristiques sédimentologiques

Les sédiments de la station D, riches en débris végétaux sont sous l'influence directe du panache fluviatile de l'Adour (Chaillou et al., 2002 ; Stoichev et al., 2004 ; Morichon et Dailloux, 2006 ; Ferrer et al., 2009 ; Petus, 2009 ; Schmidt et al., 2009) et plus généralement des rivières espagnoles qui se déversent sur la plateforme basque (Ferrer et al., 2009). Dans la carotte CADIAC D, la taille des grains augmente au cours des intervalles 4 300 – 3500 et 500 – 60 cal ans BP et reflète probablement un hydrodynamisme benthique élevé (Figure VI.4). Weber et al. (1991) montrent dans une étude sur l'estuaire de la Gironde que les particules les plus grosses (parmi lesquels des micas) sont déposées dans le sillage du panache fluviatile. Les précipitations favorisent l'érosion des sols et le transport de particules par les rivières qui présentent alors des débits plus importants. D'un autre côté, la plateforme continentale est caractérisée par des courants élevés qui pourraient expliquer les variations des tailles de grains observées. Aussi, nous suggérons que les maxima de D90 observés entre 4 300 – 3 500 cal ans BP et entre 500 – 60 cal ans BP coïncident avec un hydrodynamisme de fond élevé dont la nature sera discutée ultérieurement en regard des faunes de foraminifères planctoniques et benthiques présents dans la carotte CADIAC D.

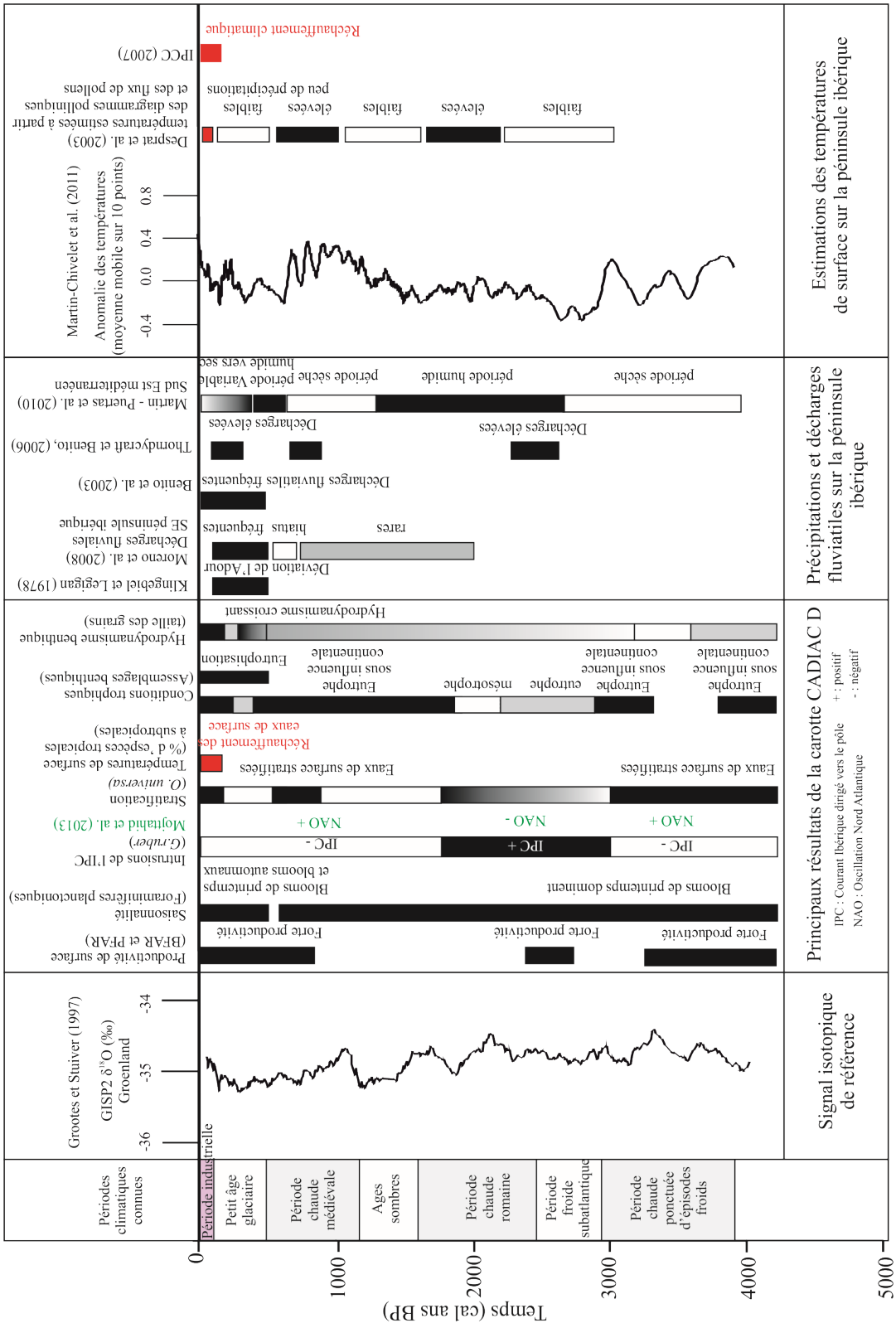


Figure VI.7 : Figure récapitulative des principaux résultats obtenus en station D et comparaison avec les résultats obtenus sur la péninsule ibérique à partir d'autres proxies

5.1.2. Paléoproductivité

Contrairement aux observations réalisées sur les carottes des stations WH, A et B (Chapitre III, IV et V), les PFAR de la carotte CADIAC D sont largement inférieurs aux BFAR (Figure VI.6a et VI.6b). La turbidité

élevée ainsi que les variations importantes des salinités de surface des environnements côtiers sont généralement défavorables à la présence des foraminifères planctoniques (Retailleau et al., 2009, 2011, 2012). Au contraire, les faibles profondeurs et la proximité du continent favorisent la présence des foraminifères benthiques supportée par des flux de MO. peu reminéralisée, labile ou réfractaire, plus importants qu'au large (Fontanier et al., 2002 ; Mojtahid et al., 2010).

Retailleau et al. (2009, 2011) mais aussi Langezaal et al. (2006) et Fontanier et al. (2002) ont montré que les foraminifères planctoniques et benthiques répondent en station D à la productivité de surface et aux apports de MO par le panache turbide de l'Adour. Les foraminifères planctoniques semblent également répondre aux variations saisonnières combinées de températures, salinité et turbidité liées au panache de l'Adour (Retailleau et al., 2009, 2011, 2012). Dans la carotte CADIAC D, les BFAR et PFAR co-varient. Leurs maximas (4 300 - 3 400 ; ~2 700 et 650 - 60 cal ans BP) sont communs à ceux des concentrations de foraminifères benthiques et planctoniques. Ceci suggère que la majorité de la MO parvenant à la surface des sédiments provient de la production de surface. Il est à noter cependant que les taux de sédimentation estimés entre les points repères du modèle d'âge (Figure VI.5) montrent également une corrélation positive avec les BFAR et PFAR. Une dilution des faunes de foraminifères par des apports sédimentaires latéraux ne peut être exclue pour expliquer les variations des BFAR et PFAR au cours des derniers 4 300 ans. En effet, les BFAR et PFAR élevés (4 300 – 3 400 ; ~2 700 et 650 - 60 cal ans BP) coïncident généralement avec des grains légèrement plus gros (Figure VI.5 et VI.6a et VI.6b). Ces apports pourraient indiquer des débits fluviaux forts ou un hydrodynamisme benthique intense à l'origine de transports particulaires chargés en nutriments qui favoriseraient la productivité de surface, et par conséquent l'export de MO vers la surface du sédiment.

Enfin, un maximum de productivité est observé aux environs de 2 700 cal ans BP, alors même que les taux de sédimentation et les tailles de grains sont relativement faibles, suggérant une forte productivité primaire dont l'origine semble être différente des autres maxima de productivité. Une origine marine des apports en nutriments a pu favoriser la productivité primaire. Cette hypothèse sera discutée ultérieurement.

5.2. Assemblages de foraminifères et mécanismes forçant

5.2.1. Foraminifères planctoniques

Les assemblages modernes du sud-est du G de G sont dominés par les espèces *Neogloboquadrina incompta*, *Globorotalia inflata* et *Globigerinoides bulloides* (Retailleau et al., 2011, 2012 ; Siccha et al., 2012 ; Kuhnt et al., 2013). La présence de ces espèces typiques de blooms phytoplanctoniques (Ortiz et al., 1995 ; Chapman et al., 2010 ; Retailleau et al., 2011, 2012 ; Kuhnt et al., 2013) dans les assemblages de la carotte CADIAC D, suggère que les blooms phytoplanctoniques de printemps rythment la productivité primaire depuis au moins 4 300 ans.

Les assemblages de la carotte CADIAC D sont également caractérisés par la présence abondante des espèces *Turborotalia quinqueloba*, *Orbulina universa* et *Globigerinoides ruber* (Figure VI.6a).

Les abondances de *T. quinqueloba* sont particulièrement élevées dans les sédiments de la carotte CADIAC D en comparaison avec celles enregistrées dans les carottes CADIAC WH, CADIAC A, prélevées à 2 000 et 1 000m de profondeur respectivement. En Atlantique Nord, cette espèce est associée à la proximité du front subpolaire arctique (Johanessen et al., 1994). Sur les sites du SE du G de G, proches du continent (stations B et D), la présence de *T. quinqueloba* semble être favorisée par les productivités primaires élevées associées aux forts apports de MO continentale en zone côtière (Retailleau et al., 2011, 2012). *Turborotalia quinqueloba* est également abondante en juillet dans le G de G (Retailleau et al., 2012) du fait de son comportement opportuniste dans les eaux stratifiées et oligotrophes (Ortiz et al., 1995 ; Retailleau et al., 2012). Les abondances relativement constantes de l'espèce *T. quinqueloba* dans la carotte CADIAC D indiquent une influence continentale marquée depuis au moins 4 300 ans au site D.

Les foraminifères planctoniques semblent également répondre à la stratification de la masse d'eau de surface. Par exemple *O. universa,* une espèce des latitudes subtropicales à tempérées (Pujol, 1980; Hemleben et al., 1989), est présente en début d'été dans le G de G (Retailleau et al., 2011, 2012), lorsque le gradient thermique est marqué (Lazure et al., 2009) et lorsque les eaux de surface sont stratifiées et appauvries en nutriments (Tréguer et al., 1979 ; Wollast et Chou, 2001 ; Retailleau et al., 2011, 2012). Au large de l'embouchure de l'Adour, les eaux côtières du mois de juin se caractérisent par des salinités et turbidités faibles (Castaing et al., 1999), les bassins versants ayant été lessivés préalablement par les pluies hivernales. Un débit de l'Adour plus élevé ou encore des températures estivales plus élevées pourraient générer une stratification marquée des eaux de surface en station D, favorables au développement d'*O. universa*.

Pour finir l'espèce *G. ruber* est présente dans les sédiments du G de G au cours de périodes définies et communes aux 3 stations WH, B et D (notamment l'intervalle ~3 100 – 1 800 cal ans BP ; Figure VI.4 et VI.6), alors que cette espèce est absente des assemblages modernes (Retailleau et al., 2011 ; 2012 ; Siccha et al., 2012 ; Kuhnt et al., 2013). Sur la base des travaux de Salgueiro et al. (2008, 2010), Mojtahid et al. (2013) suggèrent l'utilisation de *G. ruber* comme traceur de l'intrusion du courant Navidad dans les eaux du G de G. Ainsi pendant l'intervalle 3 100 - 1 800 cal ans BP, on peut supposer que le courant Navidad ait pu pénétrer jusqu'au fond du G de G et venir lécher les côtes basques françaises, puis s'étendre vers le Nord au moins jusqu'à la latitude de la station WH.

5.2.2. Foraminifères benthiques

A l'actuel, *Bolivina subaerianensis*, *Nonion fabum* (= *N. scaphum*), *Valvulineria bradyana* et *Chilostomella oolina* sont les espèces dominantes de la faune vivante en station D (Fontanier et al., 2002, 2003 ; Langezaal et al., 2006 ; Duchemin et al., 2007 ; Mojtahid et al., 2010). L'export et la qualité de la MO produite en surface de la colonne d'eau (Herguera et Berger, 1991 ; Jorissen et al., 1995, 1998 ; Fontanier et al., 2002 ; Heinz et al., 2002 ; Langezaal et al., 2006 ; Murray, 2006 ; Duchemin et al., 2007 ; Mojtahid et al., 2010), la saisonnalité (Langezaal et al., 2006) et probablement la structure saisonnière de la colonne d'eau en milieu côtier telle que décrite au large de l'estuaire de la Gironde par Castaing et al. (1999), conditionnent la dynamique saisonnière des populations de foraminifères benthiques (Jorissen et al. 1995 ; Fontanier et al.,

2002) et plus particulièrement de chacune des espèces citées précédemment en station D (Langezaal et al., 2006).

Par exemple, l'espèce opportuniste *B. subaerianensis* répond aux blooms phytoplanctoniques de printemps et plus généralement à la MO fraîche (Langezaal et al., 2006 ; Hess et Jorissen, 2009 ; Mojtahid et al., 2010). Dans le G de G, elle est observée principalement dans les environnements perturbés hypoxiques du haut de canyon de Cap Breton (Hess et Jorissen, 2009) et en station D (Duchemin et al., 2007). Quelques spécimens sont observés en station B (Fontanier et al., 2002, 2003 ; Barras et al., 2010). *Nonion fabum* apparait en fin de bloom de printemps, lorsque la MO est moins labile et que l'environnement benthique est faiblement oxygéné tout comme *C. oolina* (Langezaal et al., 2006), une espèce bien adaptée aux conditions suboxiques du sédiment profond (Corliss et Emerson, 1990 ; Bernhard, 1992 ; Rathburn et Corliss, 1994 ; Jorissen et al., 1998 ; Licari et al., 2003). Enfin, *V. bradyana* est relativement tolérante à la MO réfractaire (Jorissen, 1987, 1988 ; Van der Zwaan et Jorissen, 1991). Elle semble dominer les assemblages d'automne/ hiver (Langezaal et al., 2003, 2006). En hiver, l'environnement côtier est caractérisée par une décharge sédimentaire maximale et un front thermohalin vertical marqué (e.g. Castaing et al., 1999). Les abondances variables de ces quatre espèces de foraminifères benthiques particulièrement sensibles à la qualité de la MO suggèrent des variations de débit et d'extension du panache turbide de l'Adour engendrant une saisonnalité de la quantité et de la qualité des apports de MO qui ont affecté l'environnement benthique en station D depuis 4 300 ans.

Pour finir, *C. carinata* est généralement peu représentée dans les assemblages modernes de foraminifères >150µm de la station D mais domine la fraction <150µm (Langezaal et al., 2003, 2006). En de rares occasions cette espèce considérée comme une espèce transitionnelle positionnée préférentiellement entre le haut de plateau continental et le haut de pente (90 et 1 500m de profondeur - Fontanier et al., 2002, 2003 ; Duchemin et al., 2007 ; Mojtahid et al., 2010) présente des abondances élevées dans la fraction >150µm en fin de bloom phytoplanctonique (Langezaal et al., 2003, 2006). Elle est associée à des environnements riches en MO et bien oxygénés et des blooms saisonniers marqués (Hess et al., 2005 ; Duchemin et al., 2007) et semble plus opportuniste que *B. subaerianensis*. Ses abondances élevées dans les assemblages (Figure VI.6b) soulignent la réponse de l'environnement benthique au caractère saisonnier des blooms phytoplanctoniques de printemps depuis au moins 4 300 ans BP.

5.3. Variabilité environnementale

L'Holocène tardif est caractérisé par une baisse progressive des températures de surface en Atlantique Nord (Marchal et al., 2002 ; Kim et al., 2004 ; Andersen et al., 2004b ; Wanner et al., 2008), attribuée à une baisse progressive de l'insolation et à une circulation atmosphérique en Atlantique Nord de plus en plus faible (Rimbu et al., 2003 ; Olsen et al., 2012). L'activité solaire dont les variations cycliques coïncident avec la variabilité climatique centenniale enregistrée au cours des derniers 1 000 ans (Desprat et al., 2003 ; Martin-Chivelet et al., 2011) pourraient également avoir joué un rôle majeur sur le climat (Stuiver et al., 1995 ; Mayewski et al., 2004 ; Bjork et al., 2006 ; Wanner et al.,2008 ; Debret et al., 2009 ; Trouet et al., 2009 ; Wanner et al., 2011). Les reconstructions climatiques pour les derniers millénaires au Nord de l'Europe et sur la

péninsule ibérique montrent que l'oscillation nord atlantique joue un rôle majeur sur les précipitations hivernales (e.g. Trigo et al., 2002, 2004). Durant les phases de NAO positive, des températures plus chaudes que la moyenne sont observées au Nord et au Centre de l'Europe. Les environnements sont humides (sec) au Nord (Sud) de l'Europe. Le scénario opposé est observé lors de phases de NAO négatives.

La carotte CADIAC D enregistre approximativement les derniers 4 300 ans. Aucune diminution des températures n'y a été enregistrée. Néanmoins, au travers de l'analyse des assemblages de foraminifères, cinq périodes (six pour les benthiques) sont distinguées : 4 300 - 3 200 ; 3 200 - 1 700 (3 200 – 2 700 et 2700 - 1 700 cal ans BP) ; 1 700 - 500 et 500 - 0 cal ans BP .

5.3.1. 4 300 – 3 200 cal ans BP

Au cours de l''intervalle 4 300 – 3 200 cal ans BP, les abondances d'*O. universa* sont relativement élevées et suggèrent des températures d'été relativement chaudes et/ ou une forte stratification de la masse d'eau. Sur le continent proche, Martin-Chivelet et al. (2011) observent une période relativement chaude ponctuée par des événements relativement froids (Figure VI.6), qui pourraient avoir favorisé sa présence. Entre 4 000 et 3 600 cal ans BP, les abondances relatives de *N. incompta* diminuent en même temps que les abondances de *G. inflata* et la taille des grains augmentent, suggérant que l'hydrodynamisme en station D a un effet sur la productivité de surface. Une décharge fluviatile élevée ou une dérive littorale marquée pourraient avoir perturbé l'établissement de la thermocline et favorisé la productivité de surface. Cet épisode ne semble pas trouver d'analogue dans la littérature. L'imprécision relative à notre modèle d'âge en est peut être la cause.

En milieu benthique, les abondances élevées de l'espèce opportuniste *B. subaerianensis* (Langezaal et al., 2003, 2006) suggèrent des apports d'origine continentale importants au cours de l'intervalle 4 300 - 3 200 cal ans BP et/ ou une forte productivité de surface lors des blooms phytoplanctoniques de printemps en accord avec les BFAR élevés discutés précédemment. Cette espèce disparait aux environs de 4 000 - 3 600 cal ans BP, peut être en réponse à la faible saisonnalité enregistrée en surface de la colonne d'eau. La présence de *Q. seminula* en opposition avec *B. subaerianensis* au cours de ce même intervalle semble corroborer cette hypothèse. Cette espèce se nourrit de MO phytodétrique (Murray, 1991) et affectionne les environnements bien oxygénés (Murray, 2006). Il est probable que des apports en MO réfractaire ou réduits aient limité la consommation d'oxygène dans le sédiment, conduisant à une meilleure oxygénation de l'environnement.

L'intervalle 4 300 – 3 200 cal ans BP semble donc globalement caractérisé par une influence fluviatile marquée, en contradiction avec les observations réalisées sur la péninsule ibérique. Trigo et al. (2002) montrent que la circulation atmosphérique affecte différemment les régimes de précipitations de l'Europe du Nord et du Sud. Il est possible que l'Adour qui prend sa source sur le bassin versant Nord Pyrénéen soit affecté par un régime de précipitation inverse à celui observé sur la péninsule ibérique comme le suggèrent Jalut et al. (2000). La migration des Westerlies du Nord vers le Sud en conditions de NAO négative (Trigo et al., 2002 ; Magny et al., 2003 ; Magny et Haas, 2004 ; Trigo et al., 2004 ; Björck et al., 2006) pourrait expliquer cette différence.

5.3.2. 3 200 à 1 700 cal ans BP

L'intervalle 3 200 – 1 700 cal ans BP, se distingue des autres intervalles par des abondances élevées de *G. ruber* dans la faune planctonique (Figure VI.6b), suggérant des intrusions fréquentes du courant Navidad dans le Golfe de Gascogne (Figure VI.7), probablement en conditions de NAO négatives (Decastro et al., 2011). Sur la péninsule ibérique proche, l'intervalle 2 800 – 1 500 cal ans BP est globalement caractérisé par des précipitations et/ ou des décharges fluviatiles élevées (Pena et al., 2010 ; Martin Puertas et al., 2010 ; cf. Figure VI.7) qui coïncident avec une activité solaire faible (Stuiver et al., 1995) favorable aux conditions de NAO négative en Atlantique Nord (Björk et al., 2006 ; Martin-Puertas et al., 2008 ; (Mulitza et al., 2010 ; Olsen et al., 2012) – Figure VI.7. De plus, Olsen et al. (2012) dans une étude menée sur la base d'une comparaison entre les températures groenlandaises et européennes concluent à une période de NAO négative entre 4 500 – 2 000 cal ans BP qui coïncide avec la présence de *G. ruber* dans nos assemblages. Au cours de ce même intervalle, *O. universa* enregistre des abondances relatives croissantes peut être en réponse aux températures de surface élevées sur le continent proche. Dans la littérature cet intervalle est caractérisé sur la péninsule ibérique par une période froide (« Iron cold Age ») suivi de la période chaude romaine (Jones et al., 2001 ; Martin-Chivelet et al., 2011). En plus de constituer un signal des intrusions du courant de Navidad dans le Golfe de Gascogne, la présence de *G. ruber* sur le plateau continental, suggère que ce courant peut pénétrer très loin dans le Golfe de Gascogne.

Les abondances faibles de *B. subaerianensis* suggèrent une réduction de l'influence continentale. De plus, l'intervalle 3 200 – 1 700 cal ans BP semble pouvoir être subdivisé en deux parties (3 200 – 2 700 et 2 700 – 1 700 cal ans BP, respectivement). Entre 3 200 - 2 700 cal ans BP, *C. carinata* et *C. lobatulus,* une espèce fixée vivant en surface du sédiment (Schweizer et al., 2009) dont la présence est généralement un indicateur d'environnements perturbés (Hayward et al., 2002), présente un maximum exceptionnel. En milieu côtier, *C. carinata* répond à l'influence marine (e.g. Goineau et al., 2011). Une productivité de surface élevée favorisée par des eaux marines riches en nutriments (Figure VI.5) pourrait expliquer les abondances élevées de *C. carinata*, alors que des perturbations liées au courant Navidad ont pu favoriser la présence de *C. lobatulus.* Aux environs de 2 700 cal ans BP, *N. fabum* semble être remplacée par *B. aculeata* (Figure VI.6b). Bien que discret, ce changement de faune s'accompagne jusqu'aux environs de 1 700 cal ans BP par des abondances élevées de *V. bradyana* et *U. mediterranea*, une espèce opportuniste des environnements mésotrophes (Fontanier et al., 2002 ; Barras et al., 2010 ; Mojtahid et al., 2010) (Figure VI.6b). A l'actuel, Goineau et al. (2011) montrent que *V. bradyana* est caractéristique des environnements périphériques du panache fluviatile du Rhône. Aussi, nous suggérons que *V. bradyana* et *U. mediterranea* répondent probablement à une influence marine croissante exercée en station D.

Cette dernière pourrait se caractériser par un changement dans les assemblages phytoplanctoniques passant d'une dominance de diatomées au printemps (Lampert, 2001 ; Wollast et Chou, 2001) à une dominance des dinoflagellés en automne (Langezaal et al., 2006).

5.3.3. 1 700 – 500 cal ans BP

L'intervalle 1 700 – 500 cal ans BP est caractérisé par un retour aux conditions trophiques précédant le pic de *G. ruber* (Figure VI.6a). Les variations environnementales de faibles amplitudes semblent néanmoins plus fréquentes.

Les faibles abondances d'*O. universa* entre 1 700 et 1 000 cal ans BP, suggèrent des eaux de surface relativement froides qui semblent coïncider avec la transition (Ages Sombres) entre la période chaude romaine et l'anomalie climatique médiévale (Jones et al., 2001). L'intervalle 830 - 350 cal ans BP au contraire est caractérisé par des abondances élevées d'*O. universa* qui suggèrent des températures de surface élevées en accord avec la littérature décrite précédemment (Figure VI.6a).

En milieu benthique, *B. subaerianensis* et *C. carinata* varient en opposition, suggérant des variations du débit de l'Adour et / ou un déplacement du panache de l'Adour qui pourrait résulter d'une instabilité des conditions atmosphériques.

5.3.4. 500- 60 cal ans BP

L'intervalle 500 – 60 cal ans BP est caractérisé par trois événements majeurs :

1. Aux environs de 500 cal ans BP, *N. incompta* montre une diminution abrupte de ses abondances relatives au profit de *G. calida*. *Globigerinella calida* est considérée comme une espèce tropicale à subtropicale, proliférant dans des milieux oligotrophiques (Schmuker et Schiebel, 2002). Ce changement faunistique reflète peut être un changement de saisonnalité des blooms phytoplanctoniques en station D. En effet, Retailleau et al. (2011) attribuent en station D, la présence du complexe *G. bulloides* - *G. calida* à des blooms d'automne sporadiques de dinoflagellés provoqués par la destruction saisonnière de la thermocline et la redistribution des nutriments (Longhurst et Glen Harrison, 1988 ; Schiebel et al., 2001 ; Lavender et al., 2004 ; Lazure et al., 2009).

Dans le même temps, une eutrophisation de l'environnement benthique semble avoir lieu, comme le suggèrent les abondances relatives croissantes de *C. oolina* (Figure VI.6b et VI.7), une espèce bien adaptée aux conditions suboxiques des sédiments profonds (Corliss et Emerson, 1990 ; Bernhard, 1992 ; Rathburn et Corliss, 1994 ; Jorissen et al., 1998 ; Licari et al., 2003), ainsi que la disparition de *B. marginata* au profit de *B. aculeata*. *Bulimina marginata* par rapport à *B. aculeata* semble proliférer dans des environnements légèrement plus profonds et où la MO. est un peu plus réduite (Jorissen, 1987).

Alves Martins et al. (2006) observent également au Nord-Ouest de la marge ibérique, une eutrophisation de l'environnement benthique au cours des derniers 500 cal ans BP qu'ils attribuent à l'activité anthropique en milieu côtier. L'augmentation de la taille des grains dans notre carotte (Figure VI.5) pourrait suggérer une érosion plus intense des sols en conséquence de l'activité anthropique (Valero-Garcés et al., 2006), favorisant le lessivage des bassins versants ainsi que les apports en nutriments nécessaires à la productivité primaire. Cette hypothèse est cependant à prendre avec bien des égards. D'une part, le modèle d'âge est très incertain, d'autre part, les derniers 500 ans correspondent aux derniers 36cm de la carotte et correspondent *a fortiori* à la zone de forte activité de bioturbation observée par Hyacinthe et al. (2001) et Chaillou et al. (2002).

Le petit âge glaciaire (450 – 100 cal ans BP) est caractérisé sur la péninsule ibérique par de faibles températures de surface et des précipitations importantes (Desprat et al., 2003 ; Martin-Chivelet et al., 2011), dont l'origine a été attribuée à l'activité solaire, à la circulation atmosphérique et à un volcanisme intense (Wanner et al., 2011). Cet intervalle est marqué par de faibles abondances d'*O. universa*. Les variations des températures en milieu continental semblent avoir eu un effet sur les températures des eaux de surface du SE du G de G.

2. L'apparition soudaine de *G. trilobus* (et de *G. sacculifer* ; données non présentées) aux environs de 200 cal ans BP pourrait être attribuée à des eaux de surface particulièrement chaudes. *Globigerinoides trilobus* est une espèce tropicale à subtropicale, observée à l'Ouest de la marge ibérique (Be et Hamlin, 1967 ; Bé et Tolderlund, 1971 ; Bé et al., 1977 ; Hemleben et al., 1989). Elle est observée en été en Atlantique central (Chapman et al., 2010) et au sud-est du Golfe de Gascogne (Retailleau et al., 2011) où sa présence peut s'étendre jusqu'à l'automne (Retailleau et al., 2011). Contrairement aux hypothèses émises à partir des abondances de *G. ruber* (Salgueiro et al., 2008, 2010 ; Mojtahid et al., 2013), la présence *G. trilobus* ne semble pas directement corrélée à la présence du courant Navidad (Retailleau et al., 2011). Des phénomènes d'upwellings qui ont lieu actuellement en été le long de la côte aquitaine (Froidefond et al., 1996) sont susceptibles d'affecter la productivité de surface (Beaufort et Heussnerl, 1999) et par là même favoriser la présence de *G. trilobus* (Retailleau et al., 2012).

3. Enfin, les abondances d'espèces chaudes de même que la diversité planctonique augmentent drastiquement entre 200 et 60 ans cal ans BP et reflètent peut être un réchauffement des eaux de surface relatif à l'activité anthropique croissante consécutive au LIA. L'émission de gaz à effets de serre et plus particulièrement la production de CO_2 d'origine anthropique sont à l'origine d'un réchauffement atmosphérique de grande ampleur (IPCC, 2007) qui se traduit sur la péninsule ibérique par une augmentation des températures de surface (Martin-Chivelet et al., 2011).

Les foraminifères planctoniques et benthiques en milieu côtier, un proxy de la variabilité climatique continentale ?

Au cours des derniers 4 300 ans, on devine au travers de l'analyse des faunes de foraminifères, le rôle joué par la circulation océanique et atmosphérique sur l'environnement de la station D. Cependant, les faunes planctoniques et benthiques semblent répondre différemment aux facteurs forçant, en particulier au cours des derniers 500 ans.

1. Les intervalles 4 300 - 3 400 cal ans BP et 600 - 60 cal ans BP montrent une productivité de surface favorisée par des décharges fluviatiles importantes et des apports de MO. labile par le panache de l'Adour. Les blooms phytoplanctoniques de printemps dominent largement la productivité de surface au cours de ces deux intervalles. Les derniers 500 ans semblent voir l'apparition de blooms automnaux plus fréquents, probablement du fait de la déviation de l'Adour vers le Sud.

2. L'intervalle compris entre 3 100 et 1 700 cal ans BP, semble caractérisé par des intrusions du courant Navidad en conditions de NAO négative qui viennent perturber l'environnement planctonique et benthique. La faune benthique reflète une origine marine des apports de MO., probablement favorisée par l'activité intensifiée de l'IPC.

3. Aux environs de 500 cal ans BP, la déviation artificielle (anthropique) de l'Adour, semble avoir favorisé les décharges fluviatiles en station D et conduit à une eutrophisation de l'environnement benthique. Au contraire la productivité de surface semble être défavorisée du fait de l'augmentation de la turbidité.

4. Pour finir, les températures de surface semblent augmenter au cours des derniers 200 ans, probablement en réponse au réchauffement climatique constaté depuis la révolution industrielle.

Chapitre VII. Synthèse - Variabilité hydrologique et environnementale en Atlantique Nord – Etude d'un transect bathymétrique du Sud-Est du Golfe de Gascogne

1. Introduction

Dans les Chapitres III, IV, V et VI, notre intérêt s'est porté sur les assemblages de foraminifères planctoniques et benthiques fossiles de quatre carottes longues (CADIAC WH, CADIAC A, KS10b et CADIAC D) et deux carottes courtes (FC WH et FC5Bpal) situées dans le SE du G de G, sur le Plateau des Landes, le long d'un transect NO-SE composé de quatre stations (WH-2000m, A-1000m, B-550m et D-150m ; Figure VII.1). La granularité et les radiographies X de chacune des carottes longues ont permis d'avoir une idée des processus sédimentaires qui ont pu avoir lieu à chacune de ces stations. Via l'analyse des populations de foraminifères, les variations trophiques des environnements benthique et planctonique ainsi que la saisonnalité des flux de matière organique (MO) et la structure de la colonne d'eau ont été analysés. Pour chacune de ces stations, les assemblages modernes de foraminifères benthiques (Fontanier et al., 2003, 2002, 2005; Christophe Fontanier et al., 2006 ; Langezaal et al., 2006 ; Barras et al., 2010 ; Mojtahid et al., 2010) et planctoniques (Retailleau et al., 2009, 2011, 2012) ont fait l'objet de suivis écologiques saisonniers qui ont largement facilité l'étude de ces assemblages fossiles. Afin de compléter le signal obtenu à partir des assemblages fossiles de foraminifères, les assemblages de coccolithes présents dans les sédiments de la station WH ont été étudiés, ouvrant une fenêtre sur la variabilité phytoplanctonique des organismes carbonatés (Chapitre IV). Là encore, des travaux portant sur la saisonnalité du flux de coccolithophores à proximité de la station WH (Beaufort et Heussner, 2001), ont été exploités et ont permis une meilleure compréhension de l'enregistrement fossile. Pour finir, des mesures des paramètres de taille des foraminifères planctoniques ont également été réalisées (stations WH et B ; Chapitre IV et V) de même que des mesures des isotopes stables de l'oxygène et du carbone à partir des tests de foraminifères planctoniques et benthiques (stations A, WH et B Chapitres III, IV, V ; Garcia et al., 2013 ; Mojtahid et al., 2013), apportant des informations sur les variations des paramètres environnementaux tels que la productivité de surface, les températures de surface et de fond ou encore les variations de salinité.

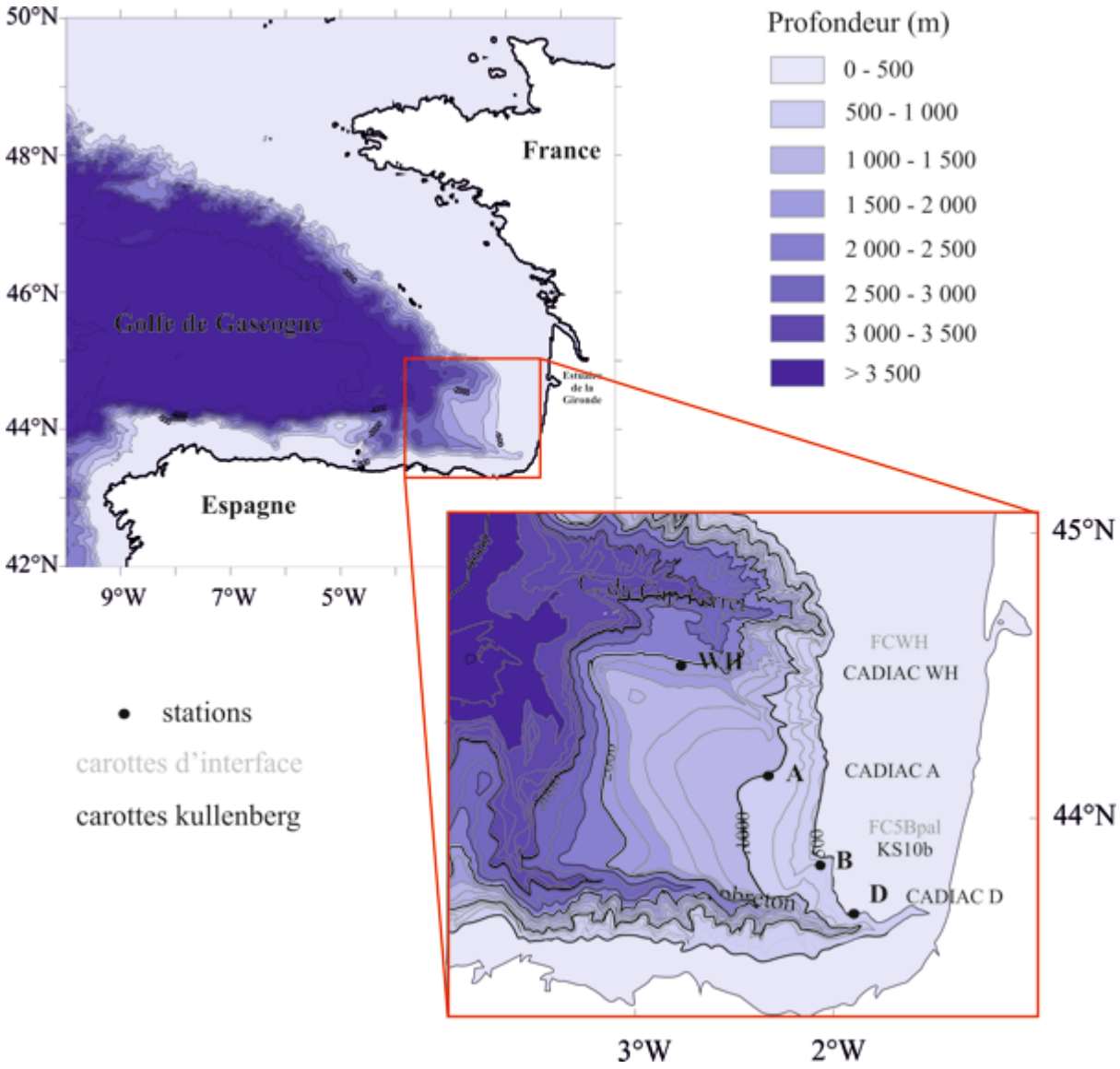


Figure VII.1 : Carte bathymétrique du Golfe de Gascogne et localisation des stations étudiées dans le SE du G de G: WH (Carottes FC WH et CADIAC WH), A (carotte CADIAC A), B (carotte FC5Bpal et KS10b), D (carotte CADIAC D).

Dans le chapitre suivant nous proposons de replacer dans leur contexte régional les résultats obtenus pour chacune des stations précédemment abordés afin de :

1. Estimer la qualité des signaux paléoclimatiques et paléohydrologiques enregistrés dans les sédiments du G de G ;

2. Caractériser la variabilité holocène globale et régionale dans le G de G ;

3. Déterminer dans quelle mesure la variabilité climatique observée sur le continent proche est enregistrée dans les sédiments marins du G de G.

2. Calibration du signal fossile

Les faunes mortes (ou thanatocénose) de foraminifères planctoniques et benthiques subissent des processus de transformation dans le sédiment liés à plusieurs facteurs tels que la bioturbation ou la destruction des tests par dissolution et prédation notamment (e.g. Gooday, 2003 ; Murray, 2006). Ces processus physico-chimiques sont appelés processus taphonomiques (Murray et Alve, 1999 ; Murray, 2006) et contribuent à créer des disparités entre les faunes vivantes et les faunes mortes (Duros et al., 2012 ; Mendes et al., 2013). La comparaison des assemblages vivants et morts permet d'évaluer la perte d'informations relative aux processus taphonomiques (e.g. Muray et al., 2006 ; Duros et al., 2012) et souligne le rôle de la saisonnalité sur le signal paléo-environnementale enregistré.

2.1. Foraminifères planctoniques

Les foraminifères planctoniques, après leur mort, traversent la colonne d'eau où ils subissent des transformations avant de sédimenter (Dittert et al., 1999 ; Schiebel, 2002). Des pièges à particules déployés en station WH ont permis d'accéder à la variabilité saisonnière des flux des faunes de foraminifères planctoniques (Kuhnt et al., 2013). La comparaison des faunes mortes et vivantes en station WH, nous a permis de montrer que les flux de foraminifères planctoniques de la colonne d'eau (9 500 - 12 500 ind cm^{-2} ka^{-1}) sont similaires à ceux en surface du sédiment (9 000 ind cm^{-2} ka^{-1}). Cependant, la contribution des espèces dans les assemblages diffère. Par exemple, *N. incompta* occupe 9 à 27% des assemblages vivants mais représente près de 50% de la faune morte. Cette différence peut être partiellement expliquée par la taille des fractions étudiées. L'étude de Retailleau et al. (2011) est basée sur la fraction >100µm dans laquelle les espèces de petite taille comme *Globorotalia scitula* et *Turborotalia quinqueloba* sont plus fréquentes que dans la fraction >150µm. Une autre hypothèse serait qu'une dissolution préférentielle dans la colonne d'eau affecte les foraminifères planctoniques (e.g. Schiebel 2002 ; Schiebel et al. 2007). Par exemple *Neogloboquadrina incompta* et *Globorotalia inflata* sont des espèces au test épais, peu spiculées et plus résistantes à la dissolution que des espèces perforées et très spiculées comme *Globigerinoides bulloides* (Berger, 1970) ; Dittert et al. 1999).

2.2. Foraminifères benthiques

Les foraminifères benthiques quant à eux vivent dans les premiers centimètres du sédiment (Gooday, 2003 ; Murray, 2006) où ils ne subissent pas ou peu de transport dans le domaine océanique profond. Les études de Fontanier et al. (2002, 2006) et Langezaal et al. (2006) synthétisées par Mojtahid et al. (2010) permettent de connaitre les abondances relatives des espèces dans la faune vivante et morte, c'est-à-dire les pourcentages moyens dans les premiers 10 cm de plusieurs prélèvements effectués à différentes périodes de l'année. La comparaison des données nouvellement acquises en stations WH (FC WH) et B (FC5 B pal) (Figure VII.2a, VII.2b et Tableau VII.1) avec les travaux sur la faune benthique du G de G (Fontanier et al., 2002, 2003

et 2006 ; Barras et al., 2010 ; Mojtahid et al., 2010) (Figure VII.2a et Tableau VII.1) nous a permis de mettre en évidence le rôle des processus saisonniers dans l'enregistrement du signal paléo-environnemental à partir de la faune fossile (Figure VII.3).

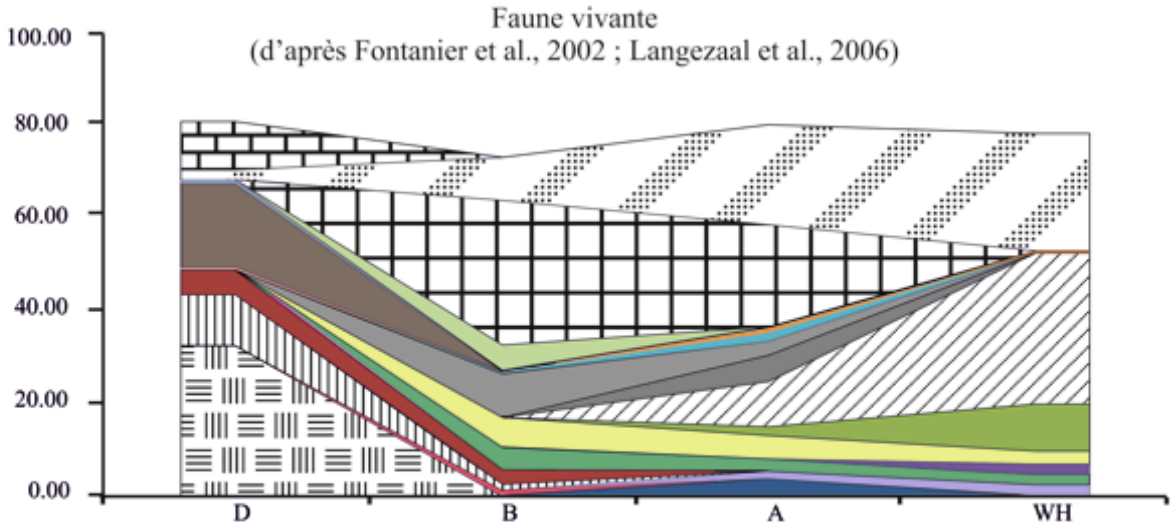
2.2.1. Espèces opportunistes

En station WH et A, *Uvigerina peregrina* domine la faune morte. Cette espèce opportuniste est capable de répondre rapidement,par augmentation de sa densité de population, aux apports en MO labile de type phytodétritique qui sont actuellement épisodiques (saisonniers) dans cette zone du G de G (Fontanier et al., 2002). Ce comportement opportuniste lui confère un avantage par rapport aux espèces moins réactives. La forte production saisonnière de cette espèce, même discontinue sur l'année (e.g. Fontanier et al., 2002, 2003 ; Barras et al., 2010), explique sa dominance dans les faunes mortes. La présence ponctuelle du genre *U. peregrina* dans la faune vivante de la station B, est associée à des apports massifs de MO de type phytodétritique (Barras et al., 2010).

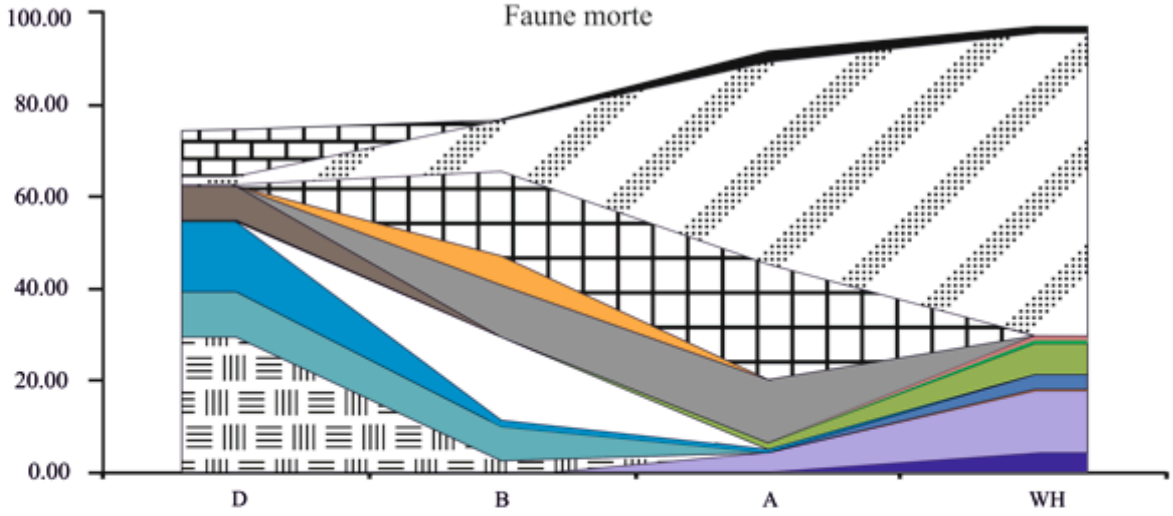
Finalement il ressort qu'*Uvigerina peregrina* domine la faune morte aux stations les plus profondes (A et WH) où la fréquence et la qualité des apports de MO sont limitées, mais est à l'état d'équilibre entre la faune morte et vivante en stations B où la MO est de bonne qualité et les apports fréquents. Aux stations les plus côtières (D), les espèces opportunistes comme *Bulimina marginata* (Jorissen et al., 1998 ; Langezaal et al., 2006) ou *Cassidulina carinata* (Duchemin et al., 2005, 2007 ; Langezaal et al., 2006) dominent aussi la faune morte malgré leur très faible représentativité dans la faune vivante (>150 µm). Le déséquilibre généralement observé entre les faunes vivantes et mortes pour les espèces opportunistes peut également être attribué au fait que les échantillonnages représentatifs de la faune vivante à un instant donné ne sont pas représentatifs de la dynamique de population intégrée sur l'année (faune morte) ou à plus long terme (faune fossile) (i.e. : Langezaal et al., 2003, 2006 ; Barras et al., 2010).

Figure VII.2 : a) Abondances relatives des espèces de foraminifères benthiques majeures (≥5% dans au moins un des échantillons étudiés) des faunes vivantes en stations WH, A, B et D ; b) Abondances relatives des espèces de foraminifères benthiques majeurs (≥5% dans au moins une des échantillons étudiés) des faunes mortes en stations WH, A, B et D ; c) Tableau récapitulatif des ratios morts/vivants ((%L / (%L+%D))) pour les espèces principales de la faune morte.

a



b



Perforés
- *B. alazanensis*
- *B. inflata*
- *B. marginata*
- *B.subaerianensis*
- *C. oolina*
- *C. carinata*
- *C. kullenbergi*
- *C. pachydermus*
- *C. wuellerstorfi*
- *C. robertsonianus*
- *G. translucens*
- *Globobulimina* spp.
- *G. orbicularis*
- *H. elegans*
- *M. berleeanus*
- *N. fabum*
- *N. umboniferus*
- *O. umbonatus*
- *U. elongatastriata*
- *U. peregrina*
- *U. mediterranea*
- *S. columellaris*
- *P. quinqueloba*
- *V. bradyana*

Porcelanés
- *Q. seminula*

Agglutinés fossilisables
- *B. nodosaria*
- *E. bradyi*

Agglutinés non fossilisables
- *Cribrostomoides* spp.
- *Psammosphaera* spp.
- *L. pseudodifflugiformis*
- *R. dentaliniformis*
- *A. agglutinans*
- *C. cylindrica*

Espèces principales de la faune morte

c

Tableau faune vivante / faune morte

% L / (% L+ % D)	*B. subaerianensis*	*B. alazanensis*	*B. inflata*	*B. marginata*	*C. carinata*	*C. oolina*	*C. kullenbergi*	*C. pachydermus*	*C. wuellerstorfi*	*C. robertsonianus*	*G. translucens*	*Globobulimina* spp.	*G. orbicularis*	*H. elegans*	*M. berleeanus*	*N. fabum*	*N. umboniferus*	*O. umbonatus*	*P. quinqueloba*	*S. collumellaris*	*U. elongatastriata*	*U. mediterranea*	*U. peregrina*	*V. bradyana*	*Q. seminula*	*E. bradyi*
D	0.5	-	1.0	0.3	0.1	0.8	-	-	1.0	-	1.0	0.5	0.0	1.0	-	0.7	-	-	-	-	-	0.0	0.6	0.5	0.5	-
B	0.0	-	-	0.2	0.1	0.8	-	0.2	-	-	1.0	0.8	1.0	-	0.5	1.0	1.0	-	1.0	0.3	0.7	0.7	0.5	-	1.0	0.0
A	-	-	0.3	1.0	0.0	-	-	1.0	-	1.0	-	1.0	0.7	0.8	0.2	-	0.7	1.0	1.0	1.0	1.0	0.5	0.4	-	1.0	0.3
WH	-	0.0	0.1	-	-	1.0	0.0	1.0	0.0	-	1.0	1.0	0.6	1.0	-	-	-	0.0	0.0	-	-	-	0.3	-	1.0	0.0

2.2.2. Processus taphonomiques

En station A comme en station WH, les espèces présentes toute l'année (Mojtahid et al, 2010) mais sensibles à la dissolution (e.g. Corliss et Honjo, 1981 ; Loubere et Gary, 1990 ; Murray et Alve, 1999) comme comme *Hoeglandina elegans* ne représentent qu'une fraction infime des assemblages morts et fossiles (Figure VII.2 et Tableau VII.1). Par contre, en zone plus côtière (stations B et D), la faune benthique morte semble plus équilibrée, notamment car la perte taphonomique reste faible. Seule l'espèce *Chilostomella oolina* est très peu représentée dans la faune morte bien qu'elle domine la faune vivante (e.g. Fariduddin and Loubere, 1997 ; Langezaal et al., 2006 ; Duchemin et al., 2007 ; Mojtahid et al., 2010). La fragilité de son test et son comportement peu opportuniste (e.g. Corliss et Emersson, 1990 ; Licari et al., 2003 ; Mojtahid et al., 2010) pourraient expliquer ses faibles abondances dans les faunes mortes.

Il ressort de cette comparaison entre les faunes mortes et vivantes que *H. elegans* et C. oolina sont les espèces les plus affectées par les processus taphonomiques et disparaissent des assemblages de la faune morte, à l'image des espèces agglutinées non fossilisables dont le test est constitué de particules agrégées par un ciment facilement dissout (Bizon et Bizon, 1995 ; Jorissen et Wittling, 1999 ; Murray, 2006).

En conclusion, la saisonnalité très marquée des apports de MO ds le G de G explique les différences observées entre les faunes vivante et morte (Figure VII.2 et Tableau VII.1), aussi bien en milieux côtiers qu'en milieux profonds. Cette saisonnalité induit un biais dans le signal paléoenvironnemental avec une surreprésentation des espèces opportunistes dans les faunes fossiles**.** De plus, il semblerait que les processus taphonomiques de destruction des tests par dissolution soient précisément ciblées sur quelques espèces particulières aujourd'hui bien identifiées dans le G de G. C'est donc avec un fort degré de confiance qu'on ne tiendra pas compte de leur absence dans les interprétations paléoenvironnementales.

Saisonnalité

Processus taphonomiques

Destruction

Transports

Station WH	Station A	Station B	Station D	Type de faune considérée
H. elegans *C. kullenbergi* *U. peregrina* *G. orbicularis*	*U. mediterranea* *U. peregrina* *H. elegans* *G. affinis*	*U. mediterranea* *U. peregrina* *M. barleeanus* *Globobulimina spp.*	*B. subaenariensis* *N. fabum* *C. oolina* *V. bradyana*	Faune vivante
U. peregrina *B. inflata* *G. orbicularis* *C. kullenbergi*	*U. peregrina* *U. mediterranea* *M. barleeanus* *B. inflata*	*U. peregrina* *U. mediterranea* *M. barleeanus* *C. pachyderma*	*B. subaenariensis* *C. carinata* *V. bradyana* *B. marginata*	Faune morte
U. peregrina *B. inflata* *G. translucens* *C. kullenbergi*	*U. mediterranea* *U. peregrina* *M. barleeanus* *N. umboniferus*	*C. carinata* *U. mediterranea* *M. barleeanus* *U. peregrina*	*C. carinata* *B. subaenariensis* *B. marginata* *V. bradyana*	Faune fossile

Tableau VII.1 : Tableau récapitulatif des quatre espèces principales rencontrées dans les assemblages de foraminifères benthiques vivants, morts et fossiles. Un code couleur est attribué suivant si la saisonnalité (bleu), ou les processus taphonomiques (i.e : la destruction des tests (rose) ou les transports sédimentaires (vert)) constitue le principal facteur expliquant la différence observée entre les faunes vivantes, mortes et fossiles.

3. Variabilité Holocène

Au cours de cette étude, nous avons pu mettre en évidence l'existence de plusieurs facteurs forçant l'environnement dans le SE du G de G.

3.1. Processus sédimentaires et variations de l'hydrologie benthique

La période étudiée dans le cadre de cette thèse se situe dans un contexte général de transgression marine (e.g. : Ters, 1973 ; Lambeck, 1997 ; Waelbroeck et al., 2002) qui a semble-t-il joué un rôle important sur les processus sédimentaires du SE du G de G. Deux grandes périodes ont pu être distinguées :

3.1.1. 16 000 – 7 900 cal ans BP

Les mesures granulométriques des carottes CADIAC A, CADIAC WH et KS10b montrent des tailles de grains décroissantes jusqu'aux environs de 7 900 cal ans BP (Figures II.1 et VII.3). Cette diminution de la taille des grains indique une baisse de l'hydrodynamisme benthique concordante avec l'augmentation progressive du niveau marin et sa stabilisation aux environs de 7 000 – 6 000 cal ans BP (Lambeck, 1997). Cependant, les processus sédimentaires impliqués semblent différer d'une station à l'autre. Le transect étudié est entouré de deux canyons : le canyon de Cap Ferret, aujourd'hui inactif (Cremer et al., 1999 ; Fontanier et al., 2005 ; Duros et al., 2013) et le canyon de Capbreton, considéré comme actif (Mulder et al., 2001 ; Hess et al., 2005 ; Hess et Jorissen, 2009), qui semble-t-il ont joué un rôle majeur durant l'Holocène et notamment en station WH.

En station WH (2000m), l'intervalle 12 800 – 7 600 cal ans BP couvrant le Dryas Récent et le début de l'Holocène est caractérisé par un sédiment silto-argileux finement laminé et par un taux de sédimentation très faible. Ce faciès laminé a été interprété comme le résultat d'un hydrodynamisme benthique intense et d'un dépôt de débordement de courants turbiditiques distaux attribué à l'activité du canyon de Cap-Ferret en conditions de bas niveau marin (Garcia et al., 2013). En raison de la position distale de la station WH par rapport à l'axe principal du canyon de Cap-Ferret la plupart des turbidites ont du contourné ce site, expliquant les faibles taux de sédimentation. En outre, avec la remontée du niveau marin, les eaux marines envahissent les estuaires. La disponibilité en sédiments est alors réduite et les sédiments s'accumulent dans les estuaires. C'est notamment le cas de l'estuaire de la Gironde qui montre une progradation transgressive jusqu'aux environs de 6 000 cal ans BP (Pontee et al., 1998) et qui pourrait également expliquer les faibles taux de sédimentation observés en station WH entre 12 800 et 5 800 ans BP.

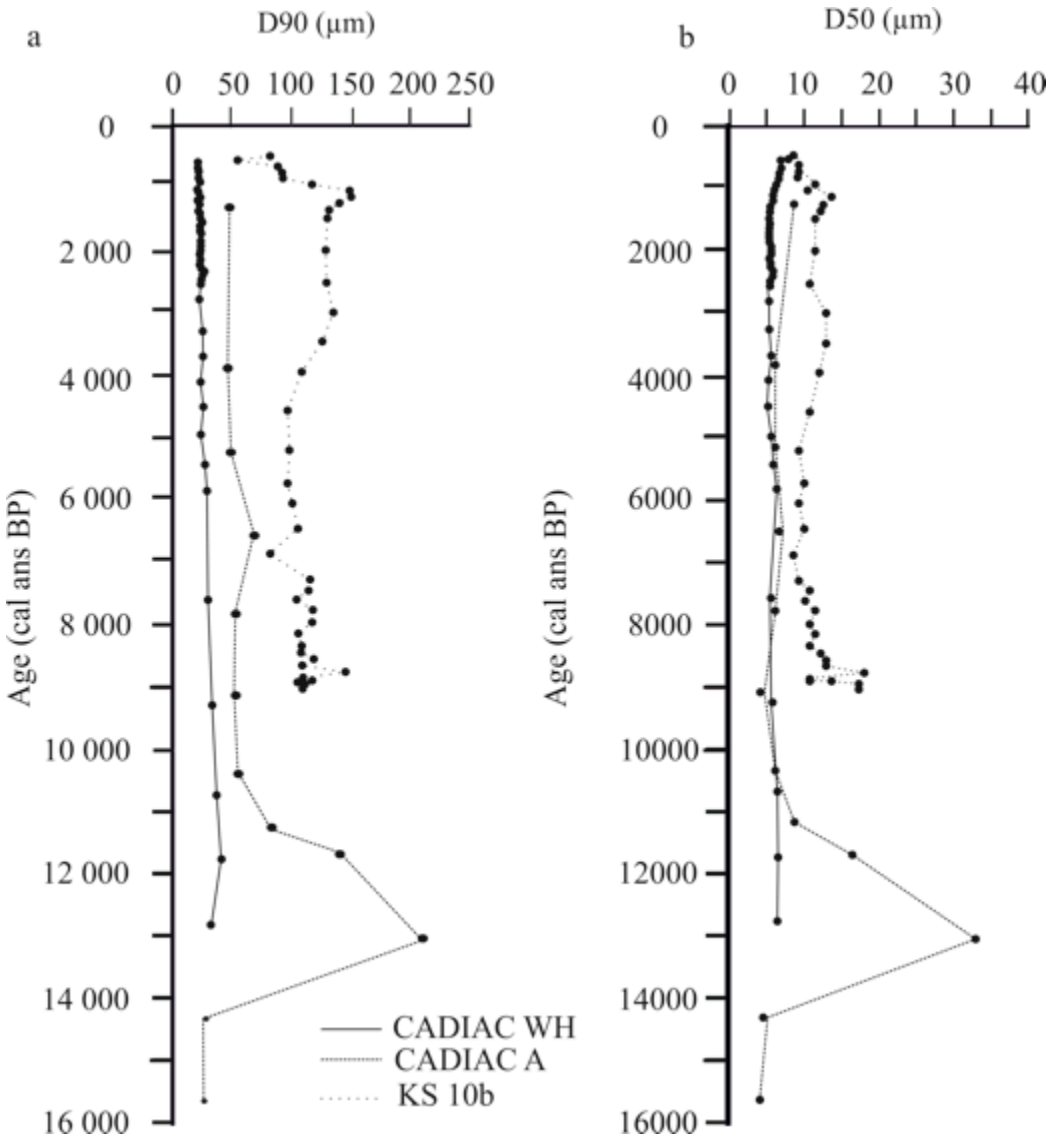


Figure VII.3 : a) Taille des grains (D90 ; µm) en fonction du temps dans les carottes CADIAC WH (Garcia et al., 2013 – trait plein), CADIAC A (Chapitre III – trait pointillé gras) et KS10b (Mojtahid et al., 2013 – trait pointillé) ; b) Taille des grains (D50 ; µm) en fonction du temps dans les carottes CADIAC WH (Garcia et al., 2013 – trait plein), CADIAC A (Chapitre III – trait pointillé gras) et KS10b (Mojtahid et al., 2013 – trait pointillé).

En station A (1000m), les faibles taux de sédimentation et la présence entre 15 600 – 7 900 cal ans BP de grains détritiques grossiers anguleux et de grains de quartz ronds mats, portant des traces d'érosion mécanique marine entre 13 000 et 9 100 cal ans BP suggèrent des transports éoliens couplés à une reprise d'érosion mécanique en domaine aquatique entre 13 000 – 9 100 cal ans BP et plus généralement une influence continentale forte au cours de l'intervalle 15 600 – 7 900 cal ans BP. L'occurrence de vents puissants en périodes glaciaires est un phénomène fréquent favorisé par la présence de glaciers (Antoine et al., 2009), entraînant un déplacement des cellules et des courants atmosphériques (Davini et al., 2012). La présence de grains détritiques transportés a également été signalée au Nord du G de G (Eynaud et al., 2007 ; Toucanne, 2008). Ces auteurs attribuent leur présence à 1) des décharges pulsatiles du paléo-fleuve Manche entrainant la

formation de courants turbiditiques, en alternance avec des phases d'expulsions de glace « ancrée » (*anchor-ice*) transportant des IRD (Ice Rafted Debris- Toucanne, 2008). ; 2) l'événement d'Heinrich 1b et la présence de d'icebergs provenant des calottes glaciaires (Eynaud et al., 2007 ; Toucanne, 2008). Le faciès à IRD 1) mis en évidence par Toucanne (2008) semble restreint au système turbiditique du paléo-fleuve Manche, excluant de ce fait cette proposition comme explication alternative à la présence de grains de quartz dans la carotte CADIAC A. La proposition 2) est basée sur la dislocation des calottes Laurentide et Scandinave, l'apport de volume conséquent d'eaux douces perturbant la circulation mériodionale et le transport d'IRD par les icebergs détachés des calottes glaciaires au cours des événements d'Heinrich (Heinrich, 1988 ; Bond et al., 1993). Ces IRD semblent être de deux nature au Nord du G de G : anguleux (mécanisme d'érosion passif du socle sur lequel le glacier repose) et de grains ronds mats d'origine éolienne (mécanisme d'incorporation passif à la glace du fait de vents très violents à proximité des glaciers) (Toucanne et al., 2008). Compte tenu des incertitudes relatives au modèle d'âge, on ne peut totalement exclure que la présence de ces grains dans la carotte CADIAC A trouve son origine dans un événement comme l'HE1 ou le H0 (YD), ces événements ayant été observés jusqu'au large du Portugal (Schönfeld et al., 2003 ; Eynaud et al., 2007).

Il apparaît donc que les processus sédimentaires responsables des tailles de grains plus élevées en stations WH (12 800 – 7 600 cal ans) et A (15 600 – 7 900 cal ans BP) diffèrent. Les périodes de temps couvertes par chacune de ces deux carottes, la différence de résolution ainsi que leur position (à proximité du canyon de Cap-Ferret - station WH ; sur le plateau des Landes – Station A) peuvent expliquer cette différence.

Contrairement aux stations WH et A, les enregistrements des stations B (550m) et D (150m) ne couvrent pas la période antérieure à l'Holocène. On observe cependant en station B des phénomènes de transports sédimentaires depuis le haut de pente vers le bas de pente, attribués à des débits fluviaux intenses, jusqu'aux environs de 7 900 ans BP (Mojtahid et al., 2013). Ces phénomènes de transport disparaissent avec l'établissement du niveau marin à son niveau actuel, marquant alors la fin de l'influence directe de l'Adour en station B.

Cependant, les phénomènes de transport de faune benthique sont issus de processus différents. En station WH, la faune semble être transportée par des événements turbides du canyon de Cap-Ferret (Garcia et al., 2013). En stations A et B, les sédiments semblent transportés par des phénomènes de glissement probablement induits par des apports importants de particules sédimentaires par les panaches fluviaux. Ercilla et al. (2008) montrent que le plateau de Cantabrie, proche, est régulièrement l'objet de ce type de processus sédimentaires.

3.1.2. 7900 cal ans BP – Epoque moderne

Au cours des derniers 7 900 cal ans BP, la sédimentation est essentiellement hémipélagique et les sédiments sont plus argileux dans tout le domaine étudié (Figure VII.3), confirmant les observations effectuées en d'autres points du SE G de G (Anschutz et al., 1999 ; Hyacinthe et al., 2001). Cependant, quelques variations granulométriques, détectables dans les courbes de D90, sont à noter aux stations les plus proches du continent (B et D ; Figure VII.3 et Chapitre VI). La diminution des D90 en station B qui débute aux environs de 900 ans BP (Figure VII.3) suggère une diminution de l'hydrodynamisme benthique et pourrait refléter des

apports moins fréquents de sédiments transportés par le canyon de Capbreton proche (Mulder et al., 2001 ; Hess et al., 2005 ; Hess et Jorissen, 2009). En station D, positionnée dans la zone d'extension actuelle du panache fluviatile de l'Adour (Froidefond et al., 1999), les variations du D90 semblent directement liées aux variations du débit de l'Adour qui est contrôlé par les précipitations continentales (e.g. Jalut et al., 2009) et l'activité anthropique (i.e. déforestation ; Kaplan et al., 2009) durant l'Holocène. L'augmentation des D90 depuis environ 500 ans BP, quant à elle pourrait résulter du déplacement artificiel de l'embouchure de l'Adour de 15km vers le Sud (Klingebel et Legigan, 1978).

3.2. Paléoproductivité

Les taux d'accumulations des foraminifères planctoniques (PFAR), benthiques (BFAR) et des coccolithes (CAR) sont le reflet de la productivité primaire et de la dynamique de population des foraminifères qui lui est associée, mais ils peuvent être biaisés par les taux de sédimentation (Herguera et Berger, 1991 ; Jorissen et al., 2007). En effet, pour des taux de sédimentation relativement homogènes, une même bioproductivité peut être diluée (concentrée) sur le fond par des apports de particules lithiques, abaissant (augmentant) ainsi les PFAR/BFAR et CAR.

A l'actuel dans le SE du G de G, Retailleau et al. (2009) montrent que la production de foraminifères planctoniques est plus élevée en milieu océanique ouvert qu'en domaine côtier. Au contraire, les stocks de foraminifères benthiques sont plus élevés en haut de pente qu'en bas de pente (Fontanier et al., 2002 ; Mojtahid et al., 2010). Cette configuration est également observée dans les taux d'accumulations des foraminifères planctoniques (benthiques) des carottes sédimentaires étudiées (Figure VII.4), qui augmentent (diminuent) avec la hauteur de la colonne d'eau.

La faune benthique du G de G semble globalement répondre positivement à la productivité de surface (Fontanier et al., 2002 ; Murray, 2006 ; Jorissen et al. 2007), avec une réponse directe de la faune benthique à la productivité de surface pendant l'Holocène (Figure VII.4). Les BFAR co-varient alors avec les PFAR. Cependant, cette corrélation directe s'affaiblit dans les périodes de bas niveau marin (avant 7500 cal ans BP) car le BFAR est additionnellement influencé d'une part par des apports d'espèces transportées depuis le plateau continental externe et d'autre part par la réponse des foraminifères aux apports latéraux de MO continentale et donc plus réfractaire.

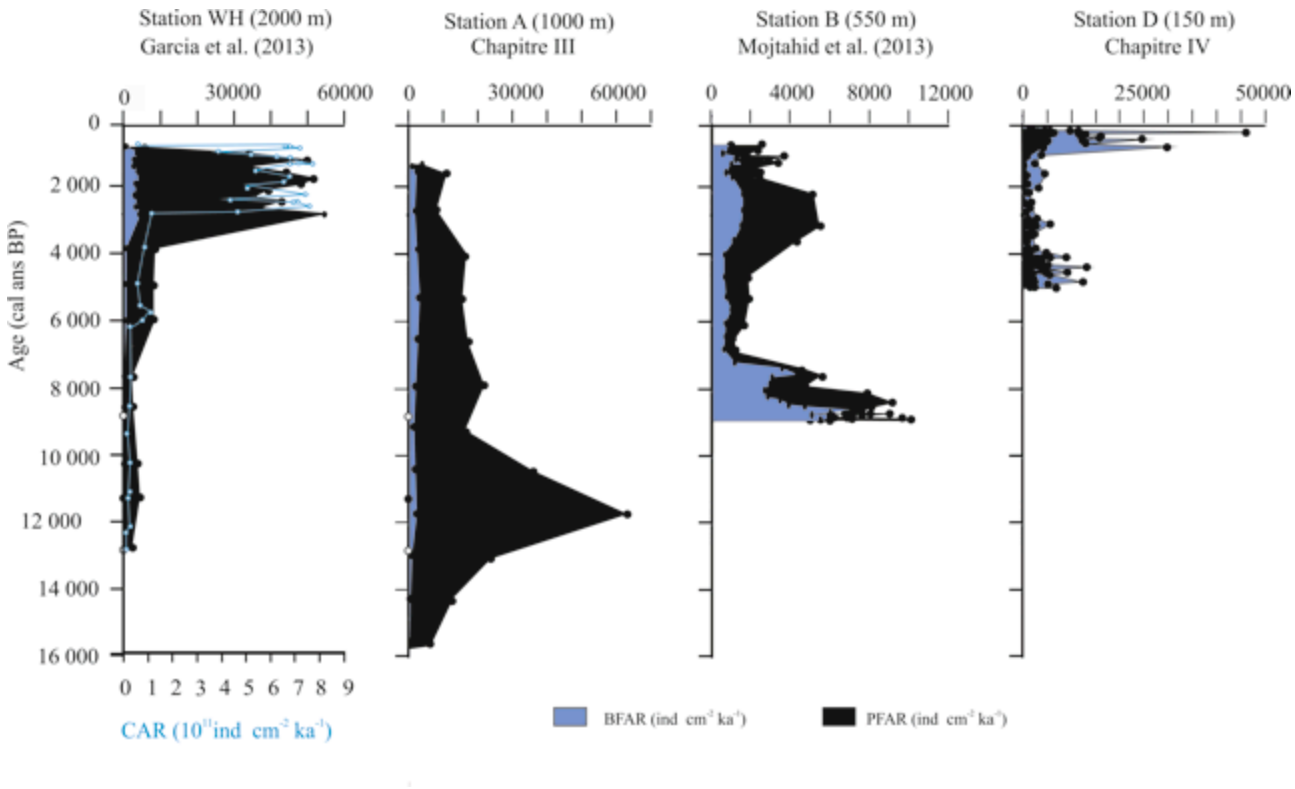


Figure VII.4 : Taux d'accumulation des foraminifères planctoniques (PFAR ; en noir) et benthiques (BFAR ; en gris) dans les sédiments des carottes CADIAC WH (station WH ; 2000 m), CADIAC A (Station A ; 1000m), KS10b (Station B ; 550m) et CADIAC D (station D ; 150m).

Plusieurs phases de productivité de surface élevée (PFAR, BFAR et CAR) sont distinguées dans nos enregistrements (Figure VII.4), dont les facteurs forçant diffèrent suivant la période considérée.

3.2.1. 15 600 – 9 100 cal ans BP

La productivité de surface en station A, qui atteind un maximum entre 13 000 et 9 100 cal ans BP (PFAR ~40 000 ind cm^{-2} ka^{-1}), est directement reliéee à la courbe d'abondance relative d'une seule espèce, *Neogloboquadrina pachyderma* senestre (espèce polaire, e.g. Johannessen et al., 1994 ; Darling et al., 2006 ; Darling et Wade, 2008 ; Husum and Hald, 2012). Pendant cette période, les températures de surface sont donc froides, ce qui confirme les résultats d'études antérieures dans le G de G (Caralp, 1971 ; Pujol, 1980 ; Duplessy et al., 1991 ; Mojtahid et al., 2005 ; Eynaud et al., 2007). De plus, la présence du front subpolaire arctique a été signalée dans le G de G pendant cette période (Pujol, 1980 ; Eynaud et al., 2009). Le front subpolaire arctique, comme tout front océanique, est caractérisé par la remontée vers la surface de nutriments favorables à la productivité phytoplanctonique de surface (e.g. Darling et Wade, 2008), dont l'espèce polaire *N. pachyderma* s., particulièrement bien adaptée à ces environnements froids, a pu profiter. Cependant, cet épisode de forte productivité n'est pas aussi bien enregistré en station WH (PFAR ~3 300 ind cm^{-2} ka^{-1}), alors qu'il est également caractérisé par des abondances élevées de *N. pachyderma* s. Si le front subpolaire arctique était bien localisé dans le G de G, il aurait dû aussi favoriser une forte production de surface en WH pendant cette période. La différence entre les fortes productivités de surface enregistrées en station A et les faibles

productivités en station WH ne pourraient être qu'apparentes, avec 2 hypothèses : 1) une surestimation des taux de sédimentation de la carotte CADIAC A, relative au modèle d'âge approximatif établi sur la base d'une comparaison pic à pic ; 2) un hydrodynamisme benthique intense dû à la proximité du canyon du Cap Ferret, défavorable aux dépôts sédimentaires en station WH, où le taux de sédimentation est particulièrement faible.

La différence entre les fortes productivités de surface enregistrées en station A et les faibles productivités en station WH pourrait n'être qu'apparente, et s'expliquer par un hydrodynamisme benthique accru en période de bas niveau marin en station WH, dû à la proximité du canyon du Cap Ferret. Dans ce contexte, des processus d'érosion de fond (ou de non dépôt) en station WH, où le taux de sédimentation est particulièrement faible pendant cette période, auraient pu gommer le signal de paléoproductivité.

3.2.2. 8 900 – 8 100 cal ans BP

Entre 8 900 – 8 100 cal ans BP, la productivité de surface (PFAR ~7 100 ind cm^{-2} ka^{-1}) est favorisée en station B par le développement de panaches fluviatiles qui transportent et diffusent les nutriments vers le large (Mojtahid et al., 2013), consécutif aux fortes précipitations continentales enregistrées au cours de cet intervalle (e.g. (Van den Brink and Janssen, 1985; Fiúza et al., 1998; Garcia-Soto et al., 2002a; Á Peliz et al., 2005). Cette hypothèse semble corroborée par les valeurs de $\delta^{13}C$ un peu plus légères enregistrées dans les tests de *Globigerinoides bulloides* et *Globorotalia inflata* au cours de cet intervalle (Figure VII.5a), qui suggèrent à défaut d'une faible productivité, une forte influence continentale. Cette influence continentale marquée à la station côtière B n'a vraisemblablement pas pu atteindre les stations du large A et WH pendant cet intervalle de temps.

3.2.3. 3 500 cal ans BP - Période moderne

Les intervalles 2 600 - 1000 cal ans BP en station WH et 3 500 – 1 900 cal ans BP en station B, montrent des maxima de productivité de surface (PFAR : ~43 000 ind cm^{-2} ka^{-1} et ~ 5 000 ind cm^{-2} ka^{-1}, respectivement), alors que la productivité en station A est minimale. Les maxima de productivité en WH et B, marqués par la domination de l'espèce opportuniste *Neogloboquadrina pachyderma* dextre dans les assemblages, ont été attribués à une productivité primaire élevée favorisée par la diffusion de nutriments par les panaches fluviatiles de la Gironde et de l'Adour respectivement (Garcia et al., 2013 ; Mojtahid et al., 2013). La station A, la plus éloignée de l'embouchure de ces 2 fleuves, aurait pu échapper à l'influence de leur panache fluviatile.

La période humide décrite sur la péninsule ibérique entre 2 800 et 1 500 cal ans BP (e.g. Desprat et al., 2003 ; Pena et al., 2010 ; Martin-Puertas et al., 2010) pourrait avoir renforcé les débits fluviaux et par conséquent l'importance des panaches fluviatiles chargés de nutriments. Le décalage observé montre que ce processus atteint la station B, un peu plus de 1000 ans avant la station WH située plus au large (à la précision des modèles d'âge près).

Une explication alternative peut être envisagée. En effet, sous l'effet des tempêtes plus fréquentes, un cordon dunaire sableux s'édifie sur la côte Aquitaine entre 2 575 et 1 420 ans BP sur la bordure externe d'anciens marais (Pontee et al., 1998). La formation de ces dunes coïncide avec un contexte relativement sec et venteux décrit dans la plaine des Landes (Bressolier et al., 1990), cité dans Pontee et al., 1998). On peut alors envisager que cette période venteuse ait favorisé les mélanges actifs dans la colonne d'eau, et la remise en circulation de nutriments vers la surface, « excitant » la production primaire. Cette explication est appuyée par les conclusions de Trigo et al. (2002) qui montrent que la circulation atmosphérique affecte différemment les régimes de précipitations de l'Europe du Nord et du Sud. Il serait ainsi possible que le bassin versant Nord Pyrénéen soit affecté par un régime de précipitation inverse à celui observé sur la péninsule ibérique. La migration des Westerlies du Nord vers le Sud en conditions de NAO négative (e.g. Trigo et al., 2002, 2004 ; Magny, 2003, 2004 ; Bjork et al., 2006) pourrait expliquer la différence de régime pluvial entre le Sud humide et le Nord plus sec.

En station D, les périodes de productivité maximale ont lieu entre 4000 – 3200 cal ans BP (~1 700 ind cm^{-2} ka^{-1}) et 1000 – 60 cal ans BP (~ 3500 ind cm^{-2} ka^{-1}), soit en déphasage total avec la productivité maximale observée au cours des derniers 4 000 ans en stations B et WH (Figure VII.4). Cette contradiction peut s'expliquer par la proximité de la station D par rapport à l'embouchure de l'Adour. Si l'augmentation des débits fluviatiles a pu favoriser la production planctonique en stations B et WH par l'injection de nutriments au large, elle peut défavorisé la production phytoplanctonique ainsi que l'installation des foraminifères planctoniques en zone côtière (station D) par une turbidité plus importante et des salinités plus faibles dans les panaches fluviatiles, comme observé à l'actuel pendant les crues de l'Adour (Retailleau et al., 2011, 2012).

3.3. Paléo-environnement

3.3.1. Reconstitution des caractéristiques du milieu planctonqiue

Les mesures isotopiques réalisées à partir des tests de foraminifères planctoniques de type *Globigerinoides bulloides, Globorotalia inflata* et *Globigerinoides ruber* sont présentés Figure VII.5a. Les abondances relatives des cinq espèces les plus représentatives de la variabilité environnementale holocène dans le G de G sont présentées en Figure VII.6. Un tableau récapitulatif des préférences écologiques des espèces discutées dans ce chapitre est également présenté en Tableau VII.2. Au travers de l'analyse des assemblages de foraminifères planctoniques et des ratios isotopiques de l'oxygène et du carbone, plusieurs périodes paléo-environnementales et plusieurs mécanismes forçant l'environnement de surface du G de G ont pu être mis en évidence.

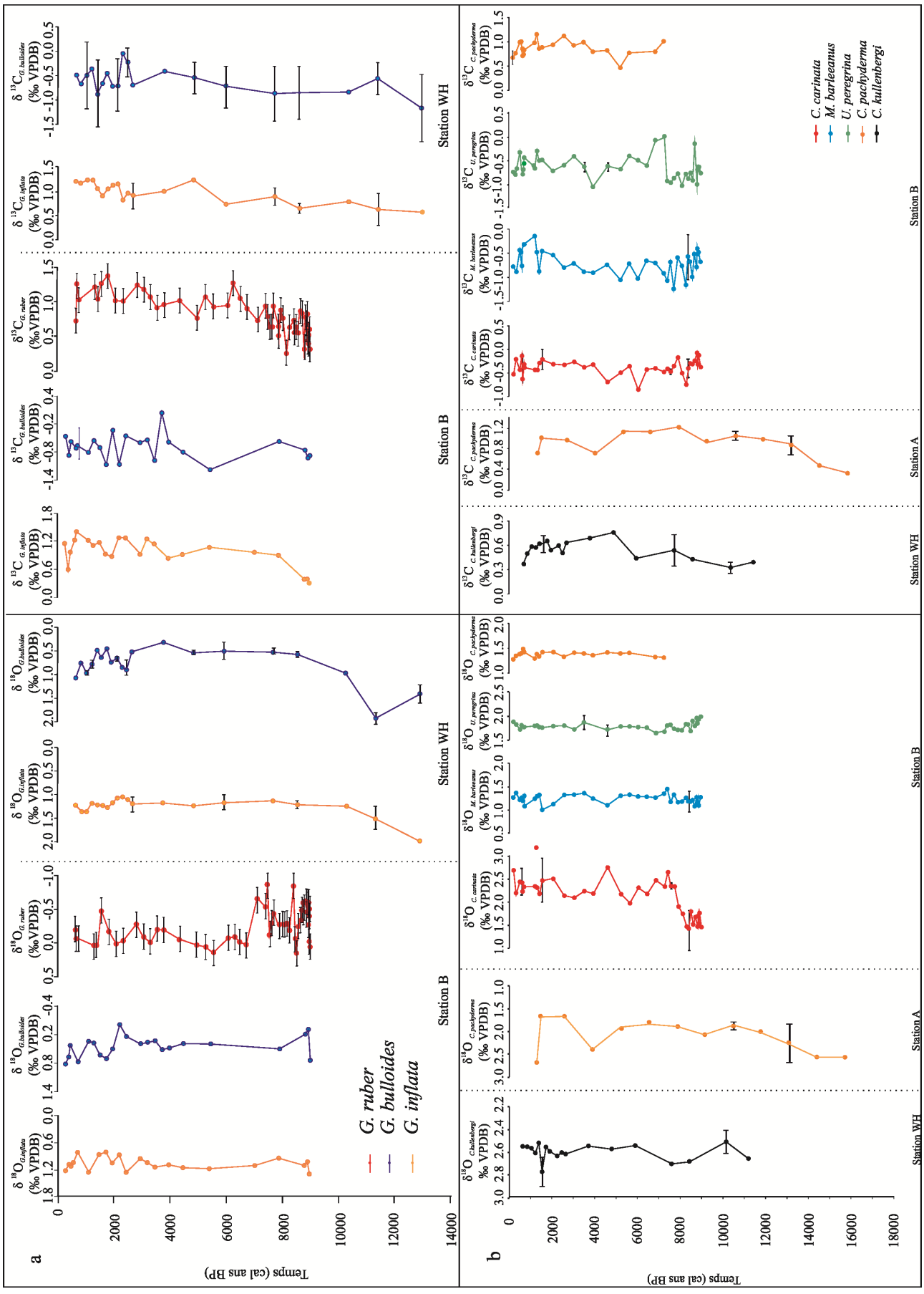

a
b
Temps (cal ans BP)
G. ruber
G. bulloides
G. inflata
C. carinata
M. barleeanus
U. peregrina
C. pachyderma
C. kullenbergi
Station WH
Station B
Station A

Figure VII.5 : a) Ratios isotopiques de l'oxygène ($\delta^{18}O$) et du carbone ($\delta^{13}C$) mesurés en station B et WH sur les individus de type *G. inflata* (en jaune), *G. bulloides* (en bleu) et *G. ruber* (en rouge) ; **b)** $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ mesurés sur les foraminifères benthiques des carottes CADIAC WH, CADIAC A et KS10b.

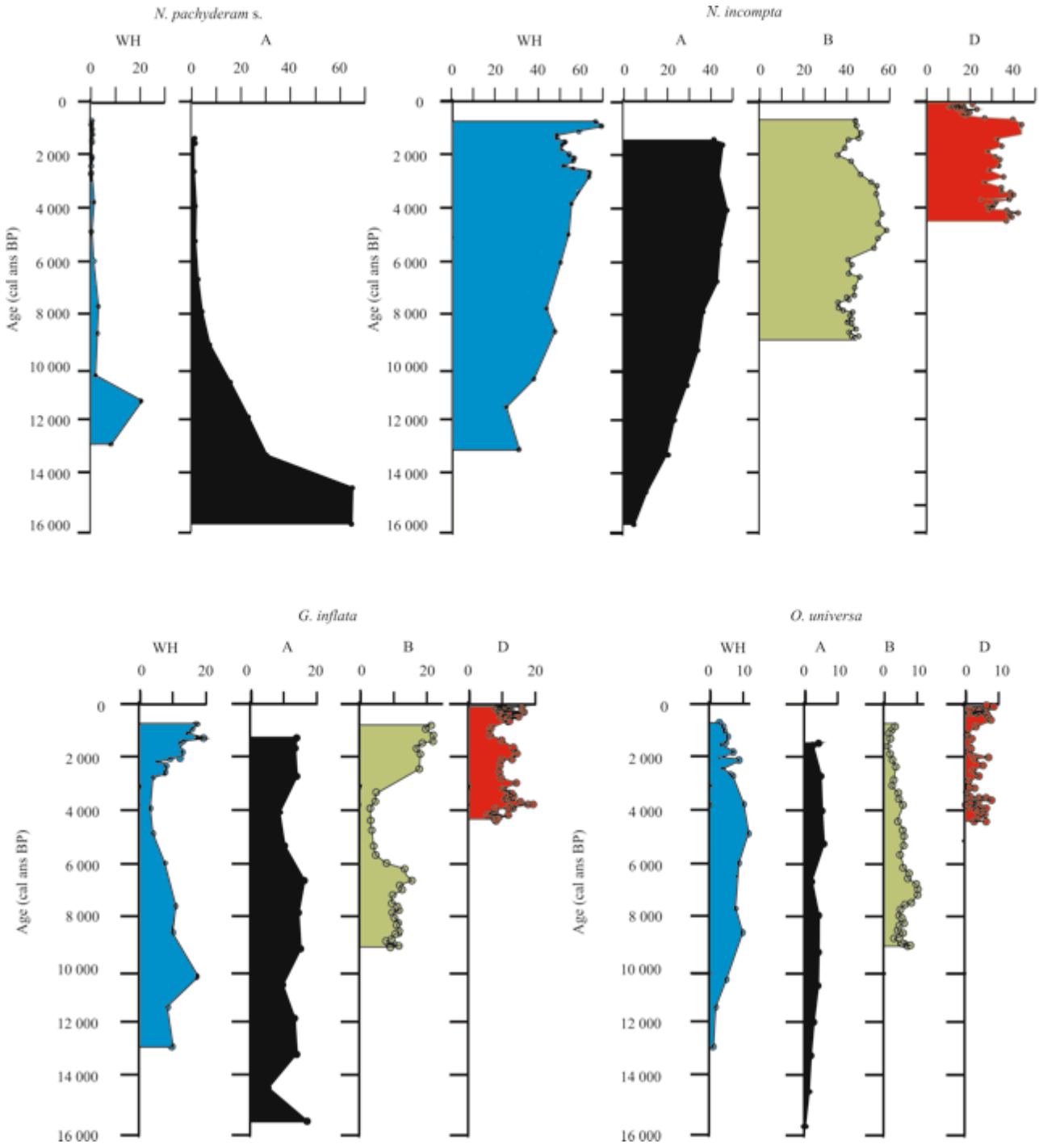


Figure VII.6: Abondances relatives des espèces *N. pachyderma* s., *N. incompta*, *G. inflata* et *O. universa* dans les assemblages des carottes CADIAC WH (2000 m ; bleu), CADIAC A (1000m ; noir), KS10b (550m ; vert) et CADIAC D (150m ; rouge).

Espèce	Domaine	Ecologie	Références
Neogloboquadrina pachyderma senestre (Ehrenberg, 1861)	Polaire Subpolaire	Cette espèces a été observée vivante sous la glace de mer La forme polaire tolère des T° comprises entre -1,5 et 10°C.	Spindler, (1990), Darling et al., (2006) ; Darling and Wade, 2008
Neogloboquadrina pachyderma dextre (Ehrenberg, 1861)	Subpolaire Tempéré	Cette espèce est présente de mars à juin dans le Golfe de Gascogne. Elle est particulièrement abondante durant le bloom phytoplanctonique printanier. Elle est toléranet à un large gradient de température. Sa distribution est déterminée par la pycnocline.	Kuroyanagi et Kawahata, (2004) ; Cléroux et al. (2007) ; Darling and Wade (2008) ;Retailleau et al., (2011, 2012) ; Siccha et al. (2012) ; Kuhnt et al., (2013)
Neogloboquadrina incompta (Cifelli, 1961)	Tempéré	La littérature est ambigue. Selon certains auteurs (1), il s'agit d'une espèce d'été se développant dans les eaux de surface, considérée comme indicative d'eaux de surface stratifiées. D'autres auteurs (2) suggèrent d'utiliser le terme *incompta* pour différencier les espèces *N. pachyderma* dextre (*N. incompta*), des espèces *N. pachyderma* senestre. Nous avons choisi de grouper les espèces PD intergrade et *N. pachyderma* dextre dont les écologies sont proches sous l'appellation *N. incompta* suivant (3)	(1) Kuroyanagi et Kawahata, (2004) ; Schiebel et Hemleben, (2000) (2) Cifelli, (1961) ; Darling et al., (2006) (3) Kipp, (1976)
Turborotalia quinqueloba (Natland, 1938)	Subpolaire Tempéré Subtropical	Ubiquiste, particulièrement abondante aux hautes latitudes. Observée sous le couvert de glace arctique, comme en mer d 'Arabie (T°> 21°C)	Bé (1977),Vincent et Berger (1981), Brummer and Kroon,(1988), Hilbrecht, (1996), Carsten et al. (1997), Darling et al. (2000); Retailleau, 2009
N. pachyderma / N. dutertrei intergrade (Kipp, 1976)	Subpolaire Tempéré	Ce groupe constitue un intermédiaire entre *N. pachyderma* et *N. dutertrei* mais n'ont pas de relation intermédiaire avec leur environnement. Les P-D- intergrades sont présents dans les environnements subpolaires et ont des préférences écologiques proches de celles de *N. pachyderma*. Un gradient morphologique de ce groupe ne répond pas à un gradient écologique	Hilbrech, (1997); Darling and Wade, (2008).
Globigerina bulloides (d'Orbigny, 1826)	Subpolaire Tempéré	Cette espèce vit dans les 60 premiers mètres de la colonne d'eau et domine les assemblages entre 50 et 100m de profondeur.Il s'agit d'une espèce opportuniste souvent associée à la présence d'upwellings.	Bé et Hamlin, (1967) ; Bé et Tolderlund (1971) ; Schiebel et al., (1997, 2004)
Globigerinoides trilobus (Reuss, 1950)	Subtropical Tropical	En Atlantique Nord : Absente en Avril, Mai et Juin, présente en Août uniquement	Schiebel et al. (2000)
Orbulina universa (d'Orbigny, 1839)	Tempéré Subtropical Tropical	Cette espèce est l'une des plus répandues. Elle excède rarement 3 à 4%. Elle est observée dans le Golfe de Gascogne en fin de bloom (juin) lorsque les eaux de surface commencent à stratifier.	Tolderlund et Bé, 1971; Hilbrecht, 1996 ; Retailleau et al., 2011
Globigerinoides ruber (alba) (d'Orbigny, 1839)	Subtropical	*G. ruber* (pink) est seulement observée en Atlantique tandis que *G. ruber* (white) est observée dans tous les océans. La forme «pink» n'est jamais dominante dans les assemblages. Ces deux espèces montrent une relation directe avec la température. La forme «pink» préfère des habitats plus chauds que la forme «white»	Bé et Hamlin, (1967) ; Richey et al. (2012)
Globigerinoides ruber (pink) (d'Orbigny, 1839)	Tropical		
Globigerinoides sacculifer (Brady, 1877)	Subtropical Tropical	Cette espèce préfère des températures de surface élevées et des gradients de température verticaux à faible saisonnalité. Elle est tolérante à une large gamme de salinité	Hilbrecht, (1996)
Globorotalia inflata (d'Orbigny, 1839)	Tempéré	Cette espèce est moins abondante en Atlantique Nord que dans l'Océan Indien. Sa présence semble liée à la température et à la salinité de surface ainsi qu'à la température à 200 m de profondeur. Elle affectionne les environnements peu marqués par la saisonnalité et semble étroitement liée au gradient vertical hivernal, à la densité de la masse d'eau ainsi que sa stratification.	Bé et Tolderlund, (1971) ; Rohling et al., (1999) ; Schiebel et al. (2002) ; Cléroux et al. (2007)
Globigerinella calida (Parker, 1962)	Subtropical Tropical	Maximum de développement pour des températures comprises entre 15 et 30°C et des salinités entre 34 et 37,4‰. Elle est observée dans les environnement oligotrophe. Des difficultés à les différencier de *G. siphonifera* sont rencontrées.	Hilbrecht, 1996; Schmuker et Schieble, (2002) ; Darling and Wade, (2008)

Tableau VII.2 : Tableau récapitulatif des principales caractéristiques écologiques des espèces majeures rencontrées dans le cadre de cette étude.

a) Migration du Front subpolaire arctique

Entre ~16 000 et 10 500 cal ans BP, les températures de surface (SST) sont particulièrement froides dans le G de G comme le suggèrent le signal isotopiques de l'oxygène ($\delta^{18}O$) élevé mesuré sur les foraminifères planctoniques *G.bulloides* et *G. inflata* (Figure VII.5a). Les assemblages de foraminifères planctoniques sont alors dominés par l'espèce *Neogloboquadrina pachyderma* senestre (Figure VII.6) avec des abondances relatives >60%, chiffres que l'on retrouve à l'actuel seulement au Nord du front polaire arctique (Nord Islande) (Tableau VII.2). De façon similaire, au Nord du G de G, Pujol et al., (1980), Zaragosi et al., (2001), Mojtahid et al., (2005), Eynaud et al., (2007) et Toucanne et al., (2008) observent des abondances élevées de *N. pachyderma* s. au cours de cet intervalle. Les auteurs attribuent la présence de cette espèce à une migration vers le Sud du front subpolaire arctique lors d'événements froids comme le Dryas Récent ou l'événement d'Heinrich 1, ainsi qu'à la fonte des calottes britanico-islandaise et scandinave qui contribuent à refroidir les eaux de surface. Après ~11 000 cal ans BP, les abondances de *N. pachyderma* s. chutent drastiquement indiquant un réchauffement relativement brusque des eaux de surface et un rejet vers de Nord du front polaire.

b) Courants de surface

Une particularité des assemblages de foraminifères planctoniques est la présence inattendue de l'espèce subtropicale *Globigerinoides ruber* (white) au cours du Younger Dryas ainsi qu'au cours de plusieurs périodes de l'Holocène (Figure VII.7). *Globigerinoides ruber* est une espèce typique d'environnement subtropicaux dont l'aire de répartition se cantonne au maximum à la latitude 40°N (soit au Sud de la marge portugaise - Bé et al., 1977 ; Pujol, 1980 et références ; Arnold et Parker, 1999 ; Salgueiro et al., 2008). A l'actuel, elle a été capturée en quantité minime (1 spécimen/20m^3) dans des filets à plancton entre 200 et 300m de profondeur en Novembre 2007 (Retailleau et al., 2011) et n'a pas été observée dans les pièges à particules déployés dans le SE du G de G pendant 3 ans (Siccha et al., 2012 ; Kuhnt et al., 2013). Cette espèce est donc considérée comme allochtone, introduite dans le G de G par un courant marin particulier, le Navidad (Garcia et al., 2013 ; Mojtahid et al., 2013). Le courant Navidad est issu de l'IPC (*Iberian Poleward Current*) qui circule le long de la marge ouest ibérique, transportant vers le Nord des eaux chaudes et salées générées en zone subtropicale (transportant ainsi des individus de *G. ruber* associés à ces masses d'eau). Le Navidad est le courant côtier qui pénètre dans le G de G par le Cap Finistère espagnol et se propage sur le plateau et le talus continental Nord espagnol jusqu'à venir lécher le plateau continental français avant de se dissiper vers le nord (Le Cann et Serpette, 2009). Il s'active seulement en hiver (d'où son nom « Nativité » ; LeCann et Serpette, 2009). Les fluctuations temporelles du courant Navidad ont été reliées par Garcia-Soto et al. (2002) à l'Oscillation Nord Atlantic (NAO), dont l'index négatif est corrélé avec une extension maximale du Navidad dans le G de G. Par analogie, les abondances élevées de *G. ruber* observées au fond du G de G pourraient être un

marqueur de conditions de NAO négatives. Dans les sédiments du G de G, *G. ruber* apparait en abondance en station WH au cours des intervalles 12 800 – 10 000 cal ans BP et 2 600 - 1 800 cal ans BP ; en station A entre 13 000 - 9 100 cal ans BP ; en station B entre 9 000 - 7 400, 6 000 et 3 500 – 1 800 cal ans BP et enfin en station D entre 2 800 - 1 800 cal ans BP (Figure VII.7).

La présence de cette espèce en station WH et A, pendant la période froide du YD et au tout début de l'Holocène est remarquable. On peut penser que la position très méridionale du front polaire arctique, qui a alors décalé la circulation atmosphérique vers le Sud, met le G de G dans un contexte analogue à celui de la phase négative de la NAO, permettant des incursions du Navidad dans le G de G quasi-permanentes et de grandes extensions (jusqu'au droit du canyon du Cap Ferret – WH).

En considérant les abondances élevées que *G. ruber* peut atteindre dans les sédiments (jusqu'à 15%), une question se pose : Cette espèce, transportée sous forme de propagule, peut-elle se développer, vivre et se reproduire dans le G de G, ou a-t–elle été transportée jusque dans le G de G sous forme de coquilles vides ?

1. Des abondances élevées de *G. ruber* (10 à 15%) sont observées au sud du Portugal (Hilbrecht, 1996 ; Salgueiro et al., 2008) similaires à celles observées dans le SE du G de G (Figure VII. 7) ;
2. Un temps de latence d'un à deux mois est observé entre des conditions de NAO négatives (novembre – décembre) et l'arrivée du courant de Navidad (janvier) dans le Golfe de Gascogne (Garcia-Soto et al., 2002). Cette période est largement supérieure au temps de sédimentation estimé pour un test vide de foraminifères planctoniques (e.g. Takahashi et Be, 1984).

Il apparaît donc évident que *G. ruber* vit dans le Golfe de Gascogne lors de ces phases d'abondances maximales. De plus, le signal isotopique mesuré sur *G. ruber* en station B semble varier différemment du signal isotopique mesuré sur les individus *G. inflata* et *G. bulloides* des mêmes niveaux (Figure VII.5a). Cette différence peut résulter soit du fait que *G. ruber* ne se développe pas dans les mêmes conditions que les deux autres espèces (saisonnalité), soit du fait qu'elle est transportée à l'état de propagule et se développe dans le G de G dans des conditions favorables aux intrusions prononcées du courant Navidad. A l'Ouest de la marge ibérique, le signal isotopique $\delta^{18}O$ enregistré par *G.ruber* est plus lourd au début de l'Holocène (Salgueiro et al., 2010), laissant à penser que *G. ruber* a trouvé durant l'Holocène des conditions favorables à son développement lors des intrusions du courant de Navidad dans le G de G (transport de propagules). Cependant vers l'actuel, ce signal se rapproche de plus en plus de celui enregistré sur les tests de *G. ruber* marge ibérique (Salgueiro et al., 2010). En considérant la variation abrupte du signal isotopique aux environs de 6 500 cal ans BP nous avons émis les hypothèses suivantes : 1) les propagules transportés de *G. ruber* ont probablement rencontré des conditions environnementales favorables à leur développement et à la calcification de nouveaux tests durant les mois d'été, jusqu'aux environs de 6500 cal ans BP. Les $\delta^{18}O$ légers enregistrés pourraient donc être en partie attribués aux températures de surface élevées ainsi qu' à une baisse de salinité relative au régime de précipitations élevé qui caractérise le début de l'Holocène (Harrison and Digerfeldt, 1993); Fiúza et al., 1998 ; Garcia-Soto et al., 2002 ; Peliz et al., 2005 ; Thorndycraft et Benito 2006, Bernárdez et al. 2008) ; 2) ces mêmes propagules ont été contraintes à se développer uniquement au sein de la masse d'eau du courant de Navidad (enregistrant ses paramètres physico-chimiques) au cours des derniers 6 500 cal ans BP.

Le signal d'enrichissement en *G.ruber* de l'intervalle 7 400 - 6 000 cal ans BP, enregistré en station B, n'est pas repéré en stations A et WH. Il se pourrait que la faible résolution de l'étude des carottes CADIAC WH et CADIAC A ait biaisé nos observations (de même que le signal 3 500 - 1 800 cal ans BP est absent de nos courbes en station A).

Finalement, au regard des abondances élevées de *G. ruber* au cours de l'intervalle 3 500 – 1 800 cal ans BP notamment, caractérisé par des productivités de surface élevées en stations WH et B, une nouvelle hypothèse peut être émise quant aux conséquences de ces intrusions sur la productivité de surface dans le G de G. En effet, le courant Navidad lorsqu'il pénètre dans le G de G, génère la formation d'eddies du fait de courants opposés et des différences de températures avec la masse d'eau adjacente (Pingree and Le Cann, 1992); Garcia-Soto et al., 2002). Les eddies, par brassage de la colonne d'eau, ramènent en surface des nutriments et ainsi favorisent la productivité primaire phytoplanctonique (Mahadevan et al., 2012). Il est possible donc que les intrusions du courant Navidad sous conditions de NAO négatives favorisent la productivité de surface dans le SE du G de G (Stations B, A et WH).

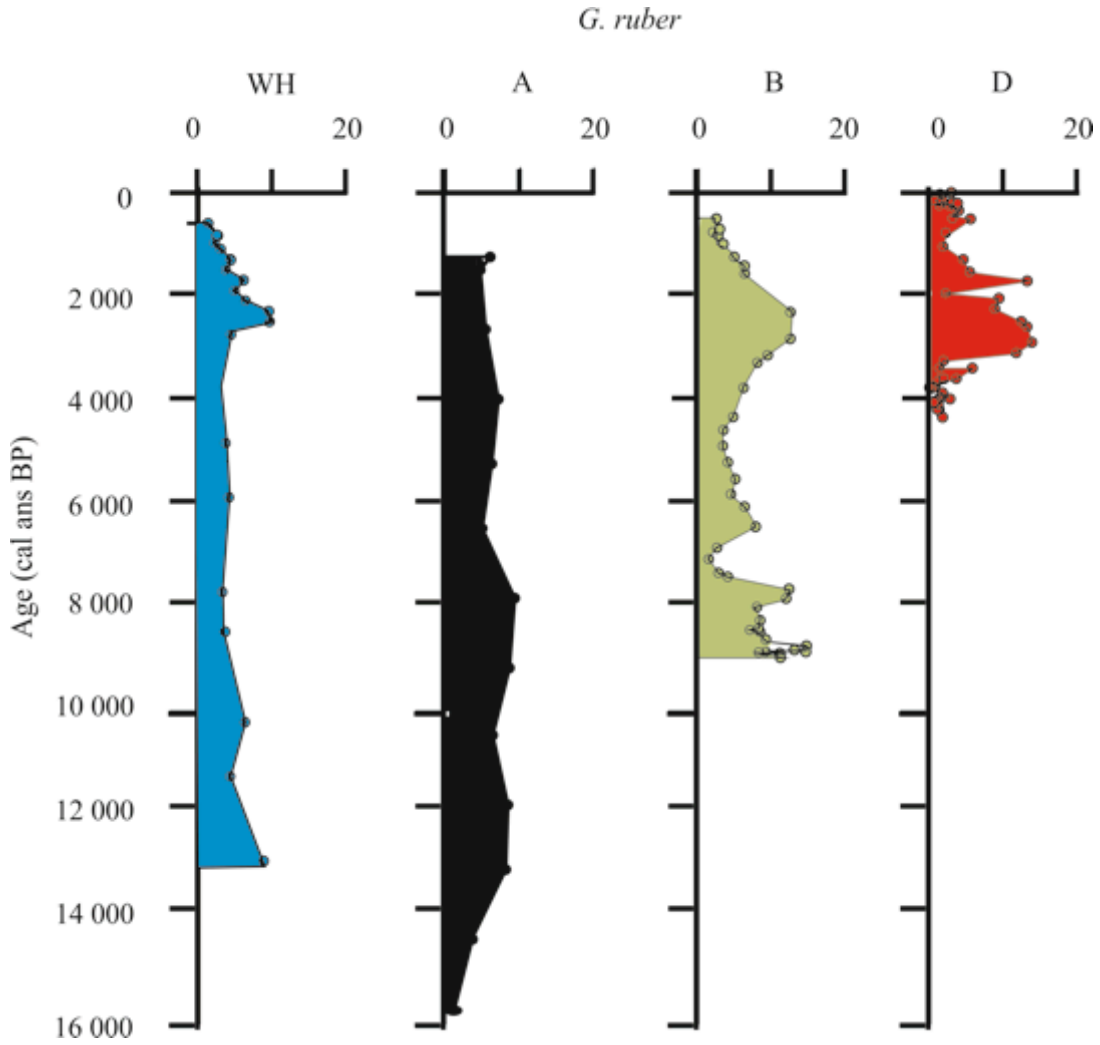


Figure VII.7 : Abondances relatives de l'espèce *G. ruber* dans les sédiments des carottes CADIAC WH (bleu), CADIAC A (noir), KS10b (vert) et CADIAC D (rouge).

c) Saisonnalité

Le G de G est actuellement caractérisé par une saisonnalité forte marquée par des productions primaires notamment printanières. Les espèces *Neogloboquadrina incompta* et *Globigerinoides bulloides* dominent les assemblages de foraminifères planctoniques modernes (Retailleau et al., 2009 , 2011 ; 2012 ; Siccha et al., 2012 ; Kuhnt et al., 2013). Ces espèces sont connues pour répondre favorablement aux blooms phytoplanctoniques de printemps (Schiebel et Hemleben, 2005 ; Chapman et al., 2010). Elles dominent aussi les assemblages des sédiments holocènes du G de G (Caralp, 1971 ; Pujol, 1980). Dans nos enregistrements, La présence de *N. incompta* et *G. bulloides,* est continue au cours de la période Holocène (Figure VII.6). La productivité de surface du SE du G de G présente donc une composante saisonnière marquée par des blooms phytoplanctoniques de printemps tout au long de la période Holocène (Garcia et al., 2013 ; Mojtahid et al., 2013). Cette hypothèse est appuyée par les assemblages de coccolithes analysés en station WH et caractérisés par des abondances élevées d'*E. huxleyi*, une espèce ubiquiste (Broerse et al., 2000), typique des blooms phytoplanctoniques de fin de printemps au Nord des Açores (i.e. Schiebel et al., 2011).

d) Stratification de la colonne d'eau

Deux périodes de forte stratification des eaux de surface du G de G sont repérables dans nos enregistrements par le comportement de deux espèces sensibles à l'homogénéité de la colonne d'eau : *Globorotalia inflata* et *Globorotalia truncatulinoides*.

Globorotalia truncatulinoides, considérée comme une espèce principale en station B uniquement, est également observée en station WH et A où elle est considérée comme une espèce mineure (<5% dans tous les niveaux). Cette espèce vit dans les milieux profonds des environnements subtropicaux (Mulitza et al., 1997). Elle se reproduit en hiver et son cycle de vie profite d'une colonne d'eau stratifiée (Hilbrecht, 1996). Mojtahid et al. (2013) associent sa présence en station B (aux environs de 8 000 cal ans BP) à l'établissement de la circulation méridionale océanique moderne aux environs de 8 000 – 7 000 cal ans BP (Rohling et al., 1995 ; Marchitto et al., 1998 ; Oppo et al., 2003 ; Piotrowski et al., 2005 ; Gherardi et al., 2009) et à l'établissement de la MOW, une masse d'eau d'origine subtropicale, à sa profondeur actuelle aux environs de 8 000 – 6 000 cal ans BP (Schönfeld et Zahn, 2000). La station B est située à la limite supérieure moderne de la MOW (Van Aken, 2000). Un déplacement vertical de cette masse d'eau, relatif à un changement de densité pourrait expliquer la station B soit affectée. Les variations d'intensité de la MOW sont susceptibles de perturber la circulation thermohaline en modulant la densité des masses d'eau par des apports salins élevés (c.f. la révision d'Eynaud et al., 2007 ; (Rogerson et al., 2012).

L'espèce *Globorotalia inflata* réagit favorablement à l'homogénéité de la colonne d'eau (i.e. (Rohling et al., 1993) ; Tableau VII.2). Elle présente un minimum d'abondance en station WH, A et B, au cours de l'intervalle 5 000 – 3 000 cal ans BP (Figure VII.6), associé à des tailles de test minimales (Chapitres IV et V). L'espèce de coccolithes *C. pelagicus,* plutôt présente en été lorsque les eaux de surface sont bien stratifiées dans le G de G (Beaufort et Heussner, 2001), montre un maximum d'abondance en station WH au cours de ce même

intervalle. La simultanéité de la prospérité de *C. pelagicus* avec le relatif déclin de *G. inflata* nous a conduits à considérer la colonne d'eau comme stratifiée entre 5 000 et 3 000 cal ans BP. Au Nord du G de G, Staines-Urias et al. (2013), attribuent également une baisse des abondances relatives de *G. inflata* à une stratification plus marquée de la colonne d'eau, en réponse à une contraction vers l'Ouest du Gulf Stream, et/ou à des apports nutritifs moins importants au cours de cet intervalle.

Les espèces *G. truncatulinoides* et *G. inflata* marquent donc une stratification intensifiée des eaux du G de G, due à la circulation océanique de l'Atlantique Nord.

e) Variabilité long terme des températures de surface comparée à la variabilité climatique régionale

La période de l'optimum climatique Holocène (8 000 - 5 000 ans BP), caractérisée par des températures de surface élevées en été en Atlantique Nord (Andersen et al., 2004 ; Mayewski et al., 2004 ; Wanner et al., 2008), est assimilée aux stations WH, A et B, aux maxima d'abondance de l'espèce *O. universa* (Figure VII.6). Dans l'actuel, cette espèce répond à des SST estivales élevées (Retailleau et al., 2011).

Par contre, les variations de températures millénaires enregistrées en milieu continental (Martin-Chivelet, 2011) et océanique (Desprat et al., 2003) à proximité de la péninsule ibérique et plus généralement en Atlantique Nord (Muscheler, 2012) ne semblent pas affecter les assemblages de foraminifères planctoniques observés dans les carottes des stations WH, A et B.

En station D au contraire, une certaine cyclicité se démarque dans les abondances de *O.universa*, probablement du fait de l'influence de l'Adour proche. Le signal planctonique enregistré à proximité de l'embouchure de l'Adour semble corroborer les variations des températures enregistrées au Nord de la marge ibérique par Martin-Chivelet et al. (2011). En effet, plusieurs périodes (4000 – 3300 ; 1800 – 1100 ; 700 - 500 et 300 - 160 ans BP) sont enregistrées au cours des derniers 4000 ans. La comparaison des abondances d'*O. universa* avec des températures de surface estimées sur la base des données isotopiques mesurées dans des spéléothèmes du Nord de l'Espagne (Martin-Chivelet et al., 2011) suggère une bonne corrélation des températures SST chaudes avec les abondances relatives d'*O. universa* au cours de l'intervalle 4 000 – 3 000 cal ans BP. La proximité de l'embouchure de l'Adour qui implique des forts taux de sédimentation, une stratification de la colonne d'eau et des apports en nutriments très variables, peuvent expliquer que cette variabilité soit enregistrée uniquement en station D.

3.3.2. Reconstitution des caractéristiques du milieu benthique

La faune benthique répond aux variations de la productivité de surface et à la qualité et quantité des apports continentaux contrôlés par les variations du niveau marin et par l'hydrodynamisme.

Les espèces principales de foraminifères benthiques sont réparties à l'échelle du G de G suivant un gradient trophique déterminé par la hauteur de la colonne d'eau (Fontanier et al., 2002 ; Duchemin et al.,

2007 ; Mojtahid et al., 2010), comme *Uvigerina peregrina* et *Sigmoilopsis schlumbergeri* (Stations WH et A), *Uvigerina mediterranea* et *Nutallides umboniferus* (Stations A et B), *Cassidulina carinata* et *Bulimina marginata* (Stations B et D) (Figure VII.8). En effet, la hauteur de la colonne d'eau détermine le temps de résidence de la MO avant son arrivée au sédiment. Plus son séjour est long, plus les processus de reminéralisation sont importants. Chacune des quatre stations est baignée par une masse d'eau distincte et est aujourd'hui caractérisée par une environnement trophique qui lui est propre (e.g. Fontanier et al., 2002 ; Mojtahid et al., 2010). Le Tableau VII.3, résume les principales caractéristiques écologiques des foraminifères benthiques rencontrés dans le cadre de cette étude. Les termes « eutrophe », « mésotrophe » et « oligotrophe » se réfèrent aux termes actuels définis par Mojtahid et al. (2010) pour le SE du G de G.

L'existence du gradient trophique actuel (Fontanier et al., 2002 ; Mojtahid et al., 2010) semble avoir été maintenu au moins au cours des derniers 12 800 ans BP. Les Figure VII.8 et VII.5b récapitulent les principaux résultats obtenus sur la base des assemblages de foraminifères benthiques observés et des ratios isotopiques mesurés pour chacune des stations.

Sur la base des variations des assemblages des foraminifères benthiques, quelques périodes climatiques clés peuvent être distinguées :

a) 16 000 – 12 800 ans BP

Seule la station A couvre l'intervalle 16 000 - 12 800 ans BP. Les ratios isotopiques benthiques mesurés (Figure VII.5b), suggèrent des conditions de bas niveau marin associées aux périodes glaciaires.

L'environnement benthique est alors plutôt eutrophe, probablement en réponse aux apports de MO. par le continent proche comme l'indiquent la présence des espèces *Melonis barleeanus* et *Cibicides pachyderma* (Figure VII.8). Ces apports latéraux sont confirmés par des abondances élevées de foraminifères benthiques transportés depuis le plateau externe.

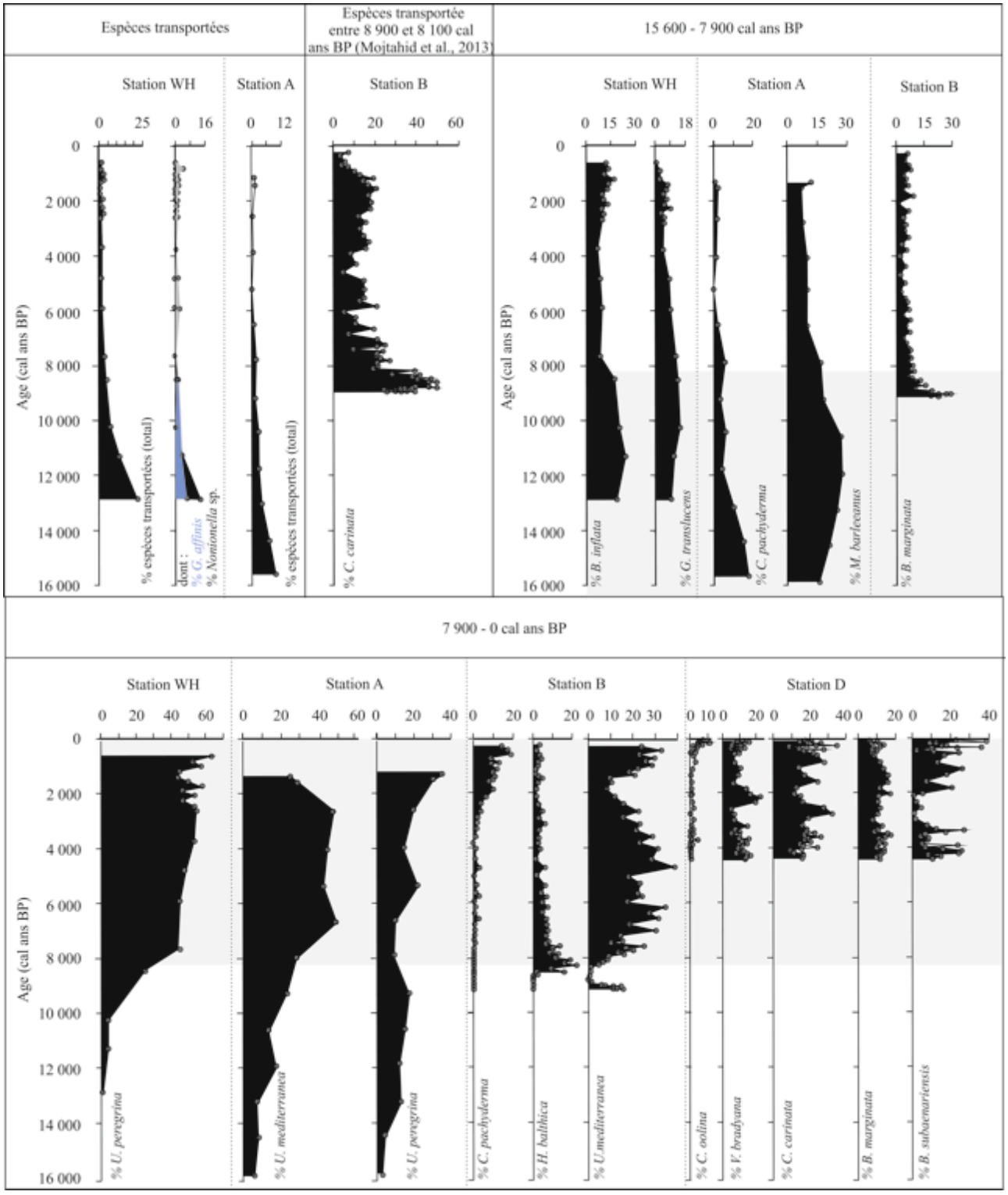


Figure VII.8 : Abondances relatives des espèces de foraminifères benthiques majeures rencontrées en stations WH, A, B et D et représentatives de la variabilité holocène du SE du G de G.

Espèce	Station où l'espèce domine	Référence moderne illustrée	Préférence trophique	Microhabitat	Références
Bolivina spathulata (Williamson, 1858)	B	Jorissen(1987),pl. 1, Fig. 5	Très eutrophe	Endopélique superficielle	Jorissen et al. (1992) ; Fontanier et al., 2002
Bolivina subaenariensis (Cushman, 1922)	D	Phleger et al. (1953), pl. 7, figs. 24, 25		Endopélique superficielle	Fontanier et al., (2002); Langezaal et al., (2006) ; Mojtahid et al., (2010)
Bolivinita quadrilatera (Schwager, 1866)	B	Jones (1994),pl. 42, Figs. 8–12	Mésotrophe	Endopélique superficielle	Fontanier et al., 2002
Bulimina aculeata (d'Orbigny, 1826)	D	Jones (1994), pl. 51, figs. 7–9	Très eutrophe	Endopélique profonde	Jorissen (1987, 1988) ; Fontanier et al. (2002)
Bulimina inflata (Seguenza, 1862)	WH, B	Van Leeuwen (1989), pl. 8, fig. 4	Oligotrophe	Endopélique superficielle	Mackensen and Douglas (1989); Corliss and Emerson (1990); Rathburn et al. (1996);Jorissen et al. (1998); Fontanier et al. (2002);Mojtahid et al. (2010)
Bulimina marginata (d'Orbigny, 1826)	B, D	Hess (1998), pl. 10, fig. 7	Très eutrophe	Endopélique superficielle parfois considérée profonde	Jorissen et al., (1998); Lutze and Coulbourn (1984); Langezaal et al. (2006);Mojtahid et al. (2006, 2009)
Cassidulina carinata (Silvestri, 1896)	WH, B, D	Phleger et al. (1953), pl. 9, figs. 32–37	Très eutrophe	Superficielle à endopélique superficielle	Jorissen (1987); Altenbach et al.(1999); Bergamin et al. (1999); Fontanier et al. (2003); Mojtahid et al. (2009)
Cibicidoides kullenbergi (Parker, 1953)	WH	Wright (1978), pl. 4, figs. 5–7	Mésotrophe	Endopélique superficielle	Fontanier et al. (2002) ; Mojtahid et al. (2010)
Cibicides lobatulus (Walker and Jacob, 1798)	D	Jones (1994), pl. 92, Fig. 10	Eutrophe	Epipélique	Fontanier et al. (2002) ; Murray, (2006) ; Schweizer et al., (2009 et références)
Cibicidoides pachydermus (Rzehac, 1886)	A,B	Jones (1994), pl. 94, fig. 9	Mésotrophe	Endopélique superficielle	Fontanier et al., 2002 ; Fontanier et al., 2003 ; Mojtahid et al., 2010 ;
Chilostomella oolina (Schwager, 1878)	D	Jones (1994), pl. 55, Figs. 12–14	Très eutrophe	Endopélique profonde	Corliss and Emerson, 1990 ; bernhard, 1992 ; Rathburn and Corliss, 1994 ; Jorissen et al., 1998 ; Jorissen, 1999 ; Licari et al., 2003 ; Mojtahid et al., 2010
Elphidium spp.	B		Transportées, espèces très peu profondes	Transportées, espèces très peu profondes	Murray, 2006
Eggerella bradyi (Cushman, 1911)	WH, A	Jones (1994), pl. 47, figs. 4–7	Oligotrophe	Epiphyte	Mojtahid et al. (2010)
Gavelinopsis translucens (Phleger and Parker, 1951)	WH, A	Schiebel (1992), pl. 4, fig. 5	Mésotrophe	Endopélique superficielle	Jorissen et al., 1998 ; Mojtahid et al., 2010
Globobulimina affinis (d'Orbigny, 1839)	WH, A, B	Phleger et al. (1953), pl. 6. fig. 32	Eutrophe	Endopélique profonde	Mackensen and Douglas (1989) ; Corliss and Emerson (1990) ; Schönfeld, (1997, 2001); Fontanier et al., (2002, 2003) ; Mojtahid et al. (2010)
Gyroidina orbicularis (d'Orbigny, 1826)	WH	Jorissen (1987), pl. 1, fig. 13	Mésotrophe	Endopélique superficielle	Jorissen et al., 1998 ; Murray, (2006) ; Mojtahid et al., 2010
Gyroidina altiformis (Stewart and Stewart, 1930)	B	Jorissen (1987), pl. 1, fig. 11	Oligotrophe	Endopélique superficielle	De Rijk et al. (2000);Abu-Zied et al. (2008); Murray, 2006
Hoeglundina elegans (d'Orbigny, 1826)	WH, A	Phleger et al. (1953), pl. 9, figs. 24, 25	Mésotrophe	Endopélique superficielle	Jorissen et al., (1998) ; Fontanier et al., (200) ; Mojtahid et al. (2010)
Hyalinea balthica (Schroeter, 1783)	B, D	Jones (1994), pl. 112, figs. 1, 2	Très eutrophe	Endopélique intermédiaire (parfois considérée comme superficielle)	Corliss and VanWeering (1993); Fontanier et al. (2002)
Melonis barleeanus (Williamson, 1858)	A, B	Van Leuwen (1989), pl. 13, Figs. 1–2	Eutrophe	Endopélique intermédiaire	Jorissen et al. (1998); Mojtahid et al. (2010); Fontanier et al. (2002); Schmiedl et al. (2003)
Nonion fabum (Fichtel et Moll, 1798)	D	Loeblich and Tappan (1988), pl. 690, figs. 1–7	Très eutrophe	Endopélique intermédiaire à profonde	Langezaal et al. (2006) ; Fontanier et al. (2002) ; Mojtahid et al. (2010)
Nonionella sp.	WH		Très eutrophe	Endopélique superficielle	Dujinstee et al. (2003) ; Duchemin et al., (2005 ; 2007)
Nuttalides umboniferus (Cushman, 1933)	A	Van Leeuwen (1989), pl. 15, figs. 11–13; pl. 16, figs. 1–7	Oligotrophe	Endopélique superficielle	Schmiedl et al. (1997) ; Mojtahid et al. (2010)
Pseudoclavulina crustata (Cushman, 1936)	B	Jorissen (1987).pl.1, Fig. 11	Mésotrophe	Endopélique intermédiaire	Fontanier et al. (2002, 2003)
Pyrgo murrhina (Schwager, 1866)	WH	Hess (1998), pl. 9, fig. 1	Oligotrophe ?	Endopélique superficielle	Rathburn and Corliss, 1994 ; Mojtahid et al., 2010
Quinqueloculina seminula (Linnaeus, 1758)	D	Jones (1994), pl. 5, Fig. 6	Mésotrophe	Endopélique superficielle	Murray (2006) ; Fontanier et al., (2008) ; Mojtahid et al., (2010)
Sigmoilopsis schlumbergeri (Silvestri, 1904)	WH, A	Jones (1994), pl. 8, figs. 1–4	Mésotrophe	Endopélique superficielle	Rathburn and Corliss, (1994) ; Fontanier et al., (2002) ; Mojtahid et al., (2010)
Siphogenerina columellaris (Brady, 1881)	B	Jones (1994).pl. 75,Figs. 15–17	Eutrophe	Endopélique superficielle	Fontanier et al. (2003) ; Mojtahid et al. (2010)
Uvigerina mediterranea (Hofker, 1932)	WH, A, B, D	Van der Zwaan et al. (1986), pl. 5,Figs. 1–7	Eutrophe	Endopélique superficielle	Altenbach et al. (1999); De Stieger et al. (1998); Fontanier et al. (2002)
Uvigerina peregrina (Cushman, 1923)	WH, A, B	Van Der Zwaan et al. (1986), pl. 1, figs. 1–6	Mésotrophe	Endopélique superficielle	Altenbach and Sarnthein (1989); Altenbach et al. (1999); Fontanier et al. (2002); Mojtahid et al. (2010)
Valvulineria bradyana (Fornasini, 1900)	D	Jorissen (1987), pl. 4, figs. 1, 2	Très eutrophe	Endopélique superficielle	Jorissen, (1987, 1988); Van der Zwaan and Jorissen, (1991); Langezaal et al. (2006) ; Mojtahid et al. (2010)
Textularia agglutinans (Fornasini, 1900)	D	Jones (1994), pl. 43, Figs 1–3	Eutrophe	Endopélique intermédiaire	Jorissen; (1987) ; Barmawidjaja et al. (1992) ; Mojtahid et al. (2010)

Tableau VII.3 : Tableau récapitulatif des principales caractéristiques écologiques des espèces benthiques majeures rencontrées dans le cadre de cette étude.

b) 12 800 – 7 900 ans BP

L'intervalle 12 800 – 7 900 cal ans BP est caractérisé par des environnements oligotrophes en Station WH à mésotrophes en station A, reflètant des apports de MO de faible qualité corroborés par des BFAR peu élevés (Figures VII.4, VII.5b et VII.8). Plus près de la côte, les environnements de la station B sont eutrophes, avec des apports de MO très élevés (Figures VII.4, VII.5b et VII.8). Ce même intervalle est caractérisé par une

diminution progressive d'espèces benthiques transportées. La station B semble particulièrement affectée par des processus d'advection latérale. Des mesures du $\delta^{18}O$ effectuée sur l'espèce *C. carinata* (Figure VII.5b) présentent un changement abrupte aux environs de 7 900 cal ans BP interprété par Mojtahid et al (2013) comme une délocalisation des tests de *C. carinata* depuis leur milieu de vie d'origine (plateau continental externe) vers la station B, du fait de transports sédimentaires gravitaires importants. Ces phénomènes de transports sédimentaires semblent prendre fin aux environ de 8 100 – 7 900 cal ans BP (Figure VII.5b et VII.89) alors que l'élévation du niveau marin ralentit.

c) 7 900 – 0 ans BP

Les derniers 7 900 ans sont caractérisés par l'établissement d'une faune mésotrophe à eutrophe, répondant directement à la production primaire de surface. L'environnement en station A et WH est relativement stable, cependant que les stations B et D enregistrent des perturbations locales (Figures VII.5b et VII.8) attribuées aux précipitations en milieu continental et aux variations du débit de l'Adour associées (Mojtahid et al., 2013). L'influence du panache fluviatile de l'Adour sur l'environnement benthique semble donc se limiter aux stations B et D. A partir d'images satellites, (Froidefond et al., 1999) montrent qu'actuellement le panache de l'Adour est restreint au domaine très côtier du SE Gascogne.

Entre 8 000 et 6 000 cal ans BP, l'apparition de certaines espèces comme *Hyalinea balthica* et *Uvigerina mediterranea (*Figure VII.8), caractéristiques des environnements méditerranéens, peut être attribué à la réorganisation de la circulation méridionale en Atlantique Nord (Mojtahid et al., 2013). L'établissement de la MOW à sa profondeur actuelle semble avoir eu des répercussions uniquement sur l'environnement benthique de la station B entre 8 000 et 6 000 cal ans BP. Cependant, aucune variation particulière des ratios isotopiques n'est enregistrée au cours de cet intervalle en Station A ou B (Figure VII.5b), suggérant soit que cette hypothèse n'est pas valide, soit que les ratios isotopiques du carbone et de l'oxygène ne constituent pas un proxy suffisamment sensibles pour enregistrer la présence ou l'absence de la MOW.

Pour finir, l'environnement benthique des stations WH et A semble peu affecté par les perturbations de la circulation de surface (Figures VII.5a, VII.5b, VII.7 et VII.8), relatives aux intrusions du courant Navidad. Au contraire, aux stations B et D, des changements majeurs de la faune benthique apparaissent (diminutions des abondances relatives de *B. subaerianensis* - Figure VII.8 - et *U. mediterrranea* – Figure VII.8 ; Mojtahid et al., 2013) aux environs de 3 000 – 1 900 cal ans BP qui semblent refléter une augmentation de la productivité de surface en station B et une réduction des apports de MO continentale par l'Adour en station D. Nous avons vu dans le paragraphe précédent que ce phénomène peut être attribué à 1) la diffusion de nutriments par les rivières qui ont conduit à une grande turbidité en station D et à une diffusion des nutriments vers les milieux océaniques : ou 2) aux intrusions du courant Navidad en conditions de NAO négative.

3.3.3. Variations récentes de l'environnement trophique en milieu côtier

L'influence exercée par l'activité anthropique sur l'environnement terrestre et marin est en constante évolution. L'activité agricole, l'émission de gaz à effet de serre, la pollution sont autant d'éléments qui contribuent à perturber l'environnement terrestre (Rudiman, 2003 ; IPCC, 2007). L'impact de l'activité anthropique semble particulièrement effectif sur la péninsule ibérique depuis environ 950 cal ans BP (Desprat et al., 2003 ; Sorrel et al., 2010). Et, depuis 500 ans, on observe en station D (Figure VII.9), sous l'influence directe du panache fluviatile de l'Adour (Froidefond et al., 1999) :

1) La dominance de *G. calida* (au détriment de *N. incompta* ; Figure VII.6 et VII.19). A l'actuel, cette espèce domine les assemblages de foraminifères planctoniques de l'environnement côtier du G de G (Retailleau et al., 2011, 2012). La présence de cette espèce oligotrophe (Tableau VII.2) observée à l'actuel en station D (Retailleau et al., 2011, 2012) indique probablement des blooms automnaux. Ces blooms peuvent être favorisés par des crues automnales (Castaing et al., 1999 ; Dailloux et al., 2006) ou bien la remise en suspsension de nutriments par le biais d'upwellings côtiers (Longhurst, 1998 ; Schiebel et al., 2001; Lavender et al., 2004 ; Lazure et al., 2009).

2) La faune benthique montre quant à elle augmentation des abondances relatives en B et D des espèces *C. pachyderma* (station B) et *C. oolina* (Station D) interprétée comme une oligotrophisation (station B ; Mojtahid et al., 2013) et une eutrophisation (station D) de l'environnement benthique au cours des derniers 500 ans, et suggérant une augmentation (diminution) des apports en MO. labile (Figure VII.8 et VII.9).

3) Une augmentation progressive de la taille des grains dans la carotte CADIAC D, ou au contraire, une diminution abrupte de la taille des grains dans la carotte KS10b (Figure VII.4 et Chapitre VI).

4) Ces perturbations sont observées uniquement dans les carottes du haut de pente suggère que celles-ci trouvent leur origine dans l'influence continentale exercée sur ces stations.

La déconnexion du canyon de Capbreton avec sa source d'alimentation il y a environ 640 cal ans BP (e.g. Mulder et al., 2001 et références), combinée à une déviation de l'embouchure d'une quinzaine de kilomètres vers le sud (Klingebel et Legigan, 1978) aux environs de 400 ans BP pourraient expliquer les valeurs de D90 plus élevées (faibles) observés en stations D (B). Des apports de MO. plus (moins) importants en station D (B) par le panache fluviatile de l'Adour ou les débordements du canyon de Capbreton, pourrait également expliquer les changements faunistiques observés.

Depuis 150 ans, les assemblages de foraminifères planctoniques présents dans les sédiments en station D semblent aller dans le sens d'un réchauffement climatique avec une augmentation importante des abondances relatives d'espèces tropicales à subtropicales (autres qu'*O. universa* et *G. ruber* avec notamment la présence de *Neogloboquadrina dutertrei, Globigerina falconensis, Globigerinoides sacculifer, Globigerinoides trilobus* et *Globigerinella siphonifera*). La migration des espèces chaudes vers les hautes latitudes n'est pas un phénomène isolé. Par exemple, Richardson et al. (2006) observent un déplacement de 1 100 km vers les pôles des espèces chaudes de copépodes au cours des derniers 50 ans. Des changements de composition des

assemblages zooplanctoniques sont également observés du fait de changement de stratifications (Valdés et al., 2007). Sur la péninsule ibérique Martin–Chivelet (2011) mettent en évidence un réchauffement des températures de surface à partir de mesures isotopiques réalisées sur des spélétohèmes du Nord de l'Espagne et Desprat et al. (2003) montrent dans une carotte marine, une augmentation des flux de pollen en réponse à l'augmentation des températures de surface en milieu continental.

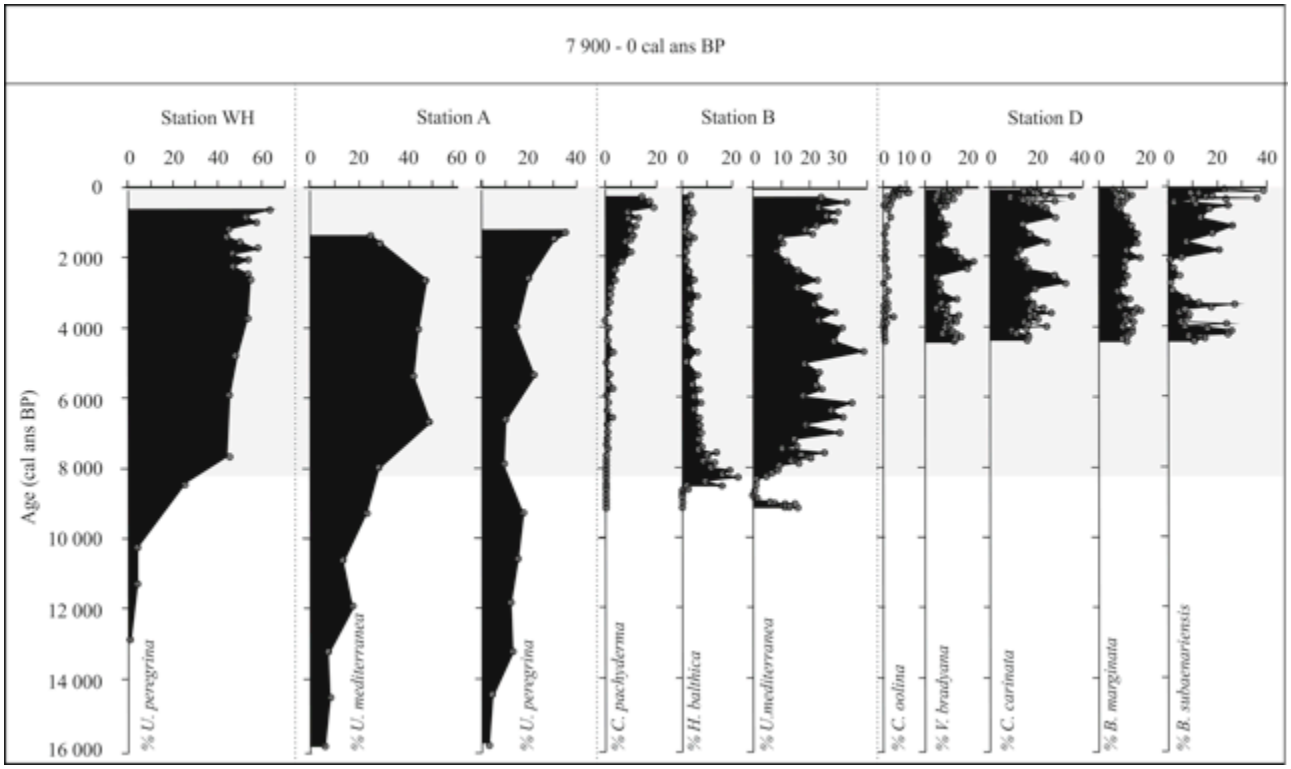


Figure VII.9 : Abondances relatives des espèces présentant des variations significatives au cours des derniers 500 ans en station D.

Les stations du haut de pente (B et D) semblent plus sensibles aux variations des paramètres environnementaux par l'activité anthropique que les stations du bas de pente. A l'actuel les SST les plus élevées sont observées en été dans l'extrême SE du Golfe de Gascogne (deCastro et al., 2009). Contrairement aux environnements marins ouverts, les environnements côtiers sont affectés sur toute la colonne d'eau par les variations de températures. Des gradients de température, salinité et turbidité verticaux mais aussi latitudinaux se mettent en place saisonnièrement, sensibilisant l'environnement aux variations des paramètres environnementaux.

Chapitre VIII. Conclusions et Perspectives

1. Conclusions

La variabilité climatique holocène a été largement décrite dans les environnements sous l'influence de la circulation océanique globale, aussi appelée circulation thermohaline. D'ores et déjà, les facteurs forçants tels que l'insolation, la circulation atmosphérique et océanique ont été mis en évidence (e.g. Mayewski et al., 2004 ; Wanner et al., 2008 ; Debret et al., 2009). Néanmoins, la réponse des marges continentales à la variabilité climatique holocène est encore assez méconnue. Les marges continentales sont le lieu privilégié d'échanges entre les domaines continentaux et océaniques. Les apports sédimentaires terrigènes, liés à l'érosion des continents ainsi que les nutriments provenant des fleuves, les transports sédimentaires du plateau continental vers la plaine abyssale, les courants de surface et les courants profonds influencent dans une large mesure la structure de la colonne d'eau et la productivité primaire. Par conséquent, le choix du Golfe de Gascogne situé à l'intersection des gyres subpolaires et subtropicales et à mi-chemin entre les cellules de haute et de basse pression, qui constituent la NAO, semblait tout à fait approprié pour étudier la variabilité des facteurs forçants holocènes. Nous espérions ainsi mettre en évidence le rôle joué par le système de circulation atmosphérique en Atlantique Nord (Oscillation Nord Atlantique), la variabilité hydrologique dans le Golfe de Gascogne, ainsi que les transferts sédimentaires depuis le continent vers les milieux océaniques. D'autre part, suivant un transect Nord-Ouest - Sud-Est, nous espérions faire la part entre les variabilités climatiques globale et régionale, naturelle et anthropique.

Il résulte de ce travail de thèse que les foraminifères planctoniques et benthiques sont de bons proxies des variations de l'hydrologie de surface (température, salinité, productivité de surface), de la qualité des apports de matière organique vers le sédiment et de l'hydrodynamisme sous-marin dans un environnement marginal comme le Golfe de Gascogne. Leur utilisation est soumise à une grande prudence. De nombreux biais sont susceptibles d'affecter les dépôts *post mortem* (destructions de tests par dissolution ou bioturbation, transports passifs) qui peuvent conduire à des interprétations erronées des paléo-environnements. Néanmoins, nous avons pu décrire la réponse de l'environnement du Golfe de Gascogne aux facteurs forçants holocènes et ainsi mieux contraindre leur variabilité.

Calibration du signal paléo-environnemental

La comparaison des faunes de foraminifères planctoniques et benthiques vivantes et mortes a révèlé que la composante saisonnière de la productivité primaire et le caractère pulsé des flux de MO vers les sédiments profonds influencent dans une large mesure la dynamique de population des foraminifères opportunistes et le paleo-signal enregistré dans les sédiments. Ces facteurs conduisent à une dominance des espèces opportunistes dans la faune fossile (e.g. *Uvigerina peregrina* ou *Uvigerina mediterranea*) en particulier chez les foraminifères benthiques. A cela s'ajoute la perte taphonomique d'espèces peu opportunistes (*Hoeglundina elegans*, *Chilostomella oolina, Globobulimina affinis*) et/ou sensibles à la dissolution (e.g. agglutinés non fossilisables, *H.* elegans) et dont la faible représentatitivité dans les sédiments ne doit pas être prise en considération. D'une part, la perte taphonomique des assemblages de foraminifères planctoniques est

plus difficile à estimer dans la mesure où les assemblages étudiés ne proviennent pas d'une même fraction (>150µm dans le mort et >100µm dans le vivant). Et d'autre part, les foraminifères planctoniques sédimentent au travers de la colonne d'eau où ils subissent des transformations.

En tenant compte de ces constats, les variations des facteurs forçants l'environnement holocène du Golfe de Gascogne ainsi que les transferts continents / océans ont pu être mis en évidence. Les principaux résultats obtenus à partir des faunes planctoniques et benthiques sont présentés en Figure VIII.1 et Figure VIII.2 respectivement.

a) Variabilité Holocène globale

Insolation et températures de surface

Antérieurement à la période Holocène (15 600 – 11 500 cal ans BP), le Golfe de Gascogne est un environnement périglaciaire typique, sous l'influence marquée du front subpolaire arctique et caractérisé par des températures de surface (SST) froides et une productivité de surface élevée.

L'insolation croissante et le retrait du front arctique qui accompagnent l'entrée dans l'Holocène ont conduit à un adoucissement des SST qui semblent maximales entre 8 000 et 5 000 ans BP.

Le déclin de l'insolation d'été en Atlantique Nord marque un changement des paramètres forçants la surface de la colonne d'eau qui se traduit dans les eaux de surface du Golfe de Gascogne par l'établissement d'une productivité primaire à caractère saisonnier marqué qui semble définitivement établie aux environs de 7 900 cal ans BP.

Enfin l'augmentation des températures atmosphériques au cours des derniers 100 ans en réponse à l'émission croissante de gaz à effet de serre dans l'atmosphère semble avoir entraîné une augmentation des températures de surface en milieux très côtiers.

Transferts sédimentaires

L'analyse granulométrique des carottes kullenberg a permis de mettre en évidence des transports sédimentaires importants entre 15 600 et 7 900 cal ans BP inversement proportionnel à l'élévation du niveau marin dans le Golfe de Gascogne. En station WH, des transports sédimentaires semblent avoir été favorisés par l'activité du canyon de Cap-Ferret, combiné à un hydrodynamisme benthique élevé. En station A, la proximité du continent semblent avoir favorisé le dépôt de grains détritiques. Enfin en station B, les débits élevés de l'Adour semblent avoir favorisé des transports sédimentaires massifs.

La stabilisation du niveau marin coïncide avec une réorganisation de la circulation océanique méridionale et l'établissement de la veine d'eau méditerranéenne (MOW) à sa profondeur actuelle aux environs de 8 000 – 6 000 cal ans BP, qui semble marqué par la présence d'espèces typiques des environnements

méditerranéennes. Cette période témoigne peut-être de l'établissement de fronts hydrologiques côtiers faisant barrière à la diffusion des nutriments vers le large.

Saisonnalité et productivité primaire

Des précipitations importantes sur le continent proche favorisent des débits fluviaux élevés (influence continentale forte) qui diffusent les nutriments vers les environnements océaniques. Ces phénomènes se caractérisent par une productivité primaire élevée en milieu océanique. La productivité primaire aux stations proches du continent (A et B) semble particulièrement élevée entre 13 000 – 9 100 et 8 900 – 8 100 cal ans BP respectivement et les assemblages les plus côtiers sont caractéristiques d'environnement très eutrophes répondant probablement à des apports de MO d'origine continentale. Les derniers 8 000 cal ans BP sont caractérisés par une forte saisonnalité de la productivité primaire et donc des flux de MO saisonniers vers la surface du sédiment, auxquels répondent les espèces benthiques opportunistes. Enfin, l'environnement benthique semble relativement stable au cours des derniers 7 900 ans. La faune benthique est principalement composée d'espèces opportunistes répondant aux blooms phytoplanctoniques saisonniers. Seule une période de productivité primaire commune aux stations WH, A et B semble avoir lieu entre 3 500 et 1 900 cal ans BP.

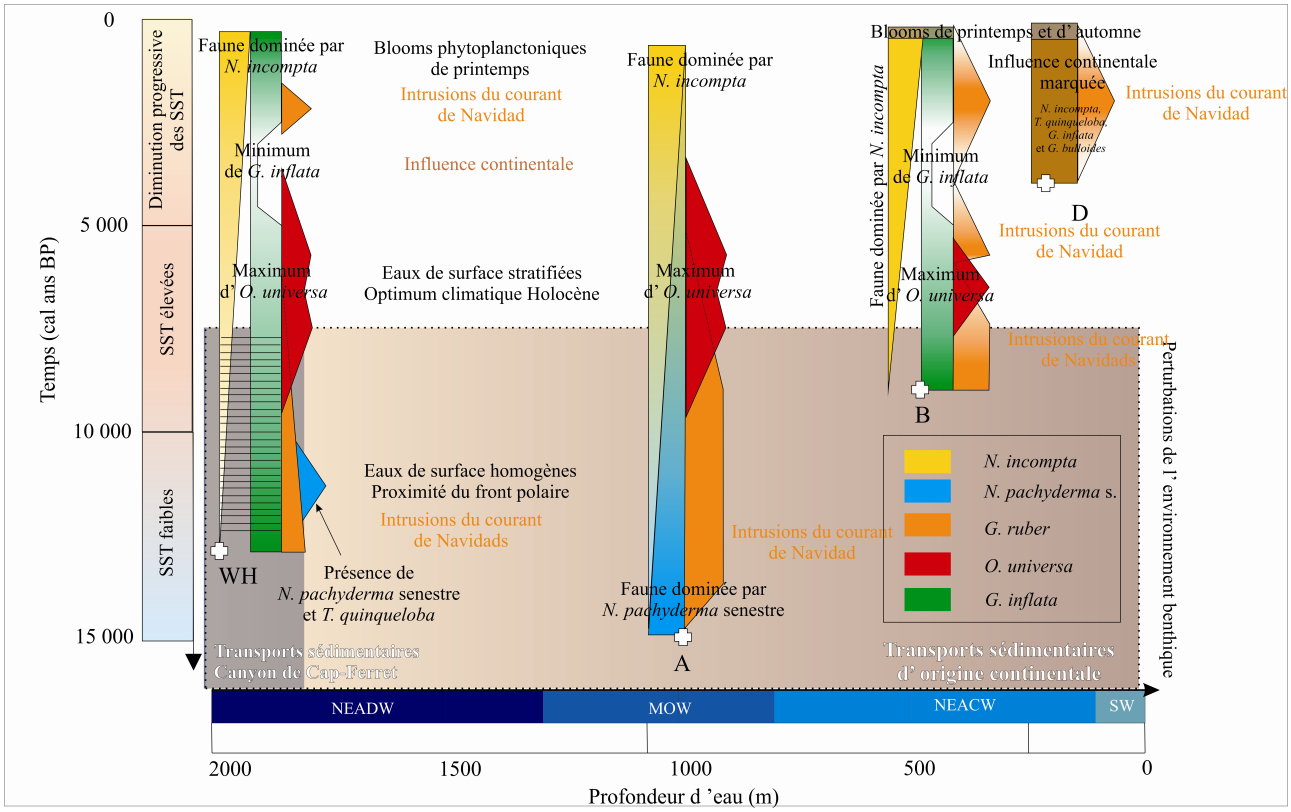


Figure VIII.1 : Figure schématique des principaux résultats obtenus à partir des assemblages de foraminifères planctoniques en stations WH, A, B et D. Pour une meilleure lisibilité, les raports entre les abondances relatives ne sont pas respectés. Les variations des espèces majeures (*N. incompta* (jaune), *N. pachyderma* senestre

(bleu), *G. ruber* (orange), *O. universa* (rouge) et *G. inflata* (vert)) sont figurées. Au bas de la figure sont présentées les masses d'eaux (SW : eaux de surface ; NEACW : eaux centrales nord atlantiques ; MOW : veine d'eau méditerranéenne et NEADW : eaux profondes atlantiques du nord-est) au sein desquelles baignent les stations.

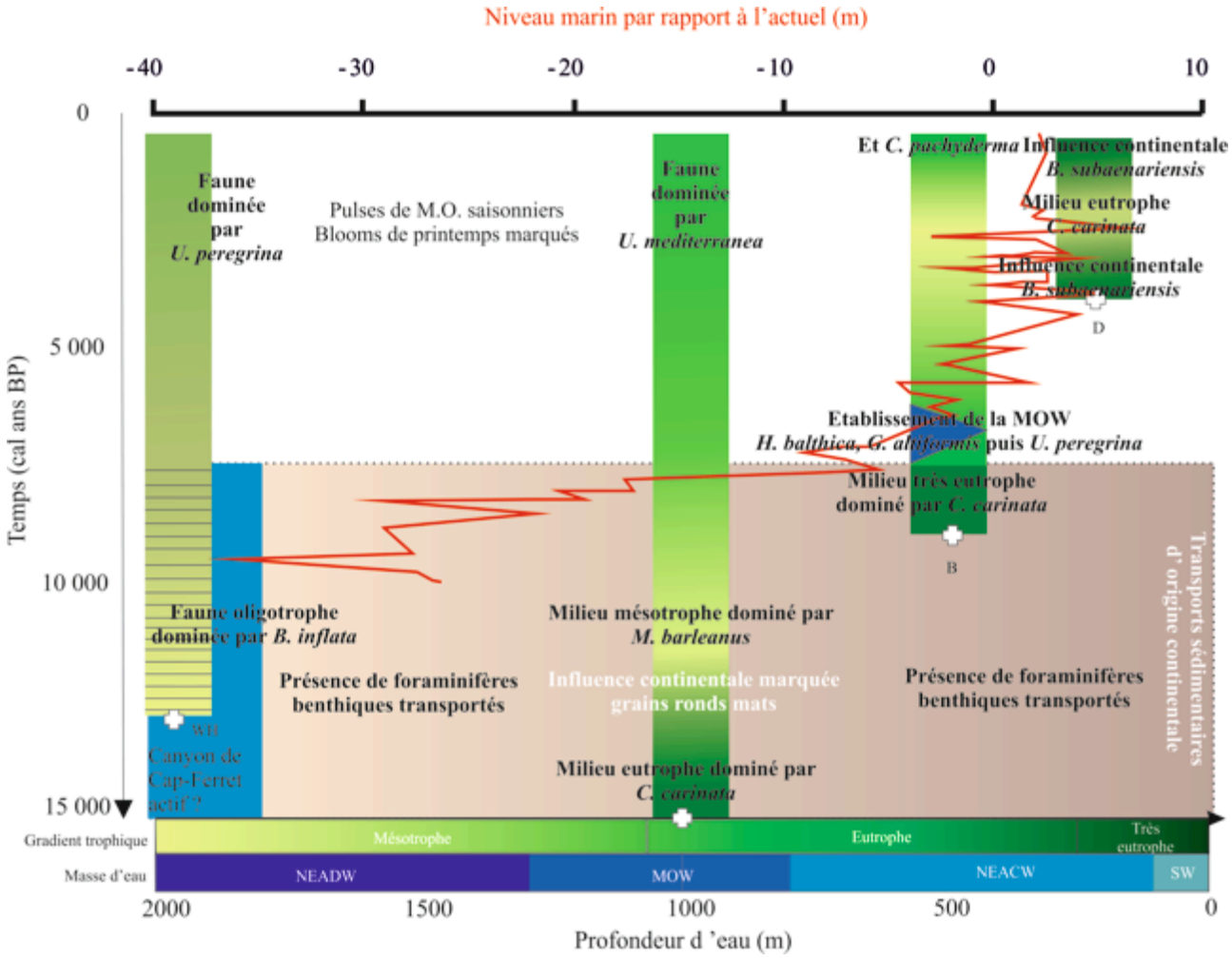


Figure VIII.2 : Figure schématique des principaux résultats obtenus à partir des assemblages de foraminifères benthiques en stations WH, A, B et D. Le nom des espèces dominant la faune est indiqué. Les variations trophiques de l'environnement sont représentées par un gradient vert. Au bas de la figure sont indiquées les masses d'eaux (SW : eaux de surface ; NEACW : eaux centrales nord atlantiques ; MOW : veine d'eau méditerranéenne et NEADW : eaux profondes atlantiques du nord-est) au sein desquelles baignent les stations. Superposée à cette figure, est représentée la courbe du niveau marin (en rouge) estimé par Lambeck (1997). L'établissement de la stratification actuelle des masses d'eaux et l'établissement des conditions trophiques modernes en stations WH et A sont concommittants à la stabilisation du niveau marin. Les stations B et D sont soumises à l'influence continentale. La zone rayée en station WH correspond aux fines lamines observées sur la carotte CADIAC WH.

b) Variabilité holocène régionale

Circulation atmosphérique

Au cours de cette étude, nous avons également pu mettre en évidence que les variations de la circulation atmosphérique et plus particulièrement de l'Oscillation Nord Atlantique (NAO) ont probablement affecté l'environnement du Golfe de Gascogne de deux façons distinctes :

- En favorisant les transferts sédimentaires précédemment décrits depuis le continent vers le milieu océanique. En effet, ces transferts sont en grande partie attribués aux débits fluviaux qui dépendent directement des précipitations en milieu continental et donc de la circulation atmosphérique.
- Et en favorisant des intrusions du courant de Navidad qui se caractérisent par des abondances élevées de l'espèce allochtone *G. ruber* dans les sédiments.

Les condtions de NAO négative semblent favorables à la productivité de surface, soit parce que les débit fluviaux accrus ont favorisé le transfert des nutriments vers les milieux océaniques, soit parce que la formation du courant de Navidad favorise la formation d'eddies qui concentrent les nutriments et favorisent la productivité primaire. Des conditions de NAO négatives semblent être rencontrées au cours des intervalles 12 800 – 10 000 cal ans BP et 2 600 - 1 800 cal ans BP (station WH) ; entre 13 000 - 9 100 cal ans BP (station A) ; entre 9 000 - 7 400, ~6 000 et 3 500 – 1 800 cal ans BP (station B) et entre 2 800 - 1 800 cal ans BP (station D) et sont généralement caractérisées par une productivité primaire élevée à l'exception de la période aux environs de 6 000 cal ans BP. La différence de résolution des enregistremetns pourrait expliquer les différences observées. Les analyses isotopiques effectuées sur *G. ruber* ont permises de mettre en évidence que cette espèce se développait probablement en été dans le Golfe de Gascogne jusqu'aux environ de 6 800 cal ans BP. Au-delà de 6800 cal ans BP, la diminution de l'insolation, la réorganisation des circulations atmosphérique et océanique et la stabilisation du niveau marin ont pu conduire à un changement de saisonnalité de la dynamique de population de l'espèce *G. ruber* dans le Golfe de Gascogne. Pour finir, bien que le courant de Navidad soit un courant côtier, ses intrusions semblent être communes aux quatres stations étudiées.

Panache fluviatile de l'Adour

Les assemblages benthiques de la station D sont caractéristiques d'environnement très eutrophes et semblent répondre aux variations du panache fluviatile de l'Adour. Ils connaissent deux changements majeurs aux environs de (1) 3 000 – 1 900 et de (2) 500 cal ans BP. Ces perturbations se caractérisent (1) par une diminution de l'influence continentale exercée en station D, qui corrobore l'hypothèse des intrusions du courant de Navidad, et (2) par des blooms automnaux plus fréquents et une eutrophisation de l'environnement benthique qui ont pu être favorisés par les travaux de réaménagement littoraux entrepris par l'Homme.

2. Perspectives

Ce travail amène plusieurs perspectives de recherche. Tout d'abord, l'établissement d'un modèle d'âge bien contraint apparaît comme une nécessité dans la mesure où l'on souhaite confronter les données acquises dans le sud-est du Golfe de Gascogne à d'autres paléo-enregistrements holocènes. Par exemple, l'absence de datation au bas de la carotte CADIAC A constitue un frein à l'interprétation des données paléo-environnementales acquises pour cette carotte. De la même façon, l'absence de datations viables pour la carotte CADIAC D rend difficile la comparaison avec la variabilité climatique millénaire holocène qui tend à être enregistrée sur la Péninsule ibérique (e.g. Desprat et al., 2003 ; Martin-Puertas et al., 2010). Outre la datation ^{14}C en cours sur des organismes benthiques, des mesures de paléo-magnétisme devraient pouvoir mettre en évidence les fluctuations du débit de l'Adour et faciliter la comparaison avec les données d'origine continentale.

En outre, l'exploitation des carottes sédimentaires mériterait d'être améliorée :

1. L'analyse des fractions <150µm pourrait apporter de nouvelles perspectives quant à l'interprétation des paléo-environnements. En effet outre la fraction juvénile, la fraction <150µm comprend chez les foraminifères benthiques comme les foraminifères planctoniques des espèces de petite taille, très opportunistes et largement sous-représentées dans la fraction >150µm. Cette étude permettrait une nouvelle approche des conditions paléo-environnementales avec la prise en compte d'espèces extrêmement opportunistes. Elle diminuerait la différence observée entre les abondances relatives des assemblages modernes et les abondances relatives des paléo-assemblages de foraminifères planctoniques ;

2. La différence de résolution entre les signaux isotopiques mesurés sur les espèces *Globigerinoides bulloides*, *Globorotalia inflata* et *Globigerinoides ruber* conduit à des incertitudes quant aux conditions environnementales enregistrées par ces trois espèces. Une meilleure résolution du signal issu des espèces *G. bulloides* et *G. inflata* permettrait de lever cette incertitude ;

3. Bien que la variabilité glaciaire / interglaciaire ait été caractérisée dans le Golfe de Gascogne par Caralp et al. (1971) et Pujol (1980), ces travaux soulignent essentiellement les variations des températures de surface et la migration du front subpolaire arctique. En regard des abondances relatives élevées de *Neogloboquadrina pachyderma* senestre présentes dans la carotte CADIAC A concomittante à la présence d'espèces tropicales, l'analyse haute résolution de cette carotte pourrait apporter des informations supplémentaires quant à l'étendue des événements d'Heinrich par exemple ;

4. L'analyse des assemblages de foraminifères benthiques combinée à des mesures isotopiques de l'oxygène et du carbone nous a amené à nous questionner sur la circulation de la masse d'eau méditerranéenne (MOW) dans le Golfe de Gascogne au cours de l'Holocène. Schönfeld et Zahn (2000), montrent que la MOW s'est établie à sa profondeur actuelle entre 7 000 et 5 000 cal ans BP. Aujourd'hui cette masse d'eau salée et faiblement oxygénée remonte jusqu'au nord du Golfe de Gascogne où elle contribue à la circulation océanique

méridionale de par ses apports salins (e.g. Eynaud et al., 2007). Les variations de densité de la MOW sont donc susceptibles d'affecter dans une faible mesure la circulation océanique. Malheureusement, les résultats obtenus sur la base des assemblages de foraminifères et des mesures isotopiques seuls nous sont apparus contradictoires et peu à même de confirmer ou d'infirmer les observations de Schönfeld et Zahn (2000). Des mesures des éléments traces comme le Néodynium pourraient peut être nous renseigner (Colin et al., 2010 ; Copard et al., 2011).

Enfin, des éléments ont manqué lors de l'exploitation des données paléo-environnementales. Par exemple, les paléo-températures de surface sont couramment estimées à partir des assemblages de foraminifères planctoniques au moyen de fonctions de transfert (e.g. Kucera et al., 2005, 2007). Néanmoins dans le cas du Golfe de Gascogne, ces estimations nous ont paru abusives et largement biaisées par des abondances élevées de l'espèce allochtones *Globigerinoides ruber.* Le développement d'une base de données propre au Golfe de Gascogne, prenant en compte la saisonnalité des espèces ainsi que les intrusions du courant de Navidad comme l'on fait Salgueiro et al. (2008) à l'ouest de la marge portugaise, pourrait permettre d'estimer les paléo-températures de surface du Golfe de Gascogne plus justement.

Bibliographie

A

Abrantes, F., Lebreiro, S., Rodrigues, T., Gil, I., Bartels-Jónsdóttir, H., Oliveira, P., Kissel, C., Grimalt, J.O., 2005. Shallow-marine sediment cores record climate variability and earthquake activity off Lisbon (Portugal) for the last 2000 years. Quaternary Science Reviews 24, 2477–2494.

Abrantes, F., Moita, M.T., 1999. Water column and recent sediment data on diatoms and coccolithophorids, off Portugal, confirm sediment record of upwelling events. Oceanologica Acta 22, 67–84.

Achyuthan, H., Kar, A., Eastoe, C., 2007. Late Quaternary-Holocene lake-level changes in the eastern margin of the Thar Desert, India. Journal of Paleolimnology 38, 493–507.

Alley, R.B., Clark, P.U., 1999. The deglaciation of the Northern Hemisphere : A Global Perspective. Annual Review of Earth and Planetary Sciences 27, 149–182.

Alley, R.B., Mayewski, P.A., Sowers, T., Stuiver, M., Taylor, K.C., Clark, P.U., 1997. Holocene climatic instability: A prominent, widespread event 8 200 yr ago. Geology 25, 483–486.

Altenbach, A.V., 1985. Die Biomasse der benthische Foraminiferen, in: Auswertungen von "Meteor"-Expeditionen Im Östliche Nordatlantik. University of Kiel, Ph.D. dissertation.

Altenbach, A.V., 1992. Short term processes and patterns in the foraminiferal response to organic flux rates. Marine Micropaleontology 19, 119–129.

Altenbach, A.V., Sarnthein, M., 1989. Productivity record in benthic foraminifera. Productivity of the ocean: present and past, 255-269.

Álvarez, M.C., Flores, J.A., Sierro, F.J., Diz, P., Francés, G., Pelejero, C., Grimalt, J., 2005. Millennial surface water dynamics in the Ría de Vigo during the last 3000 years as revealed by coccoliths and molecular biomarkers. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 218, 1–13.

Alve, E., 1995. Benthic foraminiferal responses to estuarine pollution; a review. The Journal of Foraminiferal Research 25, 190–203.

Alve, E., Goldstein, S.T., 2003. Propagule transport as a key method of dispersal in benthic foraminifera (Protista). Limnology and Oceanography 2163–2170.

Alves Martins, V., Patinha, C., Ferreira da Silva, E., Jouanneau, J.-M., Weber, O., Rocha, F., 2006. Holocene record of productivity in the NW Iberian continental shelf. Journal of Geochemical Exploration 88, 408–411.

Ambar, I., Serra, N., Brogueira, M.., Cabeçadas, G., Abrantes, F., Freitas, P., Gonçalves, C., Gonzalez, N., 2002. Physical, chemical and sedimentological aspects of the Mediterranean outflow off Iberia. Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography 49, 4163–4177.

Andersen, C., Koç, N., Jennings, A., Andrews, J.T., 2004a. Nonuniform response of the major surface currents in the Nordic seas to insolation forcing: implications for the Holocene climate variability. Paleoceanography 19, PA2003.

Andersen, C., Koç, N., Moros, M., 2004b. A highly unstable Holocene climate in the subpolar North Atlantic: evidence from diatoms. Quaternary Science Reviews 23, 2155–2166.

Andersson, A.J., Mackenzie, F.T., Ver, L.M., 2003. Solution of shallow-water carbonates: An insignificant buffer against rising atmospheric CO_2. Geology 31, 513–516.

Andrews, J.T., Dunhill, G., 2004. Early to mid-Holocene Atlantic water influx and deglacial meltwater events, Beaufort Sea slope, Arctic Ocean. Quaternary Research 61, 14–21.

Andruleit, H., 1996. A filtration technique for quantitative studies of coccoliths. Micropaleontology 42, 403–406.

Andruleit, H.A., Baumann, K.-H., 1998. History of the Last Deglaciation and Holocene in the Nordic Seas as revealed by coccolithophore assemblages. Marine Micropaleontology 35, 179–201.
Anschutz, P., Chaillou, G., 2009. Deposition and fate of reactive Fe, Mn, P, and C in suspended particulate matter in the Bay of Biscay. Continental Shelf Research 29, 1038–1043.
Anschutz, P., Hyacinthe, C., Carbonel, P., Jouanneau, J.M., Jorissen, F., 1999. La distribution du phosphore inorganique dans les sédiments modernes du Golfe de Gascogne. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences 328, 765–771.
Anschutz, P., Jorissen, F.J., Chaillou, G., Abu-Zied, R., Fontanier, C., 2002. Recent turbidite deposition in the eastern Atlantic: Early diagenesis and biotic recovery. Journal of Marine Research 60, 835–854.
Antoine, P., Rousseau, D.-D., Moine, O., Kunesch, S., Hatté, C., Lang, A., Tissoux, H., Zöller, L., 2009. Rapid and cyclic aeolian deposition during the Last Glacial in European loess: a high-resolution record from Nussloch, Germany. Quaternary Science Reviews 28, 2955–2973.
Arnold, A.J., Parker, W.C., 2003. Biogeography of planktonic Foraminifera, in: Modern Foraminifera. Springer Netherlands, pp. 103–122.
Arnold, Z.M., 1955. Life history and cytology of the Foraminiferan Allogromia laticollaris. University of California, publications in Zoology, 61, 167-252.

B

Barber, D.C., Dyke, A., Hillaire-Marcel, C., Jennings, A.E., Andrews, J.T., Kerwin, M.W., Bilodeau, G., McNeely, R., Southon, J., Morehead, M.D., Gagnon, J.-M., 1999. Forcing of the cold event of 8,200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide Lakes. Nature, 400, 344-348.
Barker, P.A., Leng, M.J., Gasse, F., Huang, Y., 2007. Century-to-millennial scale climatic variability in Lake Malawi revealed by isotope records. Earth and Planetary Science Letters 261, 93–103.
Barker, S., Cacho, I., Benway, H., Tachikawa, K., 2005. Planktonic foraminiferal Mg/Ca as a proxy for past oceanic temperatures: a methodological overview and data compilation for the Last Glacial Maximum. Quaternary Science Reviews 24, 821–834.
Barker, S., Greaves, M., Elderfield, H., 2003. A study of cleaning procedures used for foraminiferal Mg/Ca paleothermometry. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 4, 8407.
Barker, S., Knorr, G., Vautravers, M.J., Diz, P., Skinner, L.C., 2010. Extreme deepening of the Atlantic overturning circulation during deglaciation. Nature Geoscience 3, 567–571.
Barnola, J.M., Raynaud, D., Korotkevich, Y.S., Lorius, C., 1987. Vostok ice core provides 160,000-year record of atmospheric CO2. Nature, 329, 408_414.
Barras, C., Fontanier, C., Jorissen, F., Hohenegger, J., 2010. A comparison of spatial and temporal variability of living benthic foraminiferal faunas at 550m depth in the Bay of Biscay. Micropaleontology 56, 275.
Barthe, X., Castaing, P., 1989. Etude théorique de l'action des courants de marée et des houles sur les sédiments du plateau continental du Golfe de Gascogne. Oceanologica Acta 12, 325-334.
Basov, I.A., Khusid, T.A., 1983. Biomass of benthic foraminifera in sediments of the Sea of Okhotsk. Oceanology of the Academy of Sciences of the USSR 23, 489-495.
Bauch, D., Darling, K., Simstich, J., Bauch, H.A., Erlenkeuser, H., Kroon, D., 2003. Palaeoceanographic implications of genetic variation in living North Atlantic Neogloboquadrina pachyderma. Nature 424, 299–302.
Bé, A.W., 1969. Planktonic Foraminifera. Antarctic Map Folio Series, American Geographical Society, 9-12.
Be, A.W., 1977. An ecological, zoogeographic and taxonomic review of recent planktonic foraminifera. Oceanic micropaleontology 1, 1–100.

Bé, A.W.H., 1980. Gametogenic calcification in a spinose planktonic foraminifer, Globigerinoides sacculifer (Brady). Marine Micropaleontology 5, 283–310.
Bé, A.W.H., Hamlin, W.H., 1967. Ecology of Recent Planktonic Foraminifera: Part 3: Distribution in the North Atlantic during the Summer of 1962. Micropaleontology 13, 87.
Bé, A.W.H., Hutson, W.H., Be, A.W.H., 1977. Ecology of Planktonic Foraminifera and Biogeographic Patterns of Life and Fossil Assemblages in the Indian Ocean. Micropaleontology 23, 369.
Bé, A.W.H., Tolderlund, D.S., 1971. Distribution and ecology of living planktonic foraminifera in surface waters of the Atlantic and Indian Oceans, in: The Micropaleontology of Oceans. Funnel, B.M. and Riedel, W.R., 105–149.
Beaufort, L., Heussner, S., 1999. Coccolithophorids on the continental slope of the Bay of Biscay – production, transport and contribution to mass fluxes. Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography 46, 2147–2174.
Beaufort, L., Heussner, S., 2001. Seasonal dynamics of calcareous nannoplankton on a West European continental margin: the Bay of Biscay. Marine Micropaleontology 43, 27–55.
Beaufort, L., Probert, I., de Garidel-Thoron, T., Bendif, E.M., Ruiz-Pino, D., Metzl, N., Goyet, C., Buchet, N., Coupel, P., Grelaud, M., 2011. Sensitivity of coccolithophores to carbonate chemistry and ocean acidification. Nature 476, 80–83.
Beer, C., Reichstein, M., Tomelleri, E., Ciais, P., Jung, M., Carvalhais, N., Rödenbeck, C., Arain, M.A., Baldocchi, D., Bonan, G.B., 2010. Terrestrial gross carbon dioxide uptake: global distribution and covariation with climate. Science 329, 834–838.
Begeot, C., Richard, H., Ruffaldi, P., Bossuet, G., 2000. Enregistrement pollinique des changements climatiques de l'Interstade Bolling/Allerod dans l'est de la France. Bulletin de la societé géologique de France 171, 51–58.
Bemis, B.E., Spero, H.J., Bijma, J., Lea, D.W., 1998. Reevaluation of the oxygen isotopic composition of planktonic foraminifera: Experimental results and revised paleotemperature equations. Paleoceanography 13, 150–160.
Bemis, B.E., Spero, H.J., Lea, D.W., Bijma, J., 2000. Temperature influence on the carbon isotopic composition of Globigerina bulloides and Orbulina universa (planktonic foraminifera). Marine Micropaleontology 38, 213–228.
Bendle, J., 2011. Palaeoclimatology: Core data from the Antarctic margin. Nature 470, 181–182.
Benito, G., Sopeña, A., Sánchez-Moya, Y., Machado, M.J., Pérez-González, A., 2003. Palaeoflood record of the Tagus River (central Spain) during the Late Pleistocene and Holocene. Quaternary Science Reviews 22, 1737–1756.
Benito, G., Thorndycraft, V.R., Rico, M., Sánchez-Moya, Y., Sopeña, A., 2008. Palaeoflood and floodplain records from Spain: evidence for long-term climate variability and environmental changes. Geomorphology 101, 68–77.
Benito Garzón, M., Sánchez de Dios, R., Sáinz Ollero, H., 2007. Predictive modelling of tree species distributions on the Iberian Peninsula during the Last Glacial Maximum and Mid-Holocene. Ecography 30, 120–134.
Berger, A., 1977. Long-term variations of the Earth's orbital elements. Celestial Mechanics 15, 53–74.
Berger, A., 1978. Long-term variations of caloric insolation resulting from the earth's orbital elements. Quaternary Research 9, 139–167.
Berger, A., Loutre, M.F., 1991. Insolation values for the climate of the last 10 million years. Quaternary Science Reviews 10, 297–317.
Berger, W.H., Diester-Haass, L., 1988. Paleoproductivity: The benthic/planktonic ratio in foraminifera as a productivity index. Marine Geology 81, 15–25.
Berger, W.H., 1970. Planktonic Foraminifera: Selective solution and the lysocline. Marine Geology 8, 111–138.
Berger, W.H., Ekdale, A.A., Bryant, P.P., 1979. Selective preservation of burrows in deep-sea carbonates. Marine Geology 32, 205–230.

Berger, W.H., Killingley, J.S., Vincent, E., 1978. Stable isotopes in deep-sea carbonates : Box core ERDC-92, west equatorial Pacific. Oceanologica Acta 1, 203–216.
Berger, W.H., Wefer, G., 1990. Export production: seasonality and intermittency, and paleoceanographic implications. Global and Planetary Change 3, 245–254.
Bernárdez, Patricia, González-Álvarez, R., Francés, G., Prego, R., Bárcena, M.A., Romero, O.E., 2008. Palaeoproductivity changes and upwelling variability in the Galicia Mud Patch during the last 5000 years: geochemical and microfloral evidence. The Holocene 18, 1207–1218.
Bernárdez, P., González-Álvarez, R., Francés, G., Prego, R., Bárcena, M.A., Romero, O.E., 2008. Late Holocene history of the rainfall in the NW Iberian peninsula—Evidence from a marine record. Journal of Marine Systems 72, 366–382.
Berner, R.A., 1980. Early diagenesis: A theoretical approach. Princeton University Press.
Bernhard, J.M., 1988. Postmortem vital staining in benthic foraminifera; duration and importance in population and distributional studies. The Journal of Foraminiferal Research 18, 143–146.
Bernhard, J.M., 1992. Benthic foraminiferal distribution and biomass related to porewater oxygen content: central California continental slope and rise. Deep-Sea Research 39, 585–605.
Bernhard, J.M., 2000. Distinguishing live from dead foraminifera: methods review and proper applications. Micropaleontology 38–46.
Bertaux, J., Sondag, F., Santos, R., Soubiès, F., Causse, C., Plagnes, V., Le Cornec, F., Seidel, A., 2002. Paleoclimatic record of speleothems in a tropical region: study of laminated sequences from a Holocene stalagmite in Central–West Brazil. Quaternary International 89, 3–16.
Bijma, J., Erez, J., Hemleben, C., 1990a. Lunar and semi-lunar reproductive cycles in some spinose planktonic foraminifers. Journal of Foraminiferal Research 20, 117–127.
Bijma, J., Faber, W.W., Hemleben, C., 1990b. Temperature and salinity limits for growth and survival of some planktonic foraminifers in laboratory cultures. The Journal of Foraminiferal Research 20, 95–116.
Bijma, J., Spero, H.J., Lea, D.W., 1999. Reassessing foraminiferal stable isotope geochemistry: Impact of the oceanic carbonate system (experimental results), in: Fischer, K., Wefer, G. (Eds.), Use of Proxies in Paleoceanography: Examples from the South Atlantic. Springer, Berlin, pp. 489–512.
Birch, H., Coxall, H.K., Pearson, P.N., Kroon, D., O'Regan, M., 2013. Planktonic foraminifera stable isotopes and water column structure: Disentangling ecological signals. Marine Micropaleontology 101, 127–145.
Bizon, G., Bizon, J.J., 1985. Distribution des foraminifères sur le plateau continental du Rhône. ECOMED. 84-94.
Björck, S., Rittenour, T., Rosén, P., Fran\cca, Z., Möller, P., Snowball, I., Wastegaard, S., Bennike, O., Kromer, B., 2006. A Holocene lacustrine record in the central North Atlantic: proxies for volcanic activity, short-term NAO mode variability, and long-term precipitation changes. Quaternary Science Reviews 25, 9–32.
Blindheim, J., Østerhus, S., 2005. The Nordic Seas, main oceanographic features. The Nordic seas: An integrated perspective 11–37.
Bode, A., Varela, M., Casas, B., González, N., 2002. Intrusions of eastern North Atlantic central waters and phytoplankton in the north and northwestern Iberian shelf during spring. Journal of Marine Systems 36, 197–218.
Bollmann, J., 1997. Morphology and biogeography of *Gephyrocapsa* coccoliths in Holocene sediments. Marine Micropaleontology 29, 319–350.
Bollmann, J., Quinn, P., Vela, M., Brabec, B., Brechner, S., Cortés, M., Hilbrecht, H., Schmidt, D., Schiebel, R., Thierstein, H., 2005. Automated particle analysis: calcareous microfossils. Image analysis, sediments and paleoenvironments 229–252.
Boltovskoy, E., Wright, R.C., 1976. Recent foraminifera. Junk.
Bond, G., Broecker, W., Johnsen, S., McManus, J., Labeyrie, L., Jouzel, J., Bonani, G., 1993. Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. Nature 365, 143–147.

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.

Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P., Priore, P., Cullen, H., Hajdas, I., Bonani, G., 1997. A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. science 278, 1257–1266.

Borja, A., Fontán, A., Sáenz, J., Valencia, V., 2008. Climate, oceanography, and recruitment: the case of the Bay of Biscay anchovy (Engraulis encrasicolus). Fisheries Oceanography 17, 477–493.

Bossenkool, K. P., Hall, I. R., Elderfiels, H., Yashayaev, I., 2007. North Atlantic climate and deep-ocean flow speed changes during the last 230 years. Geophysical Research Letters, 34, L13614.

Bouchet, V.M.P., 2007. Dynamique et réponse fonctionnelle des foraminifères et de la macrofaune benthique en zone ostreicole dans les pertuis charentais. Université d'Angers.

Bouillon, S., 2011. Carbon cycle: Storage beneath mangroves. Nature Geoscience 4, 282–283.

Bouvier-Soumagnac, Y., Duplessy, J.-C., 1985. Carbon and oxygen isotopic composition of planktonic foraminifera from laboratory culture, plankton tows and Recent sediment; implications for the reconstruction of paleoclimatic conditions and of the global carbon cycle. Journal of Foraminiferal Research 15, 302–320.

Braconnot, P., Marti, O., Joussaume, S., Leclainche, Y., 2000. Ocean feedback in response to 6 kyr BP insolation. Journal of Climate 13, 1537–1553.

Bradshaw, J.S., 1959. Ecology of living planktonic foraminifera in the North and Equatorial Pacific Ocean.

Bressolier, C., Froidefond, J.M., Thomas, Y.F., 1990. Chronology of coastal dunes in the south-west of France. Dunes of the European coasts. Geomorphology–hydrology–soils. Catena Supplement 18, 101–107.

Broecker, W.S., Denton, G.H., Edwards, R.L., Cheng, H., Alley, R.B., Putnam, A.E., 2010. Putting the Younger Dryas cold event into context. Quaternary Science Reviews 29, 1078–1081.

Broerse, A.T.C., Brummer, G.-J., Hinte, J.V., 2000. Coccolithophore export production in response to monsoonal upwelling off Somalia (northwestern Indian Ocean). Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography 47, 2179–2205.

Bronk Ramsey, C., 2009. Bayesian analysis of radiocarbon dates. Radiocarbon 51, 337–360.

Brunet, R.-C., Astin, K.B., 1999. Spatio-temporal variation in some physical and chemical parameters over a 25-year period in the catchment of the river Adour. Journal of Hydrology 220, 209–221.

C

Caldeira, K., Wickett, M.E., 2003. Oceanography: anthropogenic carbon and ocean pH. Nature 425, 365–365.

Calvo, E., Grimalt, J., Jansen, E., 2002. High resolution U37K sea surface temperature reconstruction in the Norwegian Sea during the Holocene. Quaternary Science Reviews 21, 1385–1394.

Caralp, M., 1971. Les foraminifères planctoniques du Pléistocène terminal dans le Golfe de Gascogne: interprétation biostratigraphique et paléoclimatique. Université I, Faculté des Sciences.

Caron, D.A., Bé, A.W., Anderson, O.R., 1981. Effects of variations in light intensity on life processes of the planktonic foraminifer Globigerinoides sacculifer in laboratory culture. J. Mar. Biol. Assoc. UK 62, 435–451.

Caron, D.A., Faber, W.W., Bé, A.W., 1987. Effects of temperature and salinity on the growth and survival of the planktonic foraminifer Globigerinoides sacculifer. Journal of the marine biological association of the United Kingdom 67, 323–341.

Caron, M., Homewood, P., 1983. Evolution of early planktic foraminifers. Marine Micropaleontology 7, 453–462.

Castaing, P., Froidefond, J.M., Lazure, P., Weber, O., Prud'homme, R., Jouanneau, J.M., 1999. Relationship between hydrology and seasonal distribution of suspended sediments on the continental shelf of the Bay of Biscay. Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography 46, 1979–2001.

Cearreta, A., Irabien, M.J., Leorri, E., Yusta, I., Croudace, I.W., Cundy, A.B., 2000. Recent Anthropogenic Impacts on the Bilbao Estuary, Northern Spain: Geochemical and Microfaunal Evidence. Estuarine, Coastal and Shelf Science 50, 571–592.

Chaillou, G., Anschutz, P., Lavaux, G., Schäfer, J., Blanc, G., 2002. The distribution of Mo, U, and Cd in relation to major redox species in muddy sediments of the Bay of Biscay. Marine Chemistry 80, 41–59.

Chapelle, G., Peck, L.S., 1999. Polar gigantism dictated by oxygen availability. Nature 399, 114–115.

Chapman, M.R., 2010. Seasonal production patterns of planktonic foraminifera in the NE Atlantic Ocean: Implications for paleotemperature and hydrographic reconstructions. Paleoceanography 25, PA1101.

Charbit, S., Kageyama, M., Roche, D., Ritz, C., Ramstein, G., 2005. Investigating the mechanisms leading to the deglaciation of past continental northern hemisphere ice sheets with the CLIMBER–GREMLINS coupled model. Global and Planetary Change 48, 253–273.

Charbonnier, C., unpublished data. Impact de la diagenèse précoce sur la transformation des signaux sédimentaires holocènes dans le Golfe de Gascogne (Master thesis). 2010. Université Bordeaux I.

Christopher Bronk Ramsey, 2008. Deposition models for chronological records. Quaternary Science Reviews 27, 42–60.

Church, J.A., White, N.J., 2006. A 20th century acceleration in global sea-level rise. Geophysical research letters 33, L01602.

Cifelli, R., 1961. Globigerinella incompta, a new species of pelagic foraminifera from the Noth Atlantic. Contribution to the Cushman Foundation Foraminiferal Research 12, 83-6.

Clark, P.U., Mix, A.C., 2002. Ice sheets and sea level of the Last Glacial Maximum. Quaternary Science Reviews 21, 1–7.

Cléroux, C., Cortijo, E., Duplessy, J.-C., Zahn, R., 2007. Deep-dwelling foraminifera as thermocline temperature recorders. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 8, n/a–n/a.

Cléroux, C., Debret, M., Cortijo, E., Duplessy, J.-C., Dewilde, F., Reijmer, J., Massei, N., 2012. High-resolution sea surface reconstructions off Cape Hatteras over the last 10 ka. Paleoceanography 27, PA1205.

Cohen, J., Barlow, M., 2005. The NAO, the AO, and Global Warming: How Closely Related? Journal of Climate 18, 4498–4513.

Colin, C., Frank, N., Copard, K., Douville, E., 2010. Neodynium isotopic composition of deep-sea corals from the NE Atlantic: implications for past hydrological changes during the Holocene. Quaternary Sciences Reviews, 29, 2509-2517.

Conan, S.M.-H., Brummer, G.J.A., 2000. Fluxes of planktic foraminifera in response to monsoonal upwelling on the Somalia Basin margin. Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography 47, 2207–2227.

Copard, K., Colin, C., Frank, N., Jeandel, C., Monterro-Serrano, J.-C., Reverdin, G., Ferron, B., 2011. Nd isotopic composition of water masses and dilution of the Mediterranean outflow along the southwest European margin. Geochemistry, Geophysics, Geosysems, 12, Q06020.

Coplen, T.B., 1988. Normalization of oxygen and hydrogen isotope data. Chemical Geology: Isotope Geoscience section 72, 293–297.

Corliss, B.H., 1985. Microhabitats of benthic foraminifera within deep-sea sediments. Nature 314, 435–438.
Corliss, B.H., 1991. Morphology and microhabitat preference of benthic foraminifera from the northwest Atlantic Ocean. Marine Micropaleontology 17, 195–236.
Corliss, Bruce H., Emerson, S., 1990. Distribution of rose bengal stained deep-sea benthic foraminifera from the Nova Scotian continental margin and Gulf of Maine. Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers 37, 381–400.
Corliss, B.H., Emerson, S., 1990. Distribution of Rose Bengale stained deep-sea benthic foraminifera from the Nova Scotian continental margin and Gulf of Maine. Deep-Sea Research 37, 381–400.
Corliss, B.H., Honjo, S., 1981. Dissolution of deep-sea benthonic foraminifera. Micropaleontology 356–378.
Corliss, B.H., Sun, X., Brown, C.W., Showers, W.J., 2006. Influence of seasonal primary productivity on $\delta^{13}C$ of North Atlantic deep-sea benthic foraminifera. Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers 53, 740–746.
Coynel, A., Etcheber, H., Abril, G., Maneux, E., Dumas, J., Hurtrez, J.-E., 2005. Contribution of small mountainous rivers to particulate organic carbon input in the Bay of Biscay. Biogeochemistry 74, 151–171.
Cremer, M., Weber, O., Jouanneau, J.-M., 1999. Sedimentology of box cores from the Cap-Ferret Canyon area (Bay of Biscay). Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography 46, 2221–2247.
Cunningham, L.K., Austin, W.E.N., Knudsen, K.N., Eiriksson, J, Scourse, J.D., Wanamaker, A.D., Butler, P.G., Cage, A.G., Richter, T., Husum, K., Hald, M., Andersson, C., Zorita, E., Liderholm, H.W., Gunnarson, B.E., Sicre, M.-A., Sejrup, H.P., Jiang, H., Wilson, R.J.S., 2013. Reconstructions of surface ocean conditions from the northeast Atlantic and Nordic seas during the last millenium. The Holocene, 23, 921-935.
Curry, W.B., Duplessy, J.C., Labeyrie, L.D., Shackleton, N.J., 1988. Changes in the distribution of δ13C of deep water ΣCO2 between the Last Glaciation and the Holocene. Paleoceanography 3, 317–341.

D

Dailloux, M., Abalain, M.L., Laurain, C., Lebrun, L., Loos-Ayav, C., Lozniewski, A., Maugein, J., 2006. Respiratory infections associated with nontuberculous mycobacteria in non-HIV patients. European Respiratory Journal 28, 1211–1215.
Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U., Hvidberg, C.S., Steffensen, J.P., Sveinbjörnsdottir, A.E., Jouzel, J., 1993. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. Nature 364, 218–220.
Darling, K.F., Kucera, M., Kroon, D., Wade, C.M., 2006. A resolution for the coiling direction paradox in Neogloboquadrina pachyderma. Paleoceanography 21, PA2011.
Darling, K.F., Wade, C.M., 2008. The genetic diversity of planktic foraminifera and the global distribution of ribosomal RNA genotypes. Marine Micropaleontology 67, 216–238.
Darling, K.F., Wade, C.M., Kroon, D., Brown, A.J.L., 1997. Planktic foraminiferal molecular evolution and their polyphyletic origins from benthic taxa. Marine Micropaleontology 30, 251–266.
Darling, K.F., Wade, C.M., Kroon, D., Brown, A.J.L., Bijma, J., 1999. The Diversity and Distribution of Modern Planktic Foraminiferal Small Subunit Ribosomal RNA Genotypes and their Potential as Tracers of Present and Past Ocean Circulations. Paleoceanography 14, 3–12.

Darling, K.F., Wade, C.M., Stewart, I.A., Kroon, D., Dingle, R., Brown, A.J.L., 2000. Molecular evidence for genetic mixing of Arctic and Antarctic subpolar populations of planktonic foraminifers. Nature 405, 43–47.
Davies, D.J., Powell, E.N., Stanton, R.J., 1989. Relative rates of shell dissolution and net sediment accumulation - a commentary: can shell beds form by the gradual accumulation of biogenic debris on the sea floor? Lethaia 22, 207–212.
Davies, J.C., 1986. Statistics and data analysis in geology. John Wiley & Sons, New York. Statistics and data analysis in geology. John Wiley & Sons, New York.
Davini, P., Cagnazzo, C., Gualdi, S., Navarra, A., 2012. Bidimensional Diagnostics, Variability, and Trends of Northern Hemisphere Blocking. Journal of Climate 25, 6496–6509.
De Deckker, P., Moros, M., Perner, K., Jansen, E., 2012. Influence of the tropics and southern westerlies on glacial interhemispheric asymmetry. Nature Geoscience 5, 266–269.
De Stigter, H.C., Van der Zwaan, G.J., Langone, L., 1999. Differential rates of benthic foraminiferal test production in surface and subsurface sediment habitats in the southern Adriatic Sea. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 149, 67–88.
De Vernal, A., Eynaud, F., Henry, M., Hillaire-Marcel, C., Londeix, L., Mangin, S., Matthießen, J., Marret, F., Radi, T., Rochon, A., 2005. Reconstruction of sea-surface conditions at middle to high latitudes of the Northern Hemisphere during the Last Glacial Maximum (LGM) based on dinoflagellate cyst 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 sea-surface conditions in the northern North Atlantic. Quaternary Science Reviews 25, 2820–2834.
De Villiers, S., 2005. Foraminiferal shell-weight evidence for sedimentary calcite dissolution above the lysocline. Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers 52, 671–680.
Debenay, J.P., Decrouez, D., Poulowki, J., 1996. Les foraminifères actuels, Masson, Paris, 329 p.
Debret, M., Sebag, D., Crosta, X., Massei, N., Petit, J.-R., Chapron, E., Bout-Roumazeilles, V., 2009. Evidence from wavelet analysis for a mid-Holocene transition in global climate forcing. Quaternary Science Reviews 28, 2675–2688.
Decastro, M., Gómez-Gesteira, M., Álvarez, I., Crespo, A.J.C., 2011. Atmospheric modes influence on Iberian Poleward Current variability. Continental Shelf Research 31, 425–432.
deCastro, M., Gómez-Gesteira, M., Alvarez, I., Gesteira, J.L.G., 2009. Present warming within the context of cooling–warming cycles observed since 1854 in the Bay of Biscay. Continental Shelf Research 29, 1053–1059.
deMenocal, P., Ortiz, J., Guilderson, T., Adkins, J., Sarnthein, M., Baker, L., Yarusinsky, M., 2000. Abrupt onset and termination of the African Humid Period:: rapid climate responses to gradual insolation forcing. Quaternary Science Reviews 19, 347–361.
Desprat, S., Sánchez Goñi, M.F., Loutre, M.-F., 2003. Revealing climatic variability of the last three millennia in northwestern Iberia using pollen influx data. Earth and Planetary Science Letters 213, 63–78.
Dickson, R.R., Osborn, T.J., Hurrell, J.W., Meincke, J., Blindheim, J., Adlandsvik, B., Vinje, T., Alekseev, G., Maslowski, W., 2000. The Arctic Ocean Response to the North Atlantic Oscillation. Journal of Climate 13, 2671–2696.
Diffenbaugh, N.S., Ashfaq, M., 2010. Intensification of hot extremes in the United States. Geophysical Research Letters 37, L15701.
Dissard, D., Nehrke, G., Reichart, G.-J., Bijma, J., 2010. Impact of seawater pCO2 on calcification and Mg/Ca and Sr/Ca ratios in benthic foraminifera calcite: results from culturing experiments with Ammonia tepida. Biogeosciences, 7. 81.
Dittert, N., Baumann, K.H., Bickert, T., Henrich, R., Huber, R., Kinkel, H., Meggers, H., 1999. Carbonate dissolution in the deep-sea: methods, quantification and paleoceanographic application. Use of proxies in paleoceanography 255–284.

Diz, P., Francés, G., Pelejero, C., Grimalt, J.O., Vilas, F., 2002. The last 3000 years in the Ría de Vigo (NW Iberian Margin): climatic and hydrographic signals. The Holocene 12, 459–468.
Douglas, R.G., Woodruff, F., 1981. Deep sea benthic foraminifera, Wiley-Interscience.
Duchemin, G., Fontanier, C., Jorissen, F.J., Barras, C., Griveaud, C., 2007. Living small-sized (63–150 μm) foraminifera from mid-shelf to mid-slope environments in the Bay of Biscay. The Journal of Foraminiferal Research 37, 12–32.
Duchemin, G., Jorissen, F.J., Andrieux-Loyer, F., Le Loc'h, F., Hily, C., Philippon, X., 2004. Microhabitat and seasonal variability of foraminiferal faunas of the Grande Vasière. Presented at the IXème Colloque International d'Océanographie du Golfe de Gascogne, p. 80.
Duchemin, G., Jorissen, F.J., Andrieux-Loyer, F., Le Loc'h, F., Hily, C., Philippon, X., 2005. Living benthic foraminifera from "La Grande Vasiere", French Atlantic continental shelf: Faunal composition and microhabitats. The Journal of Foraminiferal Research 35, 198–218.
Duplessy, J., Labeyrie, L., Juilletleclerc, A., Maitre, F., Duprat, J., Sarnthein, M., 1991. Surface salinity reconstruction of the north-atlantic ocean during the last glacial maximum. Oceanologica Acta 14, 311–324.
Duplessy, J.C., 1978. Isotope studies. Climatic change 46, 67.
Duplessy, J.C., Bé, A.W.H., Blanc, P.L., 1981. Oxygen and carbon isotopic composition and biogeographic distribution of planktonic foraminifera in the Indian Ocean. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 33, 9–46.
Duplessy, J.C., Shackleton, N.J., Fairbanks, R.G., Labeyrie, L., Oppo, D., Kallel, N., 1988. Deepwater source variations during the last climatic cycle and their impact on the global deepwater circulation. Paleoceanography 3, 343–360.
Duplessy, J.-C., Shackleton, N.J., Matthews, R.K., Prell, W., Ruddiman, W.F., Caralp, M.H., Hendy, C.H., 1984. 13C record of benthic foraminifera in the last interglacial ocean: implications for the carbon cycle and the global deep water circulation. Quaternary Research 21, 225–243.
Duros, P., Fontanier, C., de Stigter, H.C., Cesbron, F., Metzger, E., Jorissen, F.J., 2012. Live and dead benthic foraminiferal faunas from Whittard Canyon (NE Atlantic): Focus on taphonomic processes and paleo-environmental applications. Marine Micropaleontology 94-95, 25–44.
Duros, P., Fontanier, C., Metzger, E., Cesbron, F., Deflandre, B., Schmidt, S., Buscail, R., Zaragosi, S., Kerhervé, P., Rigaud, S., Delgard, M.-L., Jorissen, F., 2013. Live (stained) benthic foraminifera from the Cap-Ferret Canyon (Bay of Biscay, NE Atlantic): A comparison between the canyon axis and the surrounding areas. Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers.
Duros, P., Fontanier, C., Metzger, E., Pusceddu, A., Cesbron, F., de Stigter, H., Bianchelli, S., Danovaro, R., Jorissen, F., 2010. Live (stained) benthic foraminifera in the Whittard Canyon, Celtic margin (NE Atlantic). Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers.
Durrieu de Madron, X., Castaing, P., Nyffeler, F., Courp, T., 1999. Slope transport of suspended particulate matter on the Aquitanian margin of the Bay of Biscay. Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography 46, 2003–2027.
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.

E

Eberwein, A., Mackensen, A., 2006. Regional primary productivity differences off Morocco (NW-Africa) recorded by modern benthic foraminifera and their stable carbon isotopic composition. Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers 53, 1379–1405.
Eberwein, A., Mackensen, A., 2008. Last Glacial Maximum paleoproductivity and water masses off NW-Africa: Evidence from benthic foraminifera and stable isotopes. Marine Micropaleontology 67, 87–103.
Ehlers, J., Gibbard, P.L., 2004. Quaternary Glaciations - Extent and Chronology: Part I: Europe. Elsevier.
Ehrenberg, C.G., 1873. Mikrogeologische Studien über das kleinste Leben der Meeres-Tiefgründe aller Zonen und dessen geologischen Einfluss. K. Akad Wiss Berlin Abh (1872) 1873, 131-397.
Emiliani, C., 1954. Depth habitats of some species of pelagic Foraminifera as indicated by oxygen isotope ratios. Am J Sci 252, 149–158.
Ercilla, G., García-Gil, S., Estrada, F., Gràcia, E., Vizcaino, A., Váquez, J.T., Díaz, S., Vilas, F., Casas, D., Alonso, B., Dañobeitia, J., Farran, M., 2008. High-resolution seismic stratigraphy of the Galicia Bank Region and neighbouring abyssal plains (NW Iberian continental margin). Marine Geology 249, 108–127.
Erez, J., Luz, B., 1983. Experimental paleotemperature equation for planktonic foraminifera. Geochimica et Cosmochimica Acta 47, 1025–1031.
Ericson, D.B., Wollin, G., Wollin, J., 1955. Coiling direction of Globorotalia truncatulinoides in deep-sea cores. Deep Sea Research (1953) 2, 152–158.
Etheridge, D.M., Steele, L.P., Langefelds, R.L., Francey, R.J., Barnola, J.M., Morgan, V.I., 1996. Natural and anthropogenic changes in atmospheric CO_2 over the last 1000 years from air in Antarctic ice and firn. Journal of Geophysical Research 101, 4115-4128
Eynaud, F., de Abreu, L., Voelker, A., Schönfeld, J., Salgueiro, E., Turon, J.-L., Penaud, A., Toucanne, S., Naughton, F., Sánchez Goñi, M.F., Malaizé, B., Cacho, I., 2009. Position of the Polar Front along the western Iberian margin during key cold episodes of the last 45 ka. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 10, Q07U05.
Eynaud, F., Turon, J.L., Duprat, J., 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, 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. Geochemistry Geophysics Geosystems 8, Q06019.

F

Fahl, K., Stein, R., 2012. Modern seasonal variability and deglacial/Holocene change of central Arctic Ocean sea-ice cover: New insights from biomarker proxy records. Earth and Planetary Science Letters 351-352, 123–133.
Fairbanks, R.G., 1989. A 17, 000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. Nature 342, 637–642.
Fairbanks, R.G., 1990. The age and origin of the "Younger Dryas climate event" in Greenland ice cores. Paleoceanography 5, 937–948.
Fairbanks, R.G., Sverdlove, M., Free, R., Wiebe, P.H., Bé, A.W., 1982. Vertical distribution and isotopic fractionation of living planktonic foraminifera from the Panama Basin. Nature 298, 841–844.
Fariduddin, M., Loubere, P., 1997. The surface ocean productivity response of deeper water benthic foraminifera in the Atlantic Ocean. Marine Micropaleontology 32, 289–310.

Farmer, E.C., Kaplan, A., de Menocal, P.B., Lynch-Stieglitz, J., 2007. Corroborating ecological depth preferences of planktonic foraminifera in the tropical Atlantic with the stable oxygen isotope ratios of core top specimens. Paleoceanography 22, PA3205.

Fernandez, E., Bode, A., 1991. Seasonnal patterns of primary production in the central Cantabrian Sea (Bay of Biscay) 629–636.

Ferrer, L., Fontán, A., Mader, J., Chust, G., González, M., Valencia, V., Uriarte, A., Collins, M.B., 2009. Low-salinity plumes in the oceanic region of the Basque Country. Continental Shelf Research 29, 970–984.

Field, D.B., 2004. Variability in vertical distributions of planktonic foraminifera in the California Current: Relationships to vertical ocean structure. Paleoceanography 19.

Fisher, G., Wefer, G., 1999. Use of Proxies in Paleoceanography: Examples from the South Atlantic; with 43 Tables. Springer.

Fiúza, A.F.G., Hamann, M., Ambar, I., Díaz del Río, G., González, N., Cabanas, J.M., 1998. Water masses and their circulation off western Iberia during May 1993. Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers 45, 1127–1160.

Folk, R.L., Robles, R., 1964. Carbonate Sands of Isla Perez, Alacran Reef Complex, Yucatán. The Journal of Geology 72, 255–292.

Fontanier, Christophe, Jorissen, F., Anschutz, P., Chaillou, G., 2006. Seasonal variability of benthic foraminiferal faunas at 1000 m depth in the Bay of Biscay. The Journal of Foraminiferal Research 36, 61–76.

Fontanier, C., Jorissen, F.J., Chaillou, G., Anschutz, P., Grémare, A., Griveaud, C., 2005. Live foraminiferal faunas from a 2800 m deep lower canyon station from the Bay of Biscay: Faunal response to focusing of refractory organic matter. Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers 52, 1189–1227.

Fontanier, C., Jorissen, F.J., Chaillou, G., David, C., Anschutz, P., Lafon, V., 2003. Seasonal and interannual variability of benthic foraminiferal faunas at 550m depth in the Bay of Biscay. Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers 50, 457–494.

Fontanier, C., Jorissen, F.J., Licari, L., Alexandre, A., Anschutz, P., Carbonel, P., 2002. Live benthic foraminiferal faunas from the Bay of Biscay: faunal density, composition, and microhabitats. Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers 49, 751–785.

Fontanier, C., Jorissen, F.J., Michel, E., Cortijo, E., Vidal, L., Anschutz, P., 2008. Stable oxygen and carbon isotopes of live (stained) benthic foraminifera from Cap-Ferret Canyon (Bay of Biscay). The Journal of Foraminiferal Research 38, 39–51.

Fontanier, C., Mackensen, A., Jorissen, F.J., Anschutz, P., Licari, L., Griveaud, C., 2006. Stable oxygen and carbon isotopes of live benthic foraminifera from the Bay of Biscay: Microhabitat impact and seasonal variability. Marine Micropaleontology 58, 159–183.

Fontanier, C., Metzger, E., Waelbroeck, C., Jouffreau, M., LeFloch, N., Jorissen, F., Etcheber, H., Bichon, S., Chabaud, G., Poirier, D., 2013. Live (Stained) Benthic Foraminifera Off Walvis Bay, Namibia: A Deep-Sea Ecosystem under the Influence of Bottom Nepheloid Layers. The Journal of Foraminiferal Research 43, 55–71.

Fraschetti, S. Terlizzi, A., Benedetti-Cecchi, L., 2005. Patterns of distribution of marine assemblages from rocky shores: evidence of relevant scales of variation. Marine Ecology Progress Series 296, 13-29.

Friedrich, O., Schiebel, R., Wilson, P.A., Weldeab, S., Beer, C.J., Cooper, M.J., Fiebig, J., 2012. Influence of test size, water depth, and ecology on Mg/Ca, Sr/Ca, δ18O and δ13C in nine modern species of planktic foraminifers. Earth and Planetary Science Letters 319–320, 133–145.

Froelich, P.N., Klinkhammer, G.P., Bender, M.L., Luedtke, N.A., Heath, G.R., Cullen, D., Dauphin, P., Hammond, D., Hartman, B., Maynard, V., 1979. Early oxidation of organic matter in pelagic sediments of the eastern equatorial Atlantic: suboxic diagenesis. Geochimica et Cosmochimica Acta 43, 1075–1090.

Froidefond, J.-M., Castaing, P., Jouanneau, J.-M., 1996. Distribution of suspended matter in a coastal upwelling area. Satellite data and in situ measurements. Journal of Marine Systems 8, 91–105.
Froidefond, J.-M., Castaing, P., Prud'homme, R., 1999. Monitoring suspended particulate matter fluxes and patterns with the AVHRR/NOAA-11 satellite: application to the Bay of Biscay. Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography 46, 2029–2055.
Froidefond, J.-M., Lavender, S., Laborde, P., Herbland, A., Lafon, V., 2002. SeaWiFS data interpretation in a coastal area in the Bay of Biscay. International Journal of Remote Sensing 23, 881–904.
Frouin, R., Fiúza, A.F., Ambar, I., Boyd, T.J., 1990. Observations of a poleward surface current off the coasts of Portugal and Spain during winter. Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012) 95, 679–691.

G

Gaarder, K.R., 1971. Comments on the distribution of coccolithophorids in the oceans. The Micropaleontology of Oceans., Funnell, BM, Riedel, WR (Eds.), Cambridge University Press, Cambridge 97–103.
Garcia, J., Mojtahid, M., Howa, H., Michel, E., Schiebel, R., Charbonnier, C., Anschutz, P., Jorissen, F.J., 2013. Benthic and Planktic Foraminifera as Indicators of Late Glacial to Holocene Paleoclimatic Changes in a Marginal Environment: An Example from the Southeastern Bay of Biscay. Acta Protozool 52, 161–180.
Garcia-Soto, C., Pingree, R.D., Valdes, L., 2002a. Navidad development in the southern Bay of Biscay: Climate change and swoddy structure from remote sensing and in situ measurements. Journal of geophysical research 107, 28.1–28.29.
Garcia-Soto, C., Pingree, R.D., Valdés, L., 2002b. Navidad development in the southern Bay of Biscay: Climate change and swoddy structure from remote sensing and in situ measurements. J. Geophys. Res. 107, 29 PP.
Gaudin, M., Mulder, T., Cirac, P., Berné, S., Imbert, P., 2006. Past and present sedimentary activity in the Capbreton Canyon, southern Bay of Biscay. Geo-Mar Lett 26, 331–345.
Gherardi, J.-M., Labeyrie, L., Nave, S., Francois, R., McManus, J.F., Cortijo, E., 2009. Glacial-interglacial circulation changes inferred from 231Pa/230Th sedimentary record in the North Atlantic region. Paleoceanography 24.
Gibbard, P., Cohen, K.M., 2008. Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years. Episodes 31, 243.
Gil, J., Sanchez, R., 2001. The importance of the main external driving agents in the bay of Biscay hydrographic changes, in: Actes de Colloques - IFREMER. Presented at the Colloque international d'océanographie du Golfe de Gascogne, Institut français de recherche pour l'exploitation de la mer, pp. 43–48.
Giraudeau, J., Cremer, M., Manthé, S., Labeyrie, L., Bond, G., 2000. Coccolith evidence for instabilities in surface circulation south of Iceland during Holocene times. Earth and Planetary Science Letters 179, 257–268.
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.
Giraudeau, J., Jennings, A.E., Andrews, J.T., 2004. Timing and mechanisms of surface and intermediate water circulation changes in the Nordic Seas over the last 10,000 cal years: a view from the North Iceland shelf. Quaternary Science Reviews 23, 2127–2139.
Goineau, A., Fontanier, C., Jorissen, F.J., Lansard, B., Buscail, R., Mouret, A., Kerhervé, P., Zaragosi, S., Ernoult, E., Artéro, C., 2011. Live (stained) benthic foraminifera from the

Rhône prodelta (Gulf of Lion, NW Mediterranean): Environmental controls on a river-dominated shelf. Journal of Sea Research 65, 58–75.
Goldstein, S.T., Corliss, B.H., 1994. Deposit feeding selected deep-sea and shallow-water benthic foraminifera. Deep-Sea Research I 41, 229–241.
Gómez-Gesteira, M., deCastro, M., Santos, F., Alvarez, I., Costoya,X., 2013. Changes in ENACW observed in the Bay of Biscay over the period 1975-2010. Continental Shelf Research, 65, 73-80.
Gooday, A.J., 1986. Meiofaunal foraminiferans from the bathyal Porcupine seabight (northeast Atlantic): Size structure, standing stock, species diversity and vertical distribution in the sediment. Deep Sea Research 33, 1345–1373.
Gooday, A.J., 1988. A response by benthic Foraminifera to the deposition of phytodetritus in the deep sea. Nature 332, 70–73.
Gooday, A.J., 1996. Xenophyophores (protista), including two new species, from two abyssal sites in the northeast Atlantic Ocean. Journal of Foraminiferal Research 26, 193–208.
Gooday, A.J., 2002. Biological responses to seasonally varying fluxes of organic matter to the ocean floor: A review. Journal of Oceanography 58, 305–332.
Gooday, A.J., 2003. Benthic foraminifera (Protista) as tools in deep-water palaeoceanography: environmental influences on faunal characteristics. Advances in Marine Biology 46, 1–90.
Goosse, H., Arzel, O., Luterbacher, J., Mann, M.E., Renssen, H., Riedwyl, N., Timmermann, A., Xoplaki, E., Wanner, H., 2006. The origin of the“ European Medieval Warm Period”. Climate of the Past 2, 99–113.
McGowan,J.A., 1971. Oceanic biogeography of the Pacific, in The Micropaleontology of Oceans, (eds B.M. Funnell and W.R. Riedel), Cambridge University Press, Cambridge, 3–74.
Griveaud, C., 2007. Influence des conditions écologiques sur la composition isotopique ($\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$) du test de foraminifères benthiques actuels. environnements océaniques : Angers: 2007.
Grootes, P.M., Stuiver, M., 1997. Oxygen 18/16 variability in Greenland snow and ice with 10- 3- to 105-year time resolution. Journal of Geophysical Research 102, 26455–26.
Grossman, E.L., 1987. Stable isotopes in modern benthic foraminifera: a study of vital effect. Journal of Foraminiferal Research 17, 48–61.

H

Hald, M., Andersson, C., Ebbesen, H., Jansen, E., Klitgaard-Kristensen, D., Risebrobakken, B., Salomonsen, G.R., Sarnthein, M., Sejrup, H.P., Telford, R.J., 2007. 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., Moran, S.B., Zahn, R., Knutz, P.C., Shen, C.-C., Edwards, R.L., 2006. Accelerated drawdown of meridional overturning in the late-glacial Atlantic triggered by transient pre-H event freshwater perturbation. Geophysical Research Letters 33, L16616.
Hammer, Ø., Harper, D.A.T., Ryan, P.D., 2001. PAST-Palaeontological statistics. www. uv. es/~ pardomv/pe/2001_1/past/pastprog/past. pdf, acessado em 25, 2009.
Hammond, P.M., Aguirre-Hudson, B., Dodd, M. et al., 1995. The current magnitude of biodiversity, in Global Biodiversity Assessment, (ed. V.H. Heywood), Cambridge University Press, Cambridge, U.K., 113-138.
Harrison, S.P., Digerfeldt, G., 1993. European lakes as palaeohydrological and palaeoclimatic indicators. Quaternary Science Reviews 12, 233–248.
Hart, M.B., Hylton, M.D., Oxford, M.J., Price, G.D., Hudson, W., Smart, C.W., 2003. The search for the origin of the planktic Foraminifera. Journal of the Geological Society 160, 341–343.
Hayek, L.E., Buzas, M.A., 2013. On the proper and efficient use of diversity measures with field samples. Journal of Foraminiferal Research, 43, 305-313.

Haynes, J.R., 1990. The classification of the foraminifera – a review of historical and philosophical perspectives. Paleontology 33, 503-528.
Hayward, B.W., Neil, H., Carter, R., Grenfell, H.R., Hayward, J.J., 2002. Factors influencing the distribution patterns of Recent deep-sea benthic foraminifera, east of New Zealand, Southwest Pacific Ocean. Marine Micropaleontology 46, 139–176.
Hecht, A.D., 1976. An ecologic model for test size variation in Recent planktonic foraminifera; applications to the fossil record. The Journal of Foraminiferal Research 6, 295–311.
Heinrich, H., 1988. Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years. Quaternary Research 29, 142–152.
Heinz, P., Hemleben, C., Kitazato, H., 2002. Time-response of cultured deep-sea benthic foraminifera to different algal diets. Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers 49, 517–537.
Hemleben, C., Spindler, M., 1983. Recent advances in research on living planktonic foraminifera. Utrecht Micropaleontology Bulletin 30, 141-170.
Hemleben, C., Spindler, M., Erson, O.R., 1989. Modern planktonic foraminifera.
Herguera, J.C., 1992. Deep-sea benthic foraminifera and biogenic opal: glacial to postglacial productivity changes in the western equatorial Pacific. Marine Micropaleontology 19, 79–98.
Herguera, J.C., Berger, W.H., 1991. Paleoproductivity from benthic foraminifera abundance: Glacial to postglacial change in the west-equatorial Pacific. Geology 19, 1173–1176.
Hess, S., Jorissen, F.J., 2009. Distribution patterns of living benthic foraminifera from Cap Breton canyon, Bay of Biscay: Faunal response to sediment instability. Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers 56, 1555–1578.
Hess, S., Jorissen, F.J., Venet, V., Abu-Zied, R., 2005. Benthic foraminiferal recovery after recent turbidite deposition in Cap Breton canyon, Bay of Biscay. Journal of Foraminiferal Research 35, 114–129.
Heussner, S., Durrieu de Madron, X., Radakovitch, O., Beaufort, L., Biscaye, P.E., Carbonne, J., Delsaut, N., Etcheber, H., Monaco, A., 1999. Spatial and temporal patterns of downward particle fluxes on the continental slope of the Bay of Biscay (Northeastern Atlantic). Deep-sea Research II 46, 2101–2146.
Hilbrecht, H., 1997. Morphologic gradation and ecology in Neogloboquadrina pachyderma and N. dutertrei (planktic foraminifera) from core top sediments. Marine Micropaleontology 31, 31–43.
Hilbrecht, H., Thierstein, H.R., 1996. Benthic behavior of planktic foraminifera. Geology 24, 200–202.
Holsten, J., Stott, L., Berelson, W., 2004. Reconstructing benthic carbon oxidation rates using $\delta^{13}C$ of benthic foraminifers. Marine Micropaleontology 53, 117–132.
Hong, Y.T., Hong, B., Lin, Q.H., Shibata, Y., Zhu, Y.X., Leng, X.T., Wang, Y., 2009. Synchronous climate anomalies in the western North Pacific and North Atlantic regions during the last 14,000 years. Quaternary Science Reviews 28, 840–849.
Honjo, S., Manganini, S.J., 1993. Annual biogenic particle fluxes to the interior of the North Atlantic Ocean; studied at 34 N 21 W and 48 N 21 W. Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography 40, 587–607.
Hua, Q., Barbetti, M., 2004. Review of tropospheric bomb 14C data for carbon cycle modeling and age calibration purposes. Radiocarbon 46, 1273–1298.
Huber, B.T., Bijma, J., Darling, K., 1997. Cryptic Speciation in the Living Planktonic Foraminifer Globigerinella siphonifera (d'Orbigny). Paleobiology 23, 33–62.
Hughes, J.A., Gooday, A.J., Murray, J.W., 2000. The distribution of live benthic foraminifera at three oceanographically dissimilar sites in the northeast Atlantic: preliminary results.
Hurrell, J.W., 1995. Decadal Trends in the North Atlantic Oscillation: Regional Temperatures and Precipitation. Science, 269, 676-679.

Hurrell, J.W., Deser, C., 2009. North Atlantic Climate Variability: The role of the North Atlantic Oscillation. Journal of Marine Systems, 78, 28-41.
Hurrell, J.W., Kushnir, Y., Ottersen, G., Visbeck, M., 2003. The North Atlantic Oscillation: climatic significance and environmental impact. American Geophysical Union.
Husum, K., Hald, M., 2012. Arctic planktic foraminiferal assemblages: Implications for subsurface temperature reconstructions. Marine Micropaleontology.
Hutson, W.H., 1977. Variations in planktonic foraminiferal assemblages along north-south transects in the Indian Ocean. Marine Micropaleontology 2, 47–66.
Hyacinthe, C., Anschutz, P., Carbonel, P., Jouanneau, J.-M., Jorissen, F.J., 2001. Early diagenetic processes in the muddy sediments of the Bay of Biscay. Marine Geology 177, 111–128.

I

Imbrie, J., Berger, A., Boyle, E.A., Clemens, S.C., Duffy, A., Howard, W.R., Kukla, G., Kutzbach, J., Martinson, D.G., McIntyre, A., Mix, A.C., Molfino, B., Morley, J.J., Peterson, L.C., Pisias, N.G., Prell, W.L., Raymo, M.E., Shackleton, N.J., Toggweiler, J.R., 1993. On the structure and origin of major glaciation cycles 2. The 100,000-year cycle. Paleoceanography 8, 699–735.
IPCC, 2001. Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the third Assesment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Chage [Hougthon, J.T., Ding, Y., Griggs, D.J., Noguer, M., van der Liden, P.J., Dai, X., Maskell, K., Johnson, C.A.] Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
IPCC, 2007. Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M.Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

J

Jalut, G., Dedoubat, J.J., Fontugne, M., Otto, T., 2009. Holocene circum-Mediterranean vegetation changes: climate forcing and human impact. Quaternary international 200, 4–18.
Jalut, G., Esteban Amat, A., Bonnet, L., Gauquelin, T., Fontugne, M., 2000. Holocene climatic changes in the Western Mediterranean, from south-east France to south-east Spain. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 160, 255–290.
Jannink, N.T., Zachariasse, W.J., Van der Zwaan, G.J., 1998. Living (Rose Bengal stained) benthic foraminifera from the Pakistan continental margin (northern Arabian Sea). Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers 45, 1483–1513.
Jeandel, C., Peucker-Ehrenbrink, B., Jones, M.T., Pearce, C.R., Oelkers, E.H., Godderis, Y., Lacan, F., Aumont, O., Arsouze, T., 2011. Ocean margins: The missing term in oceanic element budgets? Eos, Transactions American Geophysical Union 92, 217–218.
Johannessen, T., Jansen, E., Flatøy, A., Ravelo, A.C., 1994. The relationship between surface water masses, oceanographic fronts and paleoclimatic proxies in surface sediments of the Greenland, Iceland, Norwegian Seas. Nato ASI Series 117, 61–85.
Jones, P.D., Osborn, T.J., Briffa, K.R., 2001. The evolution of climate over the last millennium. Science 292, 662–667.
Jorissen, F.J., 1987. The distribution of benthic foraminifera in the Adriatic Sea. Marine Micropaleontology 12, 21–48.
Jorissen, F.J., 1988. Benthic foraminifera from the Adriatic Sea: principles of phenotypic variation. Utrecht Micropaleontological Bulletins 37.

Jorissen, F.J., 1999. Benthic foraminiferal successions across Late Quaternary Mediterranean sapropels. Marine Geology 153, 91–101.
Jorissen, F.J., de Stigter, H.C., Widmark, J.G., 1995. A conceptual model explaining benthic foraminiferal microhabitats. Marine Micropaleontology 26, 3–15.
Jorissen, F.J., Fontanier, C., Thomas, E., 2007. Chapter Seven Paleoceanographical Proxies Based on Deep-Sea Benthic Foraminiferal Assemblage Characteristics. Developments in Marine Geology 1, 263–325.
Jorissen, F.J., Wittling, I., 1999. Ecological evidence from live–dead comparisons of benthic foraminiferal faunas off Cape Blanc (Northwest Africa). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 149, 151–170.
Jorissen, F.J., Wittling, I., Peypouquet, J.P., Rabouille, C., Relexans, J.C., 1998. Live benthic foraminiferal faunas off Cape Blanc, NW-Africa: Community structure and microhabitats. Deep-Sea Research Part I 45, 2157–2188.
Jouanneau, J.M., Weber, O., Cremer, M., Castaing, P., 1999. Fine-grained sediment budget on the continental margin of the Bay of Biscay. Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography 46, 2205–2220.

K

Kaplan, J.O., Krumhardt, K.M., Zimmermann, N., 2009. The prehistoric and preindustrial deforestation of Europe. Quaternary Science Reviews 28, 3016–3034.
Kaplan, M.R., Wolfe, A.P., 2006. Spatial and temporal variability of Holocene temperature in the North Atlantic region. Quaternary Research 65, 223–231.
Kelly-Gerreyn, B.A., Hydes, D.J., Jegou, A.-M., Lazure, P., Fernand, L.J., Puillat, I., Garcia-Soto, C., 2006. Low salinity intrusions in the western English Channel. Continental Shelf Research 26, 1241–1257.
Kennett, J.P., 1968. Globorotalia truncatulinoides as a Paleo-oceanographic Index. Science 159, 1461–1463.
Kennett, J.P., Ingram, B.L., 1995. A 20,000-year record of ocean circulation and climate change from the Santa Barbara basin. Nature 377, 510–514.
Kerwin, M.W., Overpeck, J.T., Webb, R.S., DeVernal, A., Rind, D.H., Healy, R.J., 1999. The role of oceanic forcing in mid-Holocene northern hemisphere climatic change. Paleoceanography 14, 200–210.
Khatiwala, S.P., Fairbanks, R.G., Houghton, R.W., 1999. Freshwater sources to the coastal ocean off northeastern North America: Evidence from H218O/H216O. Journal of Geophysical Research: Oceans 104, 18241–18255.
Khodri, M., Leclainche, Y., Ramstein, G., Braconnot, P., Marti, O., Cortijo, E., 2001. Simulating the amplification of orbital forcing by ocean feedbacks in the last glaciation. Nature 410, 570–574.
Kim, J.-H., Meggers, H., Rimbu, N., Lohmann, G., Freudenthal, T., Müller, P.J., Schneider, R.R., 2007. Impacts of the North Atlantic gyre circulation on Holocene climate off northwest Africa. Geology 35, 387–390.
Kim, J.-H., Rimbu, N., Lorenz, S.J., Lohmann, G., Nam, S.-I., Schouten, S., Rühlemann, C., Schneider, R.R., 2004. North Pacific and North Atlantic sea-surface temperature variability during the Holocene. Quaternary Science Reviews 23, 2141–2154.
Kipp, N.G., 1976. New transfer function for estimating past sea-surface conditions from sea-bed distribution of planktonic foraminiferal assemblages in the North Atlantic. Geological Society of America 145, 3-42.
Kirov, B., Georgieva, K., 2002. Long-term variations and interrelations of ENSO, NAO and solar activity. Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C 27, 441–448.

Klingebiel, A., Legigan, P., 1978. Histoire géologique des divagations de l'Adour. Université, Bordeaux 1. Extrait des Actes du Congrès de Bayonne (22-29 octobre, 1978).
Knappertsbuch, M., Brummer, G.-J.A., 1995. A sediment trap investigation of sinking coccolithophorids in the North Atlantic. Deep-Sea Research I, 42, 1083-1109.
Koho, K.A., García, R., de Stigter, H.C., Epping, E., Koning, E., Kouwenhoven, T.J., van der Zwaan, G.J., 2008. Sedimentary labile organic carbon and pore water redox control on species distribution of benthic foraminifera: A case study from Lisbon–Setúbal Canyon (southern Portugal). Progress in Oceanography 79, 55–82.
Korsun, S., Hald, M., 1998. Modern Benthic Foraminifera off Novaya Zemlya Tidewater Glaciers, Russian Arctic. Arctic and Alpine Research 30, 61.
Koutsikopoulos, C., Beillois, P., Leroy, C., Taillefer, F., 1998. Temporal trends and spatial structures of the sea surface temperature in the Bay of Biscay. Oceanologica Acta 21, 335–344.
Koutsikopoulos, C., Le Cann, B., 1996. Physical processes and hydrological structures related to the Bay of Biscay anchovy. Scientia Marina 60, 9–19.
Kucera, M., 2007. Chapter Six Planktonic Foraminifera as Tracers of Past Oceanic Environments, in: Claude Hillaire–Marcel and Anne De Vernal (Ed.), Developments in Marine Geology. Elsevier, pp. 213–262.
Kucera, M., Malmgren, B.A., 1998. Terminal Cretaceous warming event in the mid-latitude South Atlantic Ocean: evidence from poleward migration of *Contusotruncana contusa* (planktonic foraminifera) morphotypes. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 138, 1–15.
Kucera, M., Weinelt, Mara, Kiefer, T., Pflaumann, U., Hayes, A., Weinelt, Martin, Chen, M.-T., Mix, A.C., Barrows, T.T., Cortijo, E., Duprat, J., Juggins, S., Waelbroeck, C., 2005. Reconstruction of sea-surface temperatures from assemblages of planktonic foraminifera: multi-technique approach based on geographically constrained calibration data sets and its application to glacial Atlantic and Pacific Oceans. Quaternary Science Reviews 24, 951–998.
Kuhnt, T., Howa, H., Schmidt, S., Marié, L., Schiebel, R., 2013. Flux dynamics of planktic foraminiferal tests in the south-eastern Bay of Biscay (northeast Atlantic margin). Journal of Marine Systems 109–110, Supplement, S169–S181.
Kuroyanagi, A., Kawahata, H., 2004. Vertical distribution of living planktonic foraminifera in the seas around Japan. Marine Micropaleontology 53, 173–196.

L

Laborde, P., Urrutia, J., Valencia, V., 1999. Seasonal variability of primary production in the Cap-Ferret Canyon area (Bay of Biscay) during the ECOFER cruises. Deep-Sea Research II 46, 2057–2079.
Lacis, A., Hansen, J., Lee, P., Mitchell, T., Lebedeff, S., 1981. Greenhouse effect of traces gases, 1970-1980. Geophysical Research Letters, 8, 1035-1038.
Lajeunesse, P., 2012. Palaeoclimate: A history of outbursts. Nature Geoscience 5, 846–847.
Lambeck, K., 1997. Sea-level change along the French Atlantic and Channel coasts since the time of the Last Glacial Maximum. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 129, 1–22.
Lambeck, K., Yokoyama, Y., Purcell, T., 2002. Into and out of the Last Glacial Maximum: sea-level change during Oxygen Isotope Stages 3 and 2. Quaternary Science Reviews 21, 343–360.
Lampert, L., 2001. Dynamique saisonnière et variabilité pigmentaire des populations phytoplanctoniques dans l'Atlantique Nord (Golfe de Gascogne), Ph. D Thesis, Université de Bretangne Occidentale, Breft, France.

Lampitt, R.S., Antia, A.N., 1997. Particle flux in deep seas: regional characteristics and temporal variability. Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers 44, 1377–1403.
Langezaal, A.M., Ernst, S.R., Haese, R.R., Van Bergen, P.F., Van der Zwaan, G.J., 2003. Disturbance of intertidal sediments: the response of bacteria and foraminifera. Estuarine, Coastal and Shelf Science 58, 249–264.
Langezaal, A.M., Jorissen, F.J., Braun, B., Chaillou, G., Fontanier, C., Anschutz, P., van der Zwaan, G.J., 2006. The influence of seasonal processes on geochemical profiles and foraminiferal assemblages on the outer shelf of the Bay of Biscay. Continental Shelf Research 26, 1730–1755.
Lavender, S.J., Pinkerton, M.H., Froidefond, J.M., Morales, J., Aiken, J., Moore, G.F., 2004. SeaWiFS validation in European coastal waters using optical and bio-geochemical measurements. International Journal of Remote Sensing 25, 1481–1488.
Lazure, P., Dumas, F., 2008. An external–internal mode coupling for a 3D hydrodynamical model for applications at regional scale (MARS). Advances in Water Resources 31, 233–250.
Lazure, P., Garnier, V., Dumas, F., Herry, C., Chifflet, M., 2009. Development of a hydrodynamic model of the Bay of Biscay. Validation of hydrology. Continental Shelf Research 29, 985–997.
Lazure, P., Jégou, A.-M., 1998. 3D modelling of seasonal evolution of Loire and Gironde plumes on Biscay Bay continental shelf. Oceanologica Acta 21, 165–177.
Le Boyer, A., Cambon, G., Daniault, N., Herbette, S., Le Cann, B., Marié, L., Morin, P., 2009. Observations of the Ushant tidal front in September 2007. Continental Shelf Research 29, 1026–1037.
Le Cann, 1982. Evolution annuelle de la structurehydrologique du plateau continental au sud de la Bretagne: Modelisation numérique. These 3e cycle en Oceanographie physique. Universite de Bretagne Ocidentale.
Le Cann, B., Serpette, A., 2009. Intense warm and saline upper ocean inflow in the southern Bay of Biscay in autumn–winter 2006–2007. Continental Shelf Research 29, 1014–1025.
Le Floch, J., 1968. Sur la circulation de l'eau d'origine méditerranéenne dans le Golfe de Gascogne et ses variations à courtes périodes. Cahiers Océanographiques XX, 653–661.
Le Hénaff, M., Roblou, L., Bouffard, J., 2011. Characterizing the Navidad current interannual variability using coastal altimetry. Ocean Dynamics 61, 425–437.
Lea, D.W., 2006. Elemental and Isotopic Proxies. The oceans and marine geochemistry 6, 365.
Lee, A., Ellett, D., 1965. On the contribution of overflow water from the Norwegian Sea to the hydrographic structure of the North Atlantic Ocean. Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts 12, 129–142.
Leeuwen, R.J.W. van, 1989. Sea-floor distribution and Late Quaternary faunal patterns of planktonic and benthic foraminifers in the Angola Basin. Utrecht micropaleontological bulletins 38.
Lekens, W.A.H., Sejrup, H.P., Haflidason, H., Petersen, G.Ø., Hjelstuen, B., Knorr, G., 2005. Laminated sediments preceding Heinrich event 1 in the Northern North Sea and Southern Norwegian Sea: Origin, processes and regional linkage. Marine Geology 216, 27–50.
Leorri, E., Cearreta, A., 2004. Holocene environmental development of the Bilbao estuary, northern Spain: sequence stratigraphy and foraminiferal interpretation. Marine Micropaleontology 51, 75–94.
Leorri, E., Cearreta, A., 2009. Anthropocene versus Holocene relative sea-level rise rates in the southern Bay of Biscay. Geogaceta 127–130.
Leorri, E., Horton, B.P., Cearreta, A., 2008. Development of a foraminifera-based transfer function in the Basque marshes, N. Spain: Implications for sea-level studies in the Bay of Biscay. Marine Geology 251, 60–74.
Leuenberger, M., Siegenthaler, U., Langway, C., 1992. Carbon isotope composition of atmospheric CO2 during the last ice age from an Antarctic ice core. Nature 357, 488-490.
Levêque, C., 2001. Ecologie. Dunod, 512.

Levin, L.A., Gage, J.D., 1998. Relationships between oxygen, organic matter and the diversity of bathyal macrofauna. Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography 45, 129–163.
Licari, L., Mackensen, A., 2005. Benthic foraminifera off West Africa (1°N to 32°S): Do live assemblages from the topmost sediment reliably record environmental variability? Marine Micropaleontology 55, 205–233.
Licari, L.N., Schumacher, S., Wenzhofer, E., Zabel, M., Mackensen, A., 2003. Communities and microhabitats of living benthic foraminifera from the tropical East Atlantic: Impact of different productivity regimes. Journal of Foraminiferal Research 33, 10–31.
Lidz, L., 1966. Planktonic foraminifera in the water column of the mainland shelf off Newport Beach, California. Limnology and Oceanography 257–263.
Linke, P., Altenbach, A.V., Graf, G., Heeger, T., 1995. Response of deep-sea benthic foraminifera to a simulated sedimentation event. Journal of Foraminiferal Research 25, 75–82.
Lisiecki, L.E., Raymo, M.E., 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}O$ records. Paleoceanography 20. PA1003.
Lisiecki, L.E., Raymo, M.E., 2007. Plio–Pleistocene climate evolution: trends and transitions in glacial cycle dynamics. Quaternary Science Reviews 26, 56–69.
Liu, K.K., Ditter, N., 2010. Web-based electronic supplements, Appendic C. In Liu, K.K., Atkinson, L., Quinores, R.A., Talaue-McManuc, L. (eds) Carbon and nutrient fluxes in continental margins. Springer, Berlin. http://cmtt.pangaea.de/[15/10/2012].
Ljungqvist, F.C., 2010. A new reconstruction of temperature variability in the extra-tropical Northern Hemisphere during the last two millennia. Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography 92, 339–351.
Loeblich, A.R., Tappan, H. , 1987. Foraminiferal Genera and their classification 1-2, Van Nostrand Reinhold, New York.
Loeblich, A.R., Tappan, H., 1988. Foraminiferal genera and their classification. Van Nostrand Reinhold, New-York.
Loeblich, A.R, Tappan, H. 1992. Present status of foraminiferal classification, in Studies in Benthic Foraminifera, (eds Y. Takayanagi and T. Saito), Proceedings of the Fourth International Symposium on Benthic Foraminifera, Sendai, 1990 (Benthos '90). Tokai University Press, Tokyo, Japan, 93–102.
Longhurst, A.R., Glen Harrison, W., 1988. Vertical nitrogen flux from the oceanic photic zone by diel migrant zooplankton and nekton. Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers 35, 881–889.
Lorius, C., Jouzel, J., Raynaud, D., Hansen, J., Le Treut, H., 1990. The ice-core record: climate sensitivity and future greenhouse warming. Nature 347, 139–145.
Loubere, P., 1997. Benthic foraminiferal assemblage formation, organic carbon flux and oxygen concentrations on the outer continental shelf and slope. The Journal of Foraminiferal Research 27, 93–100.
Loubere, P., Fariduddin, M., 1999. Quantitative estimation of global patterns of surface ocean biological productivity and its seasonal variation on timescales from centuries to millennia. Global Biogeochemical Cycles 13, 115–133.
Loubere, P., Gary, A.C., 1990. Taphonomic process and species microhabitats in the living to fossil assemblage transition of deeper water benthic foraminifera. Palaios,5, 375–381.
Loulergue, L., Schilt, A., Spahni, R., Masson-Delmotte, V., Blunier, T., Lemieux, B., Barnola, J.-M., Raynaud, D., Stocker, T.F., Chapellaz, J., 2008. Orbital and millenial-scale feature of atmospheric CH_4 over the past 800,000 years. Nature, 453, 383-386.
Loutre, M.F., Berger, A., 2003. Marine Isotope Stage 11 as an analogue for the present interglacial. Global and Planetary Change 36, 209–217.
Lowe, J.J., Rasmussen, S.O., Björck, S., Hoek, W.Z., Steffensen, J.P., Walker, M.J.C., Yu, Z.C., 2008. Synchronisation of palaeoenvironmental events in the North Atlantic region during

the Last Termination: a revised protocol recommended by the INTIMATE group. Quaternary Science Reviews 27, 6–17.
Lüthi, D., LeFloch, M., Bereiter, B., Blunier, T., Barnola, J.-M., Siegenthaler, U., Raynaud, D., Jouzel, J., Fisher, H., Kawamura, K., Stocker, T.F., 2008 High Resolution carbon dioxide concentration record 650,000-800,000 years before present. Nature, 453, 379-382.
Lutze, G.G., 1980. Depth distribution of benthic foraminfiera on the continental margin off NW Africa. Meteor Forshungs-Ergebnisse, Reihe C 32, 31-80.
Lutze, G.F., 1986. *Uvigerina* species of the eastern north Atlantic. Utrecht Micropaleontological Bulletins 35 ,21–46.
Lutze, G.F., Coulbourn, W.T., 1984. Recent benthic foraminifera from the continental margin of northwest Africa: Community structure and distribution. Marine Micropaleontology 8, 361–401.

M

Mackensen, A., Bickert, T., 1999. Stable Carbon Isotopes in Benthic Foraminifera: Proxies for Deep and Bottom Water Circulation and New Production, in: Fischer, D.G., Wefer, P.D.G. (Eds.), Use of Proxies in Paleoceanography. Springer Berlin Heidelberg, pp. 229–254.
Mackensen, A., Douglas, R.G., 1989. Down-core distribution of live and dead deep-water benthic foraminifera in box cores from the Weddell Sea and the California continental borderland. Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers 36, 879–900.
Mackensen, A., Grobe, H., Kuhn, G., Fütterer, D.K., 1990. Benthic foraminiferal assemblages from the eastern Weddell Sea between 68 and 73°S: Distribution, ecology and fossilization potential. Marine Micropaleontology 16, 241–283.
Mackensen, A., Schumacher, S., Radke, J., Schmidt, D.N., 2000. Microhabitat preferences and stable carbon isotopes of endobenthic foraminifera: clue to quantitative reconstruction of oceanic new production? Marine Micropaleontology 40, 233–258.
MacLeod, N., Ortiz, N., Fefferman, N., Clyde, W., Schulter, C., MacLean, J., 2000. Phenotypic response of foraminifera to episodes of global environmental change. Biotic response to global change: The last 145, 51–78.
Magana, A.L., Southon, J.R., Kennett, J.P., Roark, E.B., Sarnthein, M., Stott, L.D., 2010. Resolving the cause of large differences between deglacial benthic foraminifera radiocarbon measurements in Santa Barbara Basin. Paleoceanography 25.
Magny, M., Bégeot, C., Guiot, J., Peyron, O., 2003. Contrasting patterns of hydrological changes in Europe in response to Holocene climate cooling phases. Quaternary Science Reviews 22, 1589–1596.
Magny, M., Haas, J.N., 2004. A major widespread climatic change around 5300 cal. yr BP at the time of the Alpine Iceman. Journal of Quaternary Science 19, 423–430.
Mahadevan, A., D'Asaro, E., Lee, C., Perry, M.J., 2012. Eddy-driven stratification initiates North Atlantic spring phytoplankton blooms. Science 337, 54–58.
Maire, O., 2008. Quantification of sediment reworking rates in bioturbation research: a review.
Malmgren, B.A., Berggren, W.A., Lohmann, G.P., 1983. Evidence for punctuated gradualism in the Late Neogene Globorotalia tumida lineage of planktonic foraminifera. Paleobiology 377–389.
Malmgren, B.A., Kennett, J.P., 1981. Phyletic gradualism in a Late Cenozoic planktonic foraminiferal lineage; DSDP Site 284, southwest Pacific. Paleobiology 230–240.
Maneux, E., Dumas, J., Clément, O., Etcheber, H., Charritton, X., Etchart, J., Veyssy, E., Rimmelin, P., 1999. Assessment of suspended matter input into the oceans by small mountainous coastal rivers: the case of the Bay of Biscay. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science 329, 413–420.

Mangerud, J., 2004. Ice sheet limits in Norway and on the Norwegian continental shelf, in: J. Ehlers and P.L. Gibbard (Ed.), Developments in Quaternary Sciences, Quaternary Glaciations Extent and Chronology Part I: Europe. Elsevier, pp. 271–294.

Marshall, J., Kushnir, Y., Battisti, D., Chang, P., Czaja, A., Dickson, R., Hurrell, J., McCartney, M., Saravanan, R., Visbeck, M., 2001. North Atlantic Climate Variability: Phenomena, Impacts and Mecanisms. International Journal of Climatology, 21, 1863-1898.

Marchal, O., Cacho, I., Stocker, T.F., Grimalt, J.O., Calvo, E., Martrat, B., Shackleton, N., Vautravers, M., Cortijo, E., van Kreveld, S., 2002. Apparent long-term cooling of the sea surface in the northeast Atlantic and Mediterranean during the Holocene. Quaternary Science Reviews 21, 455–483.

Marchitto, T.M., Curry, W.B., Oppo, D.W., 1998. Millennial-scale changes in North Atlantic circulation since the last glaciation. Nature 393, 557–561.

Marchitto, T.M., Lehman, S.J., Ortiz, J.D., Flückiger, J., Geen, A. van, 2007. Marine Radiocarbon Evidence for the Mechanism of Deglacial Atmospheric CO2 Rise. Science 316, 1456–1459.

Marshall, J.C., Williams, R.G., Nurser, A.J.G., 1993. Inferring the Subduction Rate and Period over the North Atlantic. Journal of Physical Oceanography 23, 1315–1329.

Martin, R.E., 2003. Taphonomy and temporal resolution of foraminiferal assemblages, in: Modern Foraminifera. Springer Netherlands, pp. 281–298.

Martín-Chivelet, J., Muñoz-García, M.B., Edwards, R.L., Turrero, M.J., Ortega, A.I., 2011. Land surface temperature changes in Northern Iberia since 4000yrBP, based on δ^{13}C of speleothems. Global and Planetary Change 77, 1–12.

Martínez-Botí, M.A., Mortyn, P.G., Schmidt, D.N., Vance, D., Field, D.B., 2011. Mg/Ca in foraminifera from plankton tows: Evaluation of proxy controls and comparison with core tops. Earth and Planetary Science Letters 307, 113–125.

Martín-Puertas, C., Jimenez Espejo, F.J., Martínez-Ruiz, F., Nieto-Moreno, V., Rodrigo, M., Mata, M.P., Valero-Garcés, B.L., 2010. Late Holocene climate variability in the southwestern Mediterranean region: an integrated marine and terrestrial geochemical approach. Climate of the Past Discussion 6, 1655-1683.

Martín-Puertas, C., Valero-Garcés, B.L., Mata, M.P., González-Sampériz, P., Bao, R., Moreno, A., Stefanova, V., 2008. Arid and humid phases in southern Spain during the last 4000 years: the Zonar Lake record, Cordoba. The Holocene 18, 907–921.

Martín-Puertas, C., Valero-Garcés, B.L., Mata, M.P., Moreno, A., Giralt, S., Martínez-Ruiz, F., Jiménez-Espejo, F., 2011. Geochemical processes in a Mediterranean Lake: a high-resolution study of the last 4,000 years in Zoñar Lake, southern Spain. Journal of Paleolimnology 46, 405–421.

Martins, V., Dubert, J., Jouanneau, J.-M., Weber, O., da Silva, E.F., Patinha, C., Alveirinho Dias, J.M., Rocha, F., 2007. A multiproxy approach of the Holocene evolution of shelf-slope circulation on the NW Iberian Continental Shelf. Marine Geology 239, 1–18.

Martins, V., Jouanneau, J.-M., Weber, O., Rocha, F., 2006. Tracing the late Holocene evolution of the NW Iberian upwelling system. Marine Micropaleontology 59, 35–55.

Maslin, M.A., Shackleton, N.J., Pflaumann, U., 1995. Surface water temperature, salinity, and density changes in the northeast Atlantic during the last 45,000 years: Heinrich events, deep water formation, and climatic rebounds. Paleoceanography 10, 527–544.

Mayewski, P.A., Rohling, E.E., Curt Stager, J., Karlén, W., Maasch, K.A., David Meeker, L., Meyerson, E.A., Gasse, F., van Kreveld, S., Holmgren, K., 2004. Holocene climate variability. Quaternary Research 62, 243–255.

McCartney, M.S., Mauritzen, C., 2001. On the origin of the warm inflow to the Nordic Seas. Progress in Oceanography 51, 125–214.

McCorkle, D.C., Corliss, B.H., Farnham, C.A., 1997. Vertical distributions and stable isotopic compositions of live (stained) benthic foraminifera from the North Carolina and California continental margins. Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers 44, 983–1024.

McCorkle, D.C., Emerson, S.R., Quay, P.D., 1985. Stable carbon isotopes in marine porewaters. Earth and Planetary Science Letters 74, 13–26.
McCorkle, D.C., Keigwin, L.D., Corliss, B., Emerson, S.R., 1990. The influence of microhabitats on the carbon isotopic composition of deep-sea benthic foraminifera. Paleoceanography 5, 161–185.
Meincke, J., 2002. Climate dynamics of the North Atlantic and NW-Europe: an observation-based overview, in: Climate Development and History of the North Atlantic Realm. Springer, pp. 25–40.
Mendes, I., Dias, J.A., Schönfeld, J., Ferreira, Ó., Rosa, F., Lobo, F.J., 2013. Living, dead and fossil benthic foraminifera on a river dominated shelf (northern Gulf of Cadiz) and their use for paleoenvironmental reconstruction. Continental Shelf Research 68, 91–111.
Meredith, M.P., Grose, K.E., McDonagh, E.L., Heywood, K.J., Frew, R.D., Dennis, P.F., 1999. Distribution of oxygen isotopes in the water masses of Drake Passage and the South Atlantic. Journal of Geophysical Research: Oceans 104, 20949–20962.
Micheaux, P.L.D., Drouilhet, R., Liquet, B., 2011. Le Logiciel R: Maîtriser Le Langage Effectuer Des Analyses Statistiques. Springer.
Middelburg, J.J., Levin, L.A., 2009. Coastal hypoxia and sediment biogeochemistry. Biogeosciences Discussions, 6, 3655-3706.
Migeon, S., Weber, O., Faugeres, J.-C., Saint-Paul, J., 1998. SCOPIX: a new X-ray imaging system for core analysis. Geo-Marine Letters 18, 251–255.
Milankovitch, M., 1941. Kanon der Erdbestrahlung und seine Andwendung auf das Eiszeiten-problem, R. Serbian Acad., Belgrade.
Milker, Y., Schmiedl, G., Betzler, C., Römer, M., Jaramillo-Vogel, D., Siccha, M., 2009. Distribution of recent benthic foraminifera in shelf carbonate environments of the Western Mediterranean Sea. Marine Micropaleontology 73, 207–225.
Millot, C., 1999. Circulation in the western Mediterranean Sea. Journal of Marin Systems, 20, 443-442.
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. Marine Geology 224, 57–82.
Mojtahid, M., Griveaud, C., Fontanier, C., Anschutz, P., Jorissen, F.J., 2010. Live benthic foraminiferal faunas along a bathymetrical transect (140–4800m) in the Bay of Biscay (NE Atlantic). Revue de micropaléontologie 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 377, 28–44.
Monaco, A., Biscaye, P.E., Laborde, P., 1999. The ECOFER (ECOsysteme du canyon du cap-FERret) experiment in the Bay of Biscay: introduction, objectives and major results. Deep-sea research. Part 2. Topical studies in oceanography 46, 1967–1978.
Moore, G. W. K., I. A. Renfrew, R. S. Pickart, 2013: Multidecadal Mobility of the North Atlantic Oscillation. *J. Climate*, **26**, 2453–2466.
Moreno, A., Valero-Garcés, B.L., González-Sampériz, P., Rico, M., 2008. Flood response to rainfall variability during the last 2000 years inferred from the Taravilla Lake record (Central Iberian Range, Spain). Journal of Paleolimnology 40, 943–961.
Morichon, D., Dailloux, D., 2006. Adour River Plume Monitoring Using Two Combined Remote Sensing Techniques: Satellite (MODIS) and Video (ARGUS) Images, in: Coastal Engineering Conference. p. 2095.
Moros, M., Emeis, K., Risebrobakken, B., Snowball, I., Kuijpers, A., McManus, J., Jansen, E., 2004. Sea surface temperatures and ice rafting in the Holocene North Atlantic: climate influences on northern Europe and Greenland. Quaternary Science Reviews 23, 2113–2126.

Mouret, A., 2009. Biogéochimie benthique: processus communs et divergences entre les sédiments littoraux et ceux des marges continentales: comparaison entre le Bassin d'Arcachon et le Golfe de Gascogne. Bordeaux 1, Bordeaux.
Mouret, A., Anschutz, P., Deflandre, B., Chaillou, G., Hyacinthe, C., Deborde, J., Etcheber, H., Jouanneau, J.-M., Grémare, A., Lecroart, P., 2010. Oxygen and organic carbon fluxes in sediments of the Bay of Biscay. Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers 57, 528–540.
Movellan, A., 2013. La biomasse des foraminifères planctoniques actuels et son impact sur la pompe biologique de carbone. PhD thesis, Université d'Angers, Angers.
Mulder, T., Weber, O., Anschutz, P., Jorissen, F., Jouanneau, J.-M., 2001. A few months-old storm-generated turbidite deposited in the Capbreton Canyon (Bay of Biscay, SW France). Geo-Marine Letters 21, 149–156.
Mulitza, S., Arz, H., Kemle-von Mücke, S., C. Moos, Niebler, H.S., Pätzold, J., Segl, M., 1999. The South Atlantic carbon isotope record of planktic foraminifera. Use of Proxies Paleoceanography: Examples from the South Atlantic. Springer-Verlag 427–445.
Mulitza, S., Boltovskoy, D., Donner, B., Meggers, H., Paul, A., Wefer, G., 2003. Temperature:δ18O relationships of planktonic foraminifera collected from surface waters. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 202, 143–152.
Mulitza, S., Dürkoop, A., Hale, W., Wefer, G., Niebler, H.S., 1997. Planktonic foraminifera as recorders of past surface-water stratification. Geology 25, 335–338.
Mulitza, S., Heslop, D., Pittauerova, D., Fischer, H.W., Meyer, I., Stuut, J.-B., Zabel, M., Mollenhauer, G., Collins, J.A., Kuhnert, H., 2010. Increase in African dust flux at the onset of commercial agriculture in the Sahel region. Nature 466, 226–228.
Mullineaux, L.S., Lohmann, G.P., 1981. Late Quaternary stagnations and recirculation of the eastern Mediterranean; changes in the deep water recorded by fossil benthic foraminifera. Journal of Foraminiferal Research 11, 20–39.
Murray, J.W., 1991. Ecology and distribution of benthic foraminifera. Biology of Foraminifera. Academic Press, London 221–253.
Murray, J.W., 2006. Ecology and applications of benthic foraminifera. Cambridge University Press.
Murray, J.W., Alve, E., 1999. Natural dissolution of modern shallow water benthic foraminifera: taphonomic effects on the palaeoecological record. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 146, 195–209.
Muscheler, R., 2012. Palaeoclimate: The enigmatic 1,500-year cycle. Nature Geoscience 5, 850–851.

N

Naidu, P.D., Malmgren, B.A., 1995. Monsoon upwelling effects on test size of some planktonic foraminiferal species from the Oman Margin, Arabian Sea. Paleoceanography 10, 117–122.
Naughton, F., Sanchez Goñi, M.F., Desprat, S., Turon, J.-L., Duprat, J., Malaizé, B., Joli, C., Cortijo, E., Drago, T., Freitas, M.C., 2007. Present-day and past (last 25 000 years) marine pollen signal off western Iberia. Marine Micropaleontology 62, 91–114.
Nees, S., Struck, U., 1999. Benthic foraminiferal response to major paleoceanographic changes, in: Reconstructing Ocean History. Springer, pp. 195–216.
New, A.L., 1988. Internal tidal mixing in the Bay of Biscay. Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers 35, 691–709.
Nguyen, T.M.P., Petrizzo, M.R., Stassen, P., Speijer, R.P., 2011. Dissolution susceptibility of Paleocene–Eocene planktic foraminifera: Implications for palaeoceanographic reconstructions. Marine Micropaleontology 81, 1–21.

Niebler, H.S., Hubberten, H.-W., Gersonde, R., 1999. Oxygen isotope values of planktic foraminifera: a tool for the reconstruction of surface water stratification. Use of proxies in paleoceanography, Springer Verlag, Germany 165–189.

Nolet, G.J., Corliss, B.H., 1990. Benthic foraminiferal evidence for reduced deep-water circulation during sapropel deposition in the eastern Mediterranean. Marine Geology 94, 109–130.

North Grip members (Andersen, K. K., Azuma, N., Barnola, J.-M., Bigler, M., Biscaye, P., Caillon, N., Chappellaz, J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Fischer, H., Flückiger, J., Fritzsche, D., Fujii, Y., Goto-Azuma, K., Gronvold, K., Gundestrup, N.S., Hansson, M., Huber, C., Hvidberg, C.S., Johnsen, S.J., Jonsell, U., Jouzel, J., Kipfstuhl, S., Landais, A., Leuenberger, M., Lorrain, R., Masson-Delmotte, V., Miller, H., Motoyama, H., Narita, H., Popp, T., Rasmussen, S.O., Raynaud, D. Rothlisberger, R., Ruth, U., Samyn, D., Schwander, J., Shoji, H., Siggard-Andersen, M.-L., Stefffensen, J.P., Stocker, T., Sveinbjörnsdottir, A.E., Svensson, A., Takata, M., Tison, J.-L., Thornsteinsson, T., Watanabe, O., Wilhelms, F., WHite, J.W.C., 2004. High resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. Nature, 431, 147-151.

O

Oberhänsli, H., Bénier, C., Meinecke, G., Schmidt, H., Schneider, R., Wefer, G., 1992. Planktonic foraminifers as tracers of ocean currents in the eastern South Atlantic. Paleoceanography 7, 607–632.

Oberhänsli, H. Heinze, P., Diester-Haass, L., Wefer, G., 1990. 22. Upwelling off Peru during the Last 430,000 yr and its relationship to the bottom-water environment, as reduced from coarse grain-size distributions and analyses of benthic foraminifers at holes 679D, and 681B, Leg1121.

Okada, H., McIntyre, A., 1979. Seasonal distribution of modern coccolithophores in the western North Atlantic Ocean. Marine Biology 54, 319–328.

Ólafsdóttir, S., Jennings, A.E., Geirsdóttir, Á., Andrews, J., Miller, G.H., 2010. Holocene variability of the North Atlantic Irminger current on the south-and northwest shelf of Iceland. Marine Micropaleontology 77, 101–118.

Olsen, J., Anderson, N.J., Knudsen, M.F., 2012. Variability of the North Atlantic Oscillation over the past 5,200 years. Nature Geoscience.

Oppo, D.W., Fairbanks, R.G., Gordon, A.L., Shackleton, N.J., 1990. Late Pleistocene Southern Ocean δ13C variability. Paleoceanography 5, 43–54.

Oppo, D.W., McManus, J.F., Cullen, J.L., 2003. Palaeo-oceanography: Deepwater variability in the Holocene epoch. Nature 422, 277–277.

Ore, H.T., Warren, C.N., 1971. Late Pleistocene-early Holocene geomorphic history of Lake Mojave, California. Geological Society of America Bulletin 82, 2553–2562.

Ortega, J.A., Garzón, G., 2004. Influencia de la oscilación del Atlántico norte en las inundaciones del Río Guadiana. Riesgos naturales y antrópicos en Geomorfología 117–126.

Ortiz, J.D., Mix, A.C., Collier, R.W., 1995. Environmental control of living symbiotic and asymbiotic foraminifera of the California Current.

Ortiz, J.D., Mix, A.C., Rugh, W., Watkins, J.M., Collier, R.W., 1996. Deep-dwelling planktonic foraminifera of the northeastern Pacific Ocean reveal environmental control of oxygen and carbon isotopic disequilibria. Geochimica et Cosmochimica Acta 60, 4509–4523.

Oxford, M.J., Gregory, F.J., Hart, M.B., Henderson, A.S., Simmons, M.D., Watkinson, M.P., 2002. Jurassic planktonic foraminifera from the United Kingdom. Terra Nova 14, 205–209.

P

Pairaud, I.L., Auclair, F., Marsaleix, P., Lyard, F., Pichon, A., 2010. Dynamics of the semi-diurnal and quarter-diurnal internal tides in the Bay of Biscay. Part 2: Baroclinic tides. Continental Shelf Research 30, 253–269.

Pairaud, I.L., Lyard, F., Auclair, F., Letellier, T., Marsaleix, P., 2008. Dynamics of the semi-diurnal and quarter-diurnal internal tides in the Bay of Biscay. Part 1: Barotropic tides. Continental Shelf Research 28, 1294–1315.

Parker, F.L., 1960. Living Planktonic Foraminifera from the Equatorial and Southeast Pacific. Tohoku University, Sciences Report 4, 71-82.

Patterson, R.T., 1990. Intertidal Benthic Foraminiferal Biofacies on the Fraser River Delta, British Columbia: Modern Distribution and Paleoecological Importance. Micropaleontology 36, 229.

Pawlowski, J., Holzmann, M., Berney, C., Fahrni, J., Gooday, A.J., Cedhagen, T., Habura, A., Bowser, S.S., 2003. The evolution of early Foraminifera. PNAS 100, 11494–11498.

Peliz, Á, Dubert, J., Santos, A.M.., Oliveira, P.B., Le Cann, B., 2005. Winter upper ocean circulation in the Western Iberian Basin–Fronts, Eddies and Poleward Flows: an overview. Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers 52, 621–646.

Peliz, Álvaro, Dubert, J., Santos, A.M.P., Oliveira, P.B., Le Cann, B., 2005. Winter upper ocean circulation in the Western Iberian Basin—Fronts, Eddies and Poleward Flows: an overview. Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers 52, 621–646.

Pena, L.D., Francés, G., Diz, P., Esparza, M., Grimalt, J.O., Nombela, M.A., Alejo, I., 2010. Climate fluctuations during the Holocene in NW Iberia: High and low latitude linkages. Continental Shelf Research 30, 1487–1496.

Penaud, A., Eynaud, F., Voelker, A., Kageyama, M., Marret, F., Turon, J.-L., Blamart, D., Mulder, T., Rossignol, L., 2011. Assessment of sea surface temperature changes in the Gulf of Cadiz during the last 30 ka: implications for glacial changes in the regional hydrography. Biogeosciences 8, 2295–2316.

Petit, J.R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N.I., Barnola, J.-M., Basile, I., Bender, M., Chappellaz, J., Davis, M., Delaygue, G., Delmotte, M., Kotlyakov, V.M., Legrand, M., Lipenkov, V.Y., Lorius, C., PÉpin, L., Ritz, C., Saltzman, E., Stievenard, M., 1999. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. Nature 399, 429–436.

Petus, C., 2009. Qualité des eaux côtières du Sud du Golfe de Gascogne par télédétection spatiale: méthodologie de détermination et de quantification de substances particulaires et dissoutes.

Petus, C., Chust, G., Gohin, F., Doxaran, D., Froidefond, J.-M., Sagarminaga, Y., 2010. Estimating turbidity and total suspended matter in the Adour River plume (South Bay of Biscay) using MODIS 250-m imagery. Continental Shelf Research 30, 379–392.

Pingree, R.D., Le Cann, B., 1989. Celtic and Armorican slope and shelf residual currents. Progress in Oceanography 23, 303–338.

Pingree, R.D., Le Cann, B., 1990. Structure, strength and seasonality of the slope currents in the Bay of Biscay region. Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom 70, 857–885.

Pingree, R.D., Le Cann, B., 1992. Three anticyclonic Slope Water Oceanic eDDIES (SWODDIES) in the southern Bay of Biscay in 1990. Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers 39, 1147–1175.

Piotrowski, A.M., Goldstein, S.L., Hemming, S.R., Fairbanks, R.G., 2005. Temporal Relationships of Carbon Cycling and Ocean Circulation at Glacial Boundaries. Science 307, 1933–1938.

Piotrowski, J.A., Larsen, N.K., Junge, F.W., 2004. Reflections on soft subglacial beds as a mosaic of deforming and stable spots. Quaternary Science Reviews 23, 993–1000.

Pissart, A., Duchesne, F., Vanbrabant, C., 1998. La détermination pratique des intervalles de confiance des comptages de cailloux et des mesures d'émoussé. Comparaison des mesures d'émoussé de Cailleux et de Krumbein/~~Determination of confidence limits characterizing gravel pétrographie counts and roundness values. Comparison of roundness values by the Cailleux and the Krumbein methods~~. morfo 4, 195–214.

Polyak, L., Alley, R.B., Andrews, J.T., Brigham-Grette, J., Cronin, T.M., Darby, D.A., Dyke, A.S., Fitzpatrick, J.J., Funder, S., Holland, M., 2010. History of sea ice in the Arctic. Quaternary Science Reviews 29, 1757–1778.

Pontee, N.I., Tastet, J.-P., Masse, L., 1998. Temoins morphosedimentaires des changements cotiers holocenes dans la peninsule du Medoc pres de l'embouchure de l'estuaire de la Gironde. Oceanologica Acta 21, 243–261.

Porter, S.C., Weijian, Z., 2006. Synchronism of Holocene East Asian monsoon variations and North Atlantic drift-ice tracers. Quaternary Research 65, 443–449.

Puillat, I., Lazure, P., Jegou, A.-M., Lampert, L., Miller, P.I., 2004. Hydrographical variability on the French continental shelf in the Bay of Biscay, during the 1990s. Continental shelf research 24, 1143–1163.

Pujol, C., 1980. Les foraminifères planctoniques de l'Atlantique Nord au Quaternaire. Ecologie-Stratigraphie-Environnement. Université Bordeaux I, p. 254.

R

Ramanathan, V., Cicerone, R., Singh, H.B., Kiehl, J.T., 1985. Trace gas trends and their potential role in climate change. Journal of geophysical research, 90, 5547-5566.

Rasmussen, T.L., Thomsen, E., 2004. The role of the North Atlantic Drift in the millennial timescale glacial climate fluctuations. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 210, 101–116.

Rasmussen, T.L., Thomsen, E., Troelstra, S.R., Kuijpers, A., Prins, M.A., 2003. Millennial-scale glacial variability versus Holocene stability: changes in planktic and benthic foraminifera faunas and ocean circulation in the North Atlantic during the last 60 000 years. Marine Micropaleontology 47, 143–176.

Rasmussen, T.L., Thomsen, E., Weering, T.C., Labeyrie, L., 1996. Rapid changes in surface and deep water conditions at the Faeroe Margin during the last 58,000 years. Paleoceanography 11, 757–771.

Rathburn, A.E., Corliss, B.H., 1994. The ecology of living (stained) deep-sea benthic foraminifera from the Sulu Sea. Paleoceanography 9, 87–150.

Rathburn, A.E., Corliss, B.H., Tappa, K.D., Lohmann, K.C., 1996. Comparisons of the ecology and stable isotopic compositions of living (stained) benthic foraminifera from the Sulu and South China Seas. Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers 43, 1617–1646.

Ravelo, A.C., Fairbanks, R.G., 1992. Oxygen Isotopic Composition of Multiple Species of Planktonic Foraminifera: Recorders of the Modern Photic Zone Temperature Gradient. Paleoceanography 7, 815–831.

Ravelo, A.C., Hillaire-Marcel, C., 2007. Chapter Eighteen The Use of Oxygen and Carbon Isotopes of Foraminifera in Paleoceanography. Developments in Marine Geology 1, 735–764.

Reid, J.L., 1978. On the middepth circulation and salinity field in the North Atlantic Ocean. Journal of Geophysical Research: Oceans 83, 5063–5067.

Reimer, P.J., Baillie, M.G., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Ramsey, C.B., Buck, C.E., Burr, G.S., Edwards, R.L., 2009. IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years cal BP. Radiocarbon 51, 1111-1150

Renssen, H., Seppä, H., Heiri, O., Roche, D.M., Goosse, H., Fichefet, T., 2009. The spatial and temporal complexity of the Holocene thermal maximum. Nature Geoscience 2, 411–414.

Retailleau, S., 2009. Ecologie des foraminifères planctoniques du Golfe de Gascogne : variations spatio-temporelles des assemblages et geochimie de leurs tests. (PhD thesis, university of Angers).

Retailleau, S., Eynaud, F., Mary, Y., Abdallah, V., Schiebel, R., Howa, H., 2012. Canyon Heads and River Plumes: How Might They Influence Neritic Planktonic Foraminifera Communities in the Se Bay of Biscay? Journal of Foraminiferal Research 42, 257–269.
Retailleau, S., Howa, H., Schiebel, R., Lombard, F., Eynaud, F., Schmidt, S., Jorissen, F., Labeyrie, L., 2009. Planktic foraminiferal production along an offshore–onshore transect in the south-eastern Bay of Biscay. Continental Shelf Research 29, 1123–1135.
Retailleau, S., Schiebel, R., Howa, H., 2011. Population dynamics of living planktic foraminifers in the hemipelagic southeastern Bay of Biscay. Marine Micropaleontology 80, 89–100.
Richardson, A.J., Walne, A.W., John, A.W.G., Jonas, T.D., Lindley, J.A., Sims, D.W., Stevens, D., Witt, M., 2006. Using continuous plankton recorder data. Progress in Oceanography 68, 27–74.
Rigor, I.G., Wallace, J.M., 2004. Variations in the age of Arctic sea-ice and summer sea-ice extent. Geophysical Research Letters 31, L09401.
Rimbu, N., Lohmann, G., Kim, J.-H., Arz, H.W., Schneider, R., 2003. Arctic/North Atlantic Oscillation signature in Holocene sea surface temperature trends as obtained from alkenone data. Geophysical Research Letters 30, 1280.
Rimbu, N., Lohmann, G., Lorenz, S.J., Kim, J.-H., Schneider, R.R., 2004. Holocene climate variability as derived from alkenone sea surface temperature and coupled ocean-atmosphere model experiments. Climate Dynamics 23, 215–227.
Rogerson, M., Rohling, E.J., Bigg, G.R., Ramirez, J., 2012. Paleoceanography of the Atlantic-Mediterranean exchange: Overview and first quantitative assessment of climatic forcing. Reviews of Geophysics 50, RG2003.
Rohling, E.J., Den Dulk, M., Pujol, C., Vergnaud-Grazzini, C., 1995. Abrupt hydrographic change in the Alboran Sea (western Mediterranean) around 8000 yrs BP. Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers 42, 1609–1619.
Rohling, E.J., Gieskes, W.W.C., 1989. Late Quaternary changes in Mediterranean intermediate water density and formation rate. Paleoceanography 4, 531–545.
Rohling, E.J., Jorissen, F.J., Grazzini, C.V., Zachariasse, W.J., 1993. Northern Levantine and Adriatic Quaternary planktic foraminifera; Reconstruction of paleoenvironmental gradients. Marine Micropaleontology 21, 191–218.
Romanek, C.S., Grossman, E.L., Morse, J.W., 1992. Carbon isotopic fractionation in synthetic aragonite and calcite: effects of temperature and precipitation rate. Geochimica et Cosmochimica Acta 56, 419–430.
Rosenthal, Y., Boyle, E.A., Slowey, N., 1997. Temperature control on the incorporation of magnesium, strontium, fluorine, and cadmium into benthic foraminiferal shells from Little Bahama Bank: Prospects for thermocline paleoceanography. Geochimica et Cosmochimica Acta 61, 3633–3643.
Rosenthal, Y., Lear, C.H., Oppo, D.W., Linsley, B.K., 2006. Temperature and carbonate ion effects on Mg/Ca and Sr/Ca ratios in benthic foraminifera: Aragonitic species Hoeglundina elegans. Paleoceanography 21.
Rosenthal, Y., Morley, A., Barras, C., Katz, M.E., Jorissen, F., Reichart, G.-J., Oppo, D.W., Linsley, B.K., 2011. Temperature calibration of Mg/Ca ratios in the intermediate water benthic foraminifer Hyalinea balthica. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 12, n/a–n/a.
Ruddiman, W.F., 1977. Late Quaternary deposition of ice-rafted sand in the subpolar North Atlantic (lat 40 to 65 N). Geological Society of America Bulletin 88, 1813–1827.
Ryther, J.H., 1963. Geographic variations in productivity. The sea: ideas and observations on progress in the study of the seas 2.

S

Sadekov, A.Y., Eggins, S.M., Klinkhammer, G.P., Rosenthal, Y., 2010. Effects of seafloor and laboratory dissolution on the Mg/Ca composition of Globigerinoides sacculifer and Orbulina universa tests — A laser ablation ICPMS microanalysis perspective. Earth and Planetary Science Letters 292, 312–324.

Saidova, H.M., 1965. Sediment stratigraphy and paleogeography of the Pacific Ocean by benthonic foraminifera during the Quaternary, Progress in oceanography 4, 143-151.

Salgueiro, E., Voelker, A., Abrantes, F., Meggers, H., Pflaumann, U., Lon\vcarić, N., González-Álvarez, R., Oliveira, P., Bartels-Jónsdóttir, H.B., Moreno, J., 2008. Planktonic foraminifera from modern sediments reflect upwelling patterns off Iberia: insights from a regional transfer function. Marine Micropaleontology 66, 135–164.

Salgueiro, E., Voelker, A.H.L., de Abreu, L., Abrantes, F., Meggers, H., Wefer, G., 2010. Temperature and productivity changes off the western Iberian margin during the last 150 ky. Quaternary Science Reviews 29, 680–695.

Samtleben, C., Schäfer, P., Andruleit, H., Baumann, A., Baumann, K.-H., Kohly, A., Matthießen, J., Schröder-Ritzrau, A., 1995. Plankton in the Norwegian-Greenland Sea: from living communities to sediment assemblages—an actualistic approach. Geologische Rundschau 84, 108–136.

Samuel, T., 2008. Reconstruction des transferts sédimentaires en provenance du système glaciaire de Mer d'Irlande et du paléofleuve Manche au cours des derniers cycles climatiques. PhD Thesis, Université Bordeaux 1. http://archimer. ifremer. fr/doc/00000/6328.

Sánchez Goñi, M.F., Eynaud, F., Turon, J.L., Shackleton, N.J., 1999. High resolution palynological record off the Iberian margin: direct land-sea correlation for the Last Interglacial complex. Earth and Planetary Science Letters 171, 123–137.

Sánchez Goñi, M.F., Landais, A., Fletcher, W.J., Naughton, F., Desprat, S., Duprat, J., 2008. Contrasting impacts of Dansgaard–Oeschger events over a western European latitudinal transect modulated by orbital parameters. Quaternary Science Reviews 27, 1136–1151.

Sarnthein, M., Kennett, J.P., Allen, J.R.M., Beer, J., Grootes, P., Laj, C., McManus, J., Ramesh, R., 2002. Decadal-to-millennial-scale climate variability—chronology and mechanisms: summary and recommendations. Quaternary Science Reviews 21, 1121–1128.

Sarnthein, M., Winn, K., Jung, S.J., Duplessy, J.-C., Labeyrie, L., Erlenkeuser, H., Ganssen, G., 1994. Changes in east Atlantic deepwater circulation over the last 30,000 years: Eight time slice reconstructions. Paleoceanography 9, 209–267.

Schäfer, J., Blanc, G., Lapaquellerie, Y., Maillet, N., Maneux, E., Etcheber, H., 2002. Ten-year observation of the Gironde tributary fluvial system: fluxes of suspended matter, particulate organic carbon and cadmium. Marine Chemistry 79, 229–242.

Schiebel, R., 2002. Planktic foraminiferal sedimentation and the marine calcite budget. Global Biogeochemical Cycles 16, 1065.

Schiebel, R., Barker, S., Lendt, R., Thomas, H., Bollmann, J., 2007. Planktic foraminiferal dissolution in the twilight zone. Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography 54, 676–686.

Schiebel, R., Bijma, J., Hemleben, C., 1997a. Population dynamics of the planktic foraminifer Globigerina bulloides from the eastern North Atlantic. Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers 44, 1701–1713.

Schiebel, R., Bijma, J., Hemleben, C., 1997b. Population dynamics of the planktic foraminifer *Globigerina bulloides* from the eastern North Atlantic. Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers 44, 1701–1713.

Schiebel, R., Brupbacher, U., Schmidtko, S., Nausch, G., Waniek, J.J., Thierstein, H.-R., 2011. Spring coccolithophore production and dispersion in the temperate eastern North Atlantic Ocean. Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012) 116.

Schiebel, R., Hemleben, C., 2000. Interannual variability of planktic foraminiferal populations and test flux in the eastern North Atlantic Ocean (JGOFS). Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography 47, 1809–1852.

Schiebel, R., Hemleben, C., 2005. Modern planktic foraminifera. Paläontol Z 79, 135–148.
Schiebel, R., Hiller, B., Hemleben, C., 1995. Impacts of storms on Recent planktic foraminiferal test production and CaCO3 flux in the North Atlantic at 47 °N, 20 °W (JGOFS). Marine Micropaleontology 26, 115–129.
Schiebel, R., Waniek, J., Bork, M., Hemleben, C., 2001. Planktic foraminiferal production stimulated by chlorophyll redistribution and entrainment of nutrients. Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers 48, 721–740.
Schiebel, R., Zeltner, A., Treppke, U.F., Waniek, J.J., Bollmann, J., Rixen, T., Hemleben, C., 2004. Distribution of diatoms, coccolithophores and planktic foraminifers along a trophic gradient during SW monsoon in the Arabian Sea. Marine Micropaleontology 51, 345–371.
Schmidt, D.N., Renaud, S., Bollmann, J., Schiebel, R., Thierstein, H.R., 2004. Size distribution of Holocene planktic foraminifer assemblages: biogeography, ecology and adaptation. Marine Micropaleontology 50, 319–338.
Schmidt, S., 2006. Impact of the Mediterranean Outflow Water on particle dynamics in intermediate waters of the Northeast Atlantic, as revealed by 234Th and 228Th. Marine Chemistry 100, 289–298.
Schmidt, S., Howa, H., Mouret, A., Lombard, F., Anschutz, P., Labeyrie, L., 2009. Particle fluxes and recent sediment accumulation on the Aquitanian margin of Bay of Biscay. Continental Shelf Research 29, 1044–1052.
Schmiedl, G., Mackensen, A., Müller, P.J., 1997. Recent benthic foraminifera from the eastern South Atlantic Ocean: Dependence on food supply and water masses. Marine Micropaleontology 32, 249–287.
Schmiedl, G., Pfeilsticker, M., Hemleben, C., Mackensen, A., 2004. Environmental and biological effects on the stable isotope composition of recent deep-sea benthic foraminifera from the western Mediterranean Sea. Marine Micropaleontology 51, 129–152.
Schmittner, A., 2005. Decline of the marine ecosystem caused by a reduction in the Atlantic overturning circulation. Nature 434, 628–633.
Schmuker, B., Schiebel, R., 2002. Planktic foraminifers and hydrography of the eastern and northern Caribbean Sea. Marine Micropaleontology 46, 387–403.
Schönfeld, J., 2006. Taxonomy and Distribution of the Uvigerina Peregrina Plexus in the Tropical to Northeastern Atlantic. Journal of Foraminiferal Research 36, 355–367.
Schönfeld, J., Zahn, R., 2000. Late Glacial to Holocene history of the Mediterranean Outflow. Evidence from benthic foraminiferal assemblages and stable isotopes at the Portuguese margin. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 159, 85–111.
Schönfeld, J., Zahn, R., de Abreu, L., 2003. Surface and deep water response to rapid climate changes at the Western Iberian Margin. Global and Planetary Change 36, 237–264.
Schweizer, M., Pawlowski, J., Kouwenhoven, T., Zwaan, B. van der, 2009. Molecular phylogeny of common cibicids and related rotalida (Foraminifera) base on small subunit rDNA sequences. Journal of Foraminiferal Research 39, 300–315.
Sen Gupta, B.K., 1999. Systematics of modern Foraminifera, in: Sen Gupta, B.. (Ed.), Modern Foraminifera. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 7–36.
Sen Gupta, B.K.S., 2002. Modern Foraminifera. Springer.
Sen Gupta, B.K., Aharon, P., 1994. Benthic foraminifera of bathyal hydrocarbon vents of the Gulf of Mexico: Initial report on communities and stable isotopes. Geo-Marine Letters 14, 88–96.
Seppä, H., Birks, H.J.B., 2001. July mean temperature and annual precipitation trends during the Holocene in the Fennoscandian tree-line area: pollen-based climate reconstructions. The Holocene 11, 527–539.
Serpette, A., Le Cann, B., Colas, F., 2006. Lagrangian circulation of the North Atlantic Central Water over the abyssal plain and continental slopes of the Bay of Biscay: description of selected mesoscale features. Scientia Marina 70, 27–42.
Shackleton, N.J., 2000. The 100,000-Year Ice-Age Cycle Identified and Found to Lag Temperature, Carbon Dioxide, and Orbital Eccentricity. Science 289, 1897–1902.

Showstack, R., 2013. Carbon dioxide tops 400 ppm at Mauna Loa, Hawaï. Eos, 94, 192.
Siccha, M., Schiebel, R., Schmidt, S., Howa, H., 2012. Short-term and small-scale variability in planktic foraminifera test flux in the Bay of Biscay. Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers.
Silva, A., Brotas, V., Valente, A., Sá, C., Diniz, T., Patarra, R.F., Álvaro, N.V., Neto, A.I., 2013. Coccolithophore species as indicators of surface oceanographic conditions in the vicinity of Azores islands. Estuarine, Coastal and Shelf Science 118, 50–59.
Silva, A., Palma, S., Moita, M.T., 2008. Coccolithophores in the upwelling waters of Portugal: Four years of weekly distribution in Lisbon bay. Continental Shelf Research 28, 2601–2613.
Silverberg, N., Nguyen, H., Delibrias, G., Koide, M., Sundby, B., Yokoyama, Y., Chesselet, R., 1986. Radionuclide profiles, sedimentation-rates, and bioturbation in modern sediments of the laurentian trough, gulf-of-st-lawrence. Oceanologica Acta 9, 285–290.
Simmons, M.D., BouDagher-Fadel, M.K., Banner, F.T., Whittaker, J.E., 1997. The Jurassic Favusellacea, the earliest Globigerinina, in: The Early Evolutionary History of Planktonic Foraminifera, British Micropalaeontological Society Publication Series. Springer Netherlands, pp. 17–51.
Ślubowska-Woldengen, M., Koç, N., Rasmussen, T.L., Klitgaard-Kristensen, D., 2005. Changes in the flow of Atlantic water into the Arctic Ocean since the last deglaciation: evidence from the norhtern Svalbard continental margin, 80N. Paleoceanography, 20, PA4014.
Ślubowska-Woldengen, M., Koç, N., Rasmussen, T.L., Klitgaard-Kristensen, D., Hald, M., Jennings, A.E., 2008. Time-slice reconstructions of ocean circulation changes on the continental shelf in the Nordic and Barents Seas during the last 16,000 cal yr BP. Quaternary Science Reviews 27, 1476–1492.
Sorrel, P., Tessier, B., Demory, F., Baltzer, A., Bouaouina, F., Proust, J.-N., Menier, D., Traini, C., 2010. Sedimentary archives of the French Atlantic coast (inner Bay of Vilaine, south Brittany): Depositional history and late Holocene climatic and environmental signals. Continental Shelf Research 30, 1250–1266.
Spencer, R.S., 1996. A model for improving the precision of paleobathymetric estimates: an example from the northwest Gulf of Mexico. Marine Micropaleontology 28, 263–282.
Spencer-Cervato, C., Thierstein, H.R., 1997. First appearance of *Globorotalia truncatulinoides*: cladogenesis and immigration. Marine Micropaleontology 30, 267–291.
Spero, H.J., Bijma, J., Lea, D.W., Bernis, B.E., 1997. Effect of seawater carbonate concentration on foraminiferal carbon and oxygen isotopes. Nature 390, 497–500.
Spero, H.J., Lea, D.W., 1993. Intraspecific stable isotope variability in the planktic foraminiferaGlobigerinoides sacculifer: Results from laboratory experiments. Marine Micropaleontology 22, 221–234.
Spero, H.J., Lea, D.W., 1996. Experimental determination of stable isotope variability in *Globigerina bulloides*: implications for paleoceanographic reconstructions. Marine Micropaleontology 28, 231–246.
Spero, H.J., Mielke, K.M., Kalve, E.M., Lea, D.W., Pak, D.K., 2003. Multispecies approach to reconstructing eastern equatorial Pacific thermocline hydrography during the past 360 kyr. Paleoceanography 18, 1022.
Spielhagen, R.F., Werner, K., Sørensen, S.A., Zamelczyk, K., Kandiano, E., Budeus, G., Husum, K., Marchitto, T.M., Hald, M., 2011. Enhanced modern heat transfer to the Arctic by warm Atlantic water. Science 331, 450–453.
Stahle, D.W., Diaz, J.V., Burnette, D.J., Paredes, J., Heim, R.R., Fye, F.K., Acuna Soto, R., Therrell, M.D., Cleaveland, M.K., Stahle, D.K., 2011. Major Mesoamerican droughts of the past millennium. Geophysical Research Letters 38.
Staines-Urías, F., Kuijpers, A., Korte, C., 2013. Evolution of subpolar North Atlantic surface circulation since the early Holocene inferred from planktic foraminifera faunal and stable isotope records. Quaternary Science Reviews 76, 66–81.

Stanford, J.D., Rohling, E.J., Bacon, S., Roberts, A.P., Grousset, F.E., Bolshaw, M., 2011. A new concept for the paleoceanographic evolution of Heinrich event 1 in the North Atlantic. Quaternary Science Reviews 30, 1047–1066.

Steph, S., Regenberg, M., Tiedemann, R., Mulitza, S., Nürnberg, D., 2009. Stable isotopes of planktonic foraminifera from tropical Atlantic/Caribbean core-tops: Implications for reconstructing upper ocean stratification. Marine Micropaleontology 71, 1–19.

Stephenson, D.B., Pavan, V., Bojariu, R., 2000. Is the North Atlantic Oscillation a random walk? International Journal of Climatology 20, 1–18.

Stocker, T.F., Johnsen, S.J., 2003. A minimum thermodynamic model for the bipolar seesaw. Paleoceanography 18.

Stoichev, T., Amouroux, D., Wasserman, J.C., Point, D., De Diego, A., Bareille, G., Donard, O.F.X., 2004. Dynamics of mercury species in surface sediments of a macrotidal estuarine–coastal system (Adour River, Bay of Biscay). Estuarine, Coastal and Shelf Science 59, 511–521.

Stouff, V., Debenay, J.P., M., 1999. Origin of double and multiple tests in benthic foraminifera: observations in laboratory cultures. Marine Micropaleontology 36, p189-204.

Stuiver, M., Grootes, P.M., Braziunas, T.F., 1995. The GISP2 $\delta^{18}O$ climate record of the past 16,500 years and the role of the sun, ocean, and volcanoes. Quaternary Research 44, 341–354.

Svendsen, J.I., Alexanderson, H., Astakhov, V.I., Demidov, I., Dowdeswell, J.A., Funder, S., Gataullin, V., Henriksen, M., Hjort, C., Houmark-Nielsen, M., Hubberten, H.W., Ingólfsson, Ó., Jakobsson, M., Kjær, K.H., Larsen, E., Lokrantz, H., Lunkka, J.P., Lysså, A., Mangerud, J., Matiouchkov, A., Murray, A., Möller, P., Niessen, F., Nikolskaya, O., Polyak, L., Saarnisto, M., Siegert, C., Siegert, M.J., Spielhagen, R.F., Stein, R., 2004. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia. Quaternary Science Reviews 23, 1229–1271.

T

Takahashi, K., Be, A.W., 1984. Planktonic foraminifera: factors controlling sinking speeds. Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers 31, 1477–1500.

Takahashi, K., 1994. Coccolithophorid biocoenosis: production and fluxes to the deep sea. In: Grren, J.C., Leadbeater, B.S.C. (Eds.), The Haptophyte Algae. Clarendon Press, Oxfort, 335-350.

Telford, R.J., Birks, H.J.B., 2005. The secret assumption of transfer functions: problems with spatial autocorrelation in evaluating model performance. Quaternary Science Reviews 24, 2173–2179.

Thomson, J., Brown, L., Nixon, S., Cook, G.T., MacKenzie, A.B., 2000. Bioturbation and Holocene sediment accumulation fluxes in the north-east Atlantic Ocean (Benthic Boundary Layer experiment sites). Marine Geology 169, 21–39.

Thornalley, D.J., Barker, S., Broecker, W.S., Elderfield, H., McCave, I.N., 2011. The deglacial evolution of North Atlantic deep convection. science 331, 202–205.

Thornalley, D.J., Elderfield, H., McCave, I.N., 2009. Holocene oscillations in temperature and salinity of the surface subpolar North Atlantic. Nature 457, 711–714.

Thornalley, D.J.R., Elderfield, H., McCave, I.N., 2010. Intermediate and deep water paleoceanography of the northern North Atlantic over the past 21,000 years. Paleoceanography 25, n/a–n/a.

Thornalley, D.J.R., Elderfield, H., McCave, I.N., 2011. Reconstructing North Atlantic deglacial surface hydrography and its link to the Atlantic overturning circulation. Global and Planetary Change 79, 163–175.

Thorndycraft, V.R., Benito, G., 2006. The Holocene fluvial chronology of Spain: evidence from a newly compiled radiocarbon database. Quaternary Science Reviews 25, 223–234.

Thunell, R., Sautter, L.R., 1992. Planktonic foraminiferal faunal and stable isotopic indices of upwelling: a sediment trap study in the San Pedro Basin, Southern California Bight. Geological Society, London, Special Publications 64, 77–91.
Thunell, R.C., Reynolds, L.A., 1984. Sedimentation of planktonic foraminifera; seasonal changes in species flux in the Panama Basin. Micropaleontology 30, 243–262.
Tisnérat-Laborde, N., Poupeau, J.J., Tannau, J.F., Paterne, M., 2001. Development of a semi-automated system for routine preparation of carbonate samples. Radiocarbon 43, 299–304.
Tolderlund, D.S., Bé, A.W., 1971. Seasonal distribution of planktonic foraminifera in the western North Atlantic. Micropaleontology 297–329.
Toucanne, S., 2008. Reconstruction des transferts sédimentaires en provenance du système glaciaire en mer d'Irlande et du paléo-fleuve Manche au cours des derniers cycles climatiques. PhD thesis, université Bordeaux 1.
Toucanne, S., Zaragosi, S., Bourillet, J.-F., Naughton, F., Cremer, M., Eynaud, F., Dennielou, B., 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, 84–103.
Tréguer, P., Le Corre, P., Grall, J.R., 1979. The seasonal variations of nutrients in the upper waters of the Bay of Biscay region and their relation to phytoplankton growth. Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers 26, 1121–1152.
Trigo, R.M., Osborn, T.J., Corte-Real, J.M., 2002. The North Atlantic Oscillation influence on Europe: climate impacts and associated physical mechanisms. Climate Research 20, 9–17.
Trigo, R.M., Pozo-Vázquez, D., Osborn, T.J., Castro-Díez, Y., Gámiz-Fortis, S., Esteban-Parra, M.J., 2004. North Atlantic Oscillation influence on precipitation, river flow and water resources in the Iberian Peninsula. International Journal of Climatology 24, 925–944.
Trouet, V., Esper, J., Graham, N.E., Baker, A., Scourse, J.D., Frank, D.C., 2009. Persistent positive North Atlantic Oscillation mode dominated the medieval climate anomaly. Science 324, 78–80.
Tsuchiya, M., Talley, L.D., McCartney, M.S., 1992. An eastern Atlantic section from Iceland southward across the equator. Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers 39, 1885–1917.

U

Urey, H.C., 1947. The thermodynamic properties of isotopic substances. Journal of the Chemical Society (Resumed), 562–581.
Urey, H.C., Lowenstam, H.A., Epstein, S., McKinney, C.R., 1951. Measurement of paleotemperatures and temperatures of the Upper Cretaceous of England, Denmark, and the southeastern United States. Geological Society of America Bulletin 62, 399–416.

V

Valdés, L., López-Urrutia, A., Cabal, J., Alvarez-Ossorio, M., Bode, A., Miranda, A., Cabanas, M., Huskin, I., Anadón, R., Alvarez-Marqués, F., Llope, M., Rodríguez, N., 2007. A decade of sampling in the Bay of Biscay: What are the zooplankton time series telling us? Progress in Oceanography 74, 98–114.
Valencia, V., Borja, A., Fontan, A. Pérez, F.F., Rios, A.F., 2003. Temperature and salinity fluctuations in the Basque Coast (Southeastern Bay of Biscay), from 1986 to 2000, related to the climatic factors. ICES Marice Science Symposia 219, 340-342.

Van Aken, H.M., 2000a. The hydrography of the mid-latitude Northeast Atlantic Ocean: II: The intermediate water masses. Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers 47, 789–824.
Van Aken, H.M., 2000b. The hydrography of the mid-latitude northeast Atlantic Ocean: I: The deep water masses. Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers 47, 757–788.
Van Aken, H.M., 2001. The hydrography of the mid-latitude Northeast Atlantic Ocean—part III: the subducted thermocline water mass. Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers 48, 237–267.
Van Aken, H.M., 2002. Surface currents in the Bay of Biscay as observed with drifters between 1995 and 1999. Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers 49, 1071–1086.
Van den Brink, L.M., Janssen, C.R., 1985. The effect of human activities during cultural phases on the development of montane vegetation in the Serra de Estrela, Portugal. Review of Palaeobotany and Palynology 44, 193–215.
Van Den Brink, L.M., Janssen, C.R., 1985. The effect of human activities during cultural phases on the development of montane vegetation in the Serra de Estrela, Portugal. Review of Palaeobotany and Palynology 44, 193–215.
Van der Plas, L., Tobi, A.C., 1965. A chart for judging the reliability of point counting results. American Journal of Science 263, 87–90.
Van der Zwaan, G.., Duijnstee, I.A.., den Dulk, M., Ernst, S.., Jannink, N.., Kouwenhoven, T.., 1999. Benthic foraminifers: proxies or problems?: A review of paleocological concepts. Earth-Science Reviews 46, 213–236.
Van der Zwaan, G.J., Jorissen, F.J., 1991. Biofacial patterns in river-induced shelf anoxia. Geological Society, London, Special Publications 58, 65–82.
Van Leeuwen, R.J.W., 1989. Sea-floor Distribution and late Quaternary Faunal Patterns of Planktonic and Benthic Foraminifera in the Angola Bassin. Utrecht Micropaleontology Bulletin 38, 288.
Van Raden, U.J., Groeneveld, J., Raitzsch, M., Kucera, M., 2011. Mg/Ca in the planktonic foraminifera Globorotalia inflata and Globigerinoides bulloides from Western Mediterranean plankton tow and core top samples. Marine Micropaleontology 78, 101–112.
Varela, M., 1996. Phytoplankton ecology in the Bay of Biscay. Scientia Marina 60, 45–53.
Vickerman, K., 1992. The diversity and ecological significance of Protozoa. Biodivers Conserv 1, 334–341.
Vitorino, J., Oliveira, A., Jouanneau, J.M., Drago, T., 2002. Winter dynamics on the northern Portuguese shelf. Part 2: bottom boundary layers and sediment dispersal. Progress in Oceanography 52, 155–170.
Voelker, A.H.L., Lebreiro, S.M., Schönfeld, J., Cacho, I., Erlenkeuser, H., Abrantes, F., 2006. Mediterranean outflow strengthening during northern hemisphere coolings: A salt source for the glacial Atlantic? Earth and Planetary Science Letters 245, 39–55.

W

Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, J.C., McManus, J.F., Lambeck, K., Balbon, E., Labracherie, M., 2002. Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. Quaternary Science Reviews 21, 295–305.
Wallace, J.M., 2000. North atlantic oscillatiodannular mode: To pardigms-one phenomenon. Quaterly journal of the royal meteorological society, 126, 791-805.
Walton, W.R., 1952. Techniques for recognition of living foraminifera. Contribution from the Cushman Foundation the Foraminiferal Research 3, 56-60.
Wang, Y.J., Cheng, H., Edwards, R.L., An, Z.S., Wu, J.Y., Shen, C.-C., Dorale, J.A., 2001. A High-Resolution Absolute-Dated Late Pleistocene Monsoon Record from Hulu Cave, China. Science 294, 2345–2348.

Wanner, H., Beer, J., Bütikofer, J., Crowley, T.J., Cubasch, U., Flückiger, J., Goosse, H., Grosjean, M., Joos, F., Kaplan, J.O., 2008. Mid-to Late Holocene climate change: an overview. Quaternary Science Reviews 27, 1791–1828.
Wanner, H., Brönnimann, S., Casty, C., Gyalistras, D., Luterbacher, J., Schmutz, C., Stephenson, D.B., Xoplaki, E., 2001. North Atlantic Oscillation–concepts and studies. Surveys in geophysics 22, 321–381.
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.
Weaver, A.J., Saenko, O.A., Clark, P.U., Mitrovica, J.X., 2003. Meltwater pulse 1A from Antarctica as a trigger of the Bølling-Allerød warm interval. Science 299, 1709–1713.
Weber, O., Jouanneau, J.M., Ruch, P., Mirmand, M., 1991. Grain-size relationship between suspended matter originating in the Gironde estuary and shelf mud-patch deposits. Marine Geology 96, 159–165.
Williams, H.F.L., 1994. Intertidal Benthic Foraminiferal Biofacies on the Central Gulf Coast of Texas: Modern Distribution and Application to Sea Level Reconstruction. Micropaleontology 40, 169.
Williams, R.G., Marshall, J.C., Spall, M.A., 1995. Does Stommel's Mixed Layer "Demon" Work? Journal of Physical Oceanography 25, 3089–3102.
Wolff, T., Grieger, B., Hale, W., Dürkoop, A., Mulitza, S., Pätzold, J., Wefer, G., 1999. On the Reconstruction of Paleosalinities, in: Fischer, D.G., Wefer, P.D.G. (Eds.), Use of Proxies in Paleoceanography. Springer Berlin Heidelberg, pp. 207–228.
Wollast, R., Chou, L., 2001. The carbon cycle at the ocean margin in the northern Gulf of Biscay. Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography 48, 3265–3293.
Wollenburg, J.E., Knies, J., Mackensen, A., 2004. High-resolution paleoproductivity fluctuations during the past 24 kyr as indicated by benthic foraminifera in the marginal Arctic Ocean. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 204, 209–238.
Woolings, T., Lockwood, M., Masato, G., Bell, C., Gray, L. 2010. Enhanced signature of solar variability in Eurasain winter climate. Journal of Geophysical Research, 37, L20805.

Y

Yan, H., Sun, L., Wang, Y., Huang, W., Qiu, S., Yang, C., 2011. A record of the Southern Oscillation Index for the past 2,000 years from precipitation proxies. Nature Geoscience 4, 611–614.
Young, J.R., Ziveri, P., 2000. Calculation of coccolith volume and it use in calibration of carbonate flux estimates. Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography 47, 1679–1700.
Young, N.E., Briner, J.P., Rood, D.H., Finkel, R.C., 2012. Glacier Extent During the Younger Dryas and 8.2-ka Event on Baffin Island, Arctic Canada. Science 337, 1330–1333.

Z

Zahn, R., 2003. Global change: monsoon linkages. Nature 421, 324–325.
Zahn, R., Winn, K., Sarnthein, M., 1986. Benthic foraminiferal d13C and accumulation rates of organic carbon: Uvigerina peregrina group and Cibicidoides wuellerstorfi. Paleoceanography 1, 27–42.
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 26, 317–329.
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, 493–507.
Zeebe, R.E., 2011. Where are you heading Earth? Nature Geoscience 4, 416–417.

Table des matières

INTRODUCTION GENERALE **1**

1. Contexte actuel **1**
2. Le Golfe de Gascogne **2**
3. Historique du projet **3**
4. Objectifs de l'étude **3**

CHAPITRE I. SYNTHESE BIBLIOGRAPHIQUE **5**

1. Pourquoi étudier le passé ? **5**
2. Les mécanismes du climat **7**
2.1. La circulation atmosphérique 8
2.1.1. Oscillation Nord Atlantique 8
2.1.2. Oscillation Arctique 10
2.1.3. Rôle de la circulation atmosphérique 10
2.2. La circulation thermohaline (THC) 10
2.2.1. Circulation océanique de surface 11
2.2.2. Interactions océan-atmosphère et plongement des eaux de surface 11
2.2.3. Variations de la circulation thermohaline 12
3. L'Holocène **13**
3.1. Variabilité globale 14
3.2. Atlantique Nord et Arctique 15
3.2.1. 11 500 – 9 500 cal ans BP 15
3.2.2. 9 500 - 6 000 cal ans BP 15
3.2.3. 6 000 – 3 000 cal ans BP 16
3.2.4. 3 000 cal ans BP – actuel 16
3.3. Péninsule ibérique et Golfe de Gascogne 17
4. Le Golfe de Gascogne **20**
4.1. Les masses d'eau dans le Golfe de Gascogne 20
4.1.1. Les masses d'eaux profondes 21
4.1.2. Les masses d'eaux intermédiaires 21
4.1.3. Eaux de surface 22
4.1.4. Interactions 22
4.2. Circulation dans le Golfe de Gascogne 23
4.2.1. Les courants de surface 23
4.2.2. Les courants profonds 24
4.3. Variabilités spatiale et temporelle de la température et la salinité 25
4.3.1. Variabilité saisonnière 25
4.3.2. Variabilité spatiale 25
5. Les proxies du climat **26**
5.1. Qu'est-ce-qu'un proxy ? 26
5.2. Foraminifères 27
5.2.1. Généralités 27
5.2.2. Foraminifères benthiques 27
a) Répartition spatiale 28
Répartition dans le sédiment 29
Répartition à l'échelle régionale 31
Répartition des foraminifères dans le Golfe de Gascogne 31
Le plateau continental (0 - 150m) 32
Le haut de pente (150 - 1 000m) 32
Le bas de pente (1 000 - 2 000m) 33
La zone abyssale (> 2 000m) 33
b) Variabilité temporelle des assemblages 34
c) Conservation dans le sédiment 35
5.2.3. Foraminifères planctoniques 36
a) Quels environnements pour les foraminifères planctoniques ? 36
Répartition spatiale 36
Répartition verticale 39

b) Conservation dans la colonne d'eau et le sédiment 40
c) Répartition et saisonnalité dans le Golfe de Gascogne 40
5.2.4. Quelle utilisation des foraminifères ? 43
5.3. Isotopes stables 44

CHAPITRE II. MATERIEL ET METHODES 47

1. Matériel 47
2. Description sédimentaire 49
3. Modèle d'âge 50
4. Analyse des assemblages de foraminifères 51
4.1. Foraminifères vivants 51
4.2. Foraminifères morts 52
4.3. Taxonomie 53
5. Mesure des paramètres de taille des foraminifères planctoniques 54
6. Assemblages de coccolithes 56
7. Calculs des indices de diversités 57
8. Isotopes stables 57
9. Estimation des Températures 59
9.1. Températures de surface 59
9.2. Température de fond 59
10. Analyses en composantes principales 59

CHAPITRE III. RECONSTITUTIONS PALEO-ENVIRONNEMENTALES DE LA PERIODE COMPRISE ENTRE 15 700 (ANTERIEURE A L'HOLOCENE) ET 1 260 CAL ANS BP DANS LE GOLFE DE GASCOGNE : ETUDE DE LA STATION A (1 000M DE PROFONDEUR) 61

1. Introduction et objectifs du chapitre 61
2. Matériel et méthodes 62
3. Le modèle d'âge 62
4. Résultats 66
4.1. Description sédimentaire 66
4.2. Taux d'accumulations des foraminifères 66
4.3. Foraminifères planctoniques 66
4.4. Foraminifères benthiques 67
4.5. Analyses isotopiques 69
5. Discussion 70
5.1. Critique du modèle d'âge 70
5.2. Caractéristiques sédimentologiques 71
5.3. Paléo-productivités 72
5.4. Variabilité paléo-environnementale 73
5.4.1. 15 600 – 13 000 cal ans BP 73
5.5. 13 000 – 7 800 cal ans BP 74
5.5.1. 7 800 – 1 300 cal ans BP 76

CHAPITRE IV. LA VARIABILITE HOLOCENE TELLE QU'ENREGISTREE PAR LES ISOTOPES STABLES DU CARBONE ET DE L'OXYGENE DES FORAMINIFERES BENTHIQUES ET PAR LES ASSEMBLAGES (PHYTO) PLANCTONIQUES CARBONATES DANS LE GOLFE DE GASCOGNE EN STATION WH 79

1. Résumé de l'article « Benthic and Planktic foraminifera as Indicators of Late Glacial to Holocene Paleoclimatic Changes in a Marginal Environment: An example from the Southeastern Bay of Biscay" (Acta Protozoologica, 2013) 79
2. Objectifs 82
3. Matériel et méthodes 82
4. Résultats 83
4.1. Taille des foraminifères 83
4.2. Assemblages de coccolithes 86
4.3. Estimation du $CaCO_3$ stocké 87
4.4. Signal isotopique 89
4.5. Analyse en composantes principales (ACP) des assemblages de foraminifères benthiques en intégrant le signal isotopique et la granulométrie 90
5. Discussion 92

5.1. Productivité de surface 92
5.2. Réponse de la taille des foraminifères aux variations environnementales 95
5.3. Stockage des carbonates dans le sédiment 97
5.4. Variations du niveau marin et flux de matière organique labile 98

CHAPITRE V. ENREGISTREMENT HOLOCENE HAUTE-RESOLUTION A 550M DE PROFONDEUR (STATION B) DANS LE SUD-EST DU GOLFE DE GASCOGNE 102

1. Résumé de l'article «High resolution Holocene record in the souheastern Bay of Biscay: Global versus regional climate signals» (M. Mojtahid, F. J. Jorissen, J. Garcia, et al., 2013). 102
2. Objectifs 105
3. Matériel et méthodes 105
4. Résultats 105
4.1. Modèle d'âge combinant les carottes longue KS10b et d'interface FC5Bpal 105
4.2. Comparaison des faunes benthiques vivantes et mortes d'une carotte d'interface en station B 107
4.2.1. Assemblages de la faune vivante 107
4.2.2. Assemblages de la faune morte 108
4.2.3. Comparaison faune vivante / faune morte 109
4.3. Taux d'accumulation et assemblages de foraminifères benthiques et planctoniques de la carotte courte FC5Bpal 110
4.4. Isotopes stables du carbone et de l'oxygène des foraminifères planctoniques des carottes KS10b et FC5Bpal 112
4.5. Isotopes stables des foraminifères benthiques des carottes KS10b et FC5Bpal 114
4.6. Le ratio Mg/Ca mesuré sur *Hyalinea balthica* 117
4.7. Analyses de taille des foraminifères planctoniques de la carotte KS10b 118
5. Discussion 120
5.1. Les faunes benthiques vivantes et mortes 120
5.1.1. Faune vivante 120
5.1.2. Faune morte 121
5.1.3. Comparaison faune vivante / faune morte 121
5.1.4. Potentiel de préservation 122
5.1.5. Phénomènes de transports 123
5.2. Isotopes stables 123
5.2.1. Signal planctonique 123
5.2.2. Signal benthique 124
5.3. Paléo-environnements du Golfe de Gascogne pendant la période 9000 cal ans BP – actuel 126
5.3.1. Paléo-environnements planctoniques 126
a) 9 000 – 7 400 cal ans BP 128
b) 7 400 – 6 000 cal ans BP 130
c) 6 000 – 3 500 cal ans BP 130
d) 3 500 - 2 000 cal ans BP 131
e) 2 000 cal ans BP à l'actuel 131
5.3.2. Paléo-environnements benthiques 132
a) 9 000 – 7 400 cal ans BP 132
b) 7 400 – 6 000 cal ans BP 133
c) 6 000 – 500 cal ans BP 133
d) 500 – 0 cal ans BP 134

CHAPITRE VI. REPONSE DES FORAMINIFERES PLANCTONIQUES ET BENTHIQUES A LA VARIABILITE HOLOCENE GLOBALE, REGIONALE ET CONTINENTALE EN MILIEU COTIER 137

1. Introduction et objectifs 137
2. Zone d'étude 138
3. Matériel et Méthodes 138
3.1. Modèle d'âge 138
3.2. Assemblages de foraminifères planctoniques et benthiques 142
4. Résultats 142
4.1. Description sédimentaire 142
4.2. Taux d'accumulation des foraminifères benthiques et planctoniques 143
4.3. Assemblages de foraminifères planctoniques 143
4.4. Assemblages de foraminifères benthiques 145

5. Discussion 146
5.1. Critique du modèle d'âge 146
5.1.1. Caractéristiques sédimentologiques 147
5.1.2. Paléoproductivité 148
5.2. Assemblages de foraminifères et mécanismes forçant 149
5.2.1. Foraminifères planctoniques 149
5.2.2. Foraminifères benthiques 150
5.3. Variabilité environnementale 151
5.3.1. 4 300 – 3 200 cal ans BP 152
5.3.2. 3 200 à 1 700 cal ans BP 153
5.3.3. 1 700 – 500 cal ans BP 154
5.3.4. 500- 60 cal ans BP 154

CHAPITRE VII. SYNTHESE - VARIABILITE HYDROLOGIQUE ET ENVIRONNEMENTALE EN ATLANTIQUE NORD – ETUDE D'UN TRANSECT BATHYMETRIQUE DU SUD-EST DU GOLFE DE GASCOGNE 157

1. Introduction 157
2. Calibration du signal fossile 159
2.1. Foraminifères planctoniques 159
2.2. Foraminifères benthiques 159
2.2.1. Espèces opportunistes 160
2.2.2. Processus taphonomiques 162
3. Variabilité Holocène 163
3.1. Processus sédimentaires et variations de l'hydrologie benthique 163
3.1.1. 16 000 – 7 900 cal ans BP 163
3.1.2. 7900 cal ans BP – Epoque moderne 165
3.2. Paléoproductivité 166
3.2.1. 15 600 – 9 100 cal ans BP 167
3.2.2. 8 900 – 8 100 cal ans BP 168
3.2.3. 3 500 cal ans BP - Période moderne 168
3.3. Paléo-environnement 169
3.3.1. Reconstitution des caractéristiques du milieu planctonqiue 169
a) Migration du Front subpolaire arctique 173
b) Courants de surface 173
c) Saisonnalité 176
d) Stratification de la colonne d'eau 176
e) Variabilité long terme des températures de surface comparée à la variabilité climatique régionale 177
3.3.2. Reconstitution des caractéristiques du milieu benthique 177
a) 16 000 – 12 800 ans BP 178
b) 12 800 – 7 900 ans BP 180
c) 7 900 – 0 ans BP 181
3.3.3. Variations récentes de l'environnement trophique en milieu côtier 182

CHAPITRE VIII. CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES 185

1. Conclusions 186
a) Variabilité Holocène globale 187
b) Variabilité holocène régionale 189
2. Perspectives 191

BIBLIOGRAPHIE 193

TABLE DES ILLUSTRATIONS 233

ANNEXE 1 241

ANNEXE 2 243

ANNEXE 3 251

Table des illustrations

Figure I.1 : a) Concentrations en CO_2 (bleu ; Lüthi et al., 2008) et CH_4 (rouge ; Loulergue et al., 2008) atmosphériques des derniers 120 000 ans au Dome C (EPICA) ; b) Valeurs de $\delta\ ^{18}O$ (‰) de la carotte de glace Nord Groenlandaise (NGRIP) en fonction du temps (NGRIP members, 2004) ; c) Valeurs de $\delta\ ^{18}O$ (‰) de la carotte de glace Nord Groenlandaise (NGRIP ; NGRIP members, 2004)) en fonction du temps, centré sur l'Holocène. 6

Figure I.2 : Schéma des deux états de l'Oscillation Nord Atlantique (adaptée à partir de http://www.ldeo.columbia.edu/NAO) ; H : Anticyclone L: Dépression. 9

Figure I.3 : Circulation thermohaline schématique à l'échelle mondiale (d'après IPCC, 2001). Les flèches rouges représentent la circulation océanique de surface. Les flèches bleues représentent la circulation océanique profonde. 11

Figure I.4 : Circulation océanique de surface schématique des gyres subpolaires (SPG) et subtropicales (STG) en Altantique Nord a) en phase de NAO positive ; b) en phase de NAO négative ; avec SC : courant de pente (*Slope Current*), IC : courant d'Irminger (*Irminger Current*) ; NAC : courant Nord Atlantique North Atlantic Current) et EIC : courant Est islandais (*East Iceandic Current*). Les flèches rouges (bleues) indiquent les courants chauds (froids). En phase de NAO positive, la NAC pénètre plus loin en Atlantique Nord. En phase de NAO négative, la NAC et l'IC sont déviés vers l'ouest, et le courant retour est plus marqué (d'après Staines-Urias et al., 2013). 13

Figure I.5 : a) Carte bathymétrique du SE du Golfe de Gascogne. Les isobathes sont données en mètres ; b) Le transect WH, A, B, et D et les principales masses d'eau actuelles : ENACW (Eastern North Atlantic Central Water), MOW (Mediterranean Outflow Water), et NEADW (North East Atlantic Deep Water) présentées suivant leur profil de salinité ou de concentrations en oxygène (base de données Carina - http://odv.awi.de/en/data/ocean/carina_bottle_data/). 20

Figure I.6 : Carte bathymétrique du Golfe de Gascogne et circulation océanique de surface (d'après Koutsikopoulos et al., 1996) ; avec IPC (Iberian Poleward Current) et NEACW (North East Atlantic Central Water). 24

Figure I.7 :Représentation schématique de la distribution des composés dissous majeurs dans les sédiments marins. L'oxygène est préférentiellement utilisé en tant qu'accepteur d'électron lors de la minéralisation de la MO. Ci-dessous figurent différentes réactions de dégradation de la MO dans le sédiment (d'après Froelich et al., 1979). 30

Figure I.8 : Adaptation du modèle Trox décrit par Jorissen et al., (1995) à la faune benthique du Golfe de Gascogne. La distribution des micro-habitats ainsi que la composition spécifique des foraminifères le long d'un transect bathymétrique y sont représentés (d'après Mojtahid et al., 2010). 32

Figure I.9 : Répartition des principales espèces de foraminifères benthiques du Golfe de Gascogne, suivant leur niveau trophique et leur profondeur de vie (d'après Mojtahid et al., 2010) ; les masses d'eau correspondantes sont également figurées avec SW : Surface Water, NEAW : North East Atlantic Water, MOW : Mediterranean Outflow Water, LSW : Labrador Sea Water et NEADW : North East Atlantic Deep Water. 34

Figure I.10 : Distribution latitudinale des espèces de foraminifères planctoniques [D'après Bé (1977) ; Boltovskoy et Wright (1976) et Arnold et Parker (2003)]. 38

Figure I.11 : Profondeur de vie moyenne des foraminifères planctoniques dans des conditions stables et non perturbées (Schiebel et Hemleben, 2005). 40
Figure II.1 : a) Carte bathymétrique du Sud Est du Golfe de Gascogne (SE du G de G). Les points noirs représentent les stations (WH, A, B et D) étudiées le long d'un transect bathymétrique NW-SE dans le SE du G de G. En face sont notées les carottes d'interface (FCWH et FC5Bpal – en gris) et les carottes kullenberg (CADIAC WH, CADIAC A, KS10b et CADIAC D - en noir) étudiées pour chacune de ces stations ; b), c), d), e) 90ème, 50ème et 10ème centiles (respectivement, D90, D50 et D10), moyenne des tailles de grains et radiographie X, exprimés en fonction de la profondeur (cm) dans les carottes Cadiac WH (b), Cadiac A (c), KS10b (d), et Cadiac D (f). 48
Figure II.2 : a) Microscope automatique à lumière incidente ; b) éléments mesurés par le logiciel (Diamètre minimum et Aire) et utilisés dans le cadre de notre analyse de taille. 54
Figure III.1 : a) Modèle d'âge estimé pour la carotte CADIAC A BIS à partir de trois datations 14C (Charbonnier, 2010 - Stage M2 Université Bordeaux 1) et estimation de la perte sédimentaire (13 cm) en surface de la carotte CADIAC A par projection de l'âge calendaire mesuré en surface de la carotte CADIAC A sur le modèle d'âge de la carotte CADIAC A BIS. b) Abondances relatives de l'espèce *N. pachyderma* s. exprimée en fonction de la profondeur (cm). A profondeurs équivalentes (traits pointillés), les âges estimés à partir de la carotte CADIAC A BIS semblent inappropriés par rapports aux abondances de *N. pachyderma* s. observées dans la carotte CADIAC A. 63
Figure IV.1: Figure récapitulative des principaux résultats de l'étude de Garcia et al. (2013). 81
Figure IV.2 : a) diamètres minimums (ømin) mesurés sur les 4 espèces de foraminifères planctoniques en fonction du temps (représentation sous la forme de boîte à moustaches); b) ømin de *G. bulloides* ; c) ømin de *G. inflata* ; d) ømin de *N. pachyderma* dextre ; e) ømin *G. ruber*; f) ømin µm en fonction de l'aire (µm²) dont les valeurs dépassent le 95ème centiles (D95) ; g) box plot des ømin du D95 mesurés sur les 4 espèces de foraminifères planctoniques en fonction du temps ; h) ømin du D95 de *G. bulloides* ; i) ømin du D95 de *G. inflata* ; j) ømin du D95 de *N. pachyderma* dextre ; k)) ømin du D95 de PD- intergrade ; l) ømin du D95 de *G. ruber*. 83
Figure IV.3 : Concentrations en coccolithes, taux d'accumulations des coccolithes (CAR) et abondances relatives des espèces principales de coccolithes. 86
Figure IV.4 : a) poids en carbonates estimé à partir des concentrations en foraminifères planctoniques et abondance relative représentée par le $CaCO_3$ pour un gramme de sédiment ; b) Taux d'accumulation du $CaCO_3$ calculé à partir des foraminifères planctoniques dans la carotte Cadiac WH ; c) poids en carbonates estimé à partir des concentrations en coccolithes et abondance relative représentée par le $CaCO_3$ pour un gramme de sédiment ; d) Taux d'accumulation du $CaCO_3$ calculé à partir des coccolithes ; e) contribution des espèces de coccolithes au poids en $CaCO_3$. 89
Figure IV.5 : a) Ratios isotopiques (exprimés en ‰ vs. PDB) de l'oxygène ($\delta^{18}O$) mesurés sur les tests de *G. bulloides* et *G. inflata* ; b) ratios isotopiques du carbone ($\delta^{13}C$) mesurés sur les tests de *G. bulloides* et *G. inflata* ; c) $\delta^{18}O$ mesurés sur les tests de *C. kullenbergi* ; d) $\delta^{13}C$ mesurés sur les tests de *C. kullenbergi*. En gris, les données provenant de la carotte FCWH. En noir, les données provenant de la carotte CADIAC WH. Les traits en pointillés correspondent aux perturbations majeures observées à partir des isotopes stables mesurés sur les foraminifères planctoniques *G. bulloides* et *G. inflata* (Garcia et al., 2013 (a) et b)). 90

Figure IV.6 : Analyse en composante principale : a) Une projection des variables (assemblages de foraminifères benthiques > 5%) suivant les deux premiers axes de l'ACP avec les données granulométriques (D50 et D90) et isotopiques du carbone (vert) et de l'oxygène (rouge) mesurés sur les foraminifères planctoniques et benthiques. 91
Figure IV.7 : a) Analyse Cluster de type R, réalisée à partir des pourcentages non standardisés des espèces principales (≥5% dans au moins un des échantillons) de foraminifères planctoniques et de coccolithes. Les espèces de coccolithes sont indiquées en gras..... 94
Figure V.1 : Figure récapitulative des principaux résultats de l'article de Mojtahid et al. (2013). 104
Figure V.2 : a) Modèle d'âge commun aux carottes FC5Bpal et KS10b. b) Datation ^{14}C calibrée et profondeurs correspondantes pour les carottes FC5Bpal (vert), KS10b (noir) et CADIAC B (rouge) ; les profondeurs indiquées en gris n'ont pas été prises en considération lors de l'élaboration du modèle d'âge..... 106
Figure V.3 : Caractéristiques de la faune benthique de la carotte FC5Bpal a) densités absolues des foraminifères benthiques majeurs (≥5% dans au moins un des niveaux considérés) vivants ; b) Indice de Shannon et Eveness de la faune benthique vivante ; c) densités absolues des foraminifères benthiques majeurs ((≥5% dans au moins un des niveaux considérés) morts ; d) Indice de Shannon et Eveness de la faune benthique morte. 108
Figure V.4 : a) Taux d'accumulation en foraminifères planctoniques (PFAR), abondances relatives des principales espèces planctoniques (>5%) observées dans la carotte FC5Bpal et indices de diversité (Shannon et Eveness) ; b) Taux d'accumulation en foraminifères benthiques (BFAR), abondances relatives des principales espèces benthiques (>5%) observées dans la carotte FC5Bpal et indices de diversité (Shannon et Eveness). 110
Figure V.5 : Ratio isotopiques du carbone ($\delta^{13}C$) et de l'oxygène ($\delta^{18}O$) mesurés sur les espèces *Globigerinoides bulloides* (bleu), *Globorotalia inflata* (orange) et *Globigerinoides ruber* (rouge) dans les carottes KS10b (trait fin) et FC5Bpal (en gras), $\Delta\delta^{18}O$ ($\Delta\delta^{18}O = \delta^{18}O_{G.\ inflata} - \delta^{18}O_{G.\ bulloides}$) et $\Delta\delta^{13}C$ ($\Delta\delta^{13}C = \delta^{13}C_{G.\ inflata} - \delta^{13}C_{G.\ bulloides}$)..... 112
Figure V.6 : Isotopes stables du carbone ($\delta^{13}C$) et de l'oxygène ($\delta^{18}O$) mesurés sur les espèces benthiques *C. pachyderma*, *U. peregrina*, *M. barleeanus* et *C. carinata.* Les $\delta^{18}O_{C.\ carinata}$ et les BFAR proviennent des travaux de Mojtahid et al. (2013). 114
Figure V.7 : Ecart entre les ratios isotopiques des espèces épipéliques et endopéliques ($\Delta\delta^{13}C_{épipéliques - endopéliques}$) a) *C. pachyderma* et *M. barleeanus* ; b) *C. carina* et *M. barleeanus* ; c) *C. pachyderma* et *U. peregrina* ; d) *C. carinata* et *U. peregrina.* 116
Figure V.8 : Abondances relatives de l'espèce *H. balthica* (d'après Mojthahid et al., 2013) dans la carotte KS10b et températures de fond (BWT) estimées à partir de mesures Mg/Ca réalisées sur cette même espèce. 117
Figure V.9 : Boxplot des diamètres minimums exprimés en focntion du temps pour a) toutes espèces confondues ; b) *G. bulloides* ; c) *G. inflata* ; d) *N. pachyderma* dextre ; e) PD-intergrade ; f) *G. ruber* et valeur D95 des diamètres minimums exprimés en fonction du temps pour g) toutes espèces confondues ; h) *G. bulloides* ; i) *G. inflata* ; j) *N. pachyderma* dextre ; k) PD-intergrade ; l) *G. ruber.* 118
Figure V.10 : Principaux résultats obtenus à partir des assemblages de foraminifères benthiques et planctoniques de la carotte KS10b (d'après Mojtahid et al. 2013) versus principaux résultats obtenus à partir des isotopes stables de l'oxygène ($\delta^{18}O$) et du carbone ($\delta^{13}C$), des rapports benthiques Mg/Ca, des carottes

KS10b et FC5Bpal, des paramètres de taille des foraminifères planctoniques de la carotte KS10b, et des assemblages planctoniques et benthiques de la carotte FC5Bpal (Ce Chapitre). Avec IPC pour Iberian Poleward Current, PFAR (BFAR) pour les taux d'accumulation des foraminifères planctoniques (benthiques), NAO pour Oscillation Nord Atlantique et SST pour température de surface. 127

Figure V.11 : Ratios isotopiques de l'oxygène ($\delta^{18}O$) mesurés sur les espèces planctoniques *G. bulloides* (bleu), *G. inflata* (jaune) et *G. ruber* (noire) de la carotte SU92-03 (Salgueiro et al., 2010 ; www.pangaea.de). 130

Figure VI.1 : Datations 14C obtenues à partir des foraminifères planctoniques présents en Station D (d'après Charbonnier, 2010 – Stage M2, Université Bordeaux 1). 139

Figure VI.2 : Estimation d'un modèle d'âge de la carotte CADIAC D à partir de profils de ^{210}Pb (d'après S. Schmidt, communication personnelle). 140

Figure VI.3 : Estimation de la perte de sédiment en surface de la carotte CADIAC D (noir) à partir des abondances relatives de *G. trilobus* de la carotte FC6D (gris). Une perte d'environ 10 cm a été estimée 140

Figure VI.4 : Corrélation pic à pic des abondances relatives de G. ruber et N. incompta dans les carottes CADIAC D et KS10b. Les abondances relatives de ces deux espèces dans la carotte CADIAC WH (graphique de droite et de gauche) sont présentées à titre indicatif mais n'ont pas été utilisées directement compte tenu de la faible résolution de la carotte. 141

Figure VI.5 : a) Age en fonction de la profondeur et taux de sédimentation équivalents de la carotte CADIAC D ; b) Photographie par radiographie X de la carotte CADIAC D et taille des grains en fonction de la profondeur. 142

Figure VI.6 : a) Concentrations et taux d'accumulation (PFAR) des foraminifères planctoniques, abondances relatives des espèces planctoniques majeures (≥5% dans au moins un des échantillons) et indices de diversité (Indice de Shannon et Eveness). b) Concentrations et taux d'accumulation (BFAR) des foraminifères benthiques, abondances relatives des espèces benthiques majeures (≥5% dans au moins un des échantillons) et indices de diversité (Indice de Shannon et Eveness). 144

Figure VI.7 : Figure récapitulative des principaux résultats obtenus en station D et comparaison avec les résultats obtenus sur la péninsule ibérique à partir d'autres proxies 148

Figure VII.1 : Carte bathymétrique du Golfe de Gascogne et localisation des stations étudiées dans le SE du G de G: WH (Carottes FC WH et CADIAC WH), A (carotte CADIAC A), B (carotte FC5Bpal et KS10b), D (carotte CADIAC D). 158

Figure VII.2 : a) Abondances relatives des espèces de foraminifères benthiques majeures (≥5% dans au moins un des échantillons étudiés) des faunes vivantes en stations WH, A, B et D ; b) Abondances relatives des espèces de foraminifères benthiques majeurs (≥5% dans au moins une des échantillons étudiés) des faunes mortes en stations WH, A, B et D ; c) Tableau récapitulatif des ratios morts/vivants ((%L / (%L+%D))) pour les espèces principales de la faune morte. 160

Figure VII.3 : a) Taille des grains (D90 ; µm) en fonction du temps dans les carottes CADIAC WH (Garcia et al., 2013 – trait plein), CADIAC A (Chapitre III – trait pointillé gras) et KS10b (Mojtahid et al., 2013 – trait pointillé) ; b) Taille des grains (D50 ; µm) en fonction du temps dans les carottes CADIAC WH (Garcia et al., 2013 – trait plein), CADIAC A (Chapitre III – trait pointillé gras) et KS10b (Mojtahid et al., 2013 – trait pointillé). 164

Figure VII.4 : Taux d'accumulation des foraminifères planctoniques (PFAR ; en noir) et benthiques (BFAR ; en gris) dans les sédiments des carottes CADIAC WH (station WH ; 2000 m), CADIAC A (Station A ; 1000m), KS10b (Station B ; 550m) et CADIAC D (station D ; 150m). 167
Figure VII.5 : a) Ratios isotopiques de l'oxygène ($\delta^{18}O$) et du carbone ($\delta^{13}C$) mesurés en station B et WH sur les individus de type *G. inflata* (en jaune), *G. bulloides* (en bleu) et *G. ruber* (en rouge) ; **b)** $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ mesurés sur les foraminifères benthiques des carottes CADIAC WH, CADIAC A et KS10b. 171
Figure VII.6: Abondances relatives des espèces *N. pachyderma* s., *N. incompta*, *G. inflata* et *O. universa* dans les assemblages des carottes CADIAC WH (2000 m ; bleu), CADIAC A (1000m ; noir), KS10b (550m ; vert) et CADIAC D (150m ; rouge)..... 171
Figure VII.7 : Abondances relatives de l'espèce *G. ruber* dans les sédiments des carottes CADIAC WH (bleu), CADIAC A (noir), KS10b (vert) et CADIAC D (rouge)..... 175
Figure VII.8 : Abondances relatives des espèces de foraminifères benthiques majeures rencontrées en stations WH, A, B et D et représentatives de la variabilité holocène du SE du G de G. 179
Figure VII.9 : Abondances relatives des espèces présentant des variations significatives au cours des derniers 500 ans en station D. 183
Figure VIII.1 : Figure schématique des principaux résultats obtenus à partir des assemblages de foraminifères planctoniques en stations WH, A, B et D. Pour une meilleure lisibilité, les raports entre les abondances relatives ne sont pas respectés. Les variations des espèces majeures (*N. incompta* (jaune), *N. pachyderma* senestre (bleu), *G. ruber* (orange), *O. universa* (rouge) et *G. inflata* (vert)) sont figurées. Au bas de la figure sont présentées les masses d'eaux (SW : eaux de surface ; NEACW : eaux centrales nord atlantiques ; MOW : veine d'eau méditerranéenne et NEADW : eaux profondes atlantiques du nord-est) au sein desquelles baignent les stations. 188
Figure VIII.2 : Figure schématique des principaux résultats obtenus à partir des assemblages de foraminifères benthiques en stations WH, A, B et D. Le nom des espèces dominant la faune est indiqué. Les variations trophiques de l'environnement sont représentées par un gradient vert. Au bas de la figure sont indiquées les masses d'eaux (SW : eaux de surface ; NEACW : eaux centrales nord atlantiques ; MOW : veine d'eau méditerranéenne et NEADW : eaux profondes atlantiques du nord-est) au sein desquelles baignent les stations. Superposée à cette figure, est représentée la courbe du niveau marin (en rouge) estimé par Lambeck (1997). L'établissement de la stratification actuelle des masses d'eaux et l'établissement des conditions trophiques modernes en stations WH et A sont concommittants à la stabilisation du niveau marin. Les stations B et D sont soumises à l'influence continentale. La zone rayée en station WH correspond aux fines lamines observées sur la carotte CADIAC WH. 189

Table des tableaux

Tableau I.1 : Tableau récapitulatif des principales caractéristiques de la variabilité Holocène à l'échelle globale, de l'Atlantique Nord et de la péninsule ibérique. 19

Tableau II.1: Tableau récapitulatif des coordonnées des quatre stations de prélèvement (WH, A, B et D)..... 47

Tableau II.2 : Tableau récapitulatif des points datés, du type de matériel utilisé et des datations obtenues sur l'ensemble des quatre carottes kullenberg et des deux carottes courtes étudiés. 51

Tableau II.3 : Tableau récapitulatif des données isotopiques disponibles sur l'ensemble du transect étudié. . 58

Tableau IV.1 : Résultats des comparaisons 2 à 2 réalisée pour les paramètres de tailles toutes espèces confondues - Test de comparaison 2 à 2 (Test de Student) – Correction des p-value par la méthode de bonferroni ; les cases ombrées correspondent aux résultats des tests statistiques pour lesquels une valeur significativement différente entre les deux échantillons testés a été observée. 85

Tableau IV.2 : masse moyenne d'un test de foraminifère pour chaque classe de taille de foraminifères planctoniques (A. Movellan, 2013) 87

Tableau IV.3 : Liste des espèces de coccolithophoridés, estimation du poids d'un coccolithe de l'espèce considérée, en picogramme et référence bibliographique correspondante. 88

Tableau IV.4 : Résultats de l'analyse en composante principale réalisée sur la base des assemblages de foraminifères benthiques majeurs (≥5% dans au moins un des échantillons), des rations isotopiques de l'oxygène et du carbone mesurés sur *G. bulloides* et *G. inflata*, ainsi que sur la taille des particules sédimentaires (D50). 92

Tableau V.1 : Abondances relatives des espèces présentes dans les assemblages vivants et morts à l'exclusion des foraminifères agglutinés non fossilisables. Les abondances relatives ont été recalculées en fonction. Les rations supérieurs à 0,5 sont représentés en gras, ceux inférieurs à 0,5 sont grisés. 109

Tableau VII.1 : Tableau récapitulatif des quatre espèces principales rencontrées dans les assemblages de foraminifères benthiques vivants, morts et fossiles. Un code couleur est attribué suivant si la saisonnalité (bleu), ou les processus taphonomiques (i.e : la destruction des tests (rose) ou les transports sédimentaires (vert)) constitue le principal facteur expliquant la différence observée entre les faunes vivantes, mortes et fossiles. 162

Tableau VII.2 : Tableau récapitulatif des principales caractéristiques écologiques des espèces majeures rencontrées dans le cadre de cette étude. 173

Tableau VII.3 : Tableau récapitulatif des principales caractéristiques écologiques des espèces benthiques majeures rencontrées dans le cadre de cette étude. 180

ANNEXE 1

Les datations ont été effectuées sur des tests de foraminfières au laboratoire de Mesure du Carbone 14, établissement AMS, (CNRS-CEA, Saclay, France) et financés en partie par l'UMS ARTEMIS.

N° cible	référence échantillon	nature	mg C dans la cible	$\delta^{13}C$	pMC corrigé du fractionnement	âge radiocarbone BP
SacA 19099	FC5BPAL 9-10 cm	forams	0.47	0.40	99.24 ± 0.50	60 ± 40
SacA 19100	FC5BPAL 10-11 cm	forams	0.48	-3.90	96.87 ± 0.26	255 ± 30
SacA 19101	FC5BPAL 17-18 cm	forams	0.64	-0.40	93.28 ± 0.24	560 ± 30
SacA 19102	FC5BPAL 27-28 cm	forams	0.75	1.50	92.10 ± 0.23	660 ± 30
SacA 19103	FC5BPAL 36-37 cm	forams	0.49	-0.10	90.41 ± 0.26	810 ± 30
SacA 17165	KS10b 35-36 cm	foram	1.10	-1.20	81.76 ± 0.33	1615 ± 30
SacA 17166	KS10b 70-71 cm	foram	1.20	1.80	70.06 ± 0.32	2860 ± 35
SacA 17167	KS10b 99-100 cm	foram	1.00	0.80	61.06 ± 0.27	3965 ± 35
SacA 17168	KS10b 130-131 cm	foram	1.04	-0.90	51.88 ± 0.22	5270 ± 35
SacA 17169	KS10b 170-171 cm	foram	0.53	-2.10	43.55 ± 0.23	6675 ± 40
SacA 17170	KS10b 200-201 cm	foram	0.83	1.70	40.74 ± 0.23	7215 ± 45
SacA 17171	KS10b 230-231 cm	foram	0.50	-2.70	37.80 ± 0.21	7815 ± 45
SacA 17172	KS10b 280-281 cm	foram	0.60	-3.40	34.89 ± 0.18	8460 ± 40
SacA 17173	KS10b 317-318.5 cm	foram	0.80	-2.10	35.62 ± 0.21	8290 ± 45
SacA 25966	StH 70-71 cm	foram	0.72	2.10	50.69 ± 0.23	5460 ± 35
SacA 25967	StH 75-76 cm	foram	0.50	0.10	31.26 ± 0.17	9340 ± 45
SacA 25968	StH 80-81 cm	foram	0.40	-0.80	24.49 ± 0.15	11300 ± 50
SacA 27464	StWH 0-0,5 cm	foram	0.52	4.40	102.25 ± 0.34	
SacA 27465	StWH 0-1 cm	foram	0.44	-6.50	87.56 ± 0.46	1065 ± 40
SacA 27466	StWH 16-20 cm	foram	0.55	-0.90	82.04 ± 0.28	1590 ± 30
SacA 27467	StWH 55-56 cm	foram	0.62	0.70	70.24 ± 0.21	2840 ± 30

ANNEXE 2

Données station WH – Carotte CADIAC WH

Assemblages de Coccolithes

Taux de sédimentation	Profondeur	Age	Masse sédiment	Volume sediment	Surface Champ	Surface filtrée	Volume Filtré	Volume dilution	Assemblages coccolithes - Carotte CADIAC WH											
									nombre de champs	*Emiliania huxleyi*	*Coccolithus pelagicus*	*Gephyrocapsa oceanica*	*Calcidiscus leptoporus*	*Gephyrocapsa muellerae*	*Curtoi Helicosphaera*	*Braarudosphaera bigelowii*	*Rhabdosphaera clavigera*	Nombre d'individus comptés
cm ka^{-1}	cm	cal ans BP	(g)	(cm^{-1})	(mm²)	(mm²)	(mL)	(mL)	-	%	%	%	%	%	%	%	%	Ind
6.23	4.5	636	0.019954	0.007530	0.012271846	1256.637061	30	500	5	71.23	2.28	18.26	0.91	7.30	0	0	0	219
25.96	5.5	674	0.020128	0.007595	0.012271846	1256.637061	30	500	2	61.20	5.17	21.98	2.15	9.48	0	0	0	232
25.96	6.5	713	0.019517	0.007365	0.012271846	1256.637061	30	500	2	59.07	5.06	22.78	1.26	11.81	0	0	0	237
25.96	7.5	751	0.019700	0.007434	0.012271846	1256.637061	30	500	2	57.46	6.33	20.81	2.71	12.66	0	0	0	221
25.96	9.5	828	0.020156	0.007606	0.012271846	1256.637061	30	500	10	77.10	7.22	10.84	2.40	2.259	0.15	0	0	664
25.96	10.5	867	0.020410	0.007702	0.012271846	1256.637061	30	500	2	68.50	5.52	12.15	3.86	9.94	0	0	0	181
25.96	11.5	905	0.019705	0.007436	0.012271846	1256.637061	30	500	2	66.98	4.30	13.39	2.87	12.44	0	0	0	209
25.96	14.5	1021	0.019897	0.007508	0.012271846	1256.637061	30	500	2	58.00	2.16	24.67	5.62	9.52	0	0	0	231
25.96	17.5	1136	0.019983	0.007541	0.012271846	1256.637061	30	500	2	59.83	3.68	23.77	4.50	8.19	0	0	0	244
27.98	18.5	1175	0.021115	0.007968	0.012271846	1256.637061	30	500	2	57.26	3.96	22.02	1.76	14.97	0	0	0	227
27.98	19.5	1209	0.020273	0.007650	0.012271846	1256.637061	30	500	2	53.25	3.65	22.35	6.50	14.22	0	0	0	246
27.98	24.5	1388	0.020014	0.007552	0.012271846	1256.637061	30	500	3	69.92	8.98	12.10	4.68	3.90	0.39	0	0	256
27.98	29.5	1566	0.019780	0.007464	0.012271846	1256.637061	30	500	2	61.79	8.96	19.81	2.35	7.07	0	0	0	212
27.98	34.5	1745	0.020234	0.007635	0.012271846	1256.637061	30	500	2	52.63	10.04	26.31	3.82	7.17	0	0	0	209
27.98	39.5	1924	0.019748	0.007452	0.012271846	1256.637061	30	500	3	60.16	10.16	19.49	5.08	4.23	0	0.42	0.42	236
27.98	44.5	2102	0.020230	0.007634	0.012271846	1256.637061	30	500	2	54.85	8.01	21.94	3.79	11.39	0	0	0	237
27.98	49.5	2281	0.019577	0.007388	0.012271846	1256.637061	30	500	3	55.44	5.94	27.22	3.96	7.42	0	0	0	202
27.98	50.5	2317	0.019941	0.007525	0.012271846	1256.637061	30	500	2	55.70	4.10	23.28	2.28	14.61	0	0	0	219
27.98	51.5	2353	0.020413	0.007703	0.012271846	1256.637061	30	500	2	52.40	5.24	25.76	3.49	13.10	0	0	0	229
27.98	54.5	2460	0.020042	0.007563	0.012271846	1256.637061	30	500	2	52.08	6.25	23.75	3.75	13.75	0	0	0.41	240
27.98	59.5	2639	0.020105	0.007587	0.012271846	1256.637061	30	500	3	59.45	10.81	13.06	4.50	11.71	0	0.45	0	222
4.61	60.5	2674	0.020207	0.007625	0.012271846	1256.637061	30	500	2	58.48	4.46	25.89	5.35	5.80	0	0	0	224
4.61	64.5	3723	0.019813	0.007477	0.012271846	1256.637061	30	500	3	41.39	2.45	30.32	1.63	24.18	0	0	0	244
4.61	69.5	4808	0.019882	0.007503	0.012271846	1256.637061	30	500	4	59.72	14.02	19.90	4.07	2.26	0	0	0	221
4.61	72.5	5459	0.020900	0.007887	0.012271846	1256.637061	30	500	3	71.70	8.78	12.68	2.92	3.90	0	0	0	205
4.61	73.5	5676	0.019565	0.007383	0.012271846	1256.637061	30	500	2	50.97	5.33	29.61	4.36	9.70	0	0	0	206
4.61	74.5	5893	0.020320	0.007668	0.012271846	1256.637061	30	500	3	46.49	14.47	26.31	7.89	4.38	0	0.43	0	228
1.16	75.5	6109	0.019366	0.007308	0.012271846	1256.637061	30	500	2	62.24	12.75	15.30	2.04	7.65	0	0	0	196
1.16	76.5	7621	0.019828	0.007482	0.012271846	1256.637061	30	500	2	49.77	7.23	27.14	6.78	9.04	0	0	0	221
1.16	77.5	8486	0.020921	0.007895	0.012271846	1256.637061	30	500	2	58.67	8.16	23.97	1.53	7.65	0	0	0	196
1.16	78.5	9350	0.020176	0.007614	0.012271846	1256.637061	30	500	3	60.30	5.67	7.73	1.54	24.74	0	0	0	194
1.16	79.5	10215	0.019940	0.007525	0.012271846	1256.637061	30	500	2	65.97	7.731	13.91	3.60	8.76	0	0	0	194
1.92	80.5	11079	0.019630	0.007408	0.012271846	1256.637061	30	500	4	57.97	8.21	9.66	1.93	22.22	0	0	0	207
1.92	81.5	11255	0.020436	0.007712	0.012271846	1256.637061	30	500	5	49.77	9.04	11.76	1.35	28.05	0	0	0	221
1.92	82.5	12119	0.019475	0.007349	0.012271846	1256.637061	30	500	4	53.08	6.16	11.37	1.89	27.48	0	0	0	211
1.92	83.5	12295	0.019480	0.007351	0.012271846	1256.637061	30	500	9	52	3.5	10	1.5	33	0	0	0	200
1.92	84.5	12815	0.019800	0.007472	0.012271846	1256.637061	30	500	10	66.82	3.79	14.21	0.94	13.74	0	0.47	0	211

Données station A (1000m) – Carotte CADIAC A

Assemblages foraminifères planctoniques et benthiques

						Espèces principales (>5%) des assemblages de foraminifères planctoniques - Carotte Cadiac A										
Taux de sédimentation	Profondeur	Age	Volume echantillonné	porosité	poids sediment sec	Split	*Neogloboquadrina incompta*	*Neogloboquadrina pachyderma* sénestre	*Globigerina bulloides*	*Globigerinita glutinata*	*Globigerinoides ruber*	*Globorotalia inflata*	*Turborotalita quinqueloba*	*Orbulina universa*	Total de foraminifères piqués	Total estimé
cm ka^{-1}	cm	cal ans BP	cm^3	-	g	-	%	%	%	%	%	%	%	%	ind	ind
3.84	6.25	1288.00	17.71	0.73	12.51	16	41.39	1.66	22.19	2.65	5.96	14.24	1.99	4.30	302	4832
3.84	7.00	1483.43	35.42	0.73	25.27	64	45.67	1.17	18.97	3.28	4.68	14.99	1.41	2.34	427	27328
3.84	11.50	2656.02	35.42	0.71	27.53	64	43.61	1.67	15.56	3.06	5.28	13.89	1.11	4.72	360	23040
3.84	16.50	3958.90	35.42	0.68	29.60	128	47.45	1.61	15.55	3.75	6.97	9.12	3.22	5.09	373	47744
3.84	21.50	5261.77	35.42	0.67	31.34	128	44.24	1.88	14.75	4.83	6.17	10.19	1.34	5.63	373	47744
3.84	26.50	6564.65	35.42	0.65	32.76	128	42.60	2.51	19.13	2.51	5.01	16.40	1.82	2.05	439	56192
3.84	31.50	7867.52	35.42	0.64	33.86	128	35.49	4.55	16.78	5.77	9.44	14.51	4.02	4.20	572	73216
3.84	36.50	9170.40	35.42	0.63	34.63	128	34.08	6.73	13.23	5.16	8.52	15.02	3.59	4.04	446	57088
3.84	41.50	10473.27	35.42	0.63	35.08	256	29.07	15.67	18.14	6.80	6.39	9.69	4.95	3.92	485	124160
3.84	46.50	11776.15	35.42	0.63	35.20	256	23.25	23.71	12.97	4.79	8.29	13.20	5.84	2.69	856	219136
3.84	51.50	13079.03	35.42	0.63	35.00	128	20.09	30.29	12.21	2.78	8.19	13.91	3.55	1.85	647	82816
3.84	56.50	14381.90	35.42	0.63	34.48	64	9.70	65.07	6.27	1.79	3.58	5.07	3.88	1.34	670	42880
3.84	61.50	15684.78	35.42	0.60	37.55	64	4.70	65.01	5.22	1.31	1.04	17.23	2.09	0.26	383	24512

						Espèces principales (>5%) des assemblages de foraminifères benthiques - Carotte Cadiac A														
										Perforés					Porcelanés	Agglutinés fossilisables				
Taux de sédimentation estimé	Profondeur	Age	Volume echantillonné	porosité	poids sediment sec	Split	*Cibicidoides pachyderma*	*Gavelinopsis translucens*	*Globobulimina* spp.	*Hoeglundina elegans*	*Melonis barleeanus*	*Nuttallides umbonifera*	*Uvigerina mediterranea*	*Uvigerina peregrina*	*Sigmoilopsis schlumbergeri*	*Eggerella bradyi*	Total	Total sans agglutinés non fossilisables	Total estimé
cm ka^{-1}	cm	cal ans BP	cm^3	-	g	-	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	ind	ind	ind
3.84	6.25	1288.00	17.71	0.73	12.51	4	0.69	0.34	0.34	2.07	12.07	5.86	25.17	34.48	3.45	1.03	292	290	1168.00
3.84	7.00	1483.43	35.42	0.73	25.27	16	1.39	0.55	0.83	1.66	7.20	9.70	28.81	30.47	3.32	1.11	362	361	5792.00
3.84	11.50	2656.02	35.42	0.71	27.53	16	1.72	0.34	1.38	1.03	7.93	5.17	47.59	19.66	2.76	1.72	292	290	4672.00
3.84	16.50	3958.90	35.42	0.68	29.60	16	0.88	0.44	0.66	2.41	10.09	9.21	44.74	14.69	4.17	0.66	456	456	7296.00
3.84	21.50	5261.77	35.42	0.67	31.34	32	0.92	0.31	0.92	0.92	10.15	8.00	42.15	22.15	3.38	0.00	326	325	10432.00
3.84	26.50	6564.65	35.42	0.65	32.76	32	2.14	0.00	0.00	1.07	10.00	8.57	48.57	10.00	2.50	3.57	280	280	8960.00
3.84	31.50	7867.52	35.42	0.64	33.86	16	6.29	0.70	0.70	3.26	17.02	7.93	27.27	9.56	3.96	1.40	429	429	6864.00
3.84	36.50	9170.40	35.42	0.63	34.63	16	4.10	1.26	0.95	5.36	18.30	5.05	23.34	17.35	5.36	2.52	318	317	5088.00
3.84	41.50	10473.27	35.42	0.63	35.08	16	5.80	1.21	0.24	2.90	27.29	4.11	13.77	14.98	6.04	3.86	414	414	6624.00
3.84	46.50	11776.15	35.42	0.63	35.20	32	4.91	0.38	1.13	0.00	27.92	1.51	17.74	12.08	5.66	5.28	266	265	8512.00
3.84	51.50	13079.03	35.42	0.63	35.00	8	10.51	2.96	1.62	0.00	25.34	1.89	7.55	13.21	6.20	2.16	371	371	2968.00
3.84	56.50	14381.90	35.42	0.63	34.48	4	15.11	4.18	3.86	0.96	21.54	1.29	8.36	4.50	8.36	1.93	313	311	1252.00
3.84	61.50	15684.78	35.42	0.60	37.55	2.7	17.53	7.22	8.93	0.34	16.49	0.00	6.19	3.09	2.06	1.03	292	291	778.67

Données station B (550m) – Carotte FC5Bpal

Assemblages planctoniques et benthiques

						Espèces principales (>5%) des assemblages de foraminifères planctoniques - Carotte FC5Bpal							
Taux de sédimentation	Profondeur	Age	volume échantillonné	porosité (A. Mouret)	masse sèche	Split	*Neogloboquadrina incompta*	*Globigerina bulloides*	*Globigerinella calida*	*Globorotalia inflata*	*Orbulina universa*	Total	Total estimé
cm ka^{-1}	cm	cal ans BP	cm^3	-	g	-	%	%	%	%	%	ind	ind
24.80	0.25	-50.58	35.44	0.81	18.01	2.00	25.93	36.36	5.05	16.16	4.38	297	594
24.80	0.75	-35.74	35.44	0.80	18.48	2.00	35.50	26.04	3.55	18.05	2.96	338	676
24.80	1.25	-20.89	35.44	0.80	18.94	2.67	26.37	34.68	3.80	20.19	3.09	421	1123
24.80	1.75	-6.05	35.44	0.79	19.40	2.00	34.64	23.18	1.30	23.70	5.99	384	768
24.80	2.25	8.79	35.44	0.79	19.84	4.00	28.45	30.94	3.31	18.23	5.80	362	1448
24.80	2.75	23.63	35.44	0.78	20.27	4.00	29.90	25.98	1.23	21.81	5.64	408	1632
24.80	3.25	38.47	35.44	0.78	20.70	4.00	30.25	25.16	1.59	23.57	5.73	314	1256
24.80	3.75	53.32	35.44	0.78	21.12	4.00	28.51	33.73	1.61	23.29	3.21	249	996
24.80	4.5	75.58	70.88	0.77	43.46	3.00	31.19	17.92	0.44	33.63	8.85	452	1446
24.80	5.5	105.26	70.88	0.76	45.03	5.00	33.70	29.86	0.27	25.21	6.03	365	1947
24.80	6.5	134.95	70.88	0.75	46.53	8.00	29.36	24.93	0.00	32.13	8.03	361	2888
24.80	7.5	164.63	70.88	0.74	47.98	4.00	29.74	19.61	0.65	35.95	9.48	306	1224
24.80	8.5	194.32	70.88	0.74	49.36	5.00	32.17	27.93	1.75	27.18	5.24	401	2139
24.80	9.5	224.00	70.88	0.73	50.69	10.67	31.27	35.18	2.28	17.59	3.91	307	3275
24.80	10.5	302.00	70.88	0.72	51.96	16.00	30.87	34.41	3.22	18.65	4.50	311	4976
24.80	11.5	337.86	70.88	0.72	53.17	21.33	29.84	34.10	3.28	19.34	2.62	305	6507
24.80	12.5	373.71	70.88	0.71	54.33	10.67	36.87	31.30	2.39	17.77	3.71	377	4021
24.80	13.5	409.57	70.88	0.70	55.44	16.00	29.39	33.47	2.04	20.82	2.45	245	3920
24.80	14.5	445.43	70.88	0.70	56.51	32.00	32.39	33.20	2.02	21.05	3.64	247	7904
24.80	15.5	481.29	70.88	0.69	57.52	10.67	34.18	29.87	1.01	23.29	2.28	395	4213
24.80	16.5	517.14	70.88	0.69	58.49	12.80	38.65	34.04	1.06	16.31	2.48	282	3610
24.80	17.5	553.00	70.88	0.68	59.41	21.33	39.08	30.25	2.52	14.71	4.62	238	5077
33.84	18.5	578.14	70.88	0.68	60.29	21.33	38.43	36.08	2.75	11.76	2.35	255	5440
33.84	19.5	603.27	70.88	0.67	61.13	16.00	40.29	32.17	0.87	15.07	2.32	345	5520
33.84	20.5	628.41	70.88	0.67	61.93	8.00	39.61	26.60	0.78	20.39	3.69	515	4120
33.84	21.5	653.55	70.88	0.67	62.69	10.67	47.24	25.77	0.92	15.64	4.29	326	3477
33.84	22.5	678.69	70.88	0.66	63.42	10.67	45.31	25.57	0.32	12.30	5.83	309	3296
33.84	23.5	703.82	70.88	0.66	64.11	16.00	49.45	26.55	0.36	14.18	1.82	275	4400
33.84	24.5	728.96	70.88	0.66	64.76	16.00	47.52	23.76	0.71	19.50	2.48	282	4512
33.84	25.5	754.10	70.88	0.65	65.38	10.67	48.53	25.73	0.00	15.64	3.26	307	3275
33.84	26.5	779.24	70.88	0.65	65.96	21.33	45.38	26.51	0.80	16.47	3.21	249	5312
33.84	27.5	804.37	70.88	0.65	66.52	16.00	53.26	21.31	0.69	12.37	3.09	291	4656
33.84	28.5	829.51	70.88	0.64	67.04	16.00	49.12	21.05	0.35	18.95	3.16	285	4560
33.84	29.5	854.65	70.88	0.64	67.54	21.33	51.18	23.23	0.00	15.35	2.36	254	5419
33.84	30.5	879.78	70.88	0.64	68.00	21.33	47.92	25.00	0.35	16.32	2.78	288	6144
33.84	31.5	904.92	70.88	0.64	68.44	25.60	47.84	24.31	0.00	15.69	5.88	255	6528
33.84	32.5	930.06	70.88	0.63	68.85	25.60	51.48	23.33	0.00	14.81	2.59	270	6912
33.84	33.5	955.20	70.88	0.63	69.24	21.33	47.39	25.78	0.00	18.47	3.14	287	6123
33.84	34.5	980.33	70.88	0.63	69.60	21.33	45.06	24.46	0.43	19.74	4.29	233	4971
33.84	35.5	1005.47	70.88	0.63	69.93	32.00	49.61	20.87	0.00	13.39	5.12	254	8128
33.84	36.5	1030.61	70.88	0.63	70.25	25.60	39.37	31.01	0.00	17.77	5.57	287	7347
33.84	37.5	1055.75	70.88	0.62	70.53	21.33	43.73	27.46	0.68	14.92	3.73	295	6293
33.84	38.5	1080.88	70.88	0.62	70.80	32.00	43.72	27.94	0.40	11.74	4.05	247	7904
33.84	39.5	1106.02	70.88	0.62	71.04	21.33	41.81	26.84	0.00	19.21	3.39	354	7552
33.84	40.5	1131.16	70.88	0.62	71.26	21.33	42.81	24.77	0.31	16.51	5.50	327	6976
33.84	41.5	1156.29	70.88	0.62	71.46	16.00	39.91	27.04	0.00	19.31	3.86	233	3728

						Espèces principales (>5%) des assemblages de foraminifères benthiques morts - Carotte FC5Bpal									
							perforés								
Taux de sédimentation	Profondeur	Age	volume échantillonné	porosité (A. Mouret)	masse sèche	Split	*Bulimina marginata*	*Cassidulina carinata*	*Cibicidoides pachyderma*	*Melonis berleeanus*	*Uvigerina mediterranea*	*Uvigerina peregrina*	Total piqué	Total estimé	Total estimé sans agglutinés non fossilisables
cm ka^{-1}	cm	cal ans BP	cm^3	-	g	-	%	%	%	%	%	%	ind	ind	ind
24.80	0.25	-50.58	35.44	0.81	18.01	2.00	2.07	1.38	4.14	5.52	18.62	56.55	152	304	290
24.80	0.75	-35.74	35.44	0.80	18.48	2.00	1.59	0.00	5.82	5.82	13.23	64.02	197	394	378
24.80	1.25	-20.89	35.44	0.80	18.94	2.00	1.14	4.56	8.37	12.55	21.29	41.83	265	530	526
24.80	1.75	-6.05	35.44	0.79	19.40	2.00	0.58	2.31	10.40	5.49	17.92	55.20	359	718	692
24.80	2.25	8.79	35.44	0.79	19.84	4.00	2.30	2.96	5.92	6.58	24.01	44.41	307	1228	1216
24.80	2.75	23.63	35.44	0.78	20.27	3.56	0.63	0.95	6.31	7.57	30.28	44.48	319	1134.2	1127.1
24.80	3.25	38.47	35.44	0.78	20.70	2.67	2.00	1.43	7.43	7.14	23.71	46.57	356	949.33	933.33
24.80	3.75	53.32	35.44	0.78	21.12	2.00	1.13	1.69	10.17	6.50	27.97	36.44	356	712	708
24.80	4.5	75.58	70.88	0.77	43.46	5.33	1.49	1.19	11.64	9.25	30.15	34.63	335	1786.7	1786.7
24.80	5.5	105.26	70.88	0.76	45.03	5.33	2.74	0.68	9.93	9.25	21.58	40.75	294	1568	1557.3
24.80	6.5	134.95	70.88	0.75	46.53	8.00	2.05	1.71	12.63	10.24	25.26	33.11	296	2368	2344
24.80	7.5	164.63	70.88	0.74	47.98	4.00	1.57	1.05	14.14	7.85	31.41	32.46	382	1528	1528
24.80	8.5	194.32	70.88	0.74	49.36	5.33	3.13	1.93	13.01	8.92	25.06	35.42	416	2218.7	2213.3
24.80	9.5	224.00	70.88	0.73	50.69	5.33	4.41	1.93	12.40	10.74	21.49	34.16	364	1941.3	1936
24.80	10.5	302.00	70.88	0.72	51.96	8.00	6.25	3.13	10.42	9.03	18.40	29.86	294	2352	2304
24.80	11.5	337.86	70.88	0.72	53.17	8.00	5.00	4.06	8.13	11.25	16.88	30.63	323	2584	2560
24.80	12.5	373.71	70.88	0.71	54.33	5.33	4.58	3.27	10.78	13.07	17.32	33.66	307	1637.3	1632
24.80	13.5	409.57	70.88	0.70	55.44	5.33	2.99	2.00	11.72	11.97	17.71	35.16	407	2170.7	2138.7
24.80	14.5	445.43	70.88	0.70	56.51	8.00	3.99	3.68	13.19	12.58	18.10	28.22	334	2672	2608
24.80	15.5	481.29	70.88	0.69	57.52	5.33	3.59	2.61	14.05	16.01	16.99	28.76	309	1648	1632
24.80	16.5	517.14	70.88	0.69	58.49	5.33	3.43	4.86	10.29	12.86	23.14	29.14	350	1866.7	1866.7
24.80	17.5	553.00	70.88	0.68	59.41	6.40	1.81	1.81	12.39	10.27	26.59	29.91	333	2131.2	2118.4
33.84	18.5	578.14	70.88	0.68	60.29	6.40	1.83	2.06	12.84	13.76	19.04	34.40	440	2816	2790.4
33.84	19.5	603.27	70.88	0.67	61.13	6.40	4.00	3.06	13.41	11.29	22.12	28.24	431	2758.4	2720
33.84	20.5	628.41	70.88	0.67	61.93	5.33	2.33	3.11	10.88	12.44	25.13	25.13	391	2085.3	2058.7
33.84	21.5	653.55	70.88	0.67	62.69	8.00	3.20	2.14	15.30	8.90	28.47	29.18	283	2264	2248
33.84	22.5	678.69	70.88	0.66	63.42	6.40	3.90	4.18	13.37	8.36	27.58	28.13	359	2297.6	2297.6
33.84	23.5	703.82	70.88	0.66	64.11	8.00	1.78	2.37	13.35	12.46	27.89	27.00	339	2712	2696
33.84	24.5	728.96	70.88	0.66	64.76	8.00	4.22	3.92	13.25	10.24	21.69	31.63	332	2656	2656
33.84	25.5	754.10	70.88	0.65	65.38	10.67	2.36	2.36	9.76	15.82	24.58	28.62	299	3189.3	3168
33.84	26.5	779.24	70.88	0.65	65.96	9.14	4.58	2.94	10.13	11.76	23.20	28.43	306	2797.7	2797.7
33.84	27.5	804.37	70.88	0.65	66.52	8.00	1.44	3.97	14.44	10.47	22.74	30.32	277	2216	2216
33.84	28.5	829.51	70.88	0.64	67.04	10.67	5.97	3.14	12.89	7.86	26.42	28.93	318	3392	3392
33.84	29.5	854.65	70.88	0.64	67.54	10.67	5.50	3.06	13.76	7.95	26.61	25.38	327	3488	3488
33.84	30.5	879.78	70.88	0.64	68.00	10.67	2.69	4.18	13.13	9.25	24.48	28.66	337	3594.7	3573.3
33.84	31.5	904.92	70.88	0.64	68.44	10.67	4.44	2.73	12.63	11.60	24.23	24.23	293	3125.3	3125.3
33.84	32.5	930.06	70.88	0.63	68.85	10.67	3.37	3.37	12.18	7.77	26.94	25.39	387	4128	4117.3
33.84	33.5	955.20	70.88	0.63	69.24	10.67	3.59	3.04	14.36	9.12	24.86	28.73	362	3861.3	3861.3
33.84	34.5	980.33	70.88	0.63	69.60	8.00	4.49	4.78	12.92	10.11	25.00	29.21	358	2864	2848
33.84	35.5	1005.47	70.88	0.63	69.93	10.67	4.32	4.01	10.49	10.80	26.85	27.47	326	3477.3	3456
33.84	36.5	1030.61	70.88	0.63	70.25	10.67	3.65	5.47	14.06	7.81	25.26	26.30	386	4117.3	4096
33.84	37.5	1055.75	70.88	0.62	70.53	12.80	4.29	3.96	8.58	9.57	25.41	28.38	304	3891.2	3878.4
33.84	38.5	1080.88	70.88	0.62	70.80	10.67	4.83	3.62	12.56	5.80	29.47	23.67	417	4448	4416
33.84	39.5	1106.02	70.88	0.62	71.04	10.67	4.95	7.97	7.97	9.62	22.80	23.90	367	3914.7	3882.7
33.84	40.5	1131.16	70.88	0.62	71.26	10.67	3.55	4.84	12.26	6.45	27.42	26.45	311	3317.3	3306.7
33.84	41.5	1156.29	70.88	0.62	71.46	8.00	4.92	5.54	7.38	6.15	24.31	27.69	325	2600	2600

Espèces principales (>5%) des assemblages de foraminifères benthiques vivants - Carotte FC5Bpal

Taux de sédimentation	Profondeur	Age		volume échantillonné	porosité (A. Mouret)	masse sèche	Split	perforés														agglutinés fossilisable	agglutinés non fossilisables		Total pigué	Total estimé	Total estimé sans agglutinés non fossilisables
								Bulimina marginata	*Chilostomella oolina*	*Cibicidoides pachyderma*	*Globobulimina spp.*	*Gyroidina orbicularis*	*Gyroidina soldanii*	*Hyalinea balthica*	*Melonis berleeanus*	*Sipho generina columellaris*	*Sphaeroidina bulloides*	*Uvigerina mediterranea*	*Uvigerina elongatastriata*	*Uvigerina peregrina*	*Eggerella bradyi*	*Ammodiscus* spp.	*Cribrostomoides* spp.			
cm ka^{-1}	cm	cal ans BP		cm^3	-	g	-	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	ind	ind	ind
-	0.25	-		35.44	0.81	18.01	2.00	0.00	0.00	2.83	0.00	0.00	2.83	1.89	0.00	1.89	0.00	0.00	53.77	25.47	0.00	0.00	0.00	106	212	202
-	0.75	-		35.44	0.80	18.48	2.00	0.00	0.00	8.70	0.00	2.17	4.35	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	23.91	45.65	0.00	6.52	0.00	46	92	84
-	1.25	-		35.44	0.80	18.94	1.00	0.00	0.00	2.74	1.37	0.00	0.00	0.00	4.11	1.37	0.00	0.00	36.99	43.84	0.00	6.85	0.00	73	73	68
-	1.75	-		35.44	0.79	19.40	2.00	0.00	0.00	0.00	19.70	3.03	0.00	0.00	19.70	0.00	0.00	7.58	18.18	16.67	0.00	7.58	1.52	66	132	116
-	2.25	-		35.44	0.79	19.84	4.00	0.00	0.00	0.00	22.00	0.00	0.00	0.00	6.00	2.00	0.00	0.00	34.00	22.00	0.00	6.00	2.00	50	200	184
-	2.75	-		35.44	0.78	20.27	3.56	0.00	0.00	0.00	19.67	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.28	26.23	36.07	0.00	11.48	1.64	61	216.9	188.4
-	3.25	-		35.44	0.78	20.70	2.67	0.00	11.11	11.11	27.78	5.56	0.00	0.00	16.67	0.00	0.00	0.00	16.67	11.11	0.00	0.00	0.00	18	48	48
-	3.75	-		35.44	0.78	21.12	2.00	0.00	0.00	0.00	54.55	0.00	0.00	0.00	9.09	0.00	0.00	0.00	0.00	18.18	9.09	0.00	9.09	11	22	20
-	4.5	-		70.88	0.77	43.46	5.33	0.00	0.00	0.00	26.67	0.00	6.67	0.00	20.00	0.00	6.67	0.00	26.67	6.67	6.67	0.00	0.00	15	80	80
-	5.5	-		70.88	0.76	45.03	5.33	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	9.09	45.45	9.09	0.00	0.00	9.09	27.27	0.00	0.00	0.00	11	58.67	58.67
-	6.5	-		70.88	0.75	46.53	8.00	6.25	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	43.75	0.00	0.00	0.00	18.75	31.25	0.00	0.00	0.00	16	128	128
-	7.5	-		70.88	0.74	47.98	4.00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	0	0
-	8.5	-		70.88	0.74	49.36	5.33	0.00	100.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1	5.333	5.333

Données station D (150m) – Carotte CADIAC D

Assemblages planctoniques et benthiques

							Espèces principales (>5%) des assemblages de foraminifères planctoniques - Carotte Cadiac D												
Taux de sédimentation	Profondeur	Age	Masse sèche	Porosité	Porosité calculée	Volume de sédiment analysé	Split	*Neogloboquadrina incompta*	*Globigerina bulloides*	*Globigerina falconensis*	*Globigerinita glutinata avec bulla*	*Globigerinella calida ss*	*Globigerinoides ruber*	*Globigerinoides trilobus*	*Globorotalia inflata*	*Turborotalita quinqueloba*	*Orbulina universa*	Total	Total estimé
cm ka^{-1}	cm	cal ans BP	g	-	-	cm^3	-	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	ind	ind
107.646	10.5	66	12.32	0.71	0.70	10.35	1.00	21.24	18.58	5.31	2.65	12.39	2.65	0.88	15.93	6.19	6.19	113.00	113.00
107.646	15.5	98	16.35	0.69	0.70	10.84	1.00	16.93	31.22	3.17	3.17	14.29	1.06	6.88	9.52	6.88	5.29	189.00	189.00
107.646	19.5	123			0.70	10.73	1.00	11.17	25.73	4.85	5.83	17.48	1.46	3.40	10.68	10.68	5.34	206.00	206.00
107.646	21.5	136			0.70	10.76	1.00	10.14	29.35	2.90	6.52	18.48	1.45	1.45	8.33	10.51	7.61	276.00	276.00
107.646	24.5	155			0.70	10.80	1.00	14.15	25.37	1.95	4.88	17.07	1.46	1.95	9.76	14.15	6.34	205.00	205.00
107.646	26.5	167	19.81	0.70	0.69	10.75	2.00	15.12	24.40	1.72	6.53	18.90	0.69	1.03	9.28	18.21	2.75	291.00	582.00
107.646	30.5	192	13.90	0.68	0.69	11.42	2.00	13.93	23.93	5.71	1.43	17.86	2.86	0.00	12.50	10.00	6.07	280.00	560.00
107.646	35.5	224	16.95	0.69	0.69	10.93	1.33	17.84	27.88	1.49	4.09	14.50	0.74	0.37	16.36	10.78	4.09	269.00	357.77
107.646	40.5	255	16.02	0.69	0.69	10.87	1.00	23.62	24.08	3.44	3.90	20.41	2.75	0.00	11.93	3.44	3.67	436.00	436.00
107.646	45.5	287	17.97	0.69	0.69	10.93	1.33	16.53	26.69	1.27	5.08	19.92	3.39	0.00	15.68	6.36	1.27	236.00	313.88
107.646	50.5	319	18.13	0.70	0.69	10.56	1.00	20.24	32.74	2.08	3.57	13.10	2.38	0.00	14.29	6.55	3.87	336.00	336.00
107.646	55.5	350	20.58	0.69	0.69	11.02	1.33	19.34	32.46	0.33	1.31	14.43	0.98	0.00	9.51	11.48	5.90	305.00	405.65
107.646	60.5	382	18.59	0.67	0.69	11.74	2.00	16.40	23.20	2.40	6.00	16.80	3.20	0.40	14.80	9.20	6.40	250.00	500.00
107.646	65.5	413	17.42	0.68	0.68	11.27	2.00	17.81	30.14	3.65	3.20	18.26	3.65	0.46	10.96	6.85	3.20	219.00	438.00
107.646	70.5	501	21.25	0.68	0.68	11.20	1.33	26.61	27.42	1.21	4.44	4.44	2.82	0.00	12.10	11.69	6.85	248.00	329.84
107.646	75.5	589	20.76	0.67	0.68	11.60	1.33	39.54	20.59	0.33	2.61	4.90	5.23	0.33	11.76	5.56	7.52	306.00	406.98
22.2826	80.5	831	17.65	0.68	0.68	11.32	1.33	43.30	19.92	1.15	3.07	6.13	1.92	0.00	6.51	13.03	3.07	261.00	347.13
22.2826	85.5	1072	18.87	0.67	0.67	11.56	1.00	43.30	26.29	0.00	1.03	11.86	1.55	0.00	6.19	5.67	0.52	194.00	194.00
22.2826	90.5	1313	22.44	0.67	0.67	11.65	1.33	32.08	26.42	2.64	5.66	4.91	4.15	0.00	9.81	9.43	1.89	265.00	352.45
22.2826	95.5	1555	15.28	0.68	0.67	11.48	1.00	34.33	21.64	1.99	4.48	10.45	4.98	0.00	13.43	3.48	1.74	402.00	402.00
22.2826	100.5	1777	16.98	0.68	0.67	11.27	1.00	27.72	29.70	2.97	1.98	0.00	12.87	0.00	13.86	5.94	0.99	101.00	101.00
22.2826	105.5	1987	13.05	0.67	0.67	11.55	1.00	31.37	26.47	0.98	2.94	4.90	1.96	0.00	12.75	9.80	6.86	102.00	102.00
22.2826	107.5	2071	24.61	0.66	0.67	12.08	1.00	33.77	26.62	1.30	2.60	2.60	9.09	0.00	9.09	11.69	2.60	154.00	154.00
22.2826	112.5	2280	26.90	0.65	0.67	12.32	1.00	32.96	21.48	1.48	2.59	8.89	8.52	0.74	9.26	6.67	5.19	270.00	270.00
22.2826	117.5	2490	22.50	0.66	0.67	11.95	2.00	28.52	21.85	4.44	1.85	7.04	12.22	0.00	8.89	9.63	2.22	270.00	540.00
22.2826	122.5	2700	20.80	0.66	0.67	12.16	4.00	35.23	25.00	1.70	2.27	5.11	12.78	0.28	9.38	2.84	3.98	352.00	1408.00
22.2826	127.5	2909	20.50	0.66	0.67	12.20	1.33	26.18	19.24	2.84	3.47	6.62	13.56	0.32	14.20	9.46	0.95	317.00	421.61
22.2826	132.5	3119	21.30	0.67	0.67	11.75	1.00	33.69	17.79	2.43	2.16	10.78	11.32	0.00	9.97	7.28	2.70	371.00	371.00
22.2826	137.5	3271	21.00	0.67	0.67	11.83	2.00	34.43	20.90	4.51	1.64	13.52	1.64	0.00	11.89	8.61	0.41	244.00	488.00
22.2826	142.5	3337	23.40	0.68	0.67	11.43	1.00	38.61	18.81	3.47	1.98	5.94	5.45	0.00	12.87	5.45	3.96	202.00	202.00
75.9353	147.5	3403	23.20	0.67	0.67	11.53	1.00	39.49	20.51	4.62	4.62	6.15	1.03	0.00	13.33	7.69	1.54	195.00	195.00
75.9353	152.5	3469	20.60	0.69	0.67	11.13	1.00	37.57	21.55	0.55	1.10	12.15	1.66	0.00	11.60	2.76	6.08	181.00	181.00
75.9353	157.5	3534	23.20	0.68	0.67	11.45	1.33	37.92	24.50	1.34	1.34	10.07	1.68	0.00	11.07	8.39	1.68	298.00	396.34
75.9353	162.5	3600	20.90	0.67	0.67	11.84	1.00	24.86	24.86	1.66	2.76	12.15	3.31	0.00	15.47	4.42	7.73	181.00	181.00
75.9353	167.5	3666	21.20	0.67	0.67	11.86	1.00	31.51	27.40	4.11	3.20	6.39	0.91	0.00	17.81	4.11	3.65	219.00	219.00
75.9353	172.5	3732	22.00	0.67	0.66	11.82	1.00	30.91	24.24	3.03	1.21	6.67	0.00	0.61	19.39	3.64	6.06	165.00	165.00
75.9353	177.5	3798	25.80	0.65	0.66	12.33	2.00	27.67	28.82	2.59	2.59	10.37	0.29	0.00	13.26	10.09	1.73	347.00	694.00
75.9353	182.5	3864	22.80	0.65	0.66	12.39	1.00	29.72	25.47	6.13	1.42	5.66	1.42	0.00	11.79	6.13	6.13	212.00	212.00
75.9353	187.5	3930	25.00	0.64	0.66	12.89	2.00	28.30	25.55	3.85	1.37	9.62	2.47	0.00	7.97	13.46	4.67	364.00	728.00
75.9353	192.5	3995	25.30	0.65	0.65	12.39	1.00	36.84	26.32	2.46	2.81	10.18	1.05	0.00	7.72	7.72	3.51	285.00	285.00
75.9353	197.5	4061	22.00	0.66	0.65	12.10	1.00	41.81	29.62	2.79	0.70	5.23	0.70	0.00	5.57	7.32	4.88	287.00	287.00
75.9353	202.5	4127	27.50	0.66	0.65	12.18	1.33	38.06	21.05	2.02	2.43	5.67	0.81	0.00	11.74	8.91	5.67	247.00	328.51
75.9353	207.5	4193	25.00	0.66	0.65	12.03	1.33	37.40	24.43	2.67	1.53	7.25	0.76	0.00	8.78	10.31	3.82	262.00	348.46
75.9353	212.5	4259	23.70	0.66	0.65	12.09	1.00	39.15	24.53	0.94	0.94	8.96	0.94	0.00	7.55	4.72	6.13	212.00	212.00
75.9353	217.5	4325	29.00	0.65	0.66	12.30	1.00	36.78	24.14	1.15	2.87	10.63	1.44	0.00	8.05	10.06	2.59	348.00	348.00

							Espèces principales (>5%) des assemblages de foraminifères benthiques - Carotte Cadiac D																
								perforés										porcelanés	agglutinés fossilisables				
Taux de sédimentation	Profondeur corrigée	Age	Poids sec	Porosité	Porosité calculée	Volume de sédiment analysé	Split	*Bolivina subaenariensis*	*Bulimina aculeata*	*Bulimina marginata*	*Cassidulina carinata*	*Chilostomella oolina*	*Cibicides lobatulus*	*Hyalinea balthica*	*Nonion fabum*	*Planorbulina* sp.	*Uvigerina mediterranea*	*Valvulineria bradyana*	*Quinqueloculina* sp	*Textularia agglutinans*	*Total piqué*	*Total estimé*	*Total estimé sans les agglutinés non fossilisables*
cm ka^{-1}	cm	cal ans BP	g	-	-	cm^3	-	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	ind	ind	ind
107.65	10.50	66.22	12.32	0.71	0.70	10.35	1.6	22.39	3.28	6.27	17.61	7.16	3.28	2.69	0.60	8.36	1.49	11.34	0.90	0.00	342.00	547.20	536.00
107.65	15.50	97.76	16.35	0.69	0.70	10.84	4	38.75	7.50	5.42	14.58	5.00	1.25	2.08	2.50	2.08	0.83	8.75	1.67	0.00	246.00	984.00	960.00
107.65	19.50	122.99			0.70	10.73	1	10.09	7.73	7.30	18.88	10.52	0.86	1.72	2.79	7.30	2.36	15.45	0.21	0.00	471.00	471.00	466.00
107.65	21.50	135.60			0.70	10.76	1	12.48	4.80	10.56	20.96	10.88	1.92	1.60	0.96	4.64	0.96	13.12	0.16	0.00	639.00	639.00	625.00
107.65	26.50	167.13	19.81	0.70	0.69	10.75	2	17.61	11.09	7.22	20.77	4.40	2.82	0.35	3.52	7.75	0.88	5.46	1.06	0.18	574.00	1148.00	1136.00
107.65	30.50	192.36	13.90	0.68	0.69	11.42	8	16.92	8.79	11.61	26.53	3.32	1.99	0.50	1.49	8.29	0.17	5.80	0.17	0.50	613.00	4904.00	4824.00
107.65	35.50	223.90	16.95	0.69	0.69	10.93	4	17.77	5.92	13.59	24.04	6.62	1.39	1.39	1.74	3.48	0.35	11.15	1.39	0.00	292.00	1168.00	1148.00
107.65	40.50	255.43	16.02	0.69	0.69	10.87	4	15.55	6.40	12.20	34.76	1.52	2.74	1.52	2.44	2.44	0.00	5.49	0.91	0.30	330.00	1320.00	1312.00
107.65	45.50	286.97	17.97	0.69	0.69	10.93	4	35.75	4.11	11.35	8.94	4.35	1.45	2.17	3.38	3.38	0.24	13.29	0.72	0.00	414.00	1656.00	1656.00
107.65	50.50	318.50	18.13	0.70	0.69	10.56	2	23.52	5.08	7.95	14.55	4.06	1.86	0.17	3.38	4.74	0.00	13.20	4.06	0.00	599.00	1198.00	1182.00
107.65	55.50	350.04	20.58	0.69	0.69	11.02	4	10.70	1.99	10.45	18.16	3.73	2.49	2.74	2.49	4.48	1.00	10.70	3.23	1.74	405.00	1620.00	1608.00
107.65	60.50	381.57	18.59	0.67	0.69	11.74	4	2.24	6.41	7.60	27.87	2.09	2.98	4.47	2.38	4.77	0.75	4.77	8.20	5.37	673.00	2692.00	2684.00
107.65	65.50	413.10	17.42	0.68	0.68	11.27	4	11.18	3.11	9.94	16.46	3.11	0.93	2.17	5.90	9.63	0.31	11.49	0.31	0.31	323.00	1292.00	1288.00
107.65	70.50	501.23	21.25	0.68	0.68	11.20	4	24.19	4.13	7.96	22.42	0.00	1.77	0.88	2.36	9.14	0.88	9.44	0.88	0.59	340.00	1360.00	1356.00
107.65	75.50	589.36	20.76	0.67	0.68	11.60	4	16.54	5.18	8.71	24.12	1.89	2.65	2.78	1.52	4.92	2.53	6.82	1.26	0.76	794.00	3176.00	3168.00
22.28	80.50	830.67	17.65	0.68	0.68	11.32	4	13.37	3.91	11.93	27.78	2.88	2.47	1.23	2.06	3.09	2.06	7.41	3.09	2.06	488.00	1952.00	1944.00
22.28	85.50	1071.98	18.87	0.67	0.67	11.56	4	26.17	2.49	13.71	14.02	1.56	0.93	2.80	2.49	3.43	2.80	10.59	0.93	1.87	322.00	1288.00	1284.00
22.28	90.50	1313.29	22.44	0.67	0.67	11.65	4	18.12	3.25	16.07	17.26	0.51	1.88	5.13	1.37	2.05	5.81	9.40	2.91	1.37	590.00	2360.00	2340.00
22.28	95.50	1554.60	15.28	0.68	0.67	11.48	1	7.62	5.16	15.60	24.90	0.72	3.30	4.86	0.66	7.32	3.00	6.72	2.28	0.78	1673.00	1673.00	1667.00
22.28	100.50	1776.94	16.98	0.68	0.67	11.27	2	20.57	1.82	11.72	13.28	0.78	2.34	4.17	1.82	3.13	5.99	14.58	4.95	0.78	384.00	768.00	768.00
22.28	105.50	1986.63	13.05	0.67	0.67	11.55	1	5.60	4.48	17.37	11.76	1.12	1.68	2.52	2.24	2.80	6.72	17.09	2.80	0.84	358.00	358.00	357.00
22.28	107.50	2070.50	24.61	0.66	0.67	12.08	2	1.04	0.52	11.20	15.10	0.52	1.30	4.43	1.56	8.07	5.73	23.44	4.95	0.52	385.00	770.00	768.00
22.28	112.50	2280.19	26.90	0.65	0.67	12.32	2	2.35	3.33	10.76	16.24	1.37	1.57	4.70	3.33	9.00	3.91	19.57	6.26	0.59	512.00	1024.00	1022.00
22.28	117.50	2489.88	22.50	0.66	0.67	11.95	4	4.79	3.46	11.70	27.39	1.86	3.72	2.93	1.60	8.51	1.60	4.79	2.93	1.33	380.00	1520.00	1504.00
22.28	122.50	2699.57	20.80	0.66	0.67	12.16	4	1.19	7.92	10.42	32.32	0.13	4.88	4.75	1.45	2.51	1.32	6.86	5.28	2.51	759.00	3036.00	3032.00
22.28	127.50	2909.25	20.50	0.66	0.67	12.20	4	1.98	2.37	7.91	19.76	1.58	6.32	3.95	3.95	12.65	1.19	7.11	3.56	1.58	254.00	1016.00	1012.00
22.28	132.50	3118.94	21.30	0.67	0.67	11.75	2	7.89	0.64	12.79	15.78	0.64	2.77	4.26	6.40	6.82	2.35	14.71	6.40	0.00	474.00	948.00	938.00
22.28	137.50	3271.09	21.00	0.67	0.67	11.83	2	12.59	2.10	11.01	18.36	1.57	2.62	2.80	3.32	10.14	2.80	7.52	5.07	0.52	574.00	1148.00	1144.00
22.28	142.50	3336.94	23.40	0.68	0.67	11.43	1	26.75	2.44	9.24	18.15	0.00	1.59	2.12	6.16	4.56	0.32	10.08	3.40	0.64	942.00	942.00	942.00
75.94	147.50	3402.78	23.20	0.67	0.67	11.53	2	17.51	4.15	15.73	22.55	1.78	3.56	0.89	5.34	5.64	0.89	5.34	1.19	0.00	338.00	676.00	674.00
75.94	152.50	3468.63	20.60	0.69	0.67	11.13	2	6.60	2.31	17.16	17.82	0.33	1.98	3.96	8.25	4.95	1.32	9.57	3.63	2.31	305.00	610.00	606.00
75.94	157.50	3534.47	23.20	0.68	0.67	11.45	4	4.64	5.80	14.20	26.09	0.00	3.48	3.19	2.90	7.25	0.58	10.14	4.35	1.74	350.00	1400.00	1380.00
75.94	162.50	3600.32	20.90	0.67	0.67	11.84	1	8.31	3.23	11.23	19.54	0.62	1.38	3.38	3.38	3.54	2.31	16.15	7.23	1.85	652.00	652.00	650.00
75.94	167.50	3666.16	21.20	0.67	0.67	11.86	2	7.72	3.31	12.87	16.91	4.41	1.84	1.10	3.31	6.99	1.10	11.76	6.62	1.10	274.00	548.00	544.00
75.94	172.50	3732.01	22.00	0.67	0.66	11.82	1	5.44	3.55	11.35	20.57	0.24	1.65	3.07	1.89	8.51	2.36	14.18	3.31	0.71	424.00	424.00	423.00
75.94	177.50	3797.86	25.80	0.65	0.66	12.33	4	5.48	1.89	14.37	14.56	1.51	3.40	1.89	1.51	17.58	1.70	9.83	3.02	1.51	532.00	2128.00	2116.00
75.94	182.50	3863.70	22.80	0.65	0.66	12.39	1	23.09	2.26	10.16	16.56	0.00	2.01	2.51	4.64	7.03	1.38	11.67	3.89	1.13	801.00	801.00	797.00
75.94	187.50	3929.55	25.00	0.64	0.66	12.89	4	6.99	6.74	10.10	24.09	0.52	1.81	0.78	1.81	15.80	0.26	9.33	0.52	1.04	387.00	1548.00	1544.00
75.94	192.50	3995.39	25.30	0.65	0.65	12.39	2	16.00	2.67	13.56	15.56	0.44	1.11	2.44	6.67	7.78	0.67	12.67	3.78	1.33	454.00	908.00	900.00
75.94	197.50	4061.24	22.00	0.66	0.65	12.10	4	25.84	4.36	13.76	9.40	0.34	0.67	3.69	6.71	2.68	0.00	8.05	7.38	2.35	300.00	1200.00	1192.00
75.94	202.50	4127.08	27.50	0.66	0.65	12.18	4	24.88	2.22	12.32	11.33	0.25	0.74	5.17	5.17	2.46	0.99	15.02	6.90	1.23	406.00	1624.00	1624.00
75.94	207.50	4192.93	25.00	0.66	0.65	12.03	4	8.30	6.11	11.35	16.38	0.44	1.53	3.06	4.59	3.28	2.84	16.59	7.86	1.53	461.00	1844.00	1832.00
75.94	212.50	4258.77	23.70	0.66	0.65	12.09	2	14.90	2.16	9.86	16.59	0.24	3.13	1.20	6.49	3.85	1.44	14.18	10.82	0.72	416.00	832.00	832.00
75.94	217.50	4324.62	29.00	0.65	0.66	12.30	2	11.17	3.30	11.72	15.93	0.73	2.75	2.38	5.31	4.40	1.65	13.37	9.34	0.55	550.00	1100.00	1092.00

ANNEXE 3

Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 377 (2013) 28–44

Contents lists available at SciVerse ScienceDirect

Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology

journal homepage: www.elsevier.com/locate/palaeo

High resolution Holocene record in the southeastern Bay of Biscay: Global versus regional climate signals

M. Mojtahid [a,*], F.J. Jorissen [a], J. Garcia [a,b], R. Schiebel [a], E. Michel [c], F. Eynaud [d], H. Gillet [d], M. Cremer [d], P. Diz Ferreiro [a,1], M. Siccha [a,2], H. Howa [a,b]

[a] UMR CNRS 6112 LPGN-BIAF, Laboratoire des Bio-Indicateurs Actuels et Fossiles, LUNAM Université, Université d'Angers, 2 Boulevard Lavoisier, 49045 Angers Cedex, France
[b] Laboratoire d'Etude des Bio-Indicateurs Marins (LEBIM), Ker Chalon, Port Joinville, 85350 Ile d'Yeu, France
[c] UMR CNRS-CEA 8212 LSCE, Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, LSCE-Vallée Bât. 12, avenue de la Terrasse, 91198 Gif-Sur-Yvette Cedex, France
[d] UMR CNRS 5805 EPOC, Environnements et Paléo-environnements OCéaniques, Site de Talence, Université de Bordeaux 1, avenue des Facultés, 33405 Talence Cedex, France

ARTICLE INFO

Article history:
Received 12 November 2012
Received in revised form 1 March 2013
Accepted 10 March 2013
Available online 15 March 2013

Keywords:
Holocene
Benthic foraminifera
Planktic foraminifera
Bay of Biscay
Iberian Poleward Current (IPC)
Navidad Current
North Atlantic Oscillation (NAO)

ABSTRACT

Core KS10b (North East Atlantic, 43°50′N, 2°03′W, water depth 550 m) was recovered at a location of high sediment deposition, and hence includes a high-resolution palaeoclimatic record for the southeastern Bay of Biscay over the last 9000 cal yr BP. The effect of global and regional climatic forcing factors (e.g., orbital forcing, North Atlantic Oscillation: NAO) and their subsequent control on water temperature, sea-level, hydrology and continental influence were investigated by studying planktic and benthic foraminiferal faunas (>150 μm), sedimentology, and stable isotopes. Results indicate probable episodic long-term incursions of the warm and salty Iberian Poleward Current (IPC) into the Bay of Biscay during the Holocene by the intermittent presence of subtropical *Globigerinoides ruber* in the otherwise temperate fauna. These incursions seem to be triggered by negative NAO-like conditions. Our data show five main climatic periods, which are in general agreement with the literature data on the climatic variability in the North Atlantic and the Iberian Peninsula: The early Holocene (~9000–7400 cal yr BP) is characterized by low sea-level, significant downslope transport, eutrophic benthic settings and high surface water productivity. These environmental characteristics are probably due to the general wet and warm climate under a prevailing negative NAO, increasing precipitation and river runoff and favouring the incursion of the IPC into the Bay of Biscay. The climatic optimum appears between ~7400 and 6000 cal yr BP under a generally positive NAO index. In the following (~6000–3500 cal yr BP), surface water cooling is matching a steep decline of the Northern Hemisphere summer insolation. Meanwhile, benthic settings are changing progressively towards present day trophic conditions. The time interval from ~3500 to 1800 cal yr BP encompasses the Iberian–Roman Humid period characterized by warm and humid conditions, and increasing primary production under a prevailing negative NAO index. The last 1800 years were characterized by stable cool conditions, reflecting a change towards a positive NAO state.

© 2013 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

On a geological time-scale and compared to glacial–interglacial fluctuations during the Pleistocene, the Holocene is a period of fairly stable climate (Rose, 2010). The recent climate scenarios have raised interest in Holocene studies according to which the view of stability of this epoch has been questioned (O'Brien et al., 1995; Bond et al., 1997; Bianchi and McCave, 1999; deMenocal et al., 2000; Mayewski et al., 2004). According to these studies, the stable and warm climate has undergone a series of climate oscillations and reorganizations. Nevertheless, the dynamics of these episodes on a global scale in different environmental archives as well as the forcing mechanisms of the Holocene changes are still a matter of debate (e.g., Hughes and Diaz, 1994; Broecker, 2001; Wanner et al., 2001; Mayewski et al., 2004; Wanner et al., 2008). Recent studies on marine records from the North Atlantic Ocean have revealed that the Holocene was characterized by millennial scale climatic variability (Bond et al., 1997; Bianchi and McCave, 1999; Solignac et al., 2004), whereas others have shown longer-term phases (see review in Wanner et al., 2008). The number of these phases varies depending on the study area, the resolution of the sediment core and the analysed proxies. Changes in ocean circulation and solar radiative budget are the frequently quoted mechanisms to explain the Holocene climatic modulations (Stuiver et al., 1997; Chapman and Shackleton, 2000; Bond et al., 2001). Numerous other potential controls and varying local-to global-scale changes in boundary conditions (e.g., changes in the hydrological cycle, sea level, sea ice extent, vegetation

* Corresponding author. Tel.: +33 2 41 73 50 02; fax: +33 2 41 73 53 52.
E-mail address: meryem.mojtahid@univ-angers.fr (M. Mojtahid).
[1] Currently: Departamento Geociencias Marinas y Ordenación del Territorio, Facultad de Ciencias del Mar, Universidad de Vigo, 36310 Vigo, Spain.
[2] Currently: Earth Science Institute, The Hebrew University, Jerusalem 91904, Israel.

0031-0182/$ – see front matter © 2013 Elsevier B.V. All rights reserved.
http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2013.03.004

cover and human impact) are believed to account for the observed Holocene climate variability (e.g., Ruddiman and Ellis, 2009). Very broadly, however, the Holocene in the North Atlantic can be considered to consist of three main phases: 1) the Holocene starts with about 2000 years of warm but unstable climatic conditions (Giraudeau et al., 2004; Ólafsdóttir et al., 2010; Bendle, 2011). This phase can be explained by the high summer insolation in the Northern Hemisphere, which was maximal at around 11,000 cal yr BP due to a coincidence of the precession and obliquity cycles. However, until about 9000 years BP, a large remnant ice sheet persisted in North America (Heikkilä and Seppä, 2003; Kaufman et al., 2004); 2) the first period is followed by a climatic optimum (Seppä and Birks, 2002; C. Andersen et al., 2004; Eynaud et al., 2004; De Vernal et al., 2006; Kaplan and Wolfe, 2006) estimated between 9500 and 6500 cal yr BP (e.g., Giraudeau et al., 2000; Eynaud et al., 2004; Hald et al., 2007; Thornalley et al., 2009). This phase corresponds to a period of continuous high summer insolation, with the North American ice sheet no longer large enough to influence climate at a global scale (Wanner et al., 2008); 3) after ~6500 cal yr BP, a period of general cooling occurred in the North Atlantic (K.K. Andersen et al., 2004; Moros et al., 2004; Kaplan and Wolfe, 2006; Hong et al., 2009) corresponding to a declining summer insolation in the Northern Hemisphere (Wanner et al., 2008). Most records show no further variation from 3000 yr BP to the preindustrial time, a period known as relatively cold (C. Andersen et al., 2004). Other studies show also the presence of noticeable time-periods such as the Warm Medieval Period or the Little Ice Age (deMenocal et al., 2000; Andersson, 2003; Trouet et al., 2009; Ólafsdóttir et al., 2010).

Relationships between Holocene climate variability and hydrological, sedimentary and microfaunal responses at the French Atlantic margin have received little interest to date. In this area, Holocene climate variability has been investigated mainly by means of sea level reconstructions and coastal sediment dynamics. Research mostly focussed on very shallow environments such as marshes, shelf mud patches and estuaries (Klingebiel et al., 1980; Diot and Tastet, 1995; Lesueur et al., 1996; Pontee et al., 1998; Mellalieu et al., 2000; Clavé et al., 2001; Leorri and Cearreta, 2004, 2009). One of the reasons is the difficulty to find high resolution and well preserved sedimentary archives at deeper sites. Additionally, in this area, a specific challenge is to track the influence of marginal and embayment systems, of the North Atlantic Oscillation (NAO) known as the major mode of interdecadal and longer-term climatic variability in the Northern Hemisphere (e.g., Hurrell, 1995; Wanner et al., 2001; Thompson et al., 2003; Hurrell et al., 2008; Wanner et al., 2008; Fletcher et al., 2012). Because of its location between two major atmospheric systems (Island low and Azores high; Fig. 1a), the Bay of Biscay presents a strategic position to evaluate the fingerprint of past NAO on North Atlantic mid-latitude climatic and oceanic changes.

The aim of this study is to reconstruct the Holocene climate evolution at the southeastern Bay of Biscay, in relation to global and regional forcing factors (e.g., orbital forcing, sea-level rise, hydrological patterns, and NAO). Despite increased and well-deserved attention to the climatic and oceanographic variability during the Holocene, there are few high-resolution records for this time-span at the southern European Atlantic margin. This study presents a unique, 3 m long Holocene record in an open slope environment in the Bay of Biscay. At 550 m water depth, an almost complete Holocene sequence, supported by ^{14}C dating, was sampled and studied on the basis of sedimentological, microfaunal (planktic and benthic foraminifera), and stable isotope analyses. The specific questions to be addressed by this study are:

1) What was the temporal variability of benthic and planktic ecosystems during the Holocene, and in which way did the palaeoceanographic environmental conditions, reconstructed from foraminiferal data, differ from modern conditions in the southeastern Bay of Biscay?
2) Can regional climate signals be distinguished from basin-scale (northern Atlantic), and global climate signals by using sedimentological, faunal (foraminifera), and isotopic data from a setting close to the continental margin?

2. Study area

The Bay of Biscay is an oceanic embayment of the northeastern Atlantic Ocean, bordered to the south by the Spanish coast and to the east by the French coast (Fig. 1b). The southeastern Bay of Biscay is characterized by a narrow continental shelf of ~30 km width. The southeastern continental shelf and slope are incised by the Capbreton canyon (Fig. 1b). The Adour River (mean discharge of 350 $m^3\ s^{-1}$; Brunet and Astin, 1999) is the major supplier of continental sediment (Jouanneau et al., 1998) to the study area. Sediment core KS10b at Station B was sampled in a topographic depression situated in the "Plateau des Landes" area, at 550 m water depth, and ~20 km distance from the main canyon axis (Fig. 1b).

2.1. Hydrology

The central part of the Bay of Biscay is under the influence of the North Atlantic open ocean surface circulation (Fig. 1b). This region represents the eastern edge of a branch of the North Atlantic current, the Eastern North Atlantic Central Water (ENACW) (Pollard and Pu, 1985; Charria et al., 2013). Two types of ENACW are distinguished: Central waters of subpolar origin with temperatures <13 °C ($ENACW_{SP}$) formed north of ~43°N within the deep winter-mixed layer (~400–600 m depth) and central waters of subtropical origin with temperatures >13 °C ($ENACW_{ST}$) formed south of 43°N in shallower winter mixed layers (~200 m depth). Once formed, $ENACW_{SP}$ descends southward to form part of the anticyclonic circulation of the subtropical gyre (McCartney and Talley, 1982). $ENACW_{ST}$ is, transported northward by the Iberian Poleward Current (IPC) during autumn and winter and the warm (12–15 °C; Garcia-Soto et al., 2002) and salty Navidad Current (extension of the IPC) (Pingree and Le Cann, 1992) penetrates the southeastern part of the Bay of Biscay along the continental slope around January (Navidad = Christmas). During the upwelling season (from April–May to September–October), the IPC vanishes because of the predominance of northerly winds. Frequent cyclonic and anticyclonic eddies (see Paillet, 1999; Charria et al., 2013) detach from the North Atlantic Current, in particular the long-lived anticyclonic eddies, called Slope Water Oceanic eDDIES (SWODDIES) by Pingree and Le Cann (1992). On the shelf, the currents may be explained as a combination of wind driven, tidally induced and density driven flows (Pingree and Le Cann, 1989).

At a vertical scale, four main water bodies can be differentiated: 1) below the surface mixed layer, the ENACW is present down to ~600 m water depth, 2) the high saline Mediterranean Overflow Water (MOW) is found between ~600 and 1300 m, 3) the Labrador Sea Water (LSW) down to ~1900 m and 4) the bottom deep water (BW), formed by both the North Atlantic Deep Water (NADW) and the Antarctic Bottom Water (AABW), is found below (Durrieu de Madron et al., 1999). Today, Station B lies within the ENACW (salinity ~35.6 and temperature ~11 °C) very close to the boundary with the MOW (Durrieu de Madron et al., 1999; Retailleau et al., 2009). SST is around 13–14 °C in autumn and winter, and up to about 20 °C in spring and summer. Surface water mixing is strongest in autumn and winter and reduces the temperature gradient in the upper 100 m to <2 °C. Thermal stratification occurs in June and July. Low saline waters frequently occur in the surface waters above station B corresponding to the runoff of the Adour River (Retailleau et al., 2011 and references therein).

2.2. Atmospheric conditions

In the southeastern Bay of Biscay, winds are variable throughout the year, but show seasonal patterns with a southwesterly direction in autumn and winter and a northwesterly direction in spring and

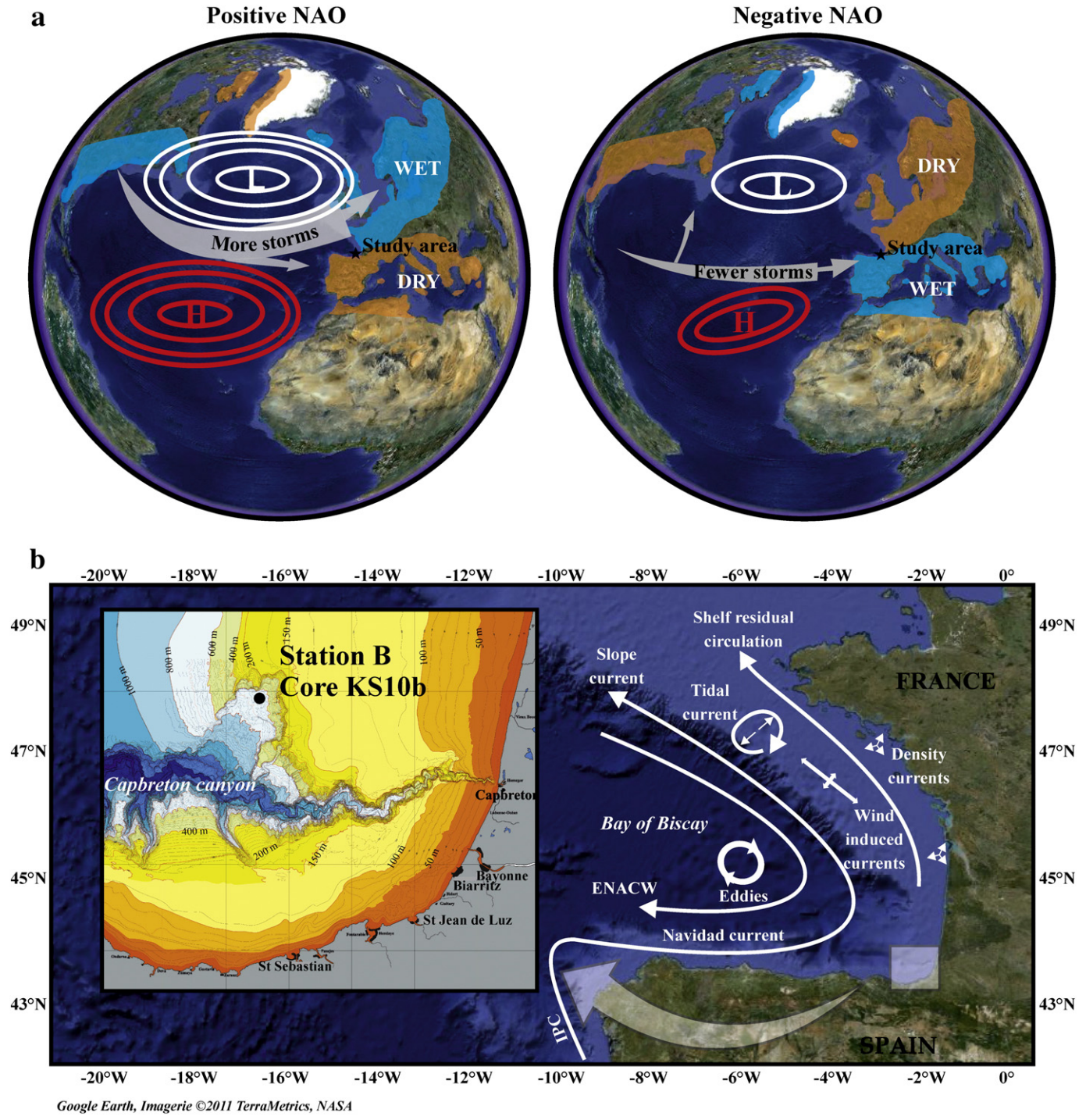


Fig. 1. (a) Scheme of the two states of the North Atlantic Oscillation (adapted from http://www.ldeo.columbia.edu/NAO). H: high pressure. L: low pressure; (b) study area, bathymetry (Cirac et al., 2001) and geographical position of core KS10b. On the satellite image of the Bay of Biscay (NASA, 2011), we represented the general surface circulation (Koutsikopoulos and Le Cann, 1996). ENACW: Eastern North Atlantic Central Water. IPC: Iberian Poleward Current. See text for all the details.

summer (Lavin et al., 2006). From a temporal variability perspective, atmospheric circulation in the Bay of Biscay is mainly controlled by the NAO. Through its oscillation, the NAO influences atmospheric variables (Hurrell, 1995; Hurrell et al., 2001): A positive NAO phase shows a stronger than usual subtropical high pressure centre and a deeper than normal Icelandic low. This results in a higher winter storm activity over the Atlantic, warm and wet winters in northern Europe and dry winters in southern Europe (Fig. 1a). Inverse conditions are found during a negative NAO phase, when the reduced pressure gradient results in fewer and weaker winter storms crossing on a more west–east pathway bringing moist air into the Mediterranean and southern Europe, and cold air to northern Europe (Visbeck et al., 2001; Stephenson et al., 2003) (Fig. 1a). These atmospheric modes exert strong forcing on the ocean leading to changes in the temperature and salinity characteristics of the water, vertical mixing and circulation patterns (Reverdin et al., 1997; Parsons and Lear, 2001; Visbeck et al., 2001), which in turn may affect marine ecosystems (Colebrook, 1982; Dickson et al., 1988; Drinkwater et al., 2003).

3. Material and methods

A 3.2 m long-sediment core (KS10b; 43°50′ N, 2°03′ W) was retrieved at 550 m water depth using a Kullenberg piston corer during oceanographic cruise PROSECAN IV in 2007 onboard the oceanographic RV *Thallia*. The upper centimetres of sediment from the Kullenberg core were lost. This sediment loss was estimated at ~5.5 cm by comparing profiles of reactive compounds, such as NH_4^+ and dissolved Mn measured on the interface core KGB07 recovered simultaneously with core KS10b (Mouret, 2009).

The age model was constructed by a combination of 10 AMS radiocarbon dates from core KS10b, and 2 radiocarbon dates from a twin core (CADIAC B, collected in 2009) all performed on mixed planktic foraminiferal species (Fig. 2). Radiocarbon dating was performed by the UMS-ARTEMIS (Pelletron 3MV) AMS facility (CNRS-CEA Saclay, France). ^{14}C analyses were done with the standard procedure described by Tisnérat-Laborde et al. (2001). AMS ^{14}C ages were converted to calendar ages (years before present, BP) using the depositional model in OxCaL 4.1 based on the IntCal09 radiocarbon calibration curve (Reimer et al., 2009) after applying a -360 ± 90 year reservoir correction (average value from the global data base in http://www.calib.qub.ac.uk/marine).

The sedimentological analyses of the core KS10b consist of X-ray analyses obtained with a SCOPIX image processing tool (Migeon et al., 1999) and grain size analyses performed every 5 to 10 cm using a laser diffractometer Malvern™ Mastersizer (CNRS-EPOC, Bordeaux, France).

The planktic and benthic foraminiferal faunas were analysed every 5 to 10 cm (Table 1). For each subsample, a known volume of sediment was processed for foraminiferal analysis. Since the core sub-sampling was performed at two different laboratories (EPOC and BIAF) working with different routine laboratory procedures, only part of the subsamples (42 samples out of 67) were wet-weighed, dried and re-weighed to obtain dry weight. All subsamples were then washed through 150 μm and 63 μm sieves. Only the >150 μm fraction was investigated for this study. When necessary, samples were split, using a microsplitter and >250 individuals were picked and identified for benthic and planktic foraminiferal faunal abundance analyses (Table 1). The accumulation rates of foraminifera were recorded only for the 42 weighted samples whereas the percentages (relative abundances) were calculated for all samples. The accumulation rates (number of ind cm^{-2} kyr^{-1}) of planktic (PFAR) and benthic (BFAR) foraminifera were calculated as: number of individuals per gram of dry sediment × linear sedimentation rate (cm kyr^{-1}) × dry density (g cm^{-3}) (Herguera and Berger, 1991). Diversity (Shannon *H*) and equitability (*J*) indices were calculated using the software PAST (PAleontological STatistics; Version 2.14; Hammer et al., 2001).

Every 5 to 10 cm, stable oxygen and carbon isotope analyses were performed on benthic and planktic species. In this paper, only oxygen isotope data on the benthic species *Cassidulina carinata* are presented. 5 to 11 individuals were hand-picked from the 150–200 μm fraction, cleaned in a methanol ultrasonic bath for a few seconds then roasted under vacuum at 380 °C for 45 min to remove organic matter, prior to isotopic analyses (Duplessy, 1978). The $\delta^{18}O$ (expressed in ‰ VPDB) was measured at LSCE on an Isoprime mass-spectrometer coupled with a Carbo Prep preparation h line. The external reproducibility (1σ) of NBS19 is ±0.05‰ and 0.06‰ for $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ respectively, measured NBS18 $\delta^{18}O$ is -23.3 ± 0.2‰ VPDB.

4. Results

4.1. Age model and sedimentological analyses

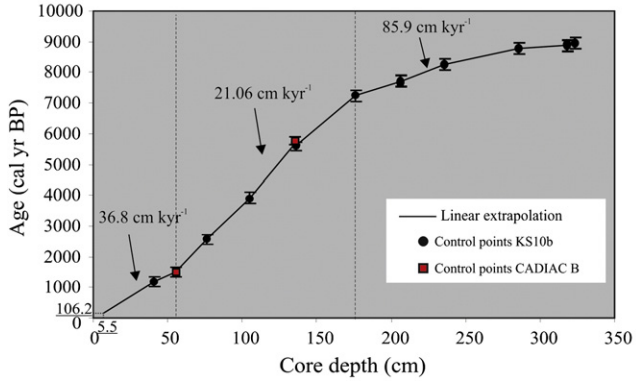
Following the age model and the estimated surface sediment loss of ~5.5 cm during coring, the sediment surface was dated at ~160 cal yr BP (Fig. 2). Mean calculated sedimentation rates vary from 85.9 cm kyr^{-1} (8950–7230 cal yr BP), 21.06 cm kyr^{-1} (7230–1490 cal yr BP) and 36.8 cm kyr^{-1} (~1490–160 cal yr BP) (Fig. 2).

Core KS10b consists of sandy–clayey sediments in the early record from ~320 to 220 cm, followed by clayey–silty to silty–clayey sediments until ~20 cm and then clayey sediments until the core top. X-ray photographs do not reveal any erosive contact but a pervasive bioturbation marked by a mottled structure and dense (iron sulfide) burrow infillings (Fig. 3a). Granulometry shows moderate and progressive changes, which could reflect a continuous and gradual change in depositional conditions (Fig. 3b). The median particle size (50th percentile) decreased from ~18 to 9 μm from ~9000 to ~6800 cal yr BP, then increases from ~9 to 15 μm until 1180 cal yr BP and decreased again reaching 9 μm in the upper part of the core. The size particle distribution presents two distinct modes centred at 6–7 μm and 40–50 μm, indicating the presence in variable proportions of fine-grained clayey and coarse-grained sandy silt populations. The coarse-grained population that is relatively well sorted up to the very fine sand size (<150 μm), dominates the base of the core (Fig. 3b).

4.2. Foraminiferal analyses

4.2.1. Accumulation rates

The accumulation rates (number of ind cm^{-2} kyr^{-1}) of planktic (PFAR) and benthic foraminifera (BFAR) strongly fluctuated over the last 9000 yr (Fig. 4a). PFAR fluctuated between ~1120 and ~10,120 ind cm^{-2} kyr^{-1}, and BFAR between ~520 and ~9000 ind cm^{-2} kyr^{-1} (Fig. 4a). During the first ~200 yr of the record, both PFARs and BFARs oscillated strongly, then BFAR shows a



Corrected depth (cm)	Conventional ^{14}C age (yr BP)	Calibrated age (cal yrs BP), ± error (1σ)/ Reservoir age = 360 ± 90 yr / OxCal 4.1 Software		
		Age	+	-
41.0	1,615 ± 30	1,194	80	102
55*	1,955 ± 30	1,493	111	95
76.0	2,860 ± 35	2,566	119	123
105.0	3,965 ± 35	3,919	140	134
135*	5,330 ± 30	5,762	98	86
136.0	5,270 ± 35	5,624	91	109
176.0	6,675 ± 40	7,237	108	128
206.0	7,215 ± 45	7,705	103	87
236.0	7,815 ± 45	8,266	93	105
286.0	8,460 ± 40	8,777	95	97
318.5	8,450 ± 30	8,868	104	92
323.3	8,290 ± 45	8,951	104	96

* Core Cadiac B

Fig. 2. KS10b age model for the last 9000 yr and AMS radiocarbon ages using the depositional model in OxCaL 4.1.

Table 1
Percentages of the main foraminiferal species (present with ≥5% in at least one level) and total foraminiferal densities.

				Planktic foraminifera													Benthic foraminifera													
Corrected core depth for 5.5 cm loss (cm)	Age (cal yr BP)	Sampled sediment volume (cm^3)	Dry weight (g)	Split	% *Globigerina bulloides*	% *Globigerinella calida*	% *Globigerinita glutinata*	% *Globigerinoides ruber*	% *Globorotalia inflata*	% *Globorotalia truncatulinoides*	% *Neogloboquadrina incompta*	% *Orbulina universa*	% *Turborotalia quinqueloba*	Raw number of picked planktics	Etimated number of total planktics	Split	% *Bolivina spathulata*	% *Bolivinita quadrilatera*	% *Bulimina inflata*	% *Bulimina marginata*	% *Cassidulina carinata*	% *Cibicidoides pachyderma*	% *Elphidium* spp.	% *Gyroidina altiformis*	% *Hyalinea balthica*	% *Melonis barleeanum*	% *Siphogenerina columellaris*	% *Uvigerina mediterranea*	% *Uvigerina peregrina*	% *Pseudoclavulina crustata*	Raw number of picked benthics	Etimated number of total benthics
8	233.0	–	10.9	3/8	29.4	2.7	1.4	2.1	22.6	0.0	35.6	1.7	0.4	292	778	1	6.8	0.4	0.0	6.1	7.5	14.3	0.4	1.1	3.2	14.6	1.8	23.2	10.0	0.0	280	280
11	320.3	–	8.8	1	20.8	2.7	1.9	2.2	19.7	0.0	47.0	2.5	0.0	630	630	1	1.4	0.0	1.9	5.2	3.8	17.4	1.4	0.5	2.3	7.0	3.3	32.9	6.1	2.3	213	213
16	466.0	–	15.4	1/2	26.7	1.7	0.9	3.0	21.4	0.0	37.6	5.3	0.9	532	1064	1	1.4	0.3	0.8	4.9	5.4	18.8	0.5	1.6	3.3	12.8	1.6	22.9	8.2	1.9	367	267
21	611.6	–	18.0	3/8	20.3	1.2	2.2	1.8	17.2	0.3	50.2	2.4	0.3	331	883	1	1.6	0.4	0.8	6.9	4.0	8.9	0.8	3.6	4.5	12.6	1.6	30.0	11.3	1.2	247	247
26	757.2	–	13.1	1/4	22.9	1.5	3.0	2.4	21.7	0.0	41.9	0.6	0.9	332	1328	1	3.5	1.2	0.9	8.0	6.7	12.7	0.7	2.5	2.7	9.7	1.2	26.1	11.1	0.9	566	566
31	902.8	–	23.5	3/16	20.7	2.0	0.6	3.2	25.0	0.0	40.7	2.3	1.1	344	1835	5/8	1.4	1.4	2.4	4.3	10.5	8.8	1.7	1.4	2.6	9.8	1.9	28.9	8.1	1.9	423	677
36	1048.4	–	20.7	1/4	15.6	1.6	1.1	6.7	20.1	0.0	49.8	1.3	0.4	448	1792	3/4	5.7	2.2	1.7	3.7	12.9	12.4	2.5	1.2	1.5	8.2	2.7	22.3	8.2	1.2	404	538
41	1194.0	–	24.4	Used for ^{14}C dating												1/2	4.0	1.6	3.5	5.4	19.5	9.6	0.7	0.9	1.2	10.3	1.9	18.5	4.5	0.7	426	852
46	1300.8	–	20.9	1/4	16.2	1.4	1.7	4.7	20.9	0.0	43.6	2.0	0.0	296	1184	3/4	2.4	1.2	2.7	4.7	14.2	11.2	2.4	0.0	3.0	8.9	1.8	21.0	8.9	2.4	339	452
51	1407.6	–	24.1	1/8	19.4	2.8	2.8	7.1	15.1	0.0	44.9	0.6	0.6	325	2600	1/2	4.9	0.3	5.8	6.6	17.0	9.9	0.5	0.0	4.7	9.3	2.7	9.9	7.1	2.2	364	728
56	1544.1	–	35.6	1/8	21.1	0.9	1.6	6.3	14.2	0.0	47.6	0.4	0.9	445	3560	1/2	9.6	0.3	4.9	3.5	20.7	8.0	2.1	0.8	3.1	9.4	1.7	10.6	5.1	1.8	709	1418
61	1799.6	35.4	–	1/32	16.4	1.3	1.9	11.5	25.5	0.5	27.1	4.0	4.0	373	11936	3/32	2.5	2.0	1.3	9.1	17.2	10.1	4.3	0.8	1.5	9.1	2.3	8.3	6.6	0.5	396	4224
66	20550	–	33.1	3/32	16.7	1.4	1.4	13.4	14.8	0.0	41.7	3.0	2.0	642	6849	1/4	12.6	1.9	1.2	1.4	18.4	6.2	3.3	0.2	1.2	8.9	3.5	12.0	7.0	2.7	483	1932
71	2310.5	35.4	–	1/32	16.7	3.5	2.4	13.0	13.0	1.3	38.8	3.5	3.7	454	14528	1/8	2.0	4.3	1.6	6.8	17.7	3.9	4.3	0.5	3.0	9.8	1.6	15.9	6.8	0.9	440	3520
76	2566.0	–	30.2	Used for ^{14}C dating												1/4	8.2	3.8	1.3	4.4	12.0	3.8	1.5	0.4	4.8	11.6	2.3	22.7	8.2	2.3	475	1900
81	2799.3	35.4	–	1/16	20.9	3.9	2.9	10.5	3.9	1.4	45.2	2.2	4.8	770	12320	1/8	4.7	5.6	1.3	5.1	15.8	2.4	2.6	0.0	3.2	10.5	2.1	15.6	7.1	2.6	468	3744
86	3032.6	–	36.6	3/64	20.0	1.7	0.9	7.1	6.6	0.0	54.6	1.1	1.4	350	7465	1/4	4.9	3.5	1.2	4.1	13.4	1.8	1.4	1.2	5.7	9.1	3.0	23.4	9.1	1.4	492	1968
91	3265.8	35.4	–	1/16	15.2	5.6	2.8	6.1	2.6	2.8	49.9	9.4	2.1	427	6832	3/16	3.6	4.0	0.6	7.2	14.7	1.4	3.2	0.2	3.4	7.2	2.0	20.9	8.2	1.2	502	2676
96	3499.1	–	28.1	1/16	17.8	0.7	0.7	7.2	3.6	3.6	57.9	2.6	0.3	304	4864	1/2	2.4	2.5	2.4	3.4	17.3	1.4	0.2	0.5	3.4	9.0	2.7	28.9	8.0	5.1	591	1182
101	3732.4	35.4	–	1/16	19.3	4.7	1.9	4.9	1.9	2.6	52.4	5.2	2.6	466	7456	1/8	3.8	4.5	1.5	5.8	15.8	0.0	3.8	0.3	2.5	10.1	2.3	23.4	6.8	1.3	398	3184
105	3919.0	–	21.6	Used for ^{14}C dating												1	1.6	3.8	2.2	2.4	8.4	1.4	1.0	0.6	4.2	12.8	3.2	31.4	9.8	4.8	500	500
111	4287.6	35.4	–	1/8	18.1	3.7	3.0	1.7	2.9	2.3	52.5	4.1	3.9	821	6568	1/8	2.0	5.8	1.8	4.8	11.1	1.0	3.0	0.0	1.5	12.2	1.8	28.9	7.8	4.3	395	3160
116	4594.8	–	24.3	1/2	14.7	2.2	1.4	2.8	5.0	0.0	62.6	7.6	0.2	917	1834	1	0.5	1.0	1.0	2.6	4.8	3.1	1.0	0.5	5.7	10.2	5.2	39.1	5.7	8.7	578	578
121	4901.9	35.4	–	1/16	12.3	6.4	3.2	5.4	2.6	1.8	47.0	6.0	2.2	502	8032	1/8	2.2	4.7	0.3	4.4	15.0	0.3	2.8	0.0	1.9	10.9	2.8	18.1	9.4	3.1	320	2560
126	5209.1	–	20.0	1/4	14.4	1.5	0.8	3.6	3.6	2.6	65.7	3.9	0.3	388	1552	3/4	1.2	2.7	3.2	2.7	15.2	1.5	1.5	0.2	6.1	9.8	3.2	23.2	6.6	2.9	407	542
131	5516.3	35.4	–	1/16	18.5	1.0	3.4	5.7	7.1	0.7	49.5	4.0	3.0	297	4752	3/16	4.1	3.8	2.9	5.0	15.1	1.4	1.2	0.0	4.1	11.0	1.9	22.5	7.2	0.7	418	2229
136	5624.0	–	19.4	Used for ^{14}C dating												1/2	2.5	6.3	1.4	6.0	12.9	3.0	0.8	0.5	7.1	9.0	2.5	24.4	7.7	1.4	365	730
141	5825.6	35.4	–	1/16	18.3	3.0	4.1	4.1	12.4	1.0	41.6	8.5	2.8	493	7888	1/8	2.3	5.2	1.6	6.7	21.0	0.3	3.6	0.3	5.2	4.9	0.8	17.6	7.0	0.3	386	3088
146	6027.3	–	18.3	1/4	12.7	1.6	0.9	8.7	20.5	4.0	44.1	4.3	0.0	322	1288	3/4	3.0	2.7	3.8	3.5	5.4	1.1	1.4	1.1	7.0	11.9	2.4	34.9	3.2	0.0	369	492
151	6228.9	35.4	–	1/16	18.6	5.2	2.9	8.4	8.1	2.0	36.0	9.3	2.3	344	5504	3/16	1.3	3.9	2.1	7.5	10.1	0.6	2.8	0.0	4.9	9.9	1.7	27.7	4.7	0.0	466	2486
156	6430.5	–	19.3	5/8	10.3	2.2	1.5	5.8	18.5	3.3	46.6	7.5	0.0	549	878	3/4	0.8	1.9	1.3	4.8	10.9	2.7	0.8	1.3	6.9	15.4	2.1	31.6	3.2	0.0	376	501
161	6632.1	35.4	–	1/32	14.5	4.2	4.9	0.0	8.8	5.3	39.2	11.7	4.9	283	9056	3/32	1.8	3.7	2.3	7.4	19.4	0.5	2.1	1.6	7.1	11.3	0.9	18.7	0.0	0.0	434	4633
166	6833.8	–	18.3	3/8	10.5	1.2	3.9	1.5	10.5	5.7	51.2	10.8	0.3	333	887	1	0.5	0.9	1.7	3.8	7.3	0.9	1.4	3.3	7.8	15.9	1.2	30.3	5.2	0.0	422	422
171	7035.4	35.4	–	1/8	16.6	2.9	6.6	2.5	8.8	3.0	44.4	7.3	2.3	559	4472	1/4	2.6	1.9	1.7	5.6	21.8	0.4	3.0	3.9	7.0	9.0	0.2	13.9	3.4	0.0	532	2128
176	7237.0	–	31.4	Used for ^{14}C dating												1/4	1.7	0.6	1.7	6.6	25.1	0.3	3.2	5.5	7.5	9.8	1.2	15.6	4.6	0.0	346	1384
181	7315.0	35.4	–	1/16	15.9	3.0	9.6	4.1	9.1	3.6	35.2	6.0	3.0	364	5824	1/8	4.5	2.7	2.1	7.7	21.2	1.1	3.2	3.7	6.6	7.7	0.8	10.6	4.5	0.0	377	3016
186	7393.0	–	30.9	1/4	13.8	1.2	1.2	5.2	14.7	5.5	49.9	5.2	0.0	347	1388	1/2	1.1	0.8	2.3	6.8	9.6	0.4	0.9	10.6	13.2	6.8	0.9	25.5	5.7	0.0	529	1058
191	7471.0	35.4	–	1/16	17.1	5.5	3.8	10.3	9.6	3.4	34.6	5.5	5.5	292	4672	1/8	3.2	2.5	1.9	6.7	24.1	0.3	2.9	0.0	9.5	6.7	0.0	17.1	6.7	0.0	315	2520
196	7549.0	–	30.5	11/64	17.0	2.2	3.6	14.9	10.5	2.9	38.4	3.6	1.8	276	1607	5/16	2.9	0.8	1.0	8.4	20.2	0.3	3.7	1.3	10.5	6.3	0.5	20.2	4.2	0.0	380	1215
201	7627.0	35.4	–	1/8	17.3	2.9	6.5	11.8	8.2	3.8	34.4	4.8	3.6	416	3328	1/8	4.1	2.0	2.4	8.2	21.1	0.7	6.1	0.3	8.2	6.1	0.7	13.6	5.1	0.0	294	2352
206	7705.0	–	31.3	Used for ^{14}C dating												1/2	2.8	2.5	2.3	6.5	23.0	0.2	2.5	0.7	13.4	3.5	0.7	15.9	3.9	0.0	434	868
211	7798.5	35.4	–	1/4	15.7	3.7	5.9	8.4	11.3	3.0	35.7	5.0	4.6	778	3112	1/8	4.4	0.7	1.3	8.4	27.5	0.0	1.7	0.7	12.1	7.4	0.0	9.4	4.7	0.0	298	2384
216	7892.0	–	20.3	5/8	15.2	2.4	4.6	9.2	12.2	3.7	38.1	6.3	1.9	585	936	5/8	3.5	0.9	1.4	9.0	21.4	0.0	4.3	2.6	19.4	6.4	0.6	8.7	3.8	0.0	350	560
221	7985.5	35.4	–	1/8	17.8	4.3	5.1	5.1	10.9	2.9	40.6	5.1	2.5	276	2208	3/16	5.4	0.3	1.6	6.7	21.7	0.0	4.2	0.0	15.7	5.8	0.6	6.7	5.1	0.0	312	1666
226	8079.0	–	22.3	1/4	13.0	1.1	6.9	8.8	10.1	0.0	48.5	6.4	0.5	377	1508	3/4	2.6	1.3	2.1	9.7	19.4	0.0	2.6	0.0	22.3	11.3	1.0	4.7	5.0	0.0	379	505
231	8172.5	35.4	–	1/8	19.8	3.7	4.4	11.2	11.9	0.5	35.3	2.1	5.1	430	3440	1/4	4.9	1.3	1.3	5.8	39.4	0.4	2.8	0.0	8.2	5.6	0.7	1.3	3.0	0.0	379	2140
236	8266.0	–	20.4	Used for ^{14}C dating												3/4	3.3	0.3	2.0	10.3	28.5	0.0	2.8	0.0	16.1	10.3	1.0	0.8	3.3	0.0	397	526
241	8317.1	35.4	–	1/8	24.2	1.8	4.2	4.4	13.0	0.2	41.3	3.7	4.0	455	3640	1/4	4.1	1.2	1.8	8.5	41.8	0.3	3.8	0.0	1.5	7.9	0.3	1.5	4.4	0.0	342	1368
246	8368.2	–	21.9	1/2	17.3	4.3	4.5	8.7	9.5	0.4	42.2	5.9	0.6	962	1924	1/2	5.0	2.0	2.0	10.6	38.4	0.0	3.1	0.0	1.4	9.8	0.0	0.6	6.2	0.0	357	714
251	8419.3	35.4	–	1/8	20.0	4.2	5.7	7.6	9.7	0.2	38.4	7.0	2.5	526	4208	1/8	4.7	1.9	1.3	13.1	40.3	0.0	4.4	0.0	2.5	5.9	0.3	0.9	4.4	0.0	320	2560
256	8470.4	–	22.2	1/4	15.1	4.3	3.6	8.2	11.3	0.5	45.7	4.1	0.5	416	1664	1/2	1.5	2.0	3.3	11.7	47.2	0.0	1.5	0.0	0.0	8.6	0.5	0.5	5.3	0.0	394	788
266	8572.6	–	25.1	1/4	15.1	4.0	4.2	10.6	7.2	0.8	45.1	2.9	1.9	377	1508	1/2	3.1	0.9	2.2	15.7	46.3	0.0	0.7	0.0	0.0	7.4	0.2	0.4	6.1	0.0	458	916
271	8623.7	35.4	–	1/8	17.9	3.3	5.9	9.0	9.7	0.3	41.8	2.1	2.8	390	3120	1/8	2.6	0.3	2.1	9.0	50.5	0.0	6.2	0.3	0.0	2.6	0.3	0.5	4.6	0.0	388	3104
276	8674.8	–	39.1	9/64	16.6	1.4	3.3	18.0	5.8	0.0	42.7	4.4	1.1	361	2567	1/4	7.2	0.6	2.1	14.8	48.8	0.0	3.7	0.0	0.0	3.9	0.0	1.6	4.0	0.0	623	2492
281	8725.9	35.4	–	1/8	13.1	3.3	4.1	16.6	8.0	0.0	40.4	5.8	2.5	513	4104	1/8	4.7	1.4	2.1	10.8	46.2	0.0	5.4	0.0	0.0	7.3	0.5	0.7	4.5	0.0	426	3408
286	8777.0	–	34.3	Used for ^{14}C dating												1/4	2.4	0.7	2.2	13.0	49.8	0.0	2.2	0.0	0.0	3.3	0.0	6.1	6.1	0.0	460	1840
291	8791.0	35.4	–	1/8	16.9	5.0	4.8	8.9	10.1	0.0	40.6	5.4	3.4	503	4024	1/8	5.2	2.1	2.1	15.0	39.4	0.0	2.8	0.0	0.0	4.2	0.5	6.3	6.6	0.0	426	3408
296	8805.0	–	33.2	1/4	14.9	0.9	7.0	7.9	11.6	0.0	45.9	5.0	0.6	542	2168	1/4	4.3	1.4	1.4	19.6	37.9	0.0	2.6	0.0	0.0	2.9	0.4	10.2	7.9	0.0	509	2036
301	8819.0	35.4	–	1/8	15.3	3.1	5.5	12.4	8.6	0.0	40.1	5.1	3.1	451	3608	1/8	4.8	1.4	1.1	15.1	39.1	0.0	2.1	0.0	0.0	3.4	0.2	5.9	8.9	0.0	437	3496
305	8830.2	–	28.8	5/32	11.3	1.6	3.2	12.8	8.1	0.0	48.4	6.3	2.9	382	2444	3/8	3.6	0.4	1.9	17.8	32.2	0.0	2.1	0.0	0.0	3.6	0.2	10.9	13.6	0.0	479	1278
311	8847.0	35.4	–	1/8	15.2	4.8	6.2	8.4	9.6	0.0	41.6	6.7	2.0	356	2848	1/8	5.3	2.5	2.2	14.6	34.6	0.0	3.1	0.0	0.0	3.7	0.0	11.5	8.1	0.0	321	2568
314.5	8856.8	–	99.7	1/128	15.7	1.3	7.7	6.0	13.7	0.0	42.7	4.7	2.3	300	5487	1/8	2.8	1.4	1.6	23.7	32.8	0.0	2.2	0.0	0.0	4.4	0.0	7.4	9.4	0.0	637	5096
316	8861.0	–	36.0	3/16	13.6	3.9	5.0	9.0	11.7	0.0	43.9	7.1	0.9	435	2320	1/4	3.1	1.0	1.7	27.2	29.9	0.0	1.9	0.0	0.0	5.4	0.0	8.0	9.7	0.0	515	2060
317.5	8865.2	–	72.2	1/16	16.4	4.6	3.2	10.0	8.2	0.4	43.8	9.6	0.7	281	4496	1/8	4.1	1.2	1.1	29.5	24.3	0.0	1.4	0.0	0.0	2.3	0.3	14.4	7.2	0.0	651	5208
318.5	8868.0	–	–	Used for ^{14}C dating												–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–		
319.5	8885.5	–	78.4	3/32	20.8	5.7	2.4	11.2	5.7	0.0	39.8	6.6	0.9	332	3542	3/32	5.9	1.4	2.4	22.6	35.6	0.0	1.8	0.0	0.2	1.6	0.2	13.3	5.7	0.0	495	5283
321.5	8902.5	–	94.2	7/64	15.2	4.5	3.2	13.1	12.5	0.2	39.8	4.7	2.8	528	4825	1/8	3.4	1.4	1.1	18.8	39.4	0.0	2.2	0.0	0.4	2.5	0.0	11.3	4.6	0.0	789	6312
323.3	8951.0	–	37.6	Used for ^{14}C dating												1/4	4.7	1.1	1.1	23.0	26.0	0.0	1.3	0.0	0.2	4.9	0.8	15.9	6.1	0.0	473	1892

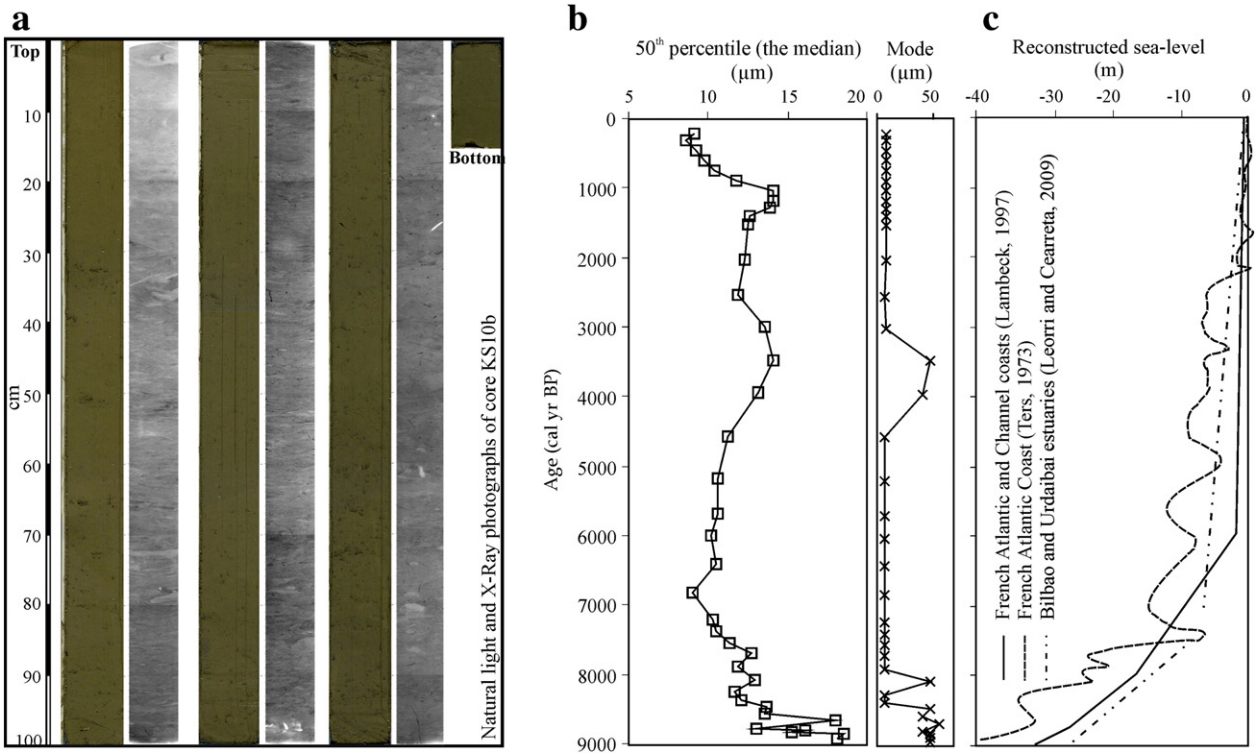


Fig. 3. (a) X-ray and natural light images of core KS10b; (b) grain-size distribution (50th percentile and mode); (c) reconstructed sea-level curves in the study area.

progressive decrease down to ~2700 ind cm^{-2} kyr^{-1} at ~8100 cal yr BP whereas PFAR increases before decreasing to ~4900 ind cm^{-2} kyr^{-1} at ~8100 cal yr BP. Next, both PFAR and BFAR increased slightly before decreasing to ~1200 ind cm^{-2} kyr^{-1} and ~570 ind cm^{-2} kyr^{-1}, respectively, at ~6800 cal yr BP. PFAR and BFAR stabilized around these values until ~4000 cal yr BP when PFAR started to increase to values of ~5500 ind cm^{-2} kyr^{-1} and BFAR to ~1500 ind cm^{-2} kyr^{-1}, respectively, between ~3000 and 2000 cal yr BP. In the next 500 years, accumulation rates decreased to ~2500 ind cm^{-2} kyr^{-1} (PFAR) and ~1000 ind cm^{-2} kyr^{-1} (BFAR). In the last part of the record, until ~230 cal yr BP, accumulation rates continued to fluctuate around these values. PFAR and BFAR are well correlated in the ~230–7200 cal yr BP interval ($r^2 = 0.77$) whereas there is no significant correlation in the older part of the record (Fig. 4b).

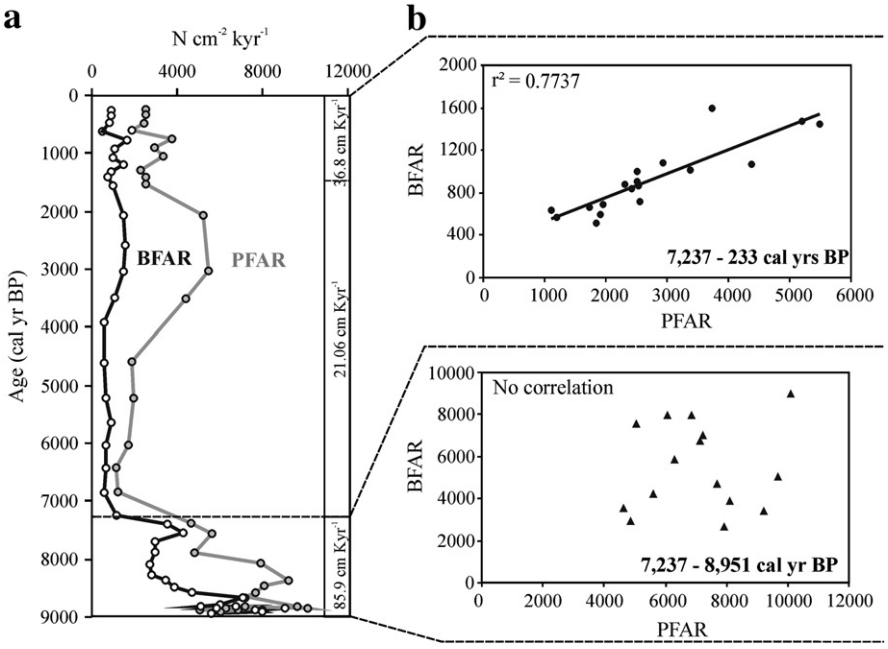


Fig. 4. (a) Time records in core KS10b of accumulation rates (PFAR and BFAR = number of specimens cm^{-2} kyr^{-1}) planktic and benthic foraminifera; (b) plots comparing PFARs to BFARs for two main periods (233–7237 and 7237–8951 cal yr BP).

4.2.2. Relative abundances and benthic stable isotopes

A total of 27 species of planktic foraminifera and 77 of benthic foraminifera have been recognized in core KS10b.

In the 58 samples analysed for planktic foraminiferal assemblage characterization (Table 1), the main species (present with ≥5% in at least one sample) are, in descending order: *Neogloboquadrina incompta*, *Globigerina bulloides*, *Globorotalia inflata*, *Globigerinoides ruber* (comprising *G. ruber* white and *G. ruber* pink), *Orbulina universa*, *Globigerinita glutinata*, *Globigerinella calida*, *Turborotalita quinqueloba* and *Globorotalia truncatulinoides* (Fig. 5a). The term *N. incompta* encompasses different morphotypes from *N. incompta* sensu stricto (the same as the morphotype *Neogloboquadrina pachyderma* dextral following Darling and Wade (2008)) to the pachyderma–dutertrei (P–D) intergrade morphotype. Because there is no clear cut between the different morphotypes and in order to avoid a misleading interpretation due to taxonomical determination, we decided to group them into one species *N. incompta*. *Neogloboquadrina incompta* represents about 40% of the total planktic fauna showing maximum percentages between ~6000 and 3000 cal yr BP. *Globigerina bulloides* accounts for ~20%, showing an overall stable pattern along the record with slightly higher values in the latest Holocene. *Globorotalia inflata* shows a much more variable pattern: From ~9000 to 6000 cal yr BP, percentages of *G. inflata* were stable around 10% and decreased to ~4% between ~5500 and 2800 cal yr BP before increasing to reach maximum values of about 20% for upper part of the record. Relative abundances of *G. ruber* fluctuated strongly with maximum values of about 10% from ~9000 to 7500 cal yr BP. They decreased until the species almost disappeared at ~6600 cal yr BP. Thereafter, a gradual increase is recorded until 6000 cal yr BP, when the relative abundances of *G. ruber* decreased again, until ~2% at ~4300 yr. This was followed by a gradual increase until a peak (~13%) around 2000 cal yr BP, and finally, a slow decrease until the top of the record, where values around 2% are found. *Globigerinoides ruber* (white) was highly dominant whereas *G. ruber* (pink) was present with very low percentages, only from ~9000 to 7000 and from ~4000 and 2500 cal yr BP. *Orbulina universa* was ranged around 5% in the early Holocene. From ~7400 cal yr BP, percentages increased to ~12% around 6600 cal yr BP. From then on until the top of the record, values decreased to less than 2%. *Globigerinita glutinata* decreased from ~5–7% in the early Holocene to less than 2% at ~230 cal yr BP. *Globigerinella calida*, *T. quinqueloba*, and *G. truncatulinoides* are minor species (mean <3%). *Globigerinella calida's* relative abundances show a stable overall trend whereas *T. quinqueloba* was almost absent after ~1500 cal yr BP and *G. truncatulinoides* is only present between ~8000 and ~2000 cal yr BP. When summing up the percentages of the tropical–subtropical taxa (the major contributors being *G. ruber* and *O. universa* with 77–100% among the other taxa *Candeina nitida*, *Globigerinella digitata*, *Globigerinella siphonifera*, *Globigerinoides sacculifer*, *Globigerinoides tenellus*, *Globigerinoides trilobus*, *Globorotalia crassaformis*, *Globoturborotalia rubescens* and *Hasterigerina pelagica*; Boltovskoy and Wright, 1976; Bé, 1977), higher values were recorded in the early Holocene (~17%) than in the late Holocene (~5%) (Fig. 5a). Along the record, three main periods with high proportions of the tropical–subtropical assemblage stand out: ~9000 to 7500, ~6500 to 5500 and ~3000 to 1500 cal yr BP (Fig. 5a).

The benthic assemblage is dominated by calcareous species. In the 67 samples used for percentage calculations (Table 1), the main species (present with ≥5% in at least one sample) are, in descending order: *Cassidulina carinata*, *Uvigerina mediterranea*, *Bulimina marginata*, *Melonis barleeanum*, *Uvigerina peregrina*, *Hyalinea balthica*, *Bolivina spathulata*, *Cibicidoides pachyderma*, *Elphidium* spp., *Bolivinita quadrilatera*, *Bulimina inflata*, *Siphogenerina columellaris*, *Pseudoclavulina crustata* and *Gyroidina altiformis* (Fig. 5b). Percentages of *C. carinata* and *U. mediterranea* fluctuated strongly. The record starts with higher percentages for *C. carinata* (~26%) than *U. mediterranea* (~16%) followed by a decrease in relative densities of *U. mediterranea* until a near absence from ~8700 to ~8300 cal yr BP, whereas *C. carinata* showed its maximum values (~47%) during this period. Thereafter, a strong increase in percentages of *U. mediterranea* (reaching ~40% at ~4600 cal yr BP) coincides with a decrease in percentages of *C. carinata*. From ~4600 to 1400 cal yr BP, relative densities of *U. mediterranea* decreased reaching ~10% before increasing again to ~25% at the top of the record. Over the same time, percentages of *C. carinata* remained generally stable at ~15% until ~1400 cal yr BP, when this species started to decrease until minimum values of ~5% at the top of the record. At the basis of our record, *B. marginata* shows maximum values (~27%), whereas minimum values are recorded for *M. barleeanum* (~5%). The next 2000 years comprised a general decrease in percentages of *B. marginata* and an increase in *M. barleeanum*. At ~6800 cal yr BP, both species stabilized around minimum values for *B. marginata* (~5%) and maximum values for *M. barleeanum* (~10%), until the end of the record. *Uvigerina peregrina* displays important morphological variability from rather typical peregrina-types to parva-types. In order to avoid highly subjective decisions, we have preferred not to distinguish these morphotypes and list them as "*U. peregrina*". *Uvigerina peregrina* exhibits no clear fluctuations and is present along the record with a mean value of 6.4%. However it showed slightly lower percentages in the early record. *Hyalinea balthica* was nearly absent in the beginning of the record until ~8470 cal yr BP. Thereafter, a rapid increase is recorded until ~8080 cal yr BP when this species attained its maximum value (~22%). Next, percentages decreased rapidly over ~800 yr to ~7% at ~7300 cal yr BP, followed by a more gradual decrease until the species became a subsidiary at ~230 cal yr BP (~2%). *Bolivina spathulata* does not exhibit a very clear pattern, with values fluctuating between a minimum of 0.5% and a maximum of ~13% recorded around 2000 cal yr BP. *Cibicidoides pachyderma* was nearly absent until ~3700 cal yr BP when its percentages started to increase up to ~17% in the Late Holocene. All other species are present with very low percentages: *Elphidium* spp. are nearly absent from the recent record, *B. quadrilatera* was mostly present between ~6800 and ~1400 cal yr BP and *B. inflata* was very rare along the record except at ~1400 cal yr BP where it reached ~5%. *Siphogenerina collumelaris*, *P. crustata* and *G. altiformis* appeared around 7000, 5800 and 8100 cal yr BP, respectively. *Pseudoclavulina crustata* had its highest abundance (>5%) between ~4900 and 3500 cal yr BP. *Gyroidina altiformis* was nearly absent in the record except between ~7500 and ~6200 cal yr BP and between ~1400 and 320 cal yr BP. In terms of stable oxygen isotopes, *C. carinata* showed lighter $\delta^{18}O$ values (mean 1.60‰) from ~9000 to 7900 cal yr BP than in the rest of the record (mean 2.31‰) (Fig. 5b).

4.2.3. Diversity

Planktic foraminiferal diversity (Shannon *H* index, Fig. 5a) showed generally slightly higher values with more equilibrated assemblages (Equitability index *J*) from ~9000 cal yr BP to ~5500 cal yr BP (mean $H = 2.12$, mean $J = 0.79$) than in the younger part of the record (mean $H = 1.91$, mean $J = 0.71$). Benthic diversity and equitability were generally higher than those of planktic assemblages, and showed a more variable pattern. Both indices were minimum from ~9000 cal yr BP to ~8800 cal yr BP (mean $H = 2.18$, mean $J = 0.62$), increased until ~8100 cal yr BP (mean $H = 2.67$, mean $J = 0.73$), and stabilized around these values until ~4600 cal yr BP. From then to ~4100 cal yr BP, diversity slightly decreased before increasing progressively to reach maximum values ($H = 3.01$, $J = 0.81$) at ~1800 cal yr BP. Towards the end of the record, both indices decreased to reach values of $H = 2.41$ and $J = 0.75$ (Fig. 5b).

4.2.4. Benthic trophic niches

In terms of carbon exported to the sea floor, the Bay of Biscay displays a wide range of trophic settings: Based on geochemical measurements, Mouret et al. (2010) estimated the exported organic flux to the sea floor for station B (~21 g C m^{-2} yr^{-1}) as well as for several other locations in the Bay of Biscay and described a range of benthic environments from very eutrophic (>35 g C m^{-2} y^{-1} arriving at the sea floor) in the upper continental shelf to oligotrophic (<6 g C m^{-2} y^{-1}) in the

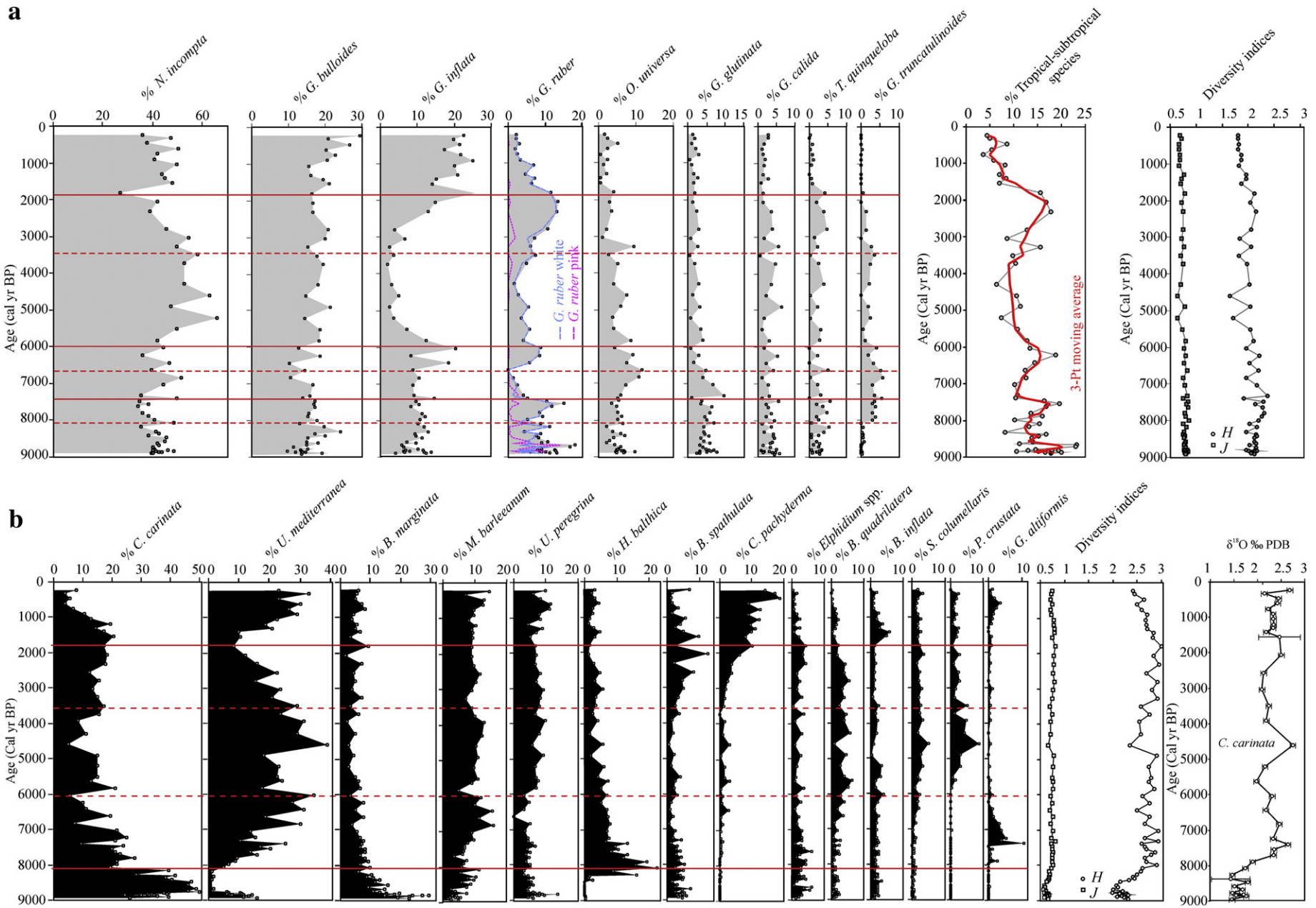


Fig. 5. (a) Time records in core KS10b of relative abundances of the main planktic species present with ≥5% in at least one sample and Shannon and Equitability indices; (b) time records in core KS10b of relative abundances of the main benthic species present with ≥5% in at least one sample, Shannon and Equitability indices and oxygen stable isotopes $\delta^{18}O$ measured on the benthic species: *C. carinata*. The red lines delimitate the major changes in foraminiferal relative abundances.

abyssal area. According to the literature on the present ecology of benthic foraminifera and their trophic preferences (Table 2), we distinguish very eutrophic species (typical for environments with large input of continental organic matter), eutrophic species (dominant in environments with large organic input from a mixed origin, marine and continental), mesotrophic species (characterizing environments with average organic input from mostly marine origin) and oligotrophic species (typical of deep environments with low organic input from exclusively marine origin). However, it has to be kept in mind that all these terms are relative, and depend on the perspective of the study; consequently, very different characterizations may be found for the same species occurring in different areas. In order to achieve the highest possible coherence with earlier studies, we preferentially use the same terms as used by Mojtahid et al. (2010) and Fontanier et al. (2003) for living faunas to describe the fossil faunas found in the present study (Table 2). Today, Station B is mostly inhabited by a eutrophic–mesotrophic foraminiferal assemblage (Fontanier et al., 2002; Mojtahid et al., 2010). Along the record, the proportion of very eutrophic species showed a clear decrease over the two first millennia (Fig. 6). Eutrophic species showed very low percentages in the early Holocene, increased to high percentages (~50%) around 6800 cal yr BP and then stabilized around these values until the late Holocene. Mesotrophic species showed low values (~10%) until ~8300 cal yr BP, a peak at ~8000 cal yr BP, followed by a decrease until ~7200 cal yr BP, and then a gradual increase until ~32% at 230 cal yr BP. Oligotrophic species showed stable proportions around 7% along the whole record.

5. Discussion

5.1. Palaeoproductivity

PFAR and BFAR are often used as proxies for palaeoproductivity (e.g., Herguera and Berger, 1991; Herguera, 1992, 2000; Jorissen et al., 2007; Smart, 2008). PFAR indicates surface water productivity since production of planktic foraminifera is closely linked to the availability of food, i.e., phytoplankton and small zooplankton (e.g., Anderson et al., 1979; Hemleben et al., 1985; Schiebel et al., 2001, and references therein). In the study area, highest modern planktic foraminiferal production occurs in spring at times of high phytoplankton production, surface water mixing, and entrainment of nutrients into open marine surface waters (Retailleau et al., 2009, 2011; Kuhnt et al., 2013). BFAR, in turn, indicates the flux of organic matter to the ocean floor (e.g., Herguera and Berger, 1991), although its quantitative use has not been fully developed and is still considered approximate (Jorissen et al., 2007). Except for the early record (~9000–7230 yr BP), PFAR and BFAR are well correlated (Fig. 4b) suggesting that most of the organic matter arriving at the sea

Table 2
Taxonomic reference list, trophic preferences for the main benthic species (present with ≥5% in at least one level) and the corresponding bibliographic references.

Species	Modern reference with image	Trophic preferences	References for trophic preferences	Microhabitat	References for microhabitat
Bolivina spathulata (Williamson, 1858)	Jorissen(1987), pl. 1, Fig. 5	Very eutrophic	Jorissen et al. (1992)	Shallow infaunal	Fontanier et al. (2002)
Bolivinita quadrilatera (Schwager, 1866)	Jones (1994), pl. 42, Figs. 8–12	Mesotrophic	Fontanier et al. (2002)	Shallow infaunal	Fontanier et al. (2002)
Bulimina marginata (Seguenza, 1862)	Van Leeuwen (1989), pl. 8, Fig. 4	Oligotrophic	Mojtahid et al. (2010)	Shallow infaunal	Mackensen and Douglas (1989); Corliss and Emerson (1990); Rathburn et al. (1996); Jorissen et al. (1998); Fontanier et al. (2002)
Bulimina marginata (d'Orbigny, 1826)	Hess (1998), pl. 10, Fig. 7	Very eutrophic	Lutze and Coulbourn (1984); Langezaal et al. (2006); Mojtahid et al. (2006, 2009)	Shallow infaunal (sometimes considered deep infaunal)	Jorissen et al. (1998)
Cassidulina carinata (Silvestri, 1896)	Phleger et al. (1953), p1. 9, Figs. 32–37	Very eutrophic	Fontanier et al. (2003); Mojtahid et al. (2009)	Epifaunal to shallow infaunal	Jorissen (1987); Altenbach et al. (1999); Bergamin et al. (1999)
Cibicidoides pachyderma (Rzehac, 1886)	Jones (1994). pl. 94, Fig. 9	Mesotrophic	Mojtahid et al. (2010)	Shallow infaunal	Fontanier et al. (2002, 2003)
Elphidium spp.		Transported: very shallow species	Murray (2006)	Transported: very shallow species	Murray (2006)
Gyroidina altiformis (Stewart and Stewart, 1930)	Jorissen (1987), pl. 1, Fig. 11	Oligotrophic	De Rijk et al. (2000); Abu-Zied et al. (2008)	Shallow infaunal	Murray (2006)
Hyalinea balthica (Schroeter, 1783)	Jones (1994). p1. 112. Figs. 1–2	Very eutrophic	Fontanier et al. (2002)	Intermediate infaunal (sometimes shallow infaunal)	Corliss and Van Weering (1993); Fontanier et al. (2002)
Melonis barleeanum (Williamson, 1858)	Van Leuwen (1989), pl. 13, Figs. l–2	Eutrophic	Jorissen et al. (1998); Mojtahid et al. (2010); Schmiedl et al. (2003)	Intermediate infaunal	Fontanier et al. (2002)
Pseudoclavulina crustata (Cushman, 1936)	Jorissen (1987). pl.1, Fig. 11	Mesotrophic	Fontanier et al. (2002)	Intermediate infaunal	Fontanier et al. (2003)
Siphogenerina columellaris (Brady, 1881)	Jones (1994). pl. 75, Figs. 15–17	Eutrophic	Mojtahid et al. (2010)	Shallow infaunal	Fontanier et al. (2003)
Uvigerina mediterranea (Hofker, 1932)	Van der Zwaan et al. (1986), pl. 5, Figs. 1–7	Eutrophic	Altenbach et al. (1999); De Stigter et al. (1998); Fontanier et al. (2002); Mojtahid et al. (2010)	Shallow infaunal	Altenbach et al. (1999); Fontanier et al. (2002)
Uvigerina peregrina (Cushman, 1923)	Van der Zwaan et al. (1986). pl. 1, Figs. 1–6	Mesotrophic	Altenbach and Sarnthein (1989); Altenbach et al. (1999); Fontanier et al. (2002); Mojtahid et al. (2010)	Shallow infaunal	Altenbach and Sarnthein (1989); Altenbach et al. (1999); Fontanier et al. (2002)

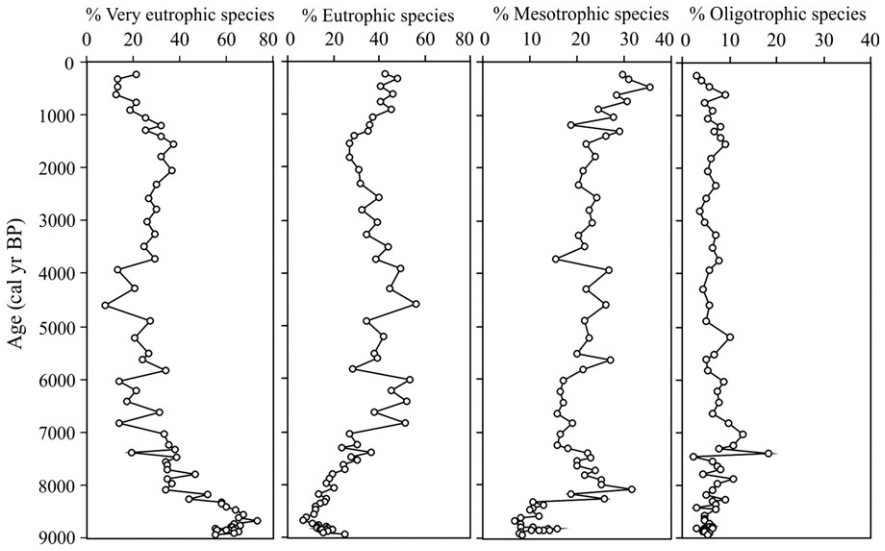


Fig. 6. Time records in core KS10b of relative abundances of very eutrophic, eutrophic, mesotrophic and oligotrophic species summarized in Table 1.

floor is originating from surface water productivity. However, a varying dilution of the foraminiferal faunas by clastic sediment between the time control points, which impacts PFAR and BFAR in the same way, may also contribute to this positive correlation. For the early record, the difference between the two parameters cannot be explained by differential dissolution because the majority of planktic foraminiferal tests are well preserved. Two alternative, somewhat complimentary explanations can be envisaged:

1 The first explanation would be downslope transport including benthic species living in shallower environments. In fact, *Cassidulina carinata*, which is a typical species of upper continental shelves (Fontanier et al., 2002; Duchemin et al., 2008; Mojtahid et al., 2009) strongly dominates our early record (~9000–8000 cal yr BP) and shows much lighter $\delta^{18}O$ values (by ~0.5‰, Fig. 5b) during this period than in the following. The lower $\delta^{18}O$ suggests that the majority of these specimens had calcified at higher temperatures, in shallower environments, and were subsequently transported downslope to our sampling station. Material from upper continental shelf is believed remobilized episodically by coastal currents and internal waves, and was eventually channelled to depths by means of a network of gullies and channels present on the upper slope (Cremer et al., 1999). This transport was probably more pronounced and frequent in the early Holocene due to a lower sea-level (Fig. 3c) and a slightly narrower continental shelf than today. The occurrence of this kind of transport is also perceptible from grain size distributions, with the coarse-grained population (fine sand) dominating the early Holocene and may indicate partly winnowed deposits due to high depositional energy (Fig. 3b). The following decrease in the coarse fraction reflects a shift to a lower energy depositional environment, probably in relation to the elevation of sea-level (Fig. 3c).
2 The second explanation would be that the same transport mechanism was also responsible for a stronger lateral advection of continental organic matter to the sea floor. This would imply that during the early Holocene, organic matter arriving at the sea floor was supplied by vertical as well as lateral fluxes, and was of a more equal mixture of continental and marine components. This context may have favoured the growth and reproduction of certain benthic species (such as *C. carinata*, Duchemin et al., 2008; Fontanier et al., 2002), responding to continental organic supplies.

If both explanations are valid, the BFAR in the very early record is difficult to use as a palaeoproductivity proxy as it could be partially biased. However, the PFAR, which is much less affected by this presumed downslope transport still shows high values and thus indicates higher trophic conditions.

5.2. Foraminiferal assemblages and forcing mechanisms

The downcore planktic species composition is generally similar to the modern planktic foraminifer assemblages in the southern Bay of Biscay (Retailleau et al., 2011; Siccha et al., 2012; Kuhnt et al., 2013). Throughout core KS10b, *Neogloboquadrina incompta* and *Globigerina bulloides* are continuously dominant (Fig. 5a). Both species are surface dwellers, very abundant during the phytoplankton spring bloom in April in the southeastern Bay of Biscay (Retailleau et al., 2011). Their continuous dominance in our record might indicate a continuous presence of rather productive spring conditions during the Holocene. The changes recorded by the other dominant species might reflect palaeoceanographic changes in temperature, salinity, water column stratification, water column chemistry and primary and secondary production. Here, we discuss these changes in relation to regional and global climate forcing and general surface circulation in the southeastern Bay of Biscay during the Holocene. In addition to the orbital climate forcing (summer insolation) impacting sea surface temperatures at a global scale, NAO is one of the major climate systems operating at the mid-latitude North Atlantic (Thompson and Wallace, 2001; Wanner et al., 2001, 2008). By controlling wind stress and precipitation, NAO may have affected the hydrology of the Bay of Biscay and river runoff in the catchment area also over the course of the Holocene. Although only a few studies deal with the reconstruction or modelling of Holocene NAO (e.g., Keigwin and Pickart, 1999; Noren et al., 2002; Rimbu et al., 2003; Gladstone et al., 2005; Fletcher et al., 2012), there is evidence that the NAO changed several times from positive to negative phases during the Holocene, playing a role in generating millennial-scale sea surface temperature (SST) trends (Rimbu et al., 2003). Over the Iberian Peninsula, periods of high precipitation and river flow during the Holocene have been correlated to a negative NAO index bringing moisture to southwestern Europe and the Mediterranean basin (Hurrell, 1995; Fiúza et al., 1998; Garcia-Soto et al., 2002; Peliz et al., 2005). These hydrological changes would have affected planktic foraminiferal distribution in our marginal settings. For instance, the frequently observed low-salinity river-plumes in the southeastern Bay of Biscay, either trigger or inhibit the production and abundance of planktic foraminifera, depending on the composition of the river waters, salinity, nutrient input and turbidity (Retailleau et al., 2011). Additionally,

the formation of the Iberian Poleward Current (IPC) along the Iberian margin occurs when weak northerlies are interspersed with strong south–southwesterly winds. These conditions are prevailing during periods with a low NAO index (Fiúza et al., 1998; Garcia-Soto et al., 2002; Peliz et al., 2005; Le Hénaff et al., 2011). Le Hénaff et al. (2011) showed a negative correlation between the interannual variability of the Navidad Current and the NAO, although the intensity of the Navidad is not correlated to the amplitude of the NAO index. Consequent occasional incursions of the warm and salty Navidad Current may have caused intermittent transport and introduction of tropical-to-subtropical species to the Bay of Biscay during the Holocene, of which the most conspicuous planktic species is *Globigerinoides ruber* (Fig. 5a). *Globigerinoides ruber* is known as a surface-dwelling species (e.g., Bijma et al., 1990) capable to survive in high saline waters up to 49‰ (Bé, 1977; Hemleben et al., 1989) and is conversely also tolerant to low salinity and neritic conditions (Schmuker and Schiebel, 2002). This species is nearly absent from the modern fauna of the Bay of Biscay (Retailleau et al., 2009, 2011) whereas it contributes with up to 15% to the fossil assemblages at some periods (Fig. 5a). Modern *G. ruber* are at their northern limit of distribution along the western Iberian margin, and are expatriated to the north mainly during winter with the relatively warm and salty IPC (Salgueiro et al., 2008). This species was also a major component (~15–20%) of the Holocene planktic assemblages along the southern Iberian coast (e.g., Lebreiro et al., 1997; Sierro et al., 1999). Consequently, whenever NAO is minimal, adults and juveniles *G. ruber* might have been regularly expatriated from southern populations to the southeastern Bay of Biscay leading to periodically enhanced relative abundance in our fossil record. Reversely, when NAO is positive, much less intrusions may have occurred leading to lower overall relative abundances and in some cases an almost complete disappearance as seen around 6500 BP and in the last 500 years (Fig. 5a). Accordingly, the downcore peaks of *G. ruber* might record paroxysmal phases of IPC incursions in the Bay of Biscay. Because the occasional incursions of the IPC appear to be related to NAO, we might also record, to lesser extent, intervals of negative NAO phases (cf. Benito et al., 2003; Trigo et al., 2004; Thorndycraft and Benito, 2006). In a very similar way, De Deckker et al. (2012) used *G. ruber* as an indicator of occasional extensions of the Leeuwin Current, which carried warm tropical water along the west coast of Australia, as far as Tasmania during the Last Glacial. Other species might as well have been transported periodically into the Bay of Biscay by the IPC, in particular *Globigerinoides sacculifer* and *Globorotalia inflata* which occur simultaneously with *G. ruber* along the Iberian margin (Salgueiro et al., 2008). The IPC incursion scenario has already been suggested by Retailleau et al. (2011) to explain the presence of rare living specimens of *G. sacculifer* in the Cap Breton canyon area. However, *G. inflata* nowadays inhabits the southern Bay of Biscay in high proportions (Retailleau et al., 2011; Siccha et al., 2012; Kuhnt et al., 2013), suggesting that it profits from a suitable ecological niche in this area.

All benthic species found downcore are also part of the modern faunas in the Bay of Biscay, which vary according to the quantity and the nature of organic matter arriving at the sea floor (Fontanier et al., 2002, 2003; Mojtahid et al., 2010). The gradual establishment of the modern eutrophic-to-mesotrophic benthic setting is observed up-core with a decrease in the proportion of very eutrophic species (e.g., *Cassidulina carinata*, *Bulimina marginata*) and an increase in the contribution of eutrophic (e.g., *Uvigerina mediterranea*) and mesotrophic species (e.g., *Cibicidoides pachyderma*). The decrease in very eutrophic species which mainly happened from ~9000 to 7000 cal yr BP matches the period of rapid sea-level rise (~30 to 40 m rise) (Fig. 3c; Ters, 1973; Lambeck, 1997; Leorri and Cearreta, 2009), which probably affected the hydrodynamics and the sedimentary settings in the Bay of Biscay. Along our record, the benthic foraminifer species *Uvigerina peregrina* and *Melonis barleeanum* are continuously present without showing any particular abundance pattern. Their continuous presence is probably due to the persistently high trophic level in the study area. *Uvigerina peregrina* can present an opportunistic behaviour in response to seasonal phytodetritus input, by showing reproduction and rapid growth (Fontanier et al., 2003; Mojtahid et al., 2010).

5.3. Climatic periods

According to foraminiferal data and sedimentary analyses, five successive periods of environmental change can be recognized in the southeastern Bay of Biscay. Fig. 7 summarizes the main results and interpretations and gives a comparison to some of the available literature on the subject.

5.3.1. From ~9000 to 7400 cal yr BP

This time interval has been described as a period of high precipitation and river flow in the Atlantic basins of the Iberian Peninsula (e.g., Van Den Brink and Janssen, 1985 (Fig. 7); Fiúza et al., 1998; Garcia-Soto et al., 2002; Peliz et al., 2005). Benito et al. (2003), Thorndycraft and Benito (2006) and Bernárdez et al. (2008) found a strong correlation between a negative NAO index and peaks of flood discharge of the main rivers on the Iberian Peninsula (Fig. 7) resulting in a higher terrigenous input into the southern Bay of Biscay. This higher river runoff might explain the high PFAR and BFAR values recorded at this period resulting probably from enhanced surface water productivity due to enhanced nutrient input and strong organic matter flux to the sea floor from both vertical and lateral transports.

This time period is also characterized by the highest percentages of the planktic species *Globigerinoides ruber*, relatively high proportions of *Orbulina universa*, and the near absence of the species *Globorotalia truncatulinoides* before ~8000 cal yr BP.

In our record *Globigerinoides ruber* and *Orbulina universa* are major tropical-to-subtropical elements of the planktic foraminiferal assemblage. As suggested before, the high percentages of *G. ruber* in the fossil record might indicate a strengthening of the Navidad Current resulting from negative NAO conditions prevailing in this time interval (Fig. 7). *Orbulina universa* is a tropical to transitional species (Pujol, 1980; Hemleben et al., 1989) living in intermediate to surface waters (Bé, 1977). In the modern Bay of Biscay, *O. universa* is mainly present in summer at 20–40 m water depth when the surface water column is stratified (Retailleau et al., 2009, 2011). Accordingly, the relatively high percentages of *O. universa* in the early Holocene might indicate warmer summer surface temperatures than today. This conclusion agrees with the description of the first main Holocene climate phase in the Northern Hemisphere when the warm temperatures are essentially explained by orbital forcing (Wanner et al., 2008).

Globorotalia truncatulinoides is a deep dwelling species mainly present at the subtropical gyres (Hemleben et al., 1986; Mulitza et al., 1997). Its absence from the Bay of Biscay before 8000 cal yr BP might be linked to a change in deep water distribution. Although there is a strong evidence of an abrupt increase in strength of the Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC) at the onset of the Holocene, the modern circulation regime was not attained until about 7000–8000 cal yr BP (Rohling et al., 1995; Marchitto et al., 1998; Oppo et al., 2003; Piotrowski et al., 2004; Gherardi et al., 2009). Accordingly, the proliferation of *G. truncatulinoides* in the Bay of Biscay starting at ~8000 cal yr BP might indicate the arrival of subtropically sourced subsurface water mass in the southeastern Bay of Biscay, perhaps along with MOW. The study of Schönfeld and Zahn (2000) showed that the present-day circulation pattern with two MOW core layers centred at 800 and 1300 m water depth was established between 8000 and 6000 cal yr BP.

The composition of the benthic assemblages, dominated by *Cassidulina carinata* and *Bulimina marginata* and their low diversity testify to the very eutrophic character of the benthic ecosystems. In fact, this period was likely characterized by a substantial transport of benthic foraminifera from the upper continental shelf, where *C. carinata* is a major faunal constituent today, as indicated by its very light isotopic

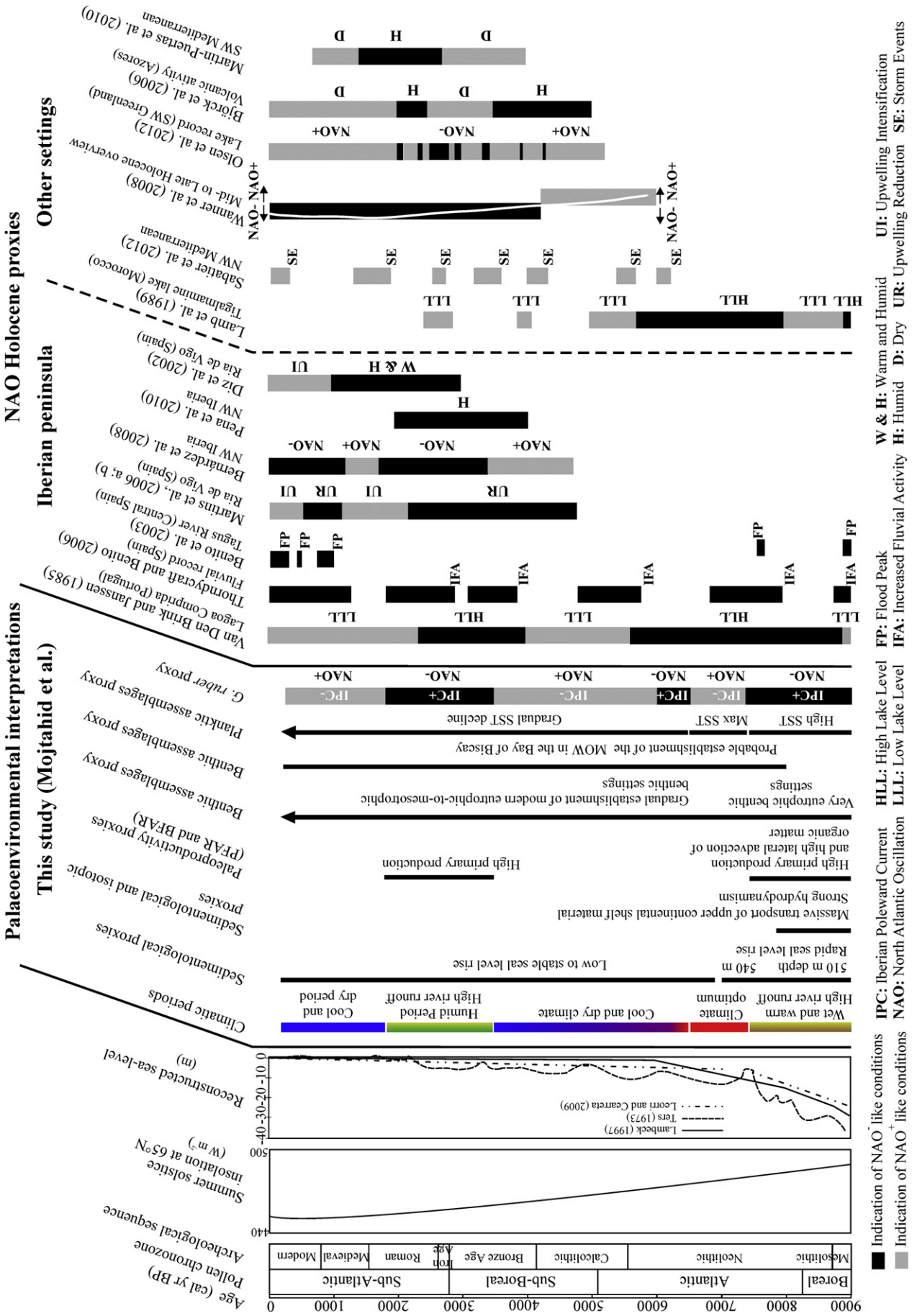


Fig. 7. Summary scheme of the main results, palaeoenvironmental reconstructions, and comparison to intervals/episodes defined from other proxies and by other authors at the regional to global scale.

values. The much heavier $\delta^{18}O$ recorded in this species after 8000 cal yr BP suggests that by then, the majority of *C. carinata* calcified in deeper waters, at the sampling site. Even though *C. carinata* is a typical upper shelf species where it is very competitive, it can also inhabit deeper environments in a eutrophic context with pulsed organic supplies (Morigi et al., 2001) as is the case nowadays at Station B (Fontanier et al., 2002, 2003). *Bulimina marginata* commonly occurs in areas with high fluxes of organic matter to the sea floor (Lutze and Coulbourn, 1984; Sen Gupta and Machain-Castillo, 1993; Schmiedl et al., 1997; Mojtahid et al., 2006, 2009). Around ~8000 cal yr BP, *Uvigerina mediterranea* abundances started to increase while *C. carinata* and *B. marginata* decreased rapidly. *Hyalinea balthica*, which was completely absent before ~8400 yr cal BP, showed an abrupt arrival, with a peak around 8000 cal yr BP after which it rapidly decreased. At ~7400 cal yr BP, the species *Gyroidina altiformis* abruptly appeared and declined in the next millennium. It is interesting to notice that all these species (*U. mediterranea*, *H. balthica* and *G. altiformis*) which appeared or better developed at this period, are typical Mediterranean species (e.g., De Rijk et al., 2000; Schmiedl et al., 2000). Although the assumption of a possible link between certain water masses and a specific fauna has been progressively abandoned in favour of organic matter and oxygen as major controlling environmental parameters (Jorissen et al., 2007), the hypothesis of a link with the possible arrival of the MOW in the Bay of Biscay at this time cannot be entirely discarded. *Uvigerina mediterranea* and *H. balthica* are found to be typical species living within the MOW in the southern Portuguese margin (Schönfeld, 1997). The introduction of these species may have been possible through propagules transported from the Mediterranean, along the Iberian margin to the Bay of Biscay. In fact, recent studies (Alve and Goldstein, 2002, 2003, 2010) suggested passive transport of propagules as an efficient means of dispersal of foraminiferal individuals that may grow when exposed to favourable conditions. A similar mechanism could explain the appearance of the planktic deep dwelling species *Globorotalia truncatulinoides*.

5.3.2. From ~7400 to 6000 cal yr BP

The ~7400 to 6000 cal yr BP period is characterized by a decline followed by an increase in *Globigerinoides ruber* and by the highest percentages of *Orbulina universa*. The decline of *G. ruber* may suggest a weakening of the incursions of the Navidad Current into the Bay of Biscay (Fig. 7). This could result from a shift of the atmospheric system into a prevailing positive NAO index. The following increase starting around 6500 cal yr BP might indicate a new change towards a negative NAO period. Meanwhile, the warm summer species (*O. universa*) proliferated during this period and recorded its highest percentages, perhaps testifying maximum summer surface water temperatures due to orbital forcing. In fact, this time period coincides with the mid-Holocene climate optimum (e.g., Harrison et al., 1998; Rohling and De Rijk, 1999; Jansen et al., 2008) which have occurred between 8000 and 4000 yr BP in the Iberian Peninsula (Benito Garzón et al., 2007). Calvo et al. (2002) related the rise of SSTs during the climate optimum in the Norwegian Sea and around Iceland with an increase of meridional heat flux to high latitudes caused most likely by a positive NAO (Ivanova, 2009). The reason why the tropical-to-subtropical species *G. ruber*, unlike *O. universa*, did not occur at permanently high percentages during this period might be linked to its food requirements that are mainly sourced from subtropical settings and brought to higher latitudes when the IPC is formed.

5.3.3. From ~6000 to 3500 cal yr BP

This period includes a noticeable decrease in the dominant species *Globorotalia inflata* and an increase in the proportion of *Neogloboquadrina incompta*. This major faunal change is also perceptible in the progressive decrease of planktic foraminiferal species diversity at the Bay of Biscay starting around 6000 cal yr BP (Fig. 5a). This faunal turnover is difficult to explain in view of the rather similar ecological requirements of both species as observed nowadays in the Bay of Biscay. In fact, both species are mostly present in early spring (Harbers et al., 2010; Retailleau et al., 2011), at 10–21 °C water temperature and they seem to respond to the onset of new phytoplankton production (Retailleau et al., 2011). The decrease of *G. inflata* might be indicative of lower spring bloom productivity and/or stronger water column stratification during summer.

Another interesting pattern is the gradual decline in percentages of the subtropical species *Orbulina universa* (starting earlier around 6600 cal yr BP) which might suggest a gradual SST cooling trend. A long-term SST decline by about 1.5 to 4 °C has been found generally in the north Atlantic between the mid and late Holocene (see Kim et al., 2002; Marchal et al., 2002; Rimbu et al., 2004). Vegetation changes and quantitative climate reconstructions from northwestern France also show a long-term cooling trend of summer temperatures, marked by gradual temperate and humid forest decline and parallels cooling in Greenland (Calvo et al., 2002; Naughton et al., 2007). This cooling trend can be understood in terms of the declining Northern Hemisphere insolation since the early Holocene, with the steepest decline about 6000 years ago (e.g., Calvo et al., 2002; Naughton et al., 2007). The low percentages of *Globigerinoides ruber* during this period seem to be indicative of a generally positive NAO index. This conclusion is an agreement with other studies in the area (see references in Fig. 7) although the timing and the resolution are not always matching. For instance, Wanner et al. (2008) showed a linear trend from positive to negative NAO values between 6000 and 2000 cal yr BP followed by a weak reversal over the past 2000 cal yr (Fig. 7).

In the benthic record, *Uvigerina mediterranea* was dominant during this time interval. Today, *U. mediterranea* dominates the live benthic assemblages in the Bay of Biscay between 550 m and 1000 m water depth, with a maximum relative frequency at 800 m (Fontanier et al., 2003; Mojtahid et al., 2010). The establishment of this species after ~8100 cal yr BP perhaps marked a progressive transition from early Holocene conditions (strong currents, high supplies of upper continental shelf material, more continental organic matter) to conditions more similar to today. Additionally, the persistent occurrence of the very eutrophic species *Cassidulina carinata* in high proportions could indicate continued supplies of laterally advected organic matter of continental origin.

5.3.4. From ~3500 to 1800 cal yr BP

This period records peaks in PFAR and BFAR, more pronounced for PFAR (Fig. 4). This would indicate enhanced primary production leading to enhanced exported organic matter to the sea floor. This high primary production could be the consequence of a period of high nutrient input due to more humid conditions in the catchment area. Pena et al. (2010) showed a very clear increase in marine productivity off northwestern Iberia during the same time interval. These authors suggested a strong continental control exerted by nutrient input from the continent during a time period of increased runoff (Fig. 7). This time interval encompasses the Iberian–Roman Humid Period (2600–1600 cal yr BP) well recorded in high-resolution palaeoclimate archives from the Iberian Peninsula where enhanced lithogenic input and terrigenous content testify to increased rainfall linked to warmer conditions and high precipitation (Van Den Brink and Janssen, 1985; Diz et al., 2002; Martins et al., 2006a, 2006b; Bernárdez et al., 2008; Pena et al., 2010) (Fig. 7). Olsen et al. (2012) found a shift from predominantly positive NAO prior ~4000 cal yr BP to variable intermittently negative conditions until ~2000 cal yr BP from a high resolution lake sediment record from southwestern Greenland (Fig. 7). It is interesting to note that during this humid period, *Globigerinoides ruber* showed another peak (Fig. 5a) which might indicate that IPC formation was intensified in this period of prevailing negative NAO.

During this time interval, a decrease of *Uvigerina mediterranea* was accompanied by a slight increase in the relative densities of *Cassidulina carinata* and *Cibicidoides pachyderma*. The increase of the relative contribution of the very eutrophic species *C. carinata* could be the consequence

of increased runoff, and a larger continental contribution to the organic carbon supplies.

5.3.5. From ~1800 to 230 cal yr BP

This time span includes major historical warming and cooling events: The Medieval Warm Period (MWP: 1200–700 cal yr BP) and the Little Ice Age (LIA: 450–50 cal yr BP). These time periods are not well displayed by our record, perhaps because of a lack of sufficient resolution of rather rapid climate changes or because the hydrology of the Bay of Biscay may not have been affected very much. Nevertheless, the main feature of this interval is the decreasing percentage of *Globigerinoides ruber*, indicating a decreasing influence of the warm and salty Navidad Current and a shift towards a more positive NAO index. This is consistent with the work of Rimbu et al. (2004) (see review in Wanner et al., 2008) who showed that NAO moved towards positive values after ~1900 cal yr BP (Fig. 7). Björck et al. (2006) showed, from a long lacustrine sequence at the Azores Islands, a prevailing arid period implying a prevailing positive NAO index (Fig. 7). Martins et al. (2006a, 2006b) showed an enhanced upwelling activity in the Northwestern Iberian coast since 2200 cal yr BP due to the intensification of northerly associated with a positive NAO index (Fig. 7). In the southwestern Mediterranean in comparison, Martín-Puertas et al. (2010) recorded increased aridity especially during the MWP (Fig. 7). Bernárdez et al. (2008) concluded prevailing positive-NAO like period from 1700 to 1200 cal yr BP and negative-NAO like period from 1200 cal yr BP until the present-day (Fig. 7). Recently, a persistent positive mode of the NAO has been suggested for the whole MWP (Trouet et al., 2009).

This last climatic period seems to record the establishment of the recent eutrophic–mesotrophic benthic environment, as shown by the new increase in *Uvigerina mediterranea* percentages, the dominance of the mesotrophic taxon *Cibicidoides pachyderma* and the significant decrease in the very eutrophic species *Cassidulina carinata*.

6. Synthesis and conclusions

Over the last 9000 cal yr BP, significant changes occurred in sedimentology, planktic and benthic foraminiferal accumulation rates, foraminiferal faunal composition and species diversity in the southeastern Bay of Biscay. These changes are interpreted in terms of global (orbital forcing) and regional (NAO) climatic forcing, the effect of these forcing parameters on the general surface circulation in the southeastern Bay of Biscay and their impact on the adjacent continental environments. Our data are generally in agreement with the literature on the climatic variability in the North Atlantic and the Iberian Peninsula. Fig. 7 summarizes the results obtained and the subsequent palaeoenvironmental reconstructions.

1 Two major periods of enhanced organic matter supply to the sea floor have been determined from foraminiferal accumulation rates. This input is essentially originating from surface productivity (probably due to enhanced nutrient supplies) for the 4000–2000 cal yr BP interval, and additionally from an enhanced lateral advection of continental organic material in the early record (probably due to a closer distance to the shore in a context of lower sea level).
2 We use the planktic subtropical species *Globigerinoides ruber* as an indicator of episodic incursions of the warm and salty poleward Navidad Current (extension of the IPC) into the southeastern Bay of Biscay. Because the formation of this current is closely linked to the NAO, we might also record long-term intervals of negative NAO indices.
3 Although the NAO signal appears to be very present in our record, the external orbital forcing is also perceptible. The subtropical species *Orbulina universa* traces the three main climatic phases of the Holocene by recording warm summer temperatures in the early Holocene, maximum temperatures around the mid-Holocene climatic optimum followed by a general cooling trend.
4 Benthic environments seem to shift gradually from very eutrophic settings in the early Holocene to more eutrophic-to-mesotrophic settings characterizing Station B at present day. The early Holocene seems to be characterized by a large input of continental organic material, progressively replaced by an increasing flux of marine organic material.
5 According to all used proxies, five climatic phases can be recognized: The early record is consistent with the general wet and warm climate characterized by high precipitation and river runoff in the Iberian Peninsula. The climatic optimum seems to be placed at 7500–6000 cal yr BP. Afterwards, a general cooling takes place followed by the Iberian–Roman Humid period between ~3000 and 2000 cal yr BP. Then a general stable cool period prevailed.

Acknowledgements

We are very grateful to Erica Bicchi, Sophie Terrien, Yannick Bayona and Lara Le Villain for their participation in processing the data. We would like to thank the captain and crews of R/V Thalia (IFREMER) together with the Genavir technical staff for the support in sampling. ^{14}C dates were measured at the CEA (Center of Saclay) within the programme ARTEMIS (INSU). Student fellowships were provided to DFP, BY, MS and GJ by the Departmental Council of Vendée, France.

References

Abu-Zied, R.H., Rohling, E.J., Jorissen, F.J., Fontanier, C., Casford, J.S.L., Cooke, S., 2008. Benthic foraminiferal response to changes in bottom-water oxygenation and organic carbon flux in the eastern Mediterranean during LGM to Recent times. Marine Micropaleontology 67, 46–68.
Altenbach, A.V., Sarnthein, M., 1989. Productivity record in benthic foraminifera. Productivity of the Ocean: Present and Past.Dahlem-Konferenzen, New York 255–269.
Altenbach, A.V., Pflaumann, U., Schiebel, R., Thies, A., Timm, S., Trauth, M., 1999. Scaling percentages and distributional patterns of benthic foraminifera with flux rates of organic carbon. Journal of Foraminiferal Research 29, 173–185.
Alve, E., Goldstein, S.T., 2002. Resting stage in benthic foraminiferal propagules: a key feature for dispersal? Evidence from two shallow-water species. Journal of Micropalaeontology 21, 95–96.
Alve, E., Goldstein, S.T., 2003. Propagule transport as a key method of dispersal in benthic foraminifera (Protista). Limnology and Oceanography 2163–2170.
Alve, E., Goldstein, S.T., 2010. Dispersal, survival and delayed growth of benthic foraminiferal propagules. Journal of Sea Research 63, 36–51.
Andersen, C., Koç, N., Jennings, A., Andrews, J.T., 2004a. Nonuniform response of the major surface currents in the Nordic seas to insolation forcing: implications for the Holocene climate variability. Paleoceanography 19, PA2003.
Andersen, K.K., Azuma, N., Barnola, J.M., Bigler, M., Biscaye, P., Caillon, N., Chappellaz, J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Fischer, H., et al., 2004b. High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. Nature 431, 147–151.
Anderson, O.R., Spindler, M., Bé, A.W.H., Hemleben, C., 1979. Trophic activity of planktonic foraminifera. Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom 59, 791–799.
Andersson, C., 2003. Late Holocene surface ocean conditions of the Norwegian Sea (Vøring Plateau). Paleoceanography 18 (2), 1044. http://dx.doi.org/10.1029/2001PA000654.
Bé, A.W.H., 1977. An ecological, zoogeographic and taxonomic review of recent planktonic foraminifera. In: Ramsay, A.T.S. (Ed.), Oceanic Micropaleontology. Academic Press, London, New York, San Francisco, pp. 733–808.
Bendle, J., 2011. Palaeoclimatology: core data from the Antarctic margin. Nature 470, 181–182.
Benito Garzón, M., Sánchez de Dios, R., Sáinz Ollero, H., 2007. Predictive modelling of tree species distributions on the Iberian Peninsula during the Last Glacial Maximum and Mid-Holocene. Ecography 30, 120–134.
Benito, G., Sopeña, A., Sánchez-Moya, Y., Machado, M.J., Pérez-González, A., 2003. Palaeoflood record of the Tagus River (Central Spain) during the Late Pleistocene and Holocene. Quaternary Science Reviews 22, 1737–1756.
Bergamin, L., Di Bella, L., Carboni, M.G., 1999. *Valvulineria bradyana* (Fornasini) in organic matter-enriched environment (Ombrone River mouth, central Italy). Il Quaternario Italian Journal of Quaternary Sciences 12 (1), 51–56.
Bernárdez, P., González-Álvarez, R., Francés, G., Prego, R., Bárcena, M.A., Romero, O.E., 2008. Late Holocene history of the rainfall in the NW Iberian peninsula—evidence from a marine record. Journal of Marine Systems 72, 366–382.
Bianchi, G.G., McCave, I.N., 1999. Holocene periodicity in North Atlantic climate and deep-ocean flow south of Iceland. Nature 397, 515–517.
Bijma, J., Faber, W.W., Hemleben, C., 1990. Temperature and salinity limits for growth and survival of some planktonic foraminifers in laboratory cultures. Journal of Foraminiferal Research 20 (2), 95–116.

Björck, S., Rittenour, T., Rosén, P., França, Z., Möller, P., Snowball, I., Wastegård, S., Bennike, O., Kromer, B., 2006. A Holocene lacustrine record in the central North Atlantic: proxies for volcanic activity, short-term NAO mode variability, and long-term precipitation changes. Quaternary Science Reviews 25, 9–32.
Boltovskoy, E., Wright, R., 1976. Recent Foraminifera. Dr. W. Junk Publishers, The Hague.
Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P., Demenocal, P., Priore, P., Cullen, H., Hajdas, I., Bonani, G., et al., 1997. A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. Science 278, 1257.
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.
Broecker, W.S., 2001. Was the medieval warm period global? Science 291, 1497–1499.
Brunet, R.-C., Astin, K., 1999. Spatio-temporal variation in some physical and chemical parameters over a 25-year period in the catchment of the river Adour. Journal of Hydrology 220, 209–221.
Calvo, E., Grimalt, J., Jansen, E., 2002. High resolution U37K sea surface temperature reconstruction in the Norwegian Sea during the Holocene. Quaternary Science Reviews 21, 1385–1394.
Chapman, M.R., Shackleton, N.J., 2000. Evidence of 550-year and 1000-year cyclicities in North Atlantic circulation patterns during the Holocene. The Holocene 10, 287–291.
Charria, G., Lazure, P., Le Cann, B., Serpette, A., Reverdin, G., Louazel, S., Batifoulier, F., Dumas, F., Pichon, A., Morel, Y., 2013. Surface layer circulation derived from Lagrangian drifters in the Bay of Biscay. Journal of Marine Systems 109–110, S60–S76 (Supplement).
Cirac, P., Bourillet, J.-F., Griboulard, R., Normand, A., 2001. Le canyon de Capbreton: nouvelles approches morphostructurales et morphosédimentaires. Premiers résultats de la campagne Itsas. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences–Series IIA–Earth and Planetary Science 332, 447–455.
Clavé, B., Massé, L., Carbonel, P., Tastet, J.-P., 2001. Holocene coastal changes and infilling of the La Perroche marsh (French Atlantic coast). Oceanologica Acta 24, 377–389.
Colebrook, J.M., 1982. Continuous plankton records: phytoplankton, zooplankton and environment, north-east Atlantic and North Sea, 1958–1980. Oceanologica Acta 5, 473–480 (Paris).
Corliss, B.H., Emerson, S., 1990. Distribution of rose bengal stained deep-sea benthic foraminifera from the Nova Scotian continental margin and Gulf of Maine. Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers 37, 381–400.
Corliss, B.H., Van Weering, T.C., 1993. Living (stained) benthic foraminifera within surficial sediments of the Skagerrak. Marine Geology 111, 323–335.
Cremer, M., Weber, O., Jouanneau, J.-M., 1999. Sedimentology of box cores from the Cap-Ferret Canyon area (Bay of Biscay). Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography 46, 2221–2247.
Darling, K.F., Wade, C.M., 2008. The genetic diversity of planktic foraminifera and the global distribution of ribosomal RNA genotypes. Marine Micropaleontology 67, 216–238.
De Deckker, P., Moros, M., Perner, K., Jansen, E., 2012. Influence of the tropics and southern westerlies on glacial interhemispheric asymmetry. Nature Geoscience 5, 266–269.
De Rijk, S., Jorissen, F.J., Rohling, E.J., Troelstra, S.R., 2000. Organic flux control on bathymetric zonation of Mediterranean benthic foraminifera. Marine Micropaleontology 40, 151–166.
De Stigter, H.C., Jorissen, F.J., Van der Zwaan, G.J., 1998. Bathymetric distribution and microhabitat partitioning of live (Rose Bengal stained) benthic foraminifera along a shelf to bathyal transect in the southern Adriatic Sea. Journal of Foraminiferal Research 28, 40–65.
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 sea-surface conditions in the northern North Atlantic. Quaternary Science Reviews 25, 2820–2834.
DeMenocal, P., Ortiz, J., Guilderson, T., Sarnthein, M., 2000. Coherent high- and low-latitude climate variability during the Holocene warm period. Science 288, 2198–2202.
Dickson, R.R., Kelly, P.M., Colebrook, J.M., Wooster, W.S., Cushing, D.H., 1988. North winds and production in the eastern North Atlantic. Journal of Plankton Research 10, 151–169.
Diot, M.F., Tastet, J.P., 1995. Paléo-environnements holocènes et limites chronoclimatiques enregistrés dans un marais estuarien de la Gironde (France) [Holocene paleo-environments and chrono-climatic limits recorded in a reclaimed marsh of the Gironde estuary (France).]. Quaternaire 6, 63–75.
Diz, P., Francés, G., Pelejero, C., Grimalt, J.O., Vilas, F., 2002. The last 3000 years in the Ría de Vigo (NW Iberian Margin): climatic and hydrographic signals. The Holocene 12, 459–468.
Drinkwater, K.F., Belgrano, A., Borja, A., Conversi, A., Edwards, M., Greene, C.H., Ottersen, G., Pershing, A.J., Walker, H., 2003. The response of marine ecosystems to climate variability associated with the North Atlantic Oscillation. Geophysical Monograph-American Geophysical Union 134, 211–234.
Duchemin, G., Jorissen, F.J., Le Loc'h, F., Andrieux-Loyer, F., Hily, C., Thouzeau, G., 2008. Seasonal variability of living benthic foraminifera from the outer continental shelf of the Bay of Biscay. Journal of Sea Research 59, 297–319.
Duplessy, J.C., 1978. Isotope studies. In: Gribbin, J. (Ed.), Climatic Change. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 46–67.
Durrieu de Madron, X., Castaing, P., Nyffeler, F., Courp, T., 1999. Slope transport of suspended particulate matter on the Aquitanian margin of the Bay of Biscay. Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography 46, 2003–2027.
Eynaud, F., Turon, J.L., Duprat, J., 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, 55–79.
Fiúza, A.F.G., Hamann, M., Ambar, I., Díaz del Río, G., González, N., Cabanas, J.M., 1998. Water masses and their circulation off western Iberia during May 1993. Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers 45, 1127–1160.
Fletcher, W.J., Debret, M., Goñi, M.F.S., 2012. Mid-Holocene emergence of a low-frequency millennial oscillation in western Mediterranean climate: implications for past dynamics of the North Atlantic atmospheric westerlies. The Holocene 23 (2), 153–166.
Fontanier, C., Jorissen, F., Licari, L., Alexandre, A., Anschutz, P., Carbonel, P., 2002. Live benthic foraminiferal faunas from the Bay of Biscay: faunal density, composition, and microhabitats. Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers 49, 751–785.
Fontanier, C., Jorissen, F., Chaillou, G., David, C., Anschutz, P., Lafon, V., 2003. Seasonal and interannual variability of benthic foraminiferal faunas at 550 m depth in the Bay of Biscay. Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers 50, 457–494.
Garcia-Soto, C., Pingree, R.D., Valdés, L., 2002. Navidad development in the southern Bay of Biscay: climate change and swoddy structure from remote sensing and in situ measurements. Journal of Geophysical Research 107 (C8). http://dx.doi.org/10.1029/2001JC001012.
Gherardi, J.M., Labeyrie, L., Nave, S., Francois, R., McManus, J.F., Cortijo, E., 2009. Glacial–interglacial circulation changes inferred from 231 Pa/230Th sedimentary record in the North Atlantic region. Paleoceanography 24 (2). http://dx.doi.org/10.1029/2008PA001696 PA2204.
Giraudeau, J., Cremer, M., Manthé, S., Labeyrie, L., Bond, G., 2000. Coccolith evidence for instabilities in surface circulation south of Iceland during Holocene times. Earth and Planetary Science Letters 179, 257–268.
Giraudeau, J., Jennings, A.E., Andrews, J.T., 2004. Timing and mechanisms of surface and intermediate water circulation changes in the Nordic Seas over the last 10,000 cal years: a view from the North Iceland shelf. Quaternary Science Reviews 23, 2127–2139.
Gladstone, R.M., Ross, I., Valdes, P.J., Abe-Ouchi, A., Braconnot, P., Brewer, S., Kageyama, M., Kitoh, A., Legrande, A., Marti, O., et al., 2005. Mid-Holocene NAO: a PMIP2 model intercomparison. Geophysical Research Letters 32, 707.
Hald, M., Andersson, C., Ebbesen, H., Jansen, E., Klitgaard-Kristensen, D., Risebrobakken, B., Salomonsen, G.R., Sarnthein, M., Sejrup, H.P., Telford, R.J., 2007. Variations in temperature and extent of Atlantic Water in the northern North Atlantic during the Holocene. Quaternary Science Reviews 26, 3423–3440.
Hammer, O., Harper, D.A.T., Ryan, P.D., 2001. PAST: paleontological statistics software package for education and data analysis. Palaeontologia Electronica 4 (1), 1–9.
Harbers, A., Schönfeld, J., Rüggeberg, A., Pfannkuche, O., 2010. Short term dynamics of planktonic foraminiferal sedimentation in the Porcupine Seabight. Micropaleontology 56 (3–4), 259–274.
Harrison, S.P., Jolly, D., Laarif, F., Abe-Ouchi, A., Dong, B., Herterich, K., Hewitt, C., Joussaume, S., Kutzbach, J.E., Mitchell, J., De Noblet, N., Valdes, P., 1998. Intercomparison of simulated global vegetation distributions in response to 6 kyr BP orbital forcing. Journal of Climate 11, 2721–2742.
Heikkilä, M., Seppä, H., 2003. A 11,000 yr palaeotemperature reconstruction from the southern boreal zone in Finland. Quaternary Science Reviews 22, 541–554.
Hemleben, C., Spindler, M., Breitinger, I., Deuser, W.G., 1985. Field and laboratory studies on the ontogeny and ecology of some globorotaliid species from the Sargasso Sea off Bermuda. Journal of Foraminiferal Research 15, 254–272.
Hemleben, C.H., Anderson, O.R., Berthold, W., Spindler, M., 1986. Calcification and chamber formation in foraminifera—a brief overview. In: Leadbeater, B.S.C., Riding, R. (Eds.), Biomineralization in Lower Plants and Animals. Clarendon Press, Oxford, pp. 237–249.
Hemleben, C., Spindler, M., Anderson, O.R., 1989. Modern Planktonic Foraminifera. Springer-Verlag, New York.
Herguera, J.C., 1992. Deep-sea benthic foraminifera and biogenic opal: glacial to postglacial productivity changes in the western equatorial Pacific. Marine Micropaleontology 19, 79–98.
Herguera, J., 2000. Last glacial paleoproductivity patterns in the eastern equatorial Pacific: benthic foraminifera records. Marine Micropaleontology 40, 259–275.
Herguera, J.C., Berger, W.H., 1991. Paleoproductivity from benthic foraminifera abundance: glacial to postglacial change in the west-equatorial Pacific. Geology 19, 1173–1176.
Hess, S., 1998. Distribution patterns of recent benthic foraminifera in the South China Sea. Berichte Report aus dem Geologisch-Paläontologisches Institut und Museum Christian-Albrechts-Universität-Kiel. No. 91. Berichte-Reports aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Kiel, Deutschland.
Hong, Y.T., Hong, B., Lin, Q.H., Shibata, Y., Zhu, Y.X., Leng, X.T., Wang, Y., 2009. Synchronous climate anomalies in the western North Pacific and North Atlantic regions during the last 14,000 years. Quaternary Science Reviews 28, 840–849.
Hughes, M.K., Diaz, H.F., 1994. Was there a "Medieval Warm Period", and if so, where and when? Climatic Change 26, 109–142.
Hurrell, J.W., 1995. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation. Science 269, 676–679.
Hurrell, J.W., Kushnir, Y., Visbeck, M., 2001. The north Atlantic oscillation. Science 291, 603–605.
Hurrell, J.W., Kushnir, Y., Ottersen, G., Visbeck, M., 2008. The North Atlantic Oscillation: climatic significance and environmental impact. AGU Fall Meeting Abstracts, p. 1244.
Ivanova, E., 2009. The Global Thermohaline Paleocirculation. Springer 314.
Jansen, E., Andersson, C., Moros, M., Nisancioglu, K.H., Nyland, B.F., Telford, R.J., 2008. The Early to Mid-Holocene thermal optimum in the North Atlantic. In: Battarbee, R.W., Binney, H.A. (Eds.), Natural Climate Variability and Global Warming—A Holocene Perspective. Wiley-Blackwell, pp. 123–137.
Jones, R.W., 1994. The Challenger Foraminifera. Oxford University Press, Oxford 1–149.

Jorissen, F.J., 1987. The distribution of benthic foraminifera in the Adriatic Sea. Marine Micropaleontology 12, 21–48.
Jorissen, F.J., Barmawidjaja, D.M., Puskaric, S., Van der Zwaan, G.J., 1992. Vertical distribution of benthic foraminifera in the northern Adriatic Sea: the relation with the organic flux. Marine Micropaleontology 19, 131–146.
Jorissen, F.J., Wittling, I., Peypouquet, J.P., Rabouille, C., Relexans, J.C., 1998. Live benthic foraminiferal faunas off Cape Blanc, NW-Africa: community structure and microhabitats. Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers 45, 2157–2188.
Jorissen, F.J., Fontanier, C., Thomas, E., 2007. Chapter Seven paleoceanographical proxies based on deep-sea benthic foraminiferal assemblage characteristics. Proxies in Late Cenozoic Paleoceanography. Elsevier, pp. 263–325.
Jouanneau, J.M., Garcia, C., Oliveira, A., Rodrigues, A., Dias, J.A., Weber, O., 1998. Dispersal and deposition of suspended sediment on the shelf off the Tagus and Sado estuaries, SW Portugal. Progress in Oceanography 42, 233–257.
Kaplan, M.R., Wolfe, A.P., 2006. Spatial and temporal variability of Holocene temperature in the North Atlantic region. Quaternary Research 65, 223–231.
Kaufman, D.S., Ager, T.A., Anderson, N.J., Anderson, P.M., Andrews, J.T., Bartlein, P.J., Brubaker, L.B., Coats, L.L., Cwynar, L.C., Duvall, M.L., et al., 2004. Holocene thermal maximum in the western Arctic (0–180 W). Quaternary Science Reviews 23, 529–560.
Keigwin, L.D., Pickart, R.S., 1999. Slope water current over the Laurentian Fan on interannual to millennial time scales. Science 286, 520–523.
Kim, J.H., Schneider, R.R., Müller, P.J., Wefer, G., 2002. Interhemispheric comparison of deglacial sea-surface temperature patterns in Atlantic eastern boundary currents. Earth and Planetary Science Letters 194, 383–393.
Klingebiel, A., Larsonneur, C., Castaing, P., Pujos, M., Barbaroux, L., Gouleau, D., Ottoman, F., Avoine, J., Dupont, J., Hommeril, P., 1980. Modèle de sédimentation littorale actuelle en zone tempérée: la façade maritime française de l'Atlantique à la Manche. Bulletin de l'Institut Géologique du Bassin d'Aquitaine 46, 113–164.
Koutsikopoulos, C., Le Cann, B., 1996. Physical processes and hydrological structures related to the Bay of Biscay anchovy. Scientia Marina 60, 9–19.
Kuhnt, T., Howa, H., Schmidt, S., Marié, L., Schiebel, R., 2013. Flux dynamics of planktic foraminiferal tests in the south-eastern Bay of Biscay (northeast Atlantic margin). Journal of Marine Systems 109–110, S169–S181.
Lambeck, K., 1997. Sea-level change along the French Atlantic and Channel coasts since the time of the Last Glacial Maximum. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 129, 1–22.
Langezaal, A.M., Jorissen, F.J., Braun, B., Chaillou, G., Fontanier, C., Anschutz, P., Van der Zwaan, G.J., 2006. The influence of seasonal processes on geochemical profiles and foraminiferal assemblages on the outer shelf of the Bay of Biscay. Continental Shelf Research 26, 1730–1755.
Lavin, A., Valdes, L., Sanchez, F., Abaunza, P., Forest, A., Boucher, J., Lazure, P., Jegou, A.M., 2006. The Bay of Biscay: the encountering of the ocean and the shelf. In: Robinson, A.P., Brink, K. (Eds.), The Sea. Harvard Press, Cambridge, MA, pp. 933–1001.
Le Hénaff, M., Roblou, L., Bouffard, J., 2011. Characterizing the Navidad Current interannual variability using coastal altimetry. Ocean Dynamics 61, 425–437.
Lebreiro, S.M., Moreno, J.C., Abrantes, F.F., Pflaumann, U., 1997. Productivity and paleoceanographic implications on the Tore Seamount (Iberian Margin) during the last 225 kyr: foraminiferal evidence. Paleoceanography 12, 718.
Leorri, E., Cearreta, A., 2004. Holocene environmental development of the Bilbao estuary, northern Spain: sequence stratigraphy and foraminiferal interpretation. Marine Micropaleontology 51, 75–94.
Leorri, E., Cearreta, A., 2009. Anthropocene versus Holocene relative sea-level rise rates in the southern Bay of Biscay. Geogaceta 46, 127–130.
Lesueur, P., Tastet, J.P., Marambat, L., 1996. Shelf mud fields formation within historical times: examples from offshore the Gironde estuary, France. Continental Shelf Research 16, 1849–1870.
Lutze, G.F., Coulbourn, W.T., 1984. Recent benthic foraminifera from the continental margin of northwest Africa: community structure and distribution. Marine Micropaleontology 8, 361–401.
Mackensen, A., Douglas, R.G., 1989. Down-core distribution of live and dead deep-water benthic foraminifera in box cores from the Weddell Sea and the California continental borderland. Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers 36, 879–900.
Marchal, O., Cacho, I., Stocker, T.F., Grimalt, J.O., Calvo, E., Martrat, B., Shackleton, N., Vautravers, M., Cortijo, E., Van Kreveld, S., Andersson, C., Koç, N., Chapman, M., Sbaffi, L., Duplessy, J.-C., Sarnthein, M., Turon, J.-L., Duprat, J., Jansen, E., 2002. Apparent long-term cooling of the sea surface in the northeast Atlantic and Mediterranean during the Holocene. Quaternary Science Reviews 21, 455–483.
Marchitto, T.M., Curry, W.B., Oppo, D.W., 1998. Millennial-scale changes in North Atlantic circulation since the last glaciation. Nature 393, 557–561.
Martín-Puertas, C., Jimenez Espejo, F.J., Martínez-Ruiz, F., Nieto-Moreno, V., Rodrigo, M., Mata, M.P., Valero-Garcés, B.L., et al., 2010. Late Holocene climate variability in the southwestern Mediterranean region: an integrated marine and terrestrial geochemical approach. Climate of the Past 6, 807–816.
Martins, V., Jouanneau, J.M., Weber, O., Rocha, F., 2006a. Tracing the late Holocene evolution of the NW Iberian upwelling system. Marine Micropaleontology 59, 35–55.
Martins, V., Patinha, C., Ferreira da Silva, E., Jouanneau, J.M., Weber, O., Rocha, F., 2006b. Holocene record of productivity in the NW Iberian continental shelf. Journal of Geochemical Exploration 88, 408–411.
Mayewski, P.A., Rohling, E.E., Curt Stager, J., Karlén, W., Maasch, K.A., David Meeker, L., Meyerson, E.A., Gasse, F., Van Kreveld, S., Holmgren, K., et al., 2004. Holocene climate variability. Quaternary Research 62, 243–255.
McCartney, M.S., Talley, L.D., 1982. The subpolar mode water of the North Atlantic Ocean. Journal of Physical Oceanography 12, 1169–1188.
Mellalieu, S.J., Massé, L., Coquillas, D., Alfonso, S., Tastet, J.P., 2000. Holocene development of the east bank of the Gironde Estuary: geoarchaeological investigation of the Saint Ciers-sur-Gironde marsh. Geological Society, London, Special Publications 175, 317–341.
Migeon, S., Weber, O., Faugeres, J.C., Saint-Paul, J., 1999. SCOPIX: a new X-ray imaging system for core analysis. Geo-Marine Letters 18, 251–255.
Mojtahid, M., Jorissen, F., Durrieu, J., Galgani, F., Howa, H., Redois, F., Camps, R., 2006. Benthic foraminifera as bio-indicators of drill cutting disposal in tropical east Atlantic outer shelf environments. Marine Micropaleontology 61, 58–75.
Mojtahid, M., Jorissen, F., Lansard, B., Fontanier, C., Bombled, B., Rabouille, C., 2009. Spatial distribution of live benthic foraminifera in the Rhône prodelta: faunal response to a continental–marine organic matter gradient. Marine Micropaleontology 70, 177–200.
Mojtahid, M., Griveaud, C., Fontanier, C., Anschutz, 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 Micropaleontologie 53, 139–162.
Morigi, C., Jorissen, F.J., Gervais, A., Guichard, S., Borsetti, A.M., 2001. Benthic foraminiferal faunas in surface sediments off NW Africa: relationship with organic flux to the ocean floor. Journal of Foraminiferal Research 31, 350–368.
Moros, M., Emeis, K., Risebrobakken, B., Snowball, I., Kuijpers, A., McManus, J., Jansen, E., 2004. Sea surface temperatures and ice rafting in the Holocene North Atlantic: climate influences on northern Europe and Greenland. Quaternary Science Reviews 23, 2113–2126.
Mouret, A., 2009. Biogéochimie benthique: processus communs et divergences entre les sédiments littoraux et ceux des marges continentales: comparaison entre le Bassin d'Arcachon et le Golfe de Gascogne. Thèse de doctorat. Bordeaux 1. 294 pp.
Mouret, A., Anschutz, P., Deflandre, B., Chaillou, G., Hyacinthe, C., Deborde, J., Etcheber, H., Jouanneau, J.-M., Grémare, A., Lecroart, P., 2010. Oxygen and organic carbon fluxes in sediments of the Bay of Biscay. Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers 57, 528–540.
Mulitza, S., Dürkoop, A., Hale, W., Wefer, G., Niebler, H.S., 1997. Planktonic foraminifera as recorders of past surface-water stratification. Geology 25, 335–338.
Murray, J.W., 2006. Ecology and Applications of Benthic Foraminifera. Cambridge University Press.
Naughton, F., Bourillet, J.F., Sánchez Goñi, M.F., Turon, J.L., Jouanneau, J.M., 2007. Long-term and millennial-scale climate variability in northwestern France during the last 8850 years. The Holocene 17, 939–953.
Noren, A.J., Bierman, P.R., Steig, E.J., Lini, A., Southon, J., et al., 2002. Millennial-scale storminess variability in the northeastern United States during the Holocene epoch. Nature 419, 821–824.
O'brien, S.R., Mayewski, P.A., Meeker, L.D., Meese, D.A., Twickler, M.S., Whitlow, S.I., 1995. Complexity of Holocene climate as reconstructed from a Greenland ice core. Science 270, 1962–1964.
Ólafsdóttir, S., Jennings, A.E., Geirsdóttir, Á., Andrews, J., Miller, G.H., 2010. Holocene variability of the North Atlantic Irminger current on the south-and northwest shelf of Iceland. Marine Micropaleontology 77, 101–118.
Olsen, J., Anderson, N.J., Knudsen, M.F., 2012. Variability of the North Atlantic Oscillation over the past 5200 years. Nature Geoscience 5, 808–812.
Oppo, D.W., McManus, J.F., Cullen, J.L., 2003. Palaeo-oceanography: deepwater variability in the Holocene epoch. Nature 422, 277–278.
Paillet, J., 1999. Central water vortices of the eastern North Atlantic. Journal of Physical Oceanography 29, 2487–2503.
Parsons, L.S., Lear, W.H., 2001. Climate variability and marine ecosystem impacts: a North Atlantic perspective. Progress in Oceanography 49, 167–188.
Peliz, Á., Dubert, J., Santos, A.M., Oliveira, P.B., Le Cann, B., 2005. Winter upper ocean circulation in the Western Iberian Basin—fronts, eddies and poleward flows: an overview. Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers 52, 621–646.
Pena, L.D., Francés, G., Diz, P., Esparza, M., Grimalt, J.O., Nombela, M.A., Alejo, I., 2010. Climate fluctuations during the Holocene in NW Iberia: high and low latitude linkages. Continental Shelf Research 30, 1487–1496.
Phleger, F.B., Parker, F.L., Peirson, J.F., 1953. North Atlantic foraminifera. Reports of the Swedish Deep-Sea, Expedition No. 7.
Pingree, R.D., Le Cann, B., 1989. Celtic and Armorican slope and shelf residual currents. Progress in Oceanography 23, 303–338.
Pingree, R.D., Le Cann, B., 1992. Three anticyclonic slope water oceanic eDDIES (SWODDIES) in the southern Bay of Biscay in 1990. Deep Sea Research Part A: Oceanographic Research Papers 39, 1147–1175.
Piotrowski, A.M., Goldstein, S.L., Hemming, S.R., Fairbanks, R.G., 2004. Intensification and variability of ocean thermohaline circulation through the last deglaciation. Earth and Planetary Science Letters 225, 205–220.
Pollard, R.T., Pu, S., 1985. Structure and circulation of the upper Atlantic Ocean northeast of the Azores. Progress in Oceanography 14, 443–462.
Pontee, N.I., Tastet, J.P., Masse, L., 1998. Morpho-sedimentary evidence of Holocene coastal changes near the mouth of the Gironde and on the Medoc Peninsula, SW France. Oceanologica Acta 21, 243–261.
Pujol, C., 1980. Les foraminifères planctoniques de l'atlantique nord au quaternaire: écologie, stratigraphie, environnement. Université de Bordeaux I, Talence, France.
Rathburn, A.E., Corliss, B.H., Tappa, K.D., Lohmann, K.C., 1996. Comparisons of the ecology and stable isotopic compositions of living (stained) benthic foraminifera from the Sulu and South China Seas. Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers 43, 1617–1646.
Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Ramsey, C.B., Buck, C.E., Burr, G.S., Edwards, R.L., et al., 2009. IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years cal BP.
Retailleau, S., Howa, H., Schiebel, R., Lombard, F., Eynaud, F., Schmidt, S., Jorissen, F., Labeyrie, L., 2009. Planktic foraminiferal production along an offshore–onshore transect in the south-eastern Bay of Biscay. Continental Shelf Research 29, 1123–1135.

Retailleau, S., Schiebel, R., Howa, H., 2011. Population dynamics of living planktic foraminifers in the hemipelagic southeastern Bay of Biscay. Marine Micropaleontology 80, 89–100.
Reverdin, G., Cayan, D., Kushnir, Y., 1997. Decadal variability of hydrography in the upper northern North Atlantic in 1948–1990. Journal of Geophysical Research 102, 8505–8531.
Rimbu, N., Lohmann, G., Kim, J.H., Arz, H.W., Schneider, R., 2003. Arctic/North Atlantic Oscillation signature in Holocene sea surface temperature trends as obtained from alkenone data. Geophysical Research Letters 30 (6).
Rimbu, N., Lohmann, G., Lorenz, S.J., Kim, J.H., Schneider, R.R., 2004. Holocene climate variability as derived from alkenone sea surface temperature and coupled ocean–atmosphere model experiments. Climate Dynamics 23, 215–227.
Rohling, E.J., De Rijk, S., 1999. Holocene climate optimum and Last Glacial Maximum in the Mediterranean: the marine oxygen isotope record. Marine Geology 153, 57–75.
Rohling, E.J., Den Dulk, M., Pujol, C., Vergnaud-Grazzini, C., 1995. Abrupt hydrographic change in the Alboran Sea (western Mediterranean) around 8000 yrs BP. Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers 42, 1609–1619.
Rose, J., 2010. Quaternary climates: a perspective for global warming. Proceedings of the Geologists' Association 121, 334–341.
Ruddiman, W.F., Ellis, E.C., 2009. Effect of per-capita land use changes on Holocene forest clearance and CO_2 emissions. Quaternary Science Reviews 28, 3011–3015.
Salgueiro, E., Voelker, A., Abrantes, F., Meggers, H., Pflaumann, U., Lončarić, N., González-Álvarez, R., Oliveira, P., Bartels-Jónsdóttir, H.B., Moreno, J., Wefer, G., 2008. Planktonic foraminifera from modern sediments reflect upwelling patterns off Iberia: insights from a regional transfer function. Marine Micropaleontology 66, 135–164.
Schiebel, R., Waniek, J., Bork, M., Hemleben, C., 2001. Planktic foraminiferal production stimulated by chlorophyll redistribution and entrainment of nutrients. Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers 48, 721–740.
Schmiedl, G., Mackensen, A., Müller, P.J., 1997. Recent benthic foraminifera from the eastern South Atlantic Ocean: dependence on food supply and water masses. Marine Micropaleontology 32, 249–287.
Schmiedl, G., De Bovée, F., Buscail, R., Charrière, B., Hemleben, C., Medernach, L., Picon, P., 2000. Trophic control of benthic foraminiferal abundance and microhabitat in the bathyal Gulf of Lions, western Mediterranean Sea. Marine Micropaleontology 40, 167–188.
Schmiedl, G., Mitschele, A., Beck, S., Emeis, K.-C., Hemleben, C., Schulz, H., Sperling, M., Weldeab, S., 2003. Benthic foraminiferal record of ecosystem variability in the eastern Mediterranean Sea during times of sapropel S5 and S6 deposition. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 190, 139–164.
Schmuker, B., Schiebel, R., 2002. Planktic foraminifers and hydrography of the eastern and northern Caribbean Sea. Marine Micropaleontology 46, 387–403.
Schönfeld, J., 1997. The impact of the Mediterranean outflow water (MOW) on benthic foraminiferal assemblages and surface sediments at the southern Portuguese continental margin. Marine Micropaleontology 29, 211–236.
Schönfeld, J., Zahn, R., 2000. Late Glacial to Holocene history of the Mediterranean Outflow. Evidence from benthic foraminiferal assemblages and stable isotopes at the Portuguese margin. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 159, 85–111.
Sen Gupta, B.K., Machain-Castillo, M.L., 1993. Benthic foraminifera in oxygen-poor habitats. Marine Micropaleontology 20, 183–201.
Seppä, H., Birks, H.J.B., 2002. Holocene climate reconstructions from the Fennoscandian tree-line area based on pollen data from Toskaljavri. Quaternary Research 57, 191–199.
Siccha, M., Schiebel, R., Schmidt, S., Howa, H., 2012. Short-term and small-scale variability in planktic foraminifera test flux in the Bay of Biscay. Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers 64, 146–156.
Sierro, F.J., Flores, J.A., Baraza, J., 1999. Late Glacial to Recent paleoenvironmental changes in the Gulf of Cadiz and formation of sandy contourite layers. Marine Geology 155, 157–172.
Smart, C.W., 2008. Abyssal NE Atlantic benthic foraminifera during the last 15 kyr: relation to variations in seasonality of productivity. Marine Micropaleontology 69, 193–211.
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.
Stephenson, D.B., Wanner, H., Bronnimann, S., Luterbacher, J., 2003. The history of scientific research on the North Atlantic Oscillation. Geophysical Monograph-American Union 134, 37–50.
Stuiver, M., Braziunas, T.F., Grootes, P.M., Zielinski, G.A., 1997. Is there evidence for solar forcing of climate in the GISP2 oxygen isotope record? Quaternary Research 48, 259–266.
Ters, M., 1973. Les variations du niveau marin depuis 10 000 ans le long du littoral atlantique français. CNRS, Le Quaternaire, Géodynamique, Stratigraphie et Environnement, pp. 114–135.
Thompson, D.W., Wallace, J.M., 2001. Regional climate impacts of the Northern Hemisphere annular mode. Science 293, 85–89.
Thompson, L.G., Mosley-Thompson, E., Davis, M.E., Lin, P.N., Henderson, K., Mashiotta, T.A., 2003. Tropical glacier and ice core evidence of climate change on annual to millennial time scales. Climatic Change 59, 137–155.
Thornalley, D.J., Elderfield, H., McCave, I.N., 2009. Holocene oscillations in temperature and salinity of the surface subpolar North Atlantic. Nature 457, 711–714.
Thorndycraft, V.R., Benito, G., 2006. The Holocene fluvial chronology of Spain: evidence from a newly compiled radiocarbon database. Quaternary Science Reviews 25, 223–234.
Tisnérat-Laborde, N., Poupeau, J.J., Tannau, J.F., Paterne, M., 2001. Development of a semi-automated system for routine preparation of carbonate samples. Radiocarbon 43, 299–304.
Trigo, R.M., Pozo-Vázquez, D., Osborn, T.J., Castro-Díez, Y., Gámiz-Fortis, S., Esteban-Parra, M.J., 2004. North Atlantic oscillation influence on precipitation, river flow and water resources in the Iberian Peninsula. International Journal of Climatology 24, 925–944.
Trouet, V., Esper, J., Graham, N.E., Baker, A., Scourse, J.D., Frank, D.C., 2009. Persistent positive North Atlantic Oscillation mode dominated the medieval climate anomaly. Science 324, 78–80.
Van Den Brink, L.M., Janssen, C.R., 1985. The effect of human activities during cultural phases on the development of montane vegetation in the Serra de Estrela, Portugal. Review of Palaeobotany and Palynology 44, 193–215.
Van der Zwaan, G.J., Jorissen, F.J., Verhallen, P., Von Daniels, C.H., 1986. Atlantic–European Oligocene to recent Uvigerina: taxonomy, paleoecology and paleobiogeography. Utrecht Micropaleontological Bulletins 35, 1–240.
Van Leeuwen, R.J.W., 1989. Sea-floor distribution and Late Quaternary faunal patterns of planktonic and benthic foraminifers in the Angola Basin. Utrecht Micropaleontological Bulletins 38, 1–288.
Visbeck, M., Hurrell, J., Kushnir, Y., 2001. First international conference on the North Atlantic Oscillation (NAO): lessons and challenges for CLIVAR. CLIVAR Exchanges, 6, pp. 24–25.
Wanner, H., Brönnimann, S., Casty, C., Gyalistras, D., Luterbacher, J., Schmutz, C., Stephenson, D.B., Xoplaki, E., 2001. North Atlantic Oscillation—concepts and studies. Surveys in Geophysics 22, 321–381.
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.A., Prentice, I.C., Solomina, O., Stocker, T.F., Tarasov, P., Wagner, M., Widmann, M., 2008. Mid- to Late Holocene climate change: an overview. Quaternary Science Reviews 27, 1791–1828.

ACTA
PROTOZOOLOGICA

Special issue:
Protists as Bioindicators of Past
and Present Environmental Conditions

Acta Protozool. (2013) 52: 161–180
http://www.eko.uj.edu.pl/ap
doi:10.4467/16890027AP.13.0015.1112

Benthic and Planktic Foraminifera as Indicators of Late Glacial to Holocene Paleoclimatic Changes in a Marginal Environment: An Example from the Southeastern Bay of Biscay

Jennifer GARCIA[1], Meryem MOJTAHID[1], Hélène HOWA[1], Elisabeth MICHEL[2], Ralf SCHIEBEL[1], Céline CHARBONNIER[3], Pierre ANSCHUTZ[3] and Franciscus J. JORISSEN[1]

[1]UMR CNRS 6112 LPGN-BIAF – Laboratoire des Bio-Indicateurs Actuels et Fossiles, LUNAM Université, Université d'Angers, Angers, France; [2]UMR CNRS-CEA 8212 LSCE – Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, LSCE-Vallée, Gif-Sur-Yvette, France; [3]UMR CNRS 5805 EPOC – Environnements et Paléo-environnements OCéaniques, Site de Talence, Université de Bordeaux 1, Talence, France

Abbreviations: AABW – Antarctic Bottom Water; BoB – Bay of Biscay; ENACW – Eastern North Atlantic Central Water; HTM – Holocene Thermal Maximum; IPC – Iberian Poleward Current; MOW – Mediterranean Outflow Water; NAO – North Atlantic Oscillation; NH – Northern Hemisphere; NEADW – North East Atlantic Deep Water; NC – Navidad Current; SE – Southeastern; SST – Sea Surface Temperatures.

Abstract. Benthic and planktic foraminiferal assemblages from two sediment cores (2,000 m depth, 44°33′N, 2°45′W) were analyzed to first compare modern and dead faunas and next to study changes in the hydrology of the southeastern Bay of Biscay (SE BoB) over the last 12.8 cal ka BP. Considering benthic ecosystem characteristics, the first part of the paleorecord (12.8–7.6 cal ka BP) is composed of laminated sediments that may have resulted from turbiditic overflow events, whereas occurrences of transported species (e.g. *Nonionella* sp., *Cassidulina carinata*) attest of continental influence at the core location. After 7.6 cal ka BP, the sediment becomes bioturbated concomitantly to the stabilization of the sea-level. The benthic foraminiferal fauna is largely dominated by *Uvigerina peregrina* suggesting a high seasonality with seasonal pulsed organic matter fluxes to the seafloor. On the other hand, the planktic foraminiferal composition indicates that surface water masses were under the influence of the polar front in the early record, which retreated at about 11.5 cal ka BP. The early Holocene is characterized by relatively warm and stratified water masses at 8.4–4.8 cal ka BP. The last 4.8 cal ka BP records a gradual sea surface water cooling trend and enhanced foraminiferal production from ~ 2.6 cal ka BP until present. The early (12.8–10.5 cal ka BP) and late (2.3–1.7 cal ka BP) Holocene are characterized by the presence of the planktic species *Globigerinoides ruber* probably caused by intrusions of the Iberian Poleward Current (IPC), and a negative state of the North Atlantic Oscillation (NAO).

Key words: Benthic foraminifera, planktic foraminifera, stable isotopes, Bay of Biscay, Holocene, Iberian Poleward Current (IPC).

Address for correspondence: Jennifer Garcia, UMR CNRS 6112 LPGN-BIAF – Laboratoire des Bio-Indicateurs Actuels et Fossiles, LUNAM Université, Université d'Angers, 2 Boulevard Lavoisier, 49045 Angers Cedex, France; E-mail: jenifer.garcia@univ-angers.fr

INTRODUCTION

Over the last 12.8 cal ka BP, the Northern Hemisphere (NH) underwent several climate changes. The Younger Dryas cooling event (YD – 12.8–11.5 cal ka BP – Broecker *et al.* 2010) may have resulted from the collapse of the North American ice sheets leading to a dramatic freshwater input into the North Atlantic (e.g. Fahl and Stein 2012). The ensuing Holocene period was for a long time considered climatically stable (e.g. Dansgaard *et al.* 1993). Recently, this oversimplification has been questioned (e.g. Oldfield 2003), since evidence for Holocene variability at centennial to millennial timescales has been provided by both oceanic and terrestrial proxy records (e.g. Bond *et al.* 2001, Oppo *et al.* 2003, Mayewski *et al.* 2004, Debret *et al.* 2009). The frequently quoted mechanisms to explain Holocene climatic modulations are the ocean and atmospheric circulations, as well as the solar radiative budget (e.g. Bond *et al.* 2001). Other potential controls (e.g. hydrological cycles, sea level, sea ice extent, vegetation cover and human impact) are also believed to play a role in Holocene variability (e.g. Ruddiman and Ellis 2009). The Holocene period has been broadly divided into three major climatic phases as defined by Andersen *et al.* (2004): 1) a general warming period (11.5–9.5 cal ka BP), 2) the Holocene Thermal Maximum period (HTM; 9.5–6.5 cal ka BP), and 3) a final late Holocene cooling period (6.5–0 cal ka BP). The first phase can be correlated to the high summer insolation in the NH, which reached its maximum at approximately 11 cal ka BP due to a maximum of both precession and obliquity (e.g. Wanner *et al.* 2008). However, until about 9 cal ka BP, a large remnant ice sheet persisted in North America (e.g. Kaufman *et al.* 2004). The HTM corresponds to a period of continuing high summer insolation, the North American ice sheet becoming too small to affect the climate on a global scale (e.g. Wanner *et al.* 2008). The following global late Holocene cooling period corresponds to the declining summer insolation in the NH (e.g. Wanner *et al.* 2008).

Marine sedimentary archives from continental margins are suitable to describe Holocene climatic changes. They offer the opportunity to record both marine and continental influences, and to trace global and regional forcing signals. The Bay of Biscay (BoB) is an appropriate location to track Holocene climatic changes, because this marginal oceanic embayment records oceanic circulation patterns in Northeastern (NE) Atlantic. This is mainly due to the location of the BoB under the alternating influence of the Azores High and the Icelandic Low pressure system on the one hand, and in the transitional area between subtropical and temperate marine biogeographic provinces on the other hand (Longhurst 2007).

The BoB has been largely investigated in terms of modern hydrology and sedimentary processes (e.g. Le Cann and Serpette 2009, Schmidt *et al.* 2009, Mouret *et al.* 2010, Kuhnt *et al.* 2013). The ecology of modern benthic foraminifera has been extensively studied (see review in Mojtahid *et al.* 2010), and the ecology of modern planktic foraminifera has been investigated with a focus on effects of the adjacent continent, i.e. river runoff and sediment reworking (Retailleau *et al.* 2009, 2011, 2012). However, until now, only few studies have focused on Holocene climatic variability recorded in the open slope environments of the BoB. Caralp (1971) established the late Quaternary stratigraphic framework (Late Pleistocene–Holocene) for the area. More recently, Mojtahid *et al.* (2013) have investigated a high resolution sediment record covering the last 9 cal ka BP, collected at a 550 m water depth site in the southeastern BoB (Station B; Fig. 1). Five main climatic phases were described on the basis of changes in planktic and benthic ecosystems. These climatic phases were related to modifications in local oceanic circulation, controlled by the North Atlantic Oscillation (NAO) and changes in the adjacent river runoff, whereas orbital forcing variations overprint these parameters (Mojtahid *et al.* 2013). The present study is an attempt to improve the understanding of the past 12.8 cal ka BP climate history in the marginal BoB, by investigating the spatial continuity of the climate signals recorded at Station B (Mojtahid *et al.* 2013). We will do so by studying a more offshore site in the BoB (Station WH, 2,000 m water depth, 115 km off the French coast; Fig. 1).

To achieve this specific objective, a long Kullenberg core (CADIAC WH; Station WH), covering the last ~ 12.8 cal ka BP, was studied by combined sedimentological, microfaunal (planktic and benthic foraminifera), and stable isotope analyses. In addition, a short sediment core, with an undisturbed sea water/sediment interface, was recovered at the same site (Core FC WH). In this sedimentary record, covering the last ~ 1.2 cal ka BP at high resolution, living (stained) and dead foraminiferal assemblages were compared to investigate to what extent the ecological characteristics of the recent faunas are inscribed in the fossil record.

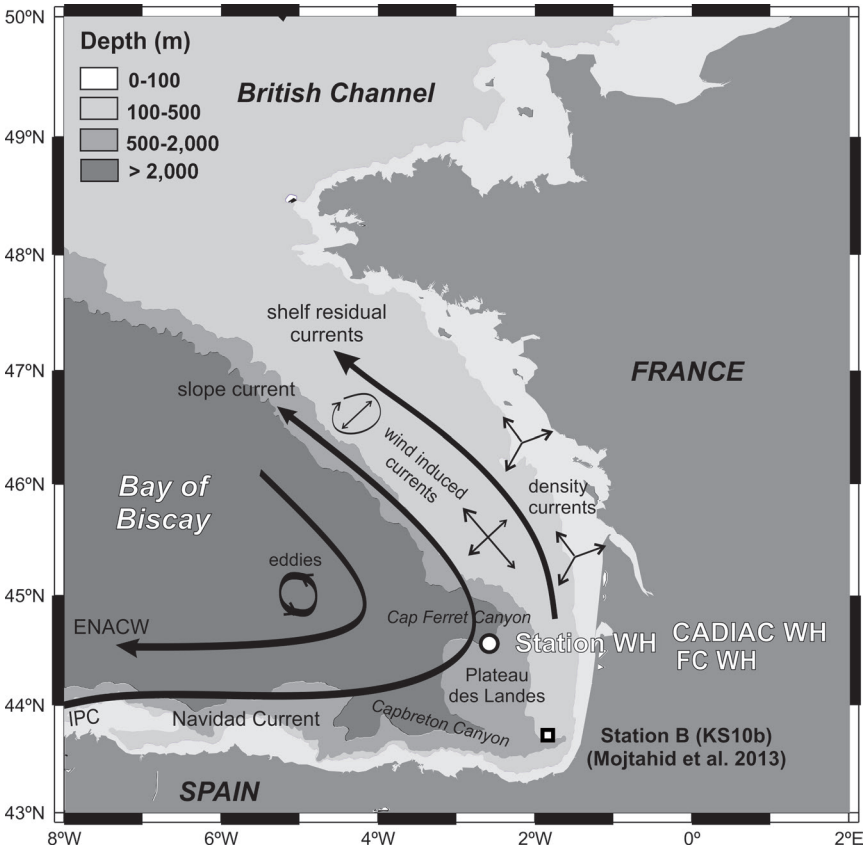


Fig. 1. Study area bathymetry (Liu and Dittert 2010), surface circulation patterns (Koutsikopoulos *et al.* 1996), and location of the study Site WH (44°33′N, 2°45′W; 2,000 m water depth). The position of Site KS10b (Mojtahid *et al*. 2013) is marked by a white square. IPC – Iberian Poleward Current, ENACW – Eastern North Atlantic Central Waters.

STUDY AREA

The BoB is a marginal oceanic embayment bordered to the east by the French coast, and to the south by the Spanish coast. Our 2,000 m deep sampling site is located in the SE BoB at the northern limit of the Plateau des Landes, 1,000 m above the channel axis of the Cap Ferret canyon (Fig. 1). At this site location, sediments consist mainly of hemipelagic deposits (Faugères *et al.* 2002). The modern sediment accumulation rate, obtained by ^{210}Pb profile measurements, is approximately 28 mg cm^{-2} a^{-1} (Schmidt *et al.* 2009).

Surface circulation

The western BoB is characterized by an anticyclonic surface circulation influenced by the Eastern North Atlantic Central Water (ENACW) (Koutsikopoulos and Le Cann 1996) (Fig. 1). Slope Water Oceanic eDDIES (SWODDIES) can develop from jet-like extensions of the poleward slope current off northern Spain and the Armorican shelf-break (Pingree and Le Cann 1992). Because of its mid-latitude position, the hydrography of the BoB is subjected to a strong seasonality. In early winter (December/January), the Iberian Poleward Current (IPC) follows the Iberian shelf-break in a northward direction, and may expand into the SE BoB where it is named the Navidad Current (NC) (Fig. 1). The NC induces intrusions of warm and saline waters (Durrieu de Madron *et al.* 1999; van Aken 2002) when weak northerly winds intersperse with strong south-south-westerly winds (e.g. Garcia-Soto *et al.* 2002, Le Cann and Serpette 2009). Based on satellite data from 1985, incursions of the IPC into the BoB have been correlated to negative NAO phases (Decastro *et al.* 2011). The SE

BoB is also strongly affected by freshwater discharge from the SW French estuaries (Gironde, Adour), leading to seasonal fluctuations in salinity, turbidity and nutrient discharges in surface waters (Puillat *et al.* 2004).

Water masses

Four main water masses can be differentiated in the BoB (van Aken 2000a, b, 2001): 1) From the seafloor to ~ 3,000 m, the Antarctic Bottom Water (AABW) is present; 2) Above the AABW, the North East Atlantic Deep Water (NEADW) is observed. This water mass is a mixture of other water masses such as the Iceland/Scotland Overflow Water, the Labrador Sea Water or the Lower Deep Water; 3) The highly saline Mediterranean Outflow Water (MOW) occurs between ~ 1,300 and 700 m water depth; 4) The MOW is overlain by the ENACW up to the surface mixed layer. Additionally, the proximity to the continental slope results in the presence of diapycnal mixing layers within the different water masses (Durrieu de Madron *et al.* 1999).

MATERIAL AND METHODS

Station WH (44°33N 2°45W; 2,000 m water depth) was sampled in June 2006 and 2009 during the oceanographic cruises PECH 1 and CADIAC, respectively, onboard the French R/V *Côtes de la Manche*. Two sediment cores were collected at Station WH (Fig. 1). A 85 cm long sediment core (CADIAC WH; 70.84 cm² core surface) was collected using a short Kullenberg piston corer, and a 20 cm long interface core (FC WH; 70.84 cm² sediment surface) was obtained with a multicorer. The sediment/water interface is undisturbed in Core FC WH whereas surface sediment loss from the Kullenberg core is estimated at ~ 4 cm (~ 0.6 ka) by a peak to peak correlation of fossil foraminiferal abundances between the two cores. Radiocarbon dating was performed by UMS-ARTEMIS (Pelletron 3MV) AMS facilities (CNRS-CEA Saclay, France), following the standard procedure described by Tisnérat-Laborde *et al*. (2001). AMS ^{14}C ages were converted to calendar years using the depositional model of the OxCal 4.1 software (Bronk Ramsey 2008) and the IntCal09 calibration curve (Reimer *et al.* 2009), after applying a 360 ± 40 yrs BP reservoir age correction (average value from the global database inhttp://calib.qub.ac.uk/marine/index.html). The age of the surficial sediment of Core FC WH was converted into calendar years using the Bomb04NH1 calibration curve (North of 40°; Hua and Barbetti 2004) instead of IntCal09. The age model of Station WH was constructed by the combination of seven radiocarbon dates (2 for FC WH and 5 for CADIAC WH) obtained for the planktic foraminiferal species *Globigerina bulloides* and *Globorotalia inflata* (Table 1; Fig. 2a).

The sedimentological characteristics were derived from visual description and X-ray analyses obtained with a SCOPIX image processing tool for Core CADIAC WH (Migeon *et al.* 1998). In addition, grain size analyses were performed on Core CADIAC WH using a laser diffractometer Malvern™ Masterizer (Fig. 2b).

For planktic and benthic foraminiferal assemblages, 18 samples were analyzed from Core FC WH (every 0.5 to 4 cm), and 20 samples from Core CADIAC WH (every 2.5 to 5 cm spacing, see Table 2). For each sample, a known volume of sediment was processed. All samples were washed over a 150 µm mesh. Living (Rose Bengal stained; Walton 1952) foraminiferal individuals were analyzed only for Core FC WH (wet picked). Non transparent agglutinated and miliolid tests were broken in order to inspect their coloration. The fossil fauna were dry picked. When necessary, samples were split using a microsplitter, and at least 250 individuals were picked from entire splits for benthic as well as planktic foraminifera (see review in Murray 2006). The standing stock of the live benthic fauna was standardized to a 50 cm² surface. The number of fossil individuals was calculated per gram of dry sediment. The dry sediment weight (W_d) was calculated following the formula $W_d = V_w (1 - \varphi) 2.65$, with φ being the sediment porosity measured on parallel cores recovered simultaneously, V_w (cm^3) being the initial sample volume, and 2.65 ($g\ cm^{-3}$) being the average bulk density (Berner 1980).

Table 1. Radiocarbon dating, calibrated ages (cal ka BP) and their corresponding depths in Core FC WH (in bold) and Core CADIAC WH. Dates in Core CADIAC WH are corrected for the 4 cm surface sediment loss.

Depth (cm)	Age ^{14}C (ka BP)	pMC corrected fractionation	Material	Calibrated Age (cal ka BP)	1/σ	
					Limit	Limit
				(Reservoir Age = 360 ± 40 yrs)	–	+
0.25	–	**1.025 ± 0.34**	***G. bulloides*; *G. inflata***	**–0.046**	**0.006**	**0.021**
4.5	1.065 ± 40	0.8756 ± 0.46	*G. bulloides*	0.636	0.260	0.249
18	**1.590 ± 30**	**0.8204 ± 0.28**	***G. bulloides*; *G. inflata***	**1.156**	**0.156**	**0.134**
59.5	2.840 ± 30	0.7024 ± 0.21	*G. bulloides*	2.639	0.192	0.227
74.5	5.460 ± 35	0.5069 ± 0.23	*G. bulloides*	5.693	0.176	0.186
79.5	9.340 ± 45	0.3126 ± 0.17	*G. bulloides*	10.215	0.173	0.144
84.5	11.300 ± 50	0.2449 ± 0.15	*G. bulloides*	12.815	0.150	0.165

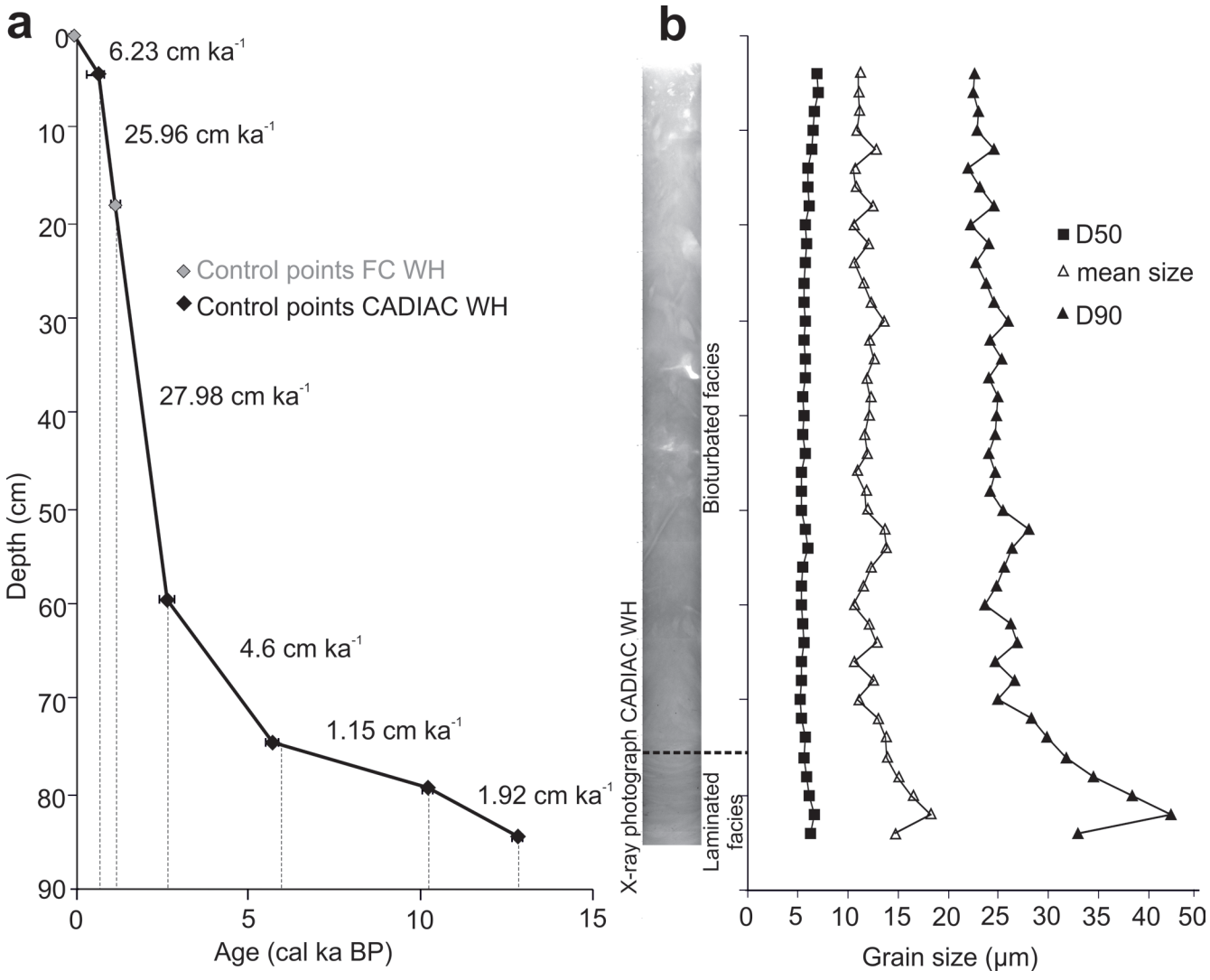


Fig. 2. a – age model and AMS radiocarbon ages for Cores FC WH and CADIAC WH; **b** – X-Ray photograph of Core CADIAC WH and grain-size parameters.

Planktic and Benthic Foraminiferal Accumulation Rates (PFAR and BFAR) are expressed as number of individuals cm^{-2} ka^{-1} (Herguera and Berger 1991). In the fossil record, agglutinated benthic foraminifera only found in the topmost 5 cm, are considered as non-fossilizing (Bizon and Bizon, 1984) and are not taken into account for the calculation of percentages.

Neogloboquadrina incompta encompasses different morphotypes from *N. incompta sensu stricto* (the same as the morphotype *N. pachyderma* dextral) to the pachyderma-dutertrei (P-D) intergrade morphotype (Darling and Wade 2008).

For oxygen and carbon stable isotopes measurements, both for *G. inflata* and *G. bulloides*, 10 to 20 individuals were hand-picked every 0.5 to 5 cm from the 250–315 µm size fraction (Fig. 5). Analyses were performed at LSCE, Gif-sur-Yvette, using 3 types of mass spectrometers (VG-Optima Isoprime and Δ+ mass spectrometers) coupled with a Carbo Prep preparation h line. Stable isotope ratios are expressed in ‰ versus VPDB (Vienna Pee Dee Belemnite standard), defined with respect to NBS19 calcite standard (Coplen 1988). The mean external reproducibility (1 σ) of carbonate standards is ± 0.05‰ and 0.06‰ for $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$, respectively.

RESULTS

Sedimentological characteristics

Core FC WH consists of 20 cm (~ 1.2 cal ka BP) bioturbated light grey soft clays. The 85 cm long Core CADIAC WH covers the last ~ 12.8 cal ka BP. From ~ 12.8

to 7.6 cal ka BP, the X-ray photograph (Fig. 2b) reveals ~ 9 cm of fine laminated layers corresponding to a period of low sedimentation rates (~ 1.15–1.92 cm ka^{-1}, Fig. 2a). Without any erosional contact, after 7.6 cal ka BP, sediments become bioturbated and sedimentation rates increase, to vary from ~ 4.6 to 28 cm ka^{-1}. The median grain size (D50) does not show a clear pattern throughout the core (Fig. 2b). However, the mean grain size and the D90 show coarser sediment (silty-clayey) in the laminated facies (85–76 cm; mean grain size ~ 15 µm; D90 ~ 35 µm) than in the bioturbated facies (76–4 cm; mean grain size ~ 11 µm; D90 ~ 24 µm).

Foraminiferal analyses

Comparison between living (stained) and dead-fossil benthic foraminifera in the 20 cm long Core FC WH

The total standing stock of the living (stained) benthic foraminifera in Core FC WH (0–20 cm) is ~ 250 ind. 50 cm^{-2}. The average living depth (ALD_{10}, calculated according to Jorissen *et al.* 1995) of the total living benthic foraminiferal fauna is 1.02 cm. Absolute densities rapidly decrease downward from ~ 180 ind. 50 cm^{-3} in the upper 0.5 cm to 3 ind. 50 cm^{-3} at 4.5 cm. No living individuals are found below 6 cm (Fig. 3a). The species richness (number of species) in the living fauna decreases with depth, from a maximum of 20 species at 0.5–1 cm to 3 at 4–5 cm (Fig. 3b). The living fauna is dominated by calcareous hyaline species (~ 85.9%). Agglutinated species represent ~ 8.5% and porcelaneous species account for ~ 5.5% of the total fauna. The main species are in descending order: *Hoeglundina elegans* (~ 54.4%), *Cibicidoides kullenbergi* (~ 8.0%), *Uvigerina peregrina* (~ 6.3%), *Gyroidina orbicularis* (~ 5.5%), and *Gavelinopsis translucens* (~ 5.2%). Minor species like *Bulimina inflata*, *Eggerella bradyi*, *Pyrgo murrhina*, and *Sigmoilospsis schlumbergeri* each account for less than 5% of the total living assemblage (Fig. 3a; Table 2).

The average density of dead-fossil benthic foraminifera in the 20 cm long Core FC WH is ~ 3,600 ind. 50 cm^{-3} (Fig. 3c; Table 2). Absolute abundances

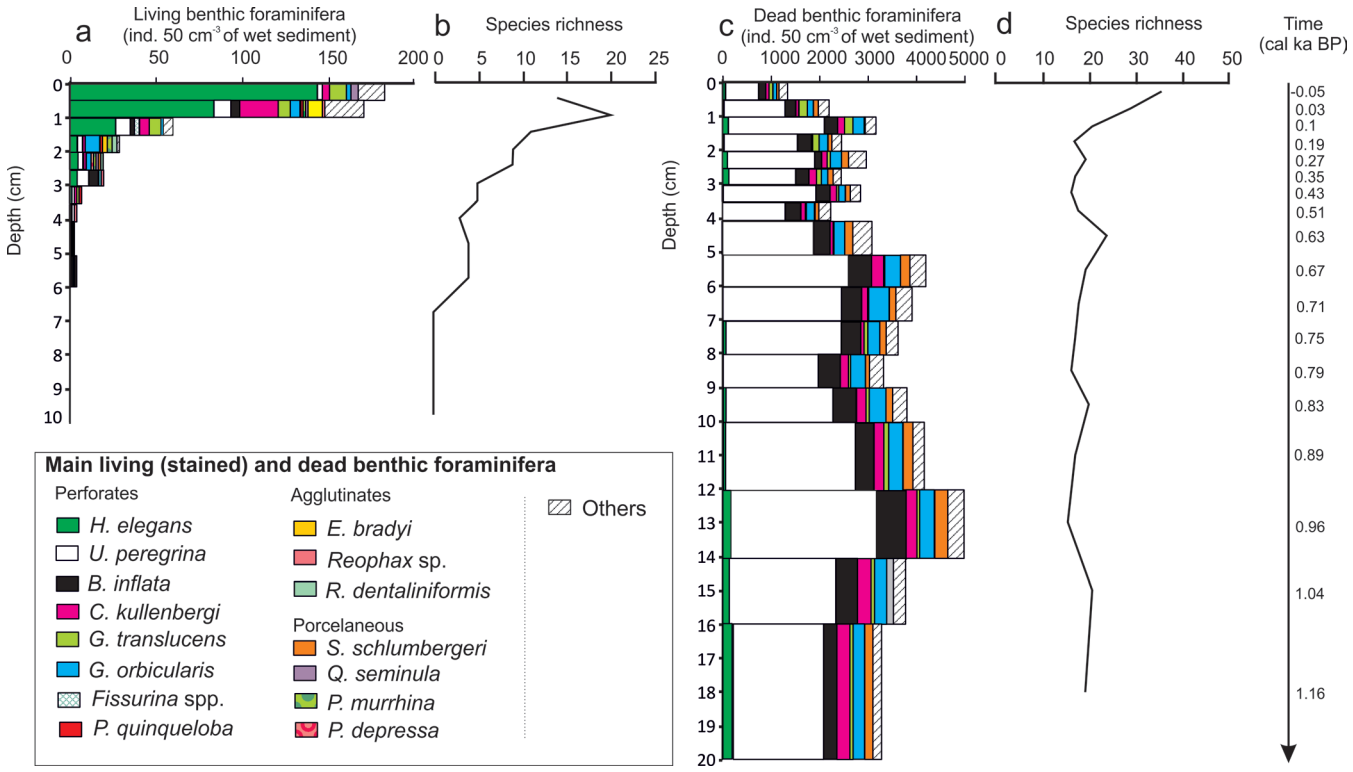


Fig. 3. Benthic foraminiferal fauna characteristics of Core FC WH: **a** – densities of the main (> 5% in at least one sample) living benthic foraminifera (ind. 50 cm^{-3} of wet sediment); **b** – species richness of the living benthic fauna; **c** – densities of the main (> 5% in at least one sample) dead benthic foraminiferal species (ind. 50 cm^{-3} of wet sediment); **d** – species richness of the dead benthic fauna.

Table 2. Percentages of the main foraminiferal species (present with ≥ 5% in at least one sample) and foraminiferal densities for Cores FCWH and CADIAC WH. The dead-fossil foraminiferal percentages are calculated after removing the non-fossilizing taxa. Sediment depths for Core CADIAC WH are corrected for the 4 cm surface sediment loss. Sedimentation rates, ages, sediment volumes, porosities and estimated dry sediment weights are indicated.

									Major benthic species																			Major planktic species											
										Perforates										Porcelanaeous				Agglutinates															
		Sedimentation rates	Sediment depth	Age	Sampled volume	Porosity	Estimated dry sediment weight	Split	*Bulimina inflata*	*Cassidulina carinata*	*Cibicidoides kullenbergi*	*Fissurina spp.*	*Gavelinopsis translucens*	*Globobulimina affinis*	*Gyroidina orbicularis*	*Hoeglundina elegans*	*Nonionella sp.*	*Uvigerina peregrina*	*Pyrgo depressa*	*Pyrgo murrhina*	*Quinqueloculina seminula*	*Sigmoilopsis schlumbergeri*	*Eggerella bradyi*	*Reophax dentaliniformis*	*Reophax sp.*	Number of picked foraminifera	Total estimated	Total estimated minus non fossilising agglutinates	Split	*Globigerina bulloides*	*Globigerinita glutinata*	*Globigerinoides ruber*	*Neogloboquadrina incompta*	*Neogloboquadrina pachyderma s.*	*Globorotalia inflata*	*Globorotalia scitula*	*Orbulina universa*	*Turborotalia quinqueloba*	Number of picked foraminifera	Total estimated
		$cm^3 ka^{-1}$	cm	cal ka BP	cm^3	–	g	–	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	Ind	Ind	Ind	–	%	%	%	%	%	%	%	%	%	Ind	Ind
Core FCWH	Living foraminifera	–	0.25	–	36.00	0.86	13.50	1.00	0.00	–	2.30	0.00	5.30	0.00	1.50	78.60	0.00	1.50	0.00	0.00	2.30	0.00	0.00	0.00	0.00	131	–	125	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
		–	0.75	–	36.00	0.83	15.80	1.00	3.28	–	13.10	0.00	4.10	0.00	3.30	49.20	0.00	5.70	0.00	0.80	0.80	0.00	4.90	0.00	0.80	122	–	116	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
		–	1.25	–	36.00	0.81	17.70	1.00	4.65	–	9.30	0.00	11.60	0.00	0.00	44.20	0.00	14.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.30	0.00	0.00	43	–	40	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
		–	1.75	–	36.00	0.80	19.40	1.00	0.00	–	5.00	0.00	0.00	0.00	30.00	15.00	0.00	10.00	0.00	10.00	0.00	0.00	10.00	10.00	0.00	20	–	17	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
		–	2.25	–	36.00	0.78	20.70	1.00	0.00	–	7.10	0.00	0.00	0.00	14.30	28.60	0.00	14.30	7.10	7.10	7.10	7.14	0.00	0.00	0.00	14	–	13	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
		–	2.75	–	36.00	0.77	21.80	1.00	28.57	–	0.00	0.00	0.00	0.00	35.70	21.40	0.00	7.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	7.10	14	–	13	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
		–	3.25	–	36.00	0.76	22.70	1.00	0.00	–	20.00	0.00	20.00	0.00	0.00	20.00	0.00	20.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	5	–	5	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
		–	3.75	–	36.00	0.75	23.50	1.00	0.00	–	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	33.30	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	33.30	3	–	2	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
		–	4.50	–	72.00	0.74	48.80	1.00	0.00	–	25.00	25.00	25.00	0.00	0.00	0.00	0.00	16.70	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	4	–	4	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
		–	5.50	–	72.00	0.73	50.50	1.00	0.00	–	33.30	0.00	0.00	0.00	16.70	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	6	–	6	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
		–	6.50	–	72.00	0.73	52.50	1.00	0.00	–	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0	–	0	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
		–	7.50	–	72.00	0.72	54.20	1.00	0.00	–	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0	–	0	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
		–	8.50	–	72.00	0.71	56.30	1.00	0.00	–	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0	–	0	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
		–	9.50	–	72.00	0.69	58.60	1.00	0.00	–	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0	–	0	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
	Dead foraminifera	6.23	0.25	−0.046	36.00	0.86	13.50	2.00	12.14	0.44	5.30	–	6.20	0.00	6.40	3.80	0.00	53.90	0.00	0.70	0.00	3.75	0.40	–	–	484	968	906	16	22.15	3.69	0.31	43.08	0.62	17.54	2.15	6.46	2.46	325	5,200
		6.23	0.75	0.03	36.00	0.83	15.80	8.00	11.05	0.53	2.60	–	8.40	0.00	5.80	1.60	0.00	59.50	0.00	0.00	0.00	4.74	1.10	–	–	199	1,592	1,520	32	22.39	2.76	2.15	41.10	0.00	16.87	4.91	4.91	0.61	326	10,432
		6.23	1.25	0.11	36.00	0.81	17.70	8.00	9.06	0.00	4.70	–	5.80	0.00	7.60	3.60	0.00	64.50	0.00	0.00	0.00	0.72	0.00	–	–	287	2,296	2,208	32	25.89	1.62	1.94	47.25	0.32	13.59	2.91	2.59	2.27	309	9,888
		6.23	1.75	0.20	36.00	0.80	19.40	8.00	11.93	0.46	0.90	–	5.50	0.00	7.30	1.40	0.00	62.40	0.00	0.00	0.00	3.21	1.80	–	–	223	1,784	1,744	32	22.99	1.49	0.90	54.03	0.00	13.43	1.79	1.49	2.09	335	10,720
		6.23	2.25	0.28	36.00	0.78	20.70	8.00	5.16	1.59	4.00	–	2.40	0.00	8.30	3.60	0.00	64.30	0.00	0.00	0.00	5.16	0.00	–	–	269	2,152	2,016	32	13.10	4.15	0.96	53.67	0.32	20.77	2.56	1.60	0.64	313	10,016
		6.23	2.75	0.36	36.00	0.77	21.80	8.00	11.52	0.00	6.50	–	4.10	0.00	5.50	5.50	0.00	57.10	0.00	0.00	0.00	4.61	0.50	–	–	225	1,8	1,736	8	15.06	4.69	1.73	51.36	0.00	22.22	0.74	2.22	0.49	405	3,240
		6.23	3.25	0.44	36.00	0.76	22.70	8.00	10.76	0.00	4.80	–	1.60	0.00	4.80	0.80	0.00	68.50	0.00	0.00	0.00	3.59	0.80	–	–	260	2,08	2,008	8	14.83	0.38	0.38	47.15	0.00	29.66	1.14	3.04	0.00	263	2,104
		6.23	3.75	0.52	36.00	0.75	23.50	8.00	15.43	0.00	4.30	–	1.10	0.00	8.00	0.00	0.00	61.70	0.00	0.00	0.00	3.72	1.10	–	–	202	1,616	1,504	8	17.35	0.00	1.83	52.97	0.00	24.66	0.46	1.83	0.00	219	1,752
		25.96	4.50	0.64	72.00	0.74	48.80	8.00	11.97	0.39	2.10	–	0.40	0.00	7.70	0.60	0.00	64.90	0.00	0.00	0.00	5.79	0.40	–	–	557	4,456	4,144	64	13.01	0.41	1.63	57.32	0.00	23.17	0.41	1.63	0.41	246	15,744
		25.96	5.50	0.68	72.00	0.73	50.50	8.00	11.82	0.41	6.10	–	0.50	0.00	8.00	0.30	0.00	63.00	0.00	0.00	0.00	4.76	0.70	–	–	766	6,128	5,888	16	8.24	1.30	1.74	61.61	1.08	19.52	0.87	2.82	0.00	461	7,376
		25.96	6.50	0.71	72.00	0.73	52.50	16.00	11.05	0.29	3.20	–	0.60	0.00	11.00	0.00	0.00	64.00	0.00	0.00	0.00	3.49	1.20	–	–	354	5,664	5,504	8	7.03	1.52	0.19	59.13	0.00	24.14	0.00	5.70	0.19	526	4,208
		25.96	7.50	0.75	72.00	0.72	54.20	16.00	11.18	0.31	1.90	–	2.20	0.00	7.10	1.60	0.00	66.50	0.00	0.30	0.00	3.73	0.60	–	–	328	5,248	5,152	32	9.92	1.07	1.74	63.94	0.67	17.02	0.00	2.28	0.27	746	23,872
		25.96	8.50	0.79	72.00	0.71	56.30	8.00	14.12	0.17	5.00	–	1.30	0.00	9.20	0.00	0.00	59.30	0.00	0.00	0.00	2.52	0.70	–	–	602	4,816	4,760	16	10.69	2.20	1.57	60.06	0.31	20.13	0.00	3.62	0.63	636	10,176
		25.96	9.50	0.83	72.00	0.69	58.60	8.00	12.85	0.29	5.10	–	1.80	0.00	9.20	1.50	0.00	58.00	0.00	0.10	0.00	3.65	1.30	–	–	689	5,512	5,480	32	9.18	1.90	1.31	60.35	0.15	19.83	0.15	3.64	0.58	686	21,952
		25.96	11.00	0.89	144.00	0.70	115.50	32.00	9.36	0.00	4.80	–	2.40	0.00	7.00	1.10	0.00	64.20	0.00	0.50	0.00	4.81	0.80	–	–	374	11,968	11,968	64	12.22	2.36	1.94	54.86	0.14	19.03	0.56	4.44	0.56	720	46,080
		25.96	13.00	0.96	144.00	0.65	133.00	32.00	12.58	0.00	4.40	–	1.10	0.00	6.00	3.30	0.00	59.40	0.00	0.00	0.00	5.30	0.40	–	–	453	14,496	14,496	64	15.00	3.13	1.56	49.06	0.31	21.25	0.94	5.94	0.31	320	20,480
		25.96	15.00	1.04	144.00	0.59	157.80	16.00	11.89	0.29	7.30	–	1.90	0.00	6.60	3.50	0.00	57.90	0.00	0.60	0.10	3.67	0.90	–	–	681	10,896	10,896	32	14.89	3.10	2.85	43.67	0.87	17.87	0.50	12.28	1.12	806	25,792
		25.96	18.00	1.16	288.00	0.63	283.00	64.00	9.46	0.34	8.10	–	2.00	0.00	7.10	5.70	0.00	56.40	0.30	0.70	0.00	5.07	1.00	–	–	296	18,944	18,944	128	16.39	4.84	3.96	45.87	0.33	14.30	2.31	7.70	0.77	909	116,352

		Major benthic species																										Major planktic species											
								Perforates										Porcelanaeous				Agglutinates																		
		Sedimentation rates	Sediment depth	Age	Sampled volume	Porosity	Estimated dry sediment weight	Split	*Bulimina inflata*	*Cassidulina carinata*	*Cibicidoides kullenbergi*	*Fissurina spp.*	*Gavelinopsis translucens*	*Globobulimina affinis*	*Gyroidina orbicularis*	*Hoeglundina elegans*	*Nonionella sp.*	*Uvigerina peregrina*	*Pyrgo depressa*	*Pyrgo murrhina*	*Quinqueloculina seminula*	*Sigmoilopsis schlumbergeri*	*Eggerella bradyi*	*Reophax dentaliniformis*	*Reophax sp.*	Number of picked foraminifera	Total estimated	Total estimated minus non fossilising agglutinates	Split	*Globigerina bulloides*	*Globigerinita glutinata*	*Globigerinoides ruber*	*Neogloboquadrina incompta*	*Neogloboquadrina pachyderma s.*	*Globorotalia inflata*	*Globorotalia scitula*	*Orbulina universa*	*Turborotalia quinqueloba*	Number of picked foraminifera	Total estimated
		$cm^3 ka^{-1}$	cm	cal ka BP	cm^3	–	g	–	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	Ind	Ind	Ind	–	%	%	%	%	%	%	%	%	%	Ind	Ind
Core CADIAC WH	Fossile foraminifera	6.23	4.50	0.64	35.42	0.79	19.40	4.00	12.26	0.77	4.60	–	0.40	0.00	6.90	1.10	0.00	63.20	0.00	0.00	0.00	2.30	0.80	–	–	285	1,14	1,044	16,00	5.91	1.18	1.18	66.43	0.24	17.02	0.00	2.84	0.00	423	6,768
		25.96	9.50	0.83	35.42	0.76	22.10	4.00	13.56	0.56	5.10	–	2.50	4.20	3.70	3.10	0.00	52.50	0.00	1.10	0.00	3.95	2.30	–	–	364	1,456	1,416	16	1.74	1.45	2.33	69.04	0.73	15.12	0.00	3.78	0.00	688	11,008
		25.96	14.50	1.02	35.42	0.74	24.30	4.00	11.96	0.36	2.50	–	2.90	0.40	4.70	5.80	0.00	57.20	0.00	0.40	0.00	3.99	1.10	–	–	286	1,144	1,104	32	14.55	1.82	2.18	58.55	0.18	13.45	1.09	4.00	0.73	550	17,600
		27.98	19.50	1.21	35.42	0.72	26.10	4.00	16.60	1.93	6.20	–	2.70	1.20	6.90	3.50	0.00	44.80	0.00	0.40	0.00	3.09	1.90	–	–	260	1,04	1,036	32	15.65	1.59	2.92	48.28	0.80	19.63	0.53	5.31	0.27	377	12,064
		27.98	24.50	1.39	35.42	0.71	27.50	4.00	13.89	0.69	4.20	–	7.60	1.60	4.90	4.40	0.00	44.20	0.00	0.20	0.90	3.47	1.40	–	–	437	1,748	1,728	32	13.81	3.50	4.28	52.14	0.58	12.45	0.97	4.47	1.36	514	16,448
		27.98	29.50	1.57	35.42	0.69	28.70	8.00	13.46	0.38	5.00	–	6.90	1.50	3.80	4.20	0.00	50.00	0.00	0.40	0.40	3.46	1.90	–	–	262	2,096	2,080	32	15.65	3.55	3.55	50.65	0.00	12.42	2.58	3.06	0.65	620	19,840
		27.98	34.50	1.75	35.42	0.68	29.70	4.00	9.86	0.28	6.50	–	5.60	1.10	3.70	2.80	0.00	58.00	0.00	1.10	0.60	3.10	0.60	–	–	355	1,42	1,420	32	13.51	2.14	6.10	49.92	1.32	12.19	0.66	6.75	0.99	607	19,424
		27.98	39.50	1.92	35.42	0.67	30.50	4.00	10.86	1.04	4.00	–	6.70	1.30	6.10	5.80	0.00	46.80	0.00	2.90	0.20	4.18	1.50	–	–	479	1,916	1,916	32	13.16	3.34	4.72	54.03	0.39	9.23	2.55	2.75	0.98	509	16,288
		27.98	44.50	2.10	35.42	0.67	31.30	4.00	12.66	0.76	6.30	–	5.30	1.00	4.60	3.30	0.00	54.70	0.00	0.30	0.30	3.29	1.50	–	–	395	1,58	1,580	32	12.36	2.39	6.29	56.18	0.87	4.99	0.87	8.46	0.43	461	14,752
		27.98	49.50	2.28	35.42	0.66	31.90	4.00	9.65	1.16	4.80	–	9.70	0.60	5.40	7.50	0.00	47.50	0.00	0.80	0.60	2.32	1.70	–	–	518	2,072	2,072	64	14.88	1.73	9.34	51.56	1.04	7.61	1.04	3.46	1.73	289	18,496
		27.98	54.50	2.46	35.42	0.65	32.40	4.00	10.69	1.27	5.60	–	3.80	0.00	8.90	2.50	0.00	53.90	0.00	0.80	0.00	1.02	0.80	–	–	393	1,572	1,572	32	11.44	1.78	9.47	56.02	0.39	7.30	0.20	5.92	0.00	507	16,224
		27.98	59.50	2.64	35.42	0.65	32.90	8.00	10.36	0.71	5.00	–	5.70	1.10	7.50	3.60	0.00	54.60	0.00	1.10	0.40	2.14	0.40	–	–	280	2,24	2,240	64	9.76	3.17	4.22	63.59	0.79	3.69	0.79	6.60	1.06	379	24,256
		4.61	64.50	3.72	35.42	0.64	33.30	8.00	7.81	1.56	4.10	–	5.00	0.00	5.90	5.90	0.00	53.80	0.00	2.20	0.30	3.44	2.20	–	–	320	2,56	2,560	64	13.59	2.99	2.72	55.16	0.54	2.99	1.36	9.78	0.54	368	23,552
		4.61	69.50	4.81	35.42	0.64	33.70	8.00	8.72	0.62	6.90	–	8.40	0.90	8.10	3.70	0.00	47.70	0.00	1.60	0.30	2.18	2.50	–	–	321	2,568	2,568	64	12.90	3.81	3.52	53.37	0.00	3.23	0.59	11.14	1.47	341	21,824
		4.61	74.50	5.89	35.42	0.64	34.10	8.00	9.09	1.52	8.80	–	9.10	2.10	6.40	4.80	0.00	45.50	1.20	0.30	0.00	3.94	2.10	–	–	331	2,648	2,640	64	7.78	8.33	4.17	50.00	0.56	6.67	1.11	8.33	0.28	360	23,040
		1.16	76.50	7.62	35.42	0.63	34.30	8.00	9.38	2.05	3.80	–	12.60	0.00	7.30	5.00	0.30	45.20	0.00	0.90	0.30	2.35	1.50	–	–	341	2,728	2,728	64	12.47	5.54	3.23	43.42	3.00	10.16	1.15	7.39	1.85	433	27,712
		1.16	77.50	8.49	35.42	0.63	34.40	8.00	17.97	3.39	7.80	–	13.90	1.40	5.10	6.10	0.70	25.40	0.00	2.00	1.00	3.39	2.70	–	–	298	2,384	2,360	64	9.05	7.33	3.45	46.98	1.94	9.48	1.51	9.48	0.65	464	29,696
		1.16	79.50	10.22	35.42	0.63	34.50	4.00	20.73	5.70	11.10	–	15.50	0.00	3.60	6.20	0.00	4.90	0.50	3.90	0.30	7.77	2.60	–	–	388	1,552	1,544	64	13.75	7.67	6.08	37.34	1.59	16.64	0.87	4.63	2.75	691	44,224
		1.92	81.50	11.26	35.42	0.63	34.70	4.00	24.31	4.13	6.00	–	11.50	3.70	4.10	5.00	3.20	4.10	0.00	0.90	0.90	4.59	6.00	–	–	221	884	872	64	17.26	7.90	4.16	24.74	20.17	7.90	1.04	1.46	9.15	481	30,784
		1.92	84.50	12.82	35.42	0.63	34.90	4.00	19.09	4.09	1.80	–	10.00	6.40	0.00	0.90	14.10	0.90	0.90	8.60	0.50	3.18	5.50	–	–	220	880	880	64	17.06	11.11	8.73	30.95	8.33	9.52	1.19	0.79	5.16	252	16,128

of the dead benthic fauna generally increase down core (min = 1,340 ind. 50 cm^{-3} at 0–0.5 cm; max = 5,030 ind. 50 cm^{-3} at 12–14 cm). The dead benthic fauna is largely dominated by *U. peregrina* (59.7%). The other common species were *B. inflata* (11.0%), *G. orbicularis* (7.2%), *C. kullenbergi* (5.2%), *S. schlumbergeri* (4.3%), *H. elegans* (2.5%), and *G. translucens* (1.9%) (Fig. 3c; Table 2). The species richness rapidly descends down core, from 36 in the surficial layer to about 20 in the lower part of the core (Fig. 3d). This is mainly due to a progressive disappearance of non-fossilizing agglutinants.

When comparing the living fauna with the average dead assemblage and after removing the non-fossilizing taxa, *H. elegans, C. kullenbergi,* and *G. translucens* have a higher percentage in the living than in the dead assemblage ($0.5 < L/(L + D) < 1.0$) (Table 3). Conversely, *U. peregrina, B. inflata* and *S. schlumbergeri* present a higher percentage in the dead than in living assemblages ($0 < L/(L + D) < 0.5$). *Gyroidina orbicularis* shows a relatively balanced pattern between living and dead assemblages ($L/(L + D) = 0.44$).

Fossil faunas

Foraminiferal concentrations and accumulation rates

For each sub-sample of the 20 cm long Core FC WH, absolute abundances of living and dead benthic foraminifera are summed up and expressed in ind. g^{-1} of dry sediment, to be comparable to the 85 cm long Core CADIAC WH (Fig. 4a). Non-fossilizing agglutinated taxa have been excluded from the dataset beforehand. Only *Eggerella bradyi*, *Karreriella bradyi* and *Textularia* spp. are considered as fossilizing agglutinated taxa because of their continuous presence down core. Consequently, the total abundance of benthic fauna for the two stacked Cores FC WH and CADIAC WH (without non-fossilizing species) varies between a minimum of 25 ind. g^{-1} at ~ 11.2 cal ka BP and a maximum of 125 ind. g^{-1} at ~ 0.1cal ka BP (Fig. 4a). Absolute densities of planktic foraminifera vary between 75 ind. g^{-1} at 0.5 cal ka BP and 1,280 ind. g^{-1} around 10.2 cal ka BP (Fig. 4b). Throughout the record, BFARs are well correlated to PFARs (Fig. 4). BFARs and PFARs range from ~ 130 ind. cm^{-2} ka^{-1} (11.2 cal ka BP) to 7,900 ind. cm^{-2} ka^{-1} (0.6 cal ka BP) and from ~ 1,230 ind. cm^{-2} ka^{-1} (0.5 cal ka BP) to 54,700 ind. cm^{-2} ka^{-1} (2.6 cal ka BP), respectively. Both BFARs and PFARs are low from 12.8 to 3.5 cal ka BP and after 0.6 cal ka BP, whereas maxima are observed between 3.5 and 0.6 ka BP in a period of high sedimentation rates (Fig. 2).

Foraminiferal assemblages in Core CADIAC WH

A total of 89 benthic species are identified in the record of the 85 cm long Core CADIAC WH. The main benthic species are *Uvigerina peregrina*, *Bulimina inflata*, *Gyroidina orbicularis*, *Cibicidoides kullenbergi*, *Gavelinopsis translucens*, *Sigmoilopsis schlumbergeri*, *Hoeglundina elegans*, *Eggerella bradyi*, C*assidulina carinata*, *Pyrgo murrhina*, *Globobulimina affinis*, and *Nonionella* sp. (Fig. 4a; Table 2). A first group of benthic species (*E. bradyi*, *P. murrhina, G. affinis*, and *Nonionella* sp.) shows the highest relative frequencies in the lowest part of the core, followed by a rapid decrease to ≤ 3% at ~ 10.2 cal ka BP. A second group of benthic species (*B. inflata*, *G. translucens*, *C. kullenbergi*, *S. schlumbergeri*, *C. carinata*, and *H. elegans*) shows maximum abundances around 10.2 cal ka BP; thereafter, they progressively decrease until ~ 7.6 cal ka BP. The relative abundance pattern of *U. peregrina* can be subdivided into three parts: it is infrequent from 12.8 to 10.2 cal ka BP, rapidly increases from 10.2 to 7.6 cal ka BP (up to ~ 45%), and becomes dominant in the last ~ 7.9 cal ka BP where it accounts for ~ 50% of the faunas. Maximum percentages (63%) are observed towards the top of the core (Fig. 4a). During the last 7.9 ka BP, other common species are *B. inflata*, *G. or-*

Table 3. Ratio L/(L + D) (Living/(Living + Dead)) for the 6 main fossilizing benthic species calculated for the total living and dead fossilizing foraminiferal densities from Core FC WH; in bold, values between 0.5 and 1.0 (higher % in living fauna), and in black boxes values between 0.0 and 0.5 (higher % in dead fauna).

Species	*H. elegans*	*C. kullenbergi*	*U. peregrina*	*G. orbicularis*	*G. translucens*	*B. inflata*	*S. schlumbergeri*
% Living (L)	57.77	8.5	6.74	5.87	5.57	2.93	0.29
% Dead (D)	1.93	4.8	60.99	7.58	2.28	11.6	4.04
L/(L + D)	**0.97**	**0.64**	**0.1**	0.44	**0.71**	0.2	0.07

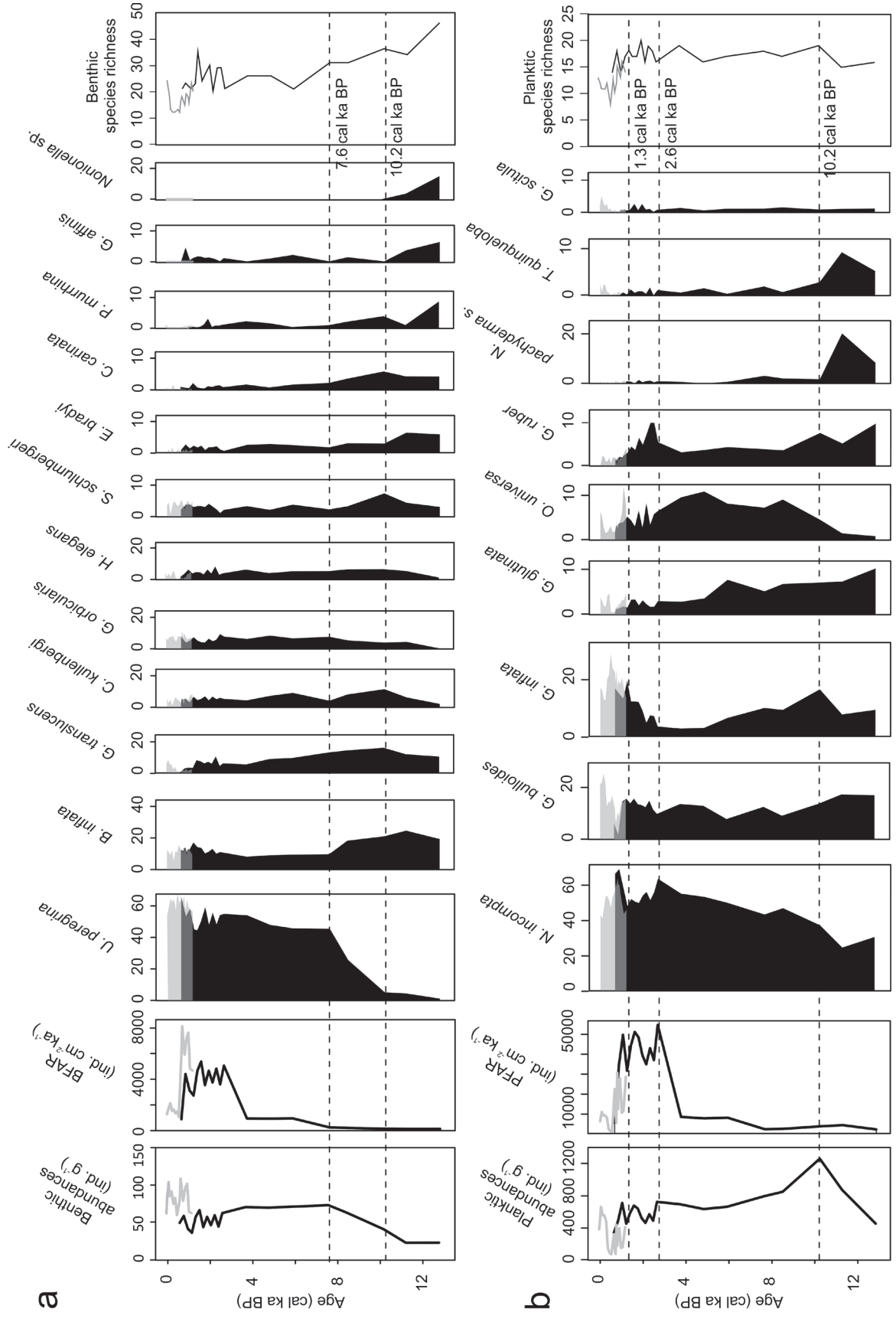


Fig. 4. a – time records in Cores CADIAC WH (black color) and FC WH (grey color) of benthic foraminiferal abundances (ind. g^{-1} of dry sediment), benthic foraminiferal accumulation rates (ind. cm^{-2} ka^{-1}), relative abundances of the main benthic species present with ≥ 5% in at least one sample (after removing the non-fossilizing taxa), and species richness; **b** – time records in Cores CADIAC WH (black color) and FC WH (grey color) of planktic foraminiferal abundances (ind. g^{-1} of dry sediment), same indications as for benthic faunas. The horizontal dotted lines delimitate the major foraminiferal changes (see text for all the details).

bicularis, *C. kullenbergi*, and *S. schlumbergeri*, all with rather stable percentages. *Hoeglundina elegans* and *G. translucens* show a decrease in the last 2,000 years. The taxa *E. bradyi*, *C. carinata*, *G. affinis*, *P. murrhina* and *Nonionella* sp. almost disappear in the upper part of the record. Benthic species richness decreases progressively towards the top of the core with a distinct minimum of 12 species at 0.3 cal ka BP (Fig. 4a).

A total of 23 planktic species are identified. The main planktic species observed are *Neogloboquadrina incompta*, *Globorotalia inflata*, *Globigerina bulloides*, *Orbulina universa*, *Globigerinita glutinata*, *Globigerinoides ruber* (white), *Neogloboquadrina pachyderma sinistral*, *Turborotalia quinqueloba* and *Globorotalia scitula* (Fig. 4b; Table 2). *Turborotalia quinqueloba* and *N. pachyderma* s. show maximum abundances in the basal part of the core (~ 11.2 cal ka BP; 9.0 and 20.0%, respectively) and become less frequent after 10.2 cal ka BP. *Neogloboquadrina incompta* progressively increases from ~ 30.0% at 12.8 ka BP, to ~ 60.0% at the core top, whereas *G. glutinata* shows a general decrease from ~ 10.0 to 1.0%. *Globigerina bulloides* remains present with 10–15%, except around 0.8 cal ka BP where it suddenly drops to 1.7% and during the last 0.2 cal ka BP when it attains ~ 20.0%. High relative abundances of *O. universa* are observed from 10.2 to 2.6 cal ka BP, whereas *G. ruber* is more abundant from 12.8 to 10.2 cal ka BP and from 2.6 to 2.0 cal ka BP. *Globorotalia inflata* is dominant in the early record, decreases to reach minimal values (~ 3.3%) around 3.7 cal ka BP, and increases again towards the top of the core (~ 30%). Planktic species richness is rather stable, but decreases progressively during the last 2,000 years, with a distinct minimum of 8 species at 0.5 cal ka BP (Fig. 4b).

Stable isotope analyses

Stable oxygen and carbon isotope ratios ($\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$) are more positive in *Globorotalia inflata* than in *Globigerina bulloides* (Fig. 5). The $\delta^{18}O$ of both species is high at 12.8–11.2 cal ka BP, and then decreases until 8.5 cal ka BP. Relatively stable values (about + 0.55‰ for *G. bulloides*, and + 1.00‰ for *G. infla-*

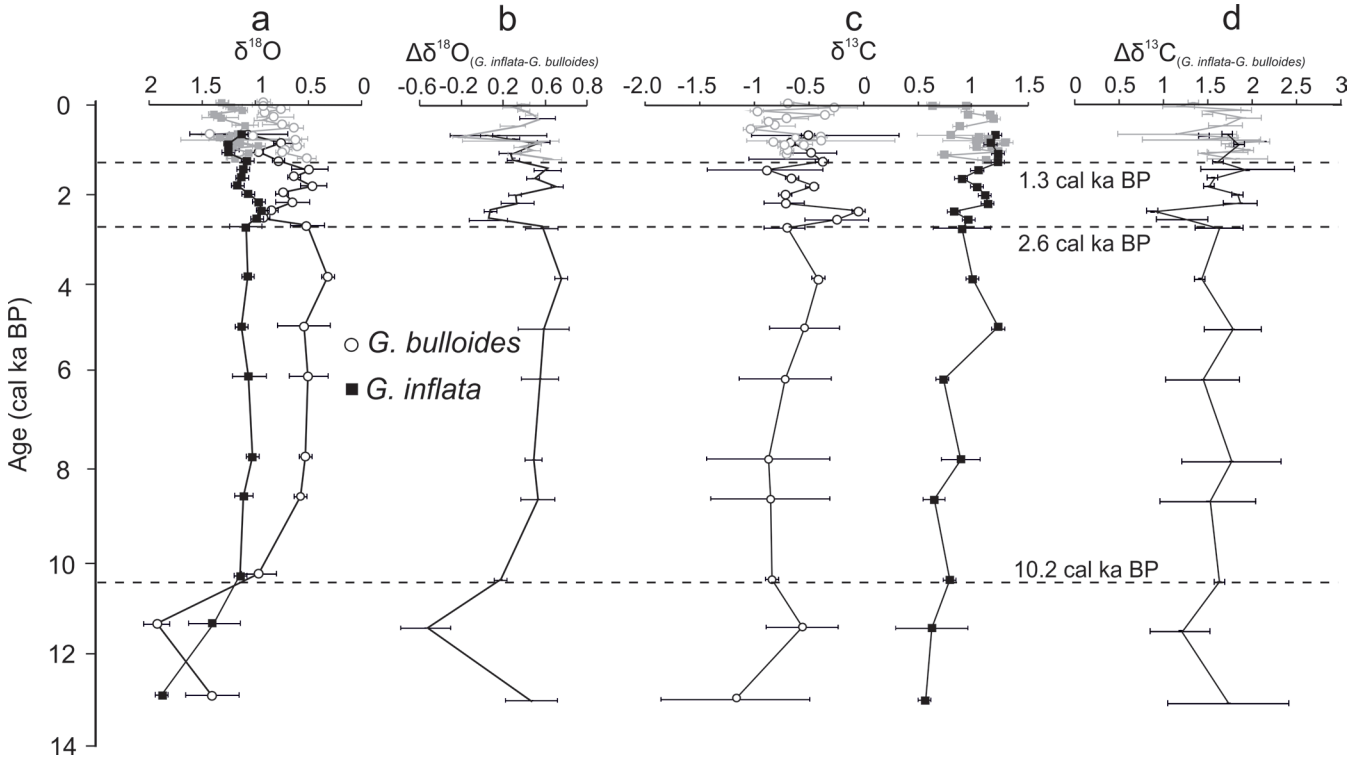


Fig. 5. a – oxygen stable isotope ratios ($\delta^{18}O$) performed on *G. bulloide*s and *G. inflata*; **b** – $\Delta\delta^{18}O$ between $\delta^{18}O_{G.\ inflata}$ and $\delta^{18}O_{G.\ bulloides}$; c – carbon stable isotope ratios ($\delta^{13}C$) performed on *G. bulloide*s and *G. inflata*; **d** – $\Delta\delta^{13}C$ between $\delta^{13}C_{G.\ inflata}$ and $\delta^{13}C_{G.\ bulloides}$. The grey lines represent FC WH and the black colour represents CADIAC WH. The horizontal dotted lines delimitate the major changes (see text for all the details).

ta) are observed until ~ 2.6 cal ka BP. From then on, *G. bulloides* shows an increasing trend towards the top of the record, interrupted by a short event of maximum $\delta^{18}O_{G.\ bulloides}$ values (0.97‰) at ~ 2.4 cal ka BP. A similar, but much weaker trend to more positive values can be seen for *G. inflata*. The difference between the two oxygen ratios ($\Delta\delta^{18}O = \delta^{18}O_{G.\ inflata} - \delta^{18}O_{G.\ bulloides}$) fluctuates around 0.5‰, but shows some remarkable events around 2.3 and 0.7 cal ka BP when the $\Delta\delta^{18}O$ is close to zero. $\delta^{13}C_{G.\ bulloides}$ varies between –1.17‰ and –0.05‰, whereas $\delta^{13}C_{G.\ inflata}$ ranges from 0.56‰ to 1.25‰. The $\delta^{13}C$ of both species increases from 12.8 to ~ 4.8 cal ka BP and then fluctuates around –0.55‰ for *G. bulloides* and 1.1‰ for *G. inflata*. Around 2.3 cal ka BP, $\delta^{13}C_{G.\ bulloides}$ shows heavier values. The $\Delta\delta^{13}C = \delta^{13}C_{G.\ inflata} - \delta^{13}C_{G.\ bulloides}$ remains fairly constant over the record (~ 1.65‰), and only decreases around 2.4 cal ka BP to ~ 1.00‰.

DISCUSSION

Living (stained) benthic foraminiferal assemblages

Regarding the large existing data set on living benthic assemblages collected in the BoB in different seasons and at several water depths (see review in Mojtahid *et al.* 2010), complemented by the present study, we dispose of a very good knowledge of the primary ecological parameters controlling the variability of the dominant benthic species. This knowledge will largely contribute to the reliability of the paleoceanographic interpretations of sediment archives from the BoB, among which our 2,000 m deep Station WH.

At Station WH, living benthic foraminifera mainly occupy the top centimeter of the sediment resulting in an average living depth of 1.02 cm (Fig. 3). The rather low estimated organic matter fluxes (3.2 g C m^{-2} yr^{-1}) are responsible for the rather deep oxygen penetration (5 cm) into the sediment (Fontanier *et al.* 2002, Mouret *et al.* 2010) and the shallow foraminiferal microhabitats at Station WH (TROX model; Jorissen *et al.* 1995). It appears that the 2,000 m deep Station WH is located today in a realm with oligotrophic baseline conditions.

The composition of our living benthic foraminiferal faunas can be compared with the results of an earlier ecological study on an interface core sampled in October 1997 at the same location (Fontanier *et al.* 2002). The benthic foraminiferal standing stocks are two times higher in June 2006 (~ 250 ind. 50 cm^{-2}) than in October 1997 (~ 125 ind. 50 cm^{-2}). The higher densities in June 2006 could be explained by a period of higher benthic production in response to enhanced fresh organic matter input resulting from an unusually intense late spring bloom (Retailleau *et al*. 2009, Kuhnt *et al*. 2013). It appears therefore that at this 2,000 m deep environment in the BoB, substantial seasonal pulses of labile organic matter input are superposed on the oligotrophic baseline conditions. These dual characteristics may explain the strong dominance throughout the year of the rather oligotrophic species *Hoeglundina elegans*, which represents about 34.9% of the total living fauna in October 1997 (Fontanier *et al.* 2002) and about 54.4% in June 2006 (this study). The discrepancy between oligotrophic baseline conditions and short periods of enhanced organic matter input may also explain the large fluctuations in the relative abundances of *U. peregrina* at our 2,000 m site, from ~ 25% in October 1997 (Fontanier *et al.* 2002) to only 6.4% in June 2006 (this study). *Uvigerina peregrina* is considered as an opportunistic species, being the first large-sized (> 150 µm) species to respond to phytoplankton blooms occurring in the area (Fontanier *et al.* 2002), and could be favored by diatom-rich phytodetritus (Goldstein and Corliss 1994). Phytoplankton assemblages in the BoB change on a seasonal scale (e.g. Lampert 2001). Coccolithophores are present through the year and may exhibit a large bloom in summer, triggered by sporadic upwellings (e.g. Beaufort and Heussner 1999). Diatoms exhibit a strong seasonal variation with high abundances during spring bloom and significant secondary peaks in winter, profiting from riverine nutrient input in the BoB (e.g. Beaufort and Heussner 1999). The very late intense phytoplankton bloom of June 2006, potentially dominated by coccolithophores, apparently has favored the dominant species *H. elegans*, and not *U. peregrina*. High relative abundances of *U. peregrina* in October 1997 (and in the early spring bloom observed at other stations, see Fontanier *et al.* 2003, 2005) in the BoB corroborates the putative ecological dependence of this species on phytodetritus dominated by diatom remains.

Comparison of living and dead/fossil assemblages in Core FC WH

When comparing the living benthic foraminiferal fauna to the dead assemblages at Station WH, some notable differences in species composition can be observed. These differences can be attributed to various taphonomic processes (i.e. destruction of tests) and biological factors (i.e. population dynamics) (e.g. Jorissen

and Wittling 1999, Duros *et al.* 2011). First of all, organic-walled agglutinated taxa, such as *Reophax* spp., are not preserved in the fossil assemblages (e.g. Bizon and Bizon 1984). Agglutinated species with calcareous cement (e.g. *Eggerella bradyi*) are well represented in the dead fauna. Although taphonomic processes can be of great consequence in deep-sea environments dominated by agglutinated taxa (e.g. Gooday 2003), at our 2,000 m deep site, non-fossilizing agglutinated taxa are rather subordinate, together counting for only ~ 6% of the total living fauna.

The calcareous taxa strongly dominate living as well as fossil assemblages, and it should therefore be possible to produce reliable paleoenvironmental reconstructions on the basis of the faunas preserved in sedimentary archives. Among the calcareous taxa, *Hoeglundina elegans* is remarkably poor in the fossil assemblages (2.1% on the average) in comparison to its very high relative abundance in the modern fauna (~ 54.4%). In fact, in our samples, *H. elegans* is the only species showing clear signs of dissolution (broken chambers, holes in the test, dull aspect), which may be due to its aragonitic test, which is more sensitive to dissolution processes than calcitic tests (e.g. Loubere and Gary 1990, Murray and Alve 1999, Corliss and Honjo 1981). It appears therefore that the under-representation of this species in the fossil fauna is the result of major taphonomical losses.

However, also several other calcareous taxa show important differences between their relative abundance in the dead fauna compared to the living assemblage (Table 3). Such discrepancies, apparently unrelated to taphonomical processes, have been frequently noted in studies comparing living and dead assemblages, and they have been tentatively ascribed to population dynamics (e.g. Jorissen and Wittling 1999, Duros *et al.* 2011). Fossil faunas tend to be dominated by opportunistic taxa, which proliferate during short periods of food abundance, which may be missed by studies based on single-time samplings. The less opportunistic taxa, which represent the more oligotrophic base-line conditions, will have a lower percentage in the time-averaged fossil samples than in snapshot recent samples; mostly missing the short productive events. At our 2,000 m deep site, *Uvigerina peregrina* presents an exceptional low L/(L + D) ratio (Table 3) with a relative frequency of 6.4% (this study) and 25% (October 1997, Fontanier *et al.* 2002) in the living fauna, compared to an average of 60% in the dead assemblages of our core. This difference can be partly explained by the poor preservation of *H. elegans,* the other dominant taxon. In fact, if we would delete *H. elegans* and all non-fossilizing agglutinants from the living faunas, *U. peregrina* would account for 16% (this study) and 44% (Fontanier *et al.* 2002). However, *U. peregrina* is also known for its strong opportunistic behavior, with a particularly high reproductive potential and turnover rate. This opportunistic behavior is probably a second reason explaining the much higher percentage in the dead/fossil faunas of Core FC WH. A high abundance of *U. peregrina* in the fossil record can therefore be interpreted as due to pulses of phytodetritus exported from highly seasonal primary production.

Summarizing, although the living assemblages cannot be used in a straightforward way as a recent analogue for fossil faunas, the sedimentary archives from the deep BoB may supply information about the dynamics of dominant foraminiferal taxa related to the pulsed input of fresh organic detritus in the benthic system. Indirectly, this could allow us to obtain information of the (paleo-) seasonality of the planktic ecosystem.

Paleoenvironmental record

Sedimentological analysis

The 12.8–7.6 cal ka BP time interval covering the YD and early Holocene is characterized by a fine laminated clay/silt facies and low sedimentation rates (~ 1.5 cm ka^{-1}). The transition from the laminated silty facies to the subsequent clayey bioturbated facies seems to be gradual (Fig. 2). Toucanne *et al.* (2008) record a similar sedimentary succession on deep-sea canyon levees of the Armorican margin of the BoB, with laminated layers of clays and silts to fine sands (~ 15.5 to 8.0 cal ka BP) underlying a homogeneous clay deposit. Such finely laminated layers are possibly deposited from the overflow of distal turbidity currents, whereas homogeneous clays are interpreted as hemipelagic deposits (Stow and Piper 1984). During the last stage of deglaciation, the BoB margin was affected by a rapid and sustained rise of the global sea-level until ~ 6–7 cal ka BP (Lambeck *et al.* 2002). This time period corresponds to the end of the laminated sedimentation events in our core, which may mark the decrease of basinward transfer of sediment by turbidity currents (Toucanne *et al.* 2008). However, sedimentation rates measured at Station WH during the laminated events are two orders of magnitude lower (~ 1.5 cm ka^{-1}) than on deep-sea canyon levees (~ 300 cm ka^{-1}) of the northern margin of the BoB (Toucanne *et al.* 2008). This may be explained by different sediment sources and the position of the sites with respect to tur-

bidite pathways. Station WH is close to the Cap Ferret Canyon system, which drained the Gironde paleoriver connected to minor glaciers of the Pyrenees; probably affecting sedimentation at Station WH. However, due to the position of Site WH on the upper left bank of the canyon and one kilometer above the channel axis, most turbidites will have bypassed this site, explaining the surprisingly low sedimentation rates. After 7.6 cal ka BP, the set up of the modern deep-sea BoB sedimentation regime is marked by the dominance of hemipelagic deposits despite its relative proximity to the Cap Ferret Canyon. Toucanne *et al.* (2008) observed a similar increase in hemipelagic sedimentation from 8 ka cal BP onward in a core from the Armorican margin of the BoB. After 7.6 cal ka BP, sedimentation rates are much higher (~ 26.9 cm ka^{-1}), especially from 2.6 to 0.6 cal ka BP. This increase in sedimentation rates may be the result of reduced current intensity due to the stabilization of sea-level (McCave *et al.* 1995) and/or an increase of sediment supplies from the Gironde fluvial plume and/or an increase of organic supply from surface water productivity.

Paleoproductivity

Foraminiferal accumulation rates (BFAR and PFAR) may be used as proxies for paleoproductivity (e.g. Herguera and Berger 1991, Jorissen *et al.* 2007). Usually, significant correlation between PFAR and BFAR is due to short term changes in sedimentation rate between age control points, but may also suggest that benthic foraminifera is closely linked to surface water production (Herguera and Berger 1991, Herguera 1992, Gooday 2003). Highest values at Station WH are observed between ~ 3.1 and 0.7 cal ka BP (Fig. 4), which correspond to the change to much higher sedimentation rates (~ 26 cm ka^{-1}) than before. This strongly suggests that higher sediment supplies coincided with a higher nutrient input into the basin, and inversely, that part of the increase in sedimentation rates may have been due to an increase in productivity. Similarly, the study of Mojtahid *et al.* (2013), performed at a 550 m deep site closer to the coast (KS10b; Fig. 1), found a high productivity period from 3.5 to 1.8 cal ka BP during an interval of stable sedimentation rates. Apparently, the ~ 3.1 and 0.7 cal ka BP interval was characterized by nutrient dispersal far into the BoB (cf. Station WH is located ~ 120 km offshore), triggering offshore phytoplankton blooms. Nutrient supplies to more offshore areas could result from intensified precipitation and subsequent increased river runoff, such as has been described at the same period along the Iberian margin (e.g. Abrantes *et al.* 2005, Bernárdez *et al.* 2008a, Pena *et al.* 2010).

Benthic assemblages

On the basis of the benthic foraminiferal succession, three main periods can be distinguished along the record (Fig. 4a):

1. The time interval from 12.8 to 10.2 cal ka BP is characterized by high abundances of species characteristic for oligotrophic environments (*Bulimina inflata*, *Eggerella bradyi,* and *Pyrgo murrhina*). The dominant fauna is mixed with high percentages of allochthonous taxa (*Nonionella* sp., *Cassidulina carinata,* and *Globobulimina affinis*, together ~ 20% of the total fauna), characteristic for eutrophic outer shelf/upper slope environments (e.g. Fontanier *et al.* 2002, 2003; Duchemin *et al.* 2007; Mojtahid *et al.* 2010). This suggests significant lateral advection of upper shelf material into an oligotrophic deep-sea environment. Subsequent decrease in abundances of the allochtonous taxa at the end of this time period indicates that downslope transport of upper shelf material was probably more pronounced and frequent process during the YD and very early Holocene. The low sea-level coupled to a narrow continental shelf may have enhanced basinward transfer of sediment by turbidity currents. Higher canyon activity is corroborated by the sedimentological characteristics of the lower part of the record until 7.6 cal ka BP: laminated layers, coarser grain size, and low sedimentation rate. Coarser grain size also characterizes this time interval at the 550 m deep Station B, located in the vicinity of the Capbreton canyon, southeastern BoB (Fig. 1; Mojtahid *et al.* 2013).

2. The beginning of the time interval from 10.2 to 7.6 cal ka BP is characterized by maximum abundances of species typical of mesotrophic to oligotrophic benthic settings in the BoB (*Gavelinopsis translucens*, *Sigmoilopsis schlumbergeri* and *Cibicidoides kullenbergi*) (Mojtahid *et al.* 2010). Next, relative abundances of *Uvigerina peregrina* sharply increase from a few % to 45%; all other species decrease in consequence, except *Gyroidina orbicularis*. This period appears as a major turnover phase for the benthic ecosystems in the Plateau des Landes, from a stable oligotrophic system to an oligotrophic system with seasonal productivity events, probably resulting from more productive surface waters. The end of this period coincides with a weakening of canyon influence and the establishment of hemipelagic sedimentation in the BoB.

3. The time interval from 7.6 cal ka BP to today is mainly characterized by the strong dominance of

U. peregrina, which suggests the establishment of contrasted seasons in the BoB area, with highly seasonal phytoplankton production (and organic fluxes to the seafloor). The shift in the climatic (summer insolation) and/or oceanographic (nutrient supply) context has provided better conditions for primary production marked by two major seasonal phytoplankton bloom periods (February–June and November–December), as observed in modern surface waters (e.g. Beaufort and Heussner 1999). The fairly stable composition of benthic assemblages, dominated by mesotrophic-eutropic species recorded after 7.6 cal ka BP testifies the long-term control of this seasonal flux regime on the benthic environment. Since a similar turnover is recorded in the SE BoB (Mojtahid *et al.* 2013), this appears to be a basin-wide development.

Planktic assemblages and stable isotope signal

In this study, two species were selected for stable isotopic measurements (*Globigerina bulloides* and *Globoratolia inflata*). The stable isotope curves of both species show a clear offset and different patterns along the record, especially for $\delta^{18}O$ (Fig. 5). These differences can be explained by their different ecological preferences and calcifying depths. *G. bulloides* is a surface dwelling species whereas *G. inflata* has a deeper habitat, as observed in the vertical distribution of the modern assemblages collected in the SE BoB (Retailleau *et al.* 2011). During the spring bloom event, *G. bulloides* mainly occupies the 0–20 m depth interval, whereas *G. inflata* peaks in the 20–40 m depth interval (Retailleau *et al.* 2011).

On the basis of planktic assemblages (Fig. 4b) and isotopic signature (Fig. 5), four main periods are recognized:

1. During the 12.8 to 10.2 cal ka BP time interval, the presence of the polar species *Neogloboquadrina pachyderma* s. (Volkmann 2000), and the subpolar front species *Turborotalia quinqueloba* (Johannessen *et al.* 1994), the lowest abundances of the tropical-subtropical species *Orbulina universa* (Tolderlund and Bé 1971), and the high $\delta^{18}O$, all indicate relatively low temperatures. These cold sea surface temperatures (SSTs) are the consequence of a more southern latitudinal position of the polar front during the YD cold period (Pujol 1980; Eynaud *et al.* 2009; Thornalley *et al.* 2009, 2011; Penaud *et al.* 2011). *Turborotalia quinqueloba* may also reflect a well mixed water column (e.g. Bé and Tolderlund 1971, Kroon *et al.* 1991, Ortiz *et al.* 1995). Rather surprisingly, during this cold period a continuous presence (5–10%) of the tropical-subtropical *Globigerinoides ruber* (white) is recorded. Because *G. ruber* is nearly absent from living assemblages in the BoB (Retailleau *et al*. 2011), Mojtahid *et al.* (2013) suggested, on the basis of a study of a long core collected at the 550 m deep Station B (Fig. 1), that this species could be introduced into the BoB by the warm and salty Iberian Poleward and Navidad current (IPC and NC). Because the intensification of the NC is related to the combination of weak northerlies and strong south-southwesterly winds, which occurs under prevailing negative NAO conditions (Le Cann and Serpette 2009), Mojtahid *et al.* (2013) suggested the use of *G. ruber* as a proxy of negative NAO conditions. Following this hypothesis, the relatively high abundances of *G. ruber* in our early record suggests that the climatic context of the BoB during the YD was controlled by prevailing negative NAO conditions. After 11.2 cal ka BP, the proportions of the subtropical species *O. universa* (mainly observed today in the SE BoB during summer; Retailleau *et al*. 2011), gradually increase whereas the polar taxa (*N. pachyderma* s. and *T. quinqueloba*) decrease in response to the glacial-interglacial transition. The progressive warming of the SSTs is also perceptible in decreasing $\delta^{18}O$ values. Meanwhile, the progressive increase in $\delta^{13}C$ suggests enhanced surface water productivity, as it is corroborated by the clear transition from oligotrophic to mesotrophic conditions recorded by benthic foraminiferal assemblages.

2. During the 10.2–2.6 cal ka BP interval, planktic faunas are dominated by the temperate species *N. incompta, G. inflata* and *G. glutinata*. This indicates a northward migration of the sub-polar front (Eynaud *et al*. 2009) and a gradual establishment of the modern temperate surface waters in the BoB. However, the major faunal change in the proportion of these temperate species (a decrease of the percentage of *G. inflata* and an increase of *N. incompta*) is difficult to explain, since these two species have a rather similar temporal and spatial distribution in the modern NE Atlantic (Harbers *et al*. 2010, Retailleau *et al.* 2011). Mojtahid *et al.* (2013) found a similar turnover in the proportion of these two species at about the same time and argued that the decrease of *G. inflata* could be indicative of stronger water column stratification during summer. The increasing offset in $\Delta\delta^{18}O$ between *G. inflata* and *G. bulloides* during this period (Fig. 5) comforts the hypothesis of stronger water column stratification, probably due to warmer SSTs. During this time interval, *O. universa* records its highest abundances whereas

G. ruber shows fairly low values. The high percentages of *O. universa* between 8.4 and 4.8 cal ka BP may be indicative of maximum summer SSTs under the control of orbital forcing, i.e. the HTM. Meanwhile, the low proportion of *G. ruber* may indicate a generally prevailing positive NAO conditions, which agrees with other regional and global studies reconstructing Holocene NAO conditions (e.g. Lamb *et al.* 1989, Bernárdez *et al.* 2008a, Wanner *et al*. 2008); although the timing and the resolution are not always perfectly matching. At Station B, *G. ruber* records a peak between ~ 9 and 6 cal ka BP. This peak is totally absent from Station WH record. This discrepancy could be explained either by the low sedimentation rates at Station WH during this period or by restriction of the NC intrusion to the most southern part of the BoB. After 4.8 cal ka BP, *O. universa* progressively declined. This suggests a gradual SST cooling trend as recorded in most NH Holocene reconstructions (e.g. Marchal *et al.* 2002, Kim *et al*. 2004, Rimbu *et al.* 2004, Naughton *et al.* 2007, Mojtahid *et al.* 2013).

3. The 2.6–1.3 cal ka BP interval is characterized by high relative abundances of *G. ruber* with a distinct peak at ~ 2.4 cal ka BP, parallel to an abrupt increase in the $\delta^{18}O$ of the most surficial species *G. bulloides*. This abrupt increase may have been induced either by colder SSTs or more saline waters. Higher salinities could be explained by intrusions of the salty NC as suggested by the highest proportions of *G. ruber*. At the same time, an abrupt decrease in $\delta^{13}C$ indicates low productivity events and homogenization of the water column (low $\Delta\delta^{13}C$ and $\Delta\delta^{18}O$). After this event of a putative strongly negative NAO index (from ~ 2.6 to 2.0 cal ka BP), $\delta^{18}O_{G.\ bulloides}$ decreases simultaneously with decreasing proportions of *G. ruber* until ~ 1.3 cal ka BP, suggesting a progressive shift towards more positive NAO condition. The ~ 2.6 to 2.0 cal ka BP time interval, partially coincides with the Iberian-Roman Humid Period (2.6–1.6 cal ka BP), well recorded in high-resolution paleoclimate archives from the Iberian Peninsula, and characterized by increased precipitations under a prevailing negative NAO (e.g. Diz *et al*. 2002, Bernárdez *et al.* 2008b).

4. The last 1.3 cal ka BP are mainly characterized by high proportions of *G. inflata* which match the final increase in the proportions of the benthic species *U. peregrina*. This might suggest a period of enhanced surface productivity along the Iberian margin. Additionally, the gradual increase of *G. scitula* (a deep-dwelling species; e.g. Bé 1977), which was nearly absent before 2.2 cal ka BP, may indicate an increase in the availability of more labile organic matter in deep waters (Itou and Noriki 2002, Schiebel *et al.* 2002). The heavier values of $\delta^{13}C_{G.\ inflata}$ especially between 1.3 and 0.6 cal ka BP corroborates the latter hypothesis (Fig. 5). During the last 1.3 cal ka BP, *G. ruber* is nearly absent, which is consistent with the record at Station B (Fig. 1; Mojtahid *et al.* 2013). This suggests a weakening of the influence of the NC and a prevailing positive NAO index. This is consistent with the results of Martins *et al.* (2006a, b) that showed an enhanced upwelling activity off the Iberian coast since 2.2 cal ka BP due the intensification of northerly winds; under positive NAO conditions.

CONCLUSIONS

Because of our very good knowledge of the ecology of the modern foraminiferal faunas in the BoB, we are able to interpret the local paleoenvironmental signals recorded by fossil faunas in terms of global (orbital forcing) and regional (NAO, seasonality) climatic forcing. Over the last 12.8 cal ka BP, changes occurred in sedimentology, foraminiferal assemblages and their isotopic signatures in the SE BoB.

In the context of post-glacial sea level rise, the SE BoB has experienced enhanced turbidite activity through submarine canyons until 7.6 cal ka BP. From 12.8 to 10.2 cal ka BP, upper shelf material was supplied to the deep-sea environment by enhanced lateral advection, due to the low sea-level stand and the narrow continental shelf. In addition, relatively high abundances of *Globigerinoides ruber* suggest that the climatic context of the BoB, under prevailing negative NAO conditions, could have been more humid enhancing river runoff.

During the studied period, the trophic conditions in the BoB progressively shift from rather oligotrophic during the YD to more nutrient-enriched environments nowadays. Linked to more productive surface waters, an enhanced downward flux of organic matter leads to increased proportions of mesotrophic species, and a disappearance of oligotrophic benthic taxa. The planktic foraminiferal signal, mirrored by the benthic signal indicates a progressive increase in quantity and quality of nutrient supply into the BoB. After 7.6 cal ka, the BoB deep-sea environment obtains its modern configuration with dominantly hemipelagic deposits, and strong seasonality in primary and export production. This increased planktic ecosystem seasonality is responsible

for an increased organic matter flux to the seafloor. The ~ 2.6–1.3 cal ka BP interval is characterized by high nutrient supply as a consequence of increased river runoff, under prevailing negative NAO conditions as testified by the presence of *G. ruber*. The last 1.3 cal ka BP period shows an increase in the proportion of labile organic matter in the deep water column.

The external orbital forcing is perceptible through the SSTs records by planktic fauna proportions. After the YD cold period, the three main climatic phases of the Holocene, classically described in the literature, are traced: warm SSTs in the early Holocene, maximum temperatures at the HTM (8.4–4.8 cal ka BP) followed by a general cooling trend.

Sedimentary records from two distant sites (Site WH, this study and Site B, Mojtahid *et al.* 2013), located in different physiographic contexts, have recorded a similar climatic global signals. However, due to the more coastal location of Site B (550 m deep, only 50 km off the French coast), the continental influence is higher resulting in a more eutrophic environment. Nevertheless, the combination of this study and Mojtahid *et al.* (2013) gives for the first time, a fairly comprehensive spatial overview of the functioning of the BoB during the Holocene.

Acknowledgements. The authors are grateful to the editor and to the reviewers for the improvement of the manuscript. We would like to thank the crew members of the R/V "Côte de la Manche" (CNRS-INSU), and engineers of the Technical Department-INSU/CNRS for their help during the sampling campaign. We would like to thank also S. Terrien for her help with data processing, and the technical staff of EPOC for their help with sedimentological analyses. PECH 1 and CADIAC cruises were supported by the ANR FORCLIM (ANR-05-BLAN-02751). A 3-years doctoral fellowship was provided to J. Garcia by the Departmental Council of Vendée.

REFERENCES

Abrantes F., Lebreiro S., Rodrigues T., Gil I., Bartels-Jónsdóttir H., Oliveira P., Kissel C., Grimalt J. O. (2005) Shallow-marine sediment cores record climate variability and earthquake activity off Lisbon (Portugal) for the last 2000 years. *Quaternary Sci. Rev*. **24:** 2477–2494

Andersen C., Koç N., Jennings A., Andrews J. T. (2004) Nonuniform response of the major surface currents in the Nordic Seas to insolation forcing: Implications for the Holocene climate variability. *Paleoceanograph*. **19:** 2003–2019

Bé A. W. H., Tolderlund D. S. (1971) Distribution and ecology of living planktonic foraminifera in surface waters of the Atlantic and Indian Oceans. In: The Micropaleontology of Oceans, (Eds. B. M. Funnel and W. R. Riedel), Cambridge University Press, 105–149

Bé A. W. H. (1977) Ecology of planktonic foraminifera and biogeographic patterns of life and fossil assemblages in the Indian Ocean. *Micropaleontology* **23:** 369–414

Beaufort L., Heussner S. (1999). Coccolithophorids on the continental slope of the Bay of Biscay – production, transport and contribution to mass fluxes. *Deep-Sea Res*. Pt. II. **10:** 2147–2174

Bernárdez P., González-Álvarez R., Francés G., Prego R., Bárcena M. A., Romero O. E. (2008a) Late Holocene history of the rainfall in the NW Iberian peninsula – Evidence from a marine record. *J. Marine Syst*. **72:** 366–382

Bernárdez P., González-Álvarez R., Francés G., Prego R., Bárcena M. A., Romero O. E. (2008b) Palaeoproductivity changes and upwelling variability in the Galicia Mud Patch during the last 5000 years: geochemical and microfloral evidence. *The Holocene* **18:** 1207–1218

Berner R. A. (1980) Early diagenesis: A theoretical approach, Princeton University Press

Bizon G., Bizon J. J. (1984). Distribution des foraminifères sur le plateau continental au large du Rhône. In: Ecologie des microorganismes en Méditerranée occidentale 'ECOMED', (Eds. J. J. Bizon, P. F. Burollet), Association Française des Techniciens du Pétrole, Paris, 84–94

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

Broecker W. S., Denton G. H., Edwards R. L., Cheng H., Alley R. B., Putnam A. E. (2010) Putting the Younger Dryas cold event into context. *Quaternary Sci. Rev*. **29:** 1078–1081

Bronk Ramsey C. (2008) Deposition models for chronological records. *Quaternary Sci. Rev*. **27:** 42–60

Bronk Ramsey C. (2009) Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon* **51:** 337–360

Caralp M. (1971) Les foraminifères planctoniques du Pléistocène terminal dans le Golfe de Gascogne: interprétation biostratigraphique et paléoclimatique. Université I, Faculté des Sciences

Cléroux C., Debret M., Cortijo E., Duplessy J.-C., Dewilde F., Reijmer J., Massei N. (2012) High-resolution sea surface reconstructions off Cape Hatteras over the last 10 ka. *Paleoceanography* **27:** PA1205

Coplen T. B. (1988) Normalization of oxygen and hydrogen isotope data. *Chem. Geol.: Isotope Geoscience section* **72:** 293–297

Corliss B. H., Honjo S. (1981) Dissolution of deep-sea benthonic foraminifera. *Micropaleontology* **27:** 356–378

Dansgaard W., Johnsen S. J., Clausen H. B., Dahl-Jensen D., Gundestrup N. S., Hammer C. U., Hvidberg C. S., Steffensen J. P., Sveinbjörnsdottir A. E., Jouzel J. (1993) Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature* **364:** 218–220

Darling K. F., Wade C. M. (2008) The genetic diversity of planktic foraminifera and the global distribution of ribosomal RNA genotypes. *Mar. Micropaleontol*. **67:** 216–238

Debret M., Sebag D., Crosta X., Massei N., Petit J.-R., Chapron E., Bout-Roumazeilles V. (2009) Evidence from wavelet analysis for a mid-Holocene transition in global climate forcing. *Quaternary Sci. Rev*. **28:** 2675–2688

Decastro M., Gómez-Gesteira M., Álvarez I., Crespo A. J. C. (2011) Atmospheric modes influence on Iberian Poleward Current variability. *Cont. Shelf Res*. **31:** 425–432

Diz P., Francés G., Pelejero C., Grimalt J. O., Vilas F. (2002) The last 3000 years in the Ría de Vigo (NW Iberian Margin): climatic and hydrographic signals. *The Holocene* **12:** 459–468

Duchemin G., Fontanier C., Jorissen F. J., Barras C., Griveaud C. (2007) Living small-sized (63–150 μm) foraminifera from mid-

shelf to mid-slope environments in the Bay of Biscay. *J. Foramin. Res*. **37:** 12–32

Duplessy J. C. (1978) Isotope studies. In: Climatic Change (Eds. J. Gribbin), Cambridge University Press, Cambridge, 46–67

Duros P., Fontanier C., Metzger E., Cesbron F. Deflandre B., Schmidt S., Buscail R., Zaragosi S., Kerhervé P., Rigaud S., Delgard M.-L., Jorissen M. J. (2013) Live (stained) benthic foraminifera from the Cap-Ferret Canyon (Bay of Biscay, NE Atlantic): A comparison between the canyon axis and the surrounding areas. *Deep-Sea Res*. Pt. I. **74:** 98–114

Duros P., Fontanier C., Metzger E., Pusceddu A., Cesbron F., de Stigger H. C., Bianchelli S., Danovaro R., Jorissen F. J. (2011) Living (stained) benthic foraminifera in the Whittard Canyon, Celtic margin (NE Atlantic). *Deep-Sea Res*. Pt. I. **58:** 128–146

Durrieu de Madron X., Castaing P., Nyffeler F., Courp T. (1999) Slope transport of suspended particulate matter on the Aquitanian margin of the Bay of Biscay. *Deep-Sea Res*. Pt. II. **46:** 2003–2027

Eynaud F., De Abreu L., Voelker A., Schönfeld J., Salgueiro E., Turon J.-L., Penaud A., Toucanne S., Naughton F., Sánchez Goñi M. F., Malaizé B., Cacho I. (2009) Position of the Polar Front along the western Iberian margin during key cold episodes of the last 45 ka. *Geochem., Geophys., Geosys*. **10:** Q07U05, doi:10.1029/2009GC002398

Fahl K., Stein R. (2012) Modern seasonal variability and deglacial/Holocene change of central Arctic Ocean sea-ice cover: New insights from biomarker proxy records. *Earth Planet. Sc. Lett*. **351**–**352:** 123–133

Faugères J.-C., Gonthier E., Mulder T., Kenyon N., Cirac P., Griboulard R., Berné S., Lesuavé R. (2002) Multi-process generated sediment waves on the Landes Plateau (Bay of Biscay, North Atlantic). *Mar. Geol*. **182:** 279–302

Fontanier C., Jorissen F. J., Chaillou G., Anschutz P., Grémare A., Griveaud C., (2005) Live foraminiferal faunas from a 2800 m deep lower canyon station from the Bay of Biscay: faunal response to focusing of refractory organic matter. *Deep-Sea Res*. Pt. I. **52:** 1189–1227

Fontanier C., Jorissen F., Chaillou G., David C., Anschutz P., Lafon V. (2003) Seasonal and interannual variability of benthic foraminiferal faunas at 550 m depth in the Bay of Biscay. *Deep-Sea Res*. Pt. I. **50:** 457–494

Fontanier C., Jorissen F., Licari L., Alexandre A., Anschutz P., Carbonel P. (2002) Live benthic foraminiferal faunas from the Bay of Biscay: faunal density, composition, and microhabitats. *Deep-Sea Res*. Pt. I. **49:** 751–785

Garcia-Soto C., Pingree R. D., Valdes L. (2002) Navidad development in the southern Bay of Biscay: Climate change and swoddy structure from remote sensing and in situ measurements. *J. Geophys. Res*. **107:** 28.1–28.29

Goldstein S. T., Corliss B. H. (1994) Deposit feeding in selected deep-sea and shallow-water benthic foraminifera. *Deep-Sea Re*s. Pt. II. **41:** 229–241

Gooday A. J. (2003) Benthic foraminifera (Protista) as tools in deep-water palaeoceanography: environmental influences on faunal characteristics. *Adv. Mar. Biol*. **46:** 1–90

Harbers A., Schönfeld J., Rüggeberg A., Pfannkuche O. (2010) Short term dynamics of planktonic foraminiferal sedimentation in the Porcupine Seabight. *Micropaleontology* **56:** 259–274

Herguera J. C. (1992) Deep-sea benthic foraminifera and biogenic opal: glacial to postglacial productivity changes in the western equatorial Pacific. *Mar. Micropaleontol*. **19:** 79–98

Herguera J. C., Berger W. H. (1991) Paleoproductivity from benthic foraminifera abundance: Glacial to postglacial change in the west-equatorial Pacific. *Geology* **19:** 1173–1176

Hua Q., Barbetti M. (2004) Review of tropospheric bomb ^{14}C data for carbon cycle modeling and age calibration purposes. *Radiocarbon* **46:** 1273–1298

Itou M., Noriki S. (2002) Shelf fluxes of solution-resistant planktonic foraminifers as a proxy for mixed-layer depth. *Geoph. Res. Lett*. **29:** 19-1–19-4

Jorissen F. J., De Stigter H. C., Widmark J. G. (1995) A conceptual model explaining benthic foraminiferal microhabitats. *Mar. Micropaleontol*. **26:** 3–15

Jorissen F. J., Fontanier C., Thomas E. (2007) Chapter Seven Paleoceanographical Proxies Based on Deep-Sea Benthic Foraminiferal Assemblage Characteristics. *Dev. Mar. Geol*. **1:** 263–325

Jorissen F. J., Wittling I. (1999) Ecological evidence from live-dead comparisons of benthic foraminiferal faunas off Cape Blanc (Northwest Africa). *Palaeogeogr. Palaeocl*. **149:** 151–170

Johannessen T., Jansen E., Flatøy A., Ravelo A. C. (1994) The relationship between surface water masses, oceanographic fronts, and paleoclimatic proxies in surface sediments of the Greenland, Iceland, Norwegian Seas. *Nato ASI Series* **117:** 61–85

Kaufman D., Ager T., Anderson N., Anderson P., Andrews J., Bartlein P., Brubaker L., Coats L., Cwynar L., Duvall M., Dyke A., Edwards M., Eisner W., Gajewski K., Geirsdóttir A., Hu F., Jennings A., Kaplan M., Kerwin M., Lozhkin A., MacDonald G., Miller G., Mock C., Oswald W., Otto-Bliesner B., Porinchu D., Rühland K., Smol J., Steig E., Wolfe B. (2004) Holocene thermal maximum in the western Arctic (0–180°W). *Quaternary Sci. Rev*. **23:** 529–560

Kim J. H., Rimbu N., Lorenz S. J., Lohmann G., Nam S. I., Schouten S., Rühllemann C., Schneider R. R. (2004) North Pacific and North Atlantic sea-surface temperature variability during the Holocene. *Quaternary Sci. Rev*. **23:** 2141–2154

Koutsikopoulos C., Le Cann B. (1996) Physical processes and hydrological structures related to the Bay of Biscay anchovy. *Sci. Mar*. **60:** 9–19

Kroon D., Steens T., Troelstra S. R. (1991) 13. Onset of monsoonal upwelling in western Arabian Seas as revealed by planktonic foraminifers. In: *Proc. ODP*, *Sci. Results*, College Station, TX (Ocean Drilling Program), (Eds. W. L. Prell, N. Niitsuma *et al*.), **117:** 257–263

Kuhnt T., Howa H., Schmidt S., Marié L., Schiebel R. (2013) Flux dynamics of planktic foraminiferal tests in the south-eastern Bay of Biscay (northeast Atlantic margin). *J. Marine Syst*. **109**–**110:** 169–181

Lamb H. F., Eicher U., Switsur V. R. (1989) An 18,000-year record of vegetation, lake-level and climatic change from Tigalmamine, Middle Atlas, Morocco. *J. Biogeogr*. **16:** 65–74

Lambeck K., Yokoyama Y., Purcell T. (2002) Into and out of the Last Glacial Maximum: sea-level change during Oxygen Isotope Stages 3 and 2. *Quaternary Sci. Rev*. **21:** 343–360

Lampert L. (2001) Dynamique saisonnière et variabilité pigmentaire des populations phytoplanctoniques dans l'Atlantique Nord (Golfe de Gascogne). Ph.D. Thesis, Université de Bretagne occidentale, Brest, France

Le Cann B., Serpette A. (2009) Intense warm and saline upper ocean inflow in the southern Bay of Biscay in autumn–winter 2006–2007. *Cont. Shelf Res*. **29:** 1014–1025

Liu K. K., Dittert N. (2010) Web-based electronic supplements, Appendix C. In: Carbon and Nutrient Fluxes in Continental Mar-

gins, (Eds. K. K. Liu, L. Atkinson, R. A. Quiñones, L. Talaue-McManus). Springer, Berlin http://cmtt.pangaea.de/ [October 2, 2012]

Longhurst A. R. (2007) Ecological geography of the sea. Academic Press

Loubere P., Gary A. (1990) Taphonomic process and species microhabitats in the living to fossil assemblage transition of deeper water benthic foraminifera. *Palaios* **5:** 375–381

Marchal O., Cacho I., Stocker T. F., Grimalt J. O., Calvo E., Martrat B., Shackleton N., Vautravers M., Cortijo E., Van Kreveld S., Andersson C., Koç N., Chapman M., Sbaffi L., Duplessy J.-C., Sarnthein M., Turon J.-L., Duprat J., Jansen E. (2002) Apparent long-term cooling of the sea surface in the northeast Atlantic and Mediterranean during the Holocene. *Quaternary Sci. Rev*. **21:** 455–483

Martins V., Jouanneau J. M., Weber O., Rocha F. (2006a) Tracing the late Holocene evolution of the NW Iberian upwelling system. *Mar. Micropaleontol*. **59:** 35–55

Martins V., Patinha C., Ferreira da Silva E., Jouanneau J. M., Weber O., Rocha F. (2006b) Holocene record of productivity in the NW Iberian continental shelf. *J. Geochem. Explor*. **88:** 408–411

Mayewski P. A., Rohling E. E., Curt Stager J., Karlén W., Maasch K. A., David Meeker L., Meyerson E. A., Gasse F., Van Kreveld S., Holmgren K., Lee-Thorp J., Rosqvist G., Rack F., Staubwasser M., Schneider R. R., Steig E. J. (2004) Holocene climate variability. *Quaternary Res*. **62:** 243–255

Migeon S., Weber O., Faugeres J.-C., Saint-Paul J. (1998) SCOPIX: a new X-ray imaging system for core analysis. *Geo-Mar. Lett.* **18:** 251–255

McCave I. N., Manighetti B., Robinson S. G., (1995) Sortable silt and fine sediment size/composition slicing: Parameters for palaeocurrent speed and palaeoceanography. *Palaeoceanograph*. **10:** 593–610

Mojtahid M., Griveaud C., Fontanier C., Anschutz P., Jorissen F. J. (2010) Live benthic foraminiferal faunas along a bathymetrical transect (140–4800 m) in the Bay of Biscay (NE Atlantic). *Rev. Micropal*. **53:** 139–162

Mojtahid M., Frans J., Garcia J., Schiebel R., Michel E., Eynaud F., Gillet H., Cremer M., Ferreiro P. D., Siccha M., Howa H. (2013) High resolution Holocene record in the southeastern Bay of Biscay: global versus regional signals. *Palaeogeogr. Palaeocl.* **377:** 28–44

Mouret A., Anschutz P., Deflandre B., Chaillou G., Hyacinthe C., Deborde J., Etcheber H., Jouanneau J.-M., Grémare A., Lecroart P. (2010) Oxygen and organic carbon fluxes in sediments of the Bay of Biscay. *Deep-Sea Res*. Pt. I. **57:** 528–540

Murray J. W. (2006) Ecology and applications of benthic foraminifera. Cambridge University Press

Murray J. W., Alve E. (1999) Natural dissolution of modern shallow water benthic foraminifera: taphonomic effects on the palaeoecological record. *Palaeogeogr. Palaeocl*. **146:** 195–209

Naughton F., Bourillet J. F., Sánchez Goñi M. F., Turon J. L., Jouanneau J. M. (2007) Long-term and millennial-scale climate variability in northwestern France during the last 8850 years. *The Holocene* **17:** 939–953

Oldfield F. (2003) Introduction: the Holocene, a special time. In: Global Change in the Holocene, (Eds. A. Mackay, R. Battarbee, J. Birks, F. Oldfield). Arnold, London, 1–9

Oppo D. W., McManus J. F., Cullen J. L. (2003) Palaeo-oceanography: Deepwater variability in the Holocene epoch. *Nature* **422:** 277–277

Ortiz J. D., Mix A. C., Collier R. W. (1995) Environmental control of living symbiotic and asymbiotic foraminifera of the California Current. *Paleoceanograph*. **10:** 987–1009

Pena L. D., Francés G., Diz P., Esparza M., Grimalt J. O., Nombela M. A., Alejo I. (2010) Climate fluctuations during the Holocene in NW Iberia: High and low latitude linkages. *Cont. Shelf Res*. **30:** 1487–1496

Penaud A., Eynaud F., Voelker A., Kageyama M., Marret F., Turon J.-L., Blamart D., Mulder T., Rossignol L. (2011) Assessment of sea surface temperature changes in the Gulf of Cadiz during the last 30 ka: implications for glacial changes in the regional hydrography. *Biogeosciences* **8:** 2295–2316

Pingree R. D., Le Cann B. (1992) Three anticyclonic Slope Water Oceanic eDDIES (SWODDIES) in the southern Bay of Biscay in 1990. *Deep-Sea Res*. **39:** 1147–1175

Polyak L., Alley R. B., Andrews J. T., Brigham-Grette J., Cronin T. M., Darby D. A., Dyke A. S., Fitzpatrick J. J., Funder S., Holland M. (2010) History of sea ice in the Arctic. *Quaternary Sci. Rev*. **29:** 1757–1778

Puillat I., Lazure P., Jegou A.-M., Lampert L., Miller P. I. (2004) Hydrographical variability on the French continental shelf in the Bay of Biscay, during the 1990s. *Cont. Shelf Res*. **24:** 1143–1163

Pujol C. (1980) Les foraminifères planctoniques de l'Atlantique Nord au Quaternaire. Ecologie-Stratigraphie-Environnement. Université Bordeaux I, 254

Reimer P. J., Baillie M. G., Bard E., Bayliss A., Beck J. W., Blackwell P. G., Ramsey C. B., Buck C. E., Burr G. S., Edwards R. L. (2009) IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon* **51:** 1111–1150

Retailleau S., Eynaud F., Mary Y., Abdallah V., Schiebel R., Howa H. (2012) Canyon heads and river plumes: How might they influence neritic planktonic foraminifera communities in the SE Bay of Biscay? *J. Foramin. Res*. **42:** 257–269

Retailleau S., Howa H., Schiebel R., Lombard F., Eynaud F., Schmidt S., Jorissen F., Labeyrie L. (2009) Planktic foraminiferal production along an offshore-onshore transect in the southeastern Bay of Biscay. *Cont. Shelf Res*. **29:** 1123–1135

Retailleau S., Schiebel R., Howa H. (2011) Population dynamics of living planktic foraminifers in the hemipelagic southeastern Bay of Biscay. *Mar. Micropaleontol*. **80:** 89–100

Rimbu N., Lohmann G., Lorenz S. J., Kim J. H., Schneider R. R. (2004) Holocene climate variability as derived from alkenone sea surface temperature and coupled ocean-atmosphere model experiments. *Clim. Dynam*. **23:** 215–227

Ruddiman W. F., Ellis E. C. (2009) Effect of per-capita land use changes on Holocene forest clearance and CO_2 emissions. *Quaternary Sci. Rev*. **28:** 3011–3015

Schiebel R., Schmuker B., Alves M., Hemleben C. (2002) Tracking the recent and Late Pleistocene Azores front by the distribution of planktic foraminifers. *J. Mar. Syst*. **37:** 213–227

Schmidt S., Howa H., Mouret A., Lombard F., Anschutz P., Labeyrie L. (2009) Particle fluxes and recent sediment accumulation on the Aquitanian margin of Bay of Biscay. *Cont. Shelf Res*. **29:** 1044–1052

Stow D. A. V., Piper D. J. W. (1984) Deep-water fine-grained sediments: facies models. Geolog. Soc., London, Special Publications **15:** 611–646

Thornalley D. J. R., Elderfield H., McCave I. N. (2009) Holocene oscillations in temperature and salinity of the surface subpolar North Atlantic. *Nature* **457:** 711–714

Thornalley D. J. R., Elderfield H., McCave I. N. (2011) Reconstructing North Atlantic deglacial surface hydrography and its link to the Atlantic overturning circulation. *Global Planet. Change* **79:** 163–175

Tisnérat-Laborde N., Poupeau J. J., Tannau J. F., Paterne M. (2001) Development of a semi-automated system for routine preparation of carbonate samples. *Radiocarbon* **43:** 299–304

Tolderlund D. S., Bé A. W. (1971) Seasonal distribution of planktonic foraminifera in the western North Atlantic. *Micropaleontology* **17:** 297–329

Toucanne S., Zaragosi S., Bourillet J.-F., Naughton F., Cremer M., Eynaud F., Dennielou B. (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. *Mar. Geol*. **247:** 84–103

van Aken H. M. (2000a) The hydrography of the mid-latitude northeast Atlantic Ocean: I: The deep water masses. *Deep-Sea Res*. Pt. I. **47:** 757–788

van Aken H. M. (2000b) The hydrography of the mid-latitude Northeast Atlantic Ocean: II: The intermediate water masses. *Deep-Sea Res*. Pt. I. **47:** 789–824

van Aken H. M. (2001) The hydrography of the mid-latitude Northeast Atlantic Ocean: III: The subducted thermocline water mass. *Deep-Sea Res*. Pt. I. **48:** 237–267

van Aken H. M. (2002) Surface currents in the Bay of Biscay as observed with drifters between 1995 and 1999. *Deep-Sea Res*. Pt. I. **49:** 1071–1086

Volkmann R. (2000) Planktic foraminifers in the outer Laptev Sea and the Fram Strait – Modern distribution and ecology. *J. Foramin. Res*. **30:** 157–176

Walton W. R.(1952) Techniques for recognition of living foraminifera. *J. Foramin. Res*. **3:** 56–60

Wanner H., Beer J., Bütikofer J., Crowley T. J., Cubasch U., Flückiger J., Goosse H., Grosjean M., Joos F., Kaplan J. O. (2008) Mid-to Late Holocene climate change: an overview. *Quaternary Sci. Rev*. **27:** 1791–1828

Received on 3rd March, 2013; revised on 23 May, 2013; accepted on 29th May, 2013

RÉSUMÉ

L'objectif de ce travail est d'améliorer la connaissance des marqueurs biologiques (ou proxies) des changements hydrologiques dans le Golfe de Gascogne (G de G) au cours de l'Holocène. L'analyse des archives sédimentaires du Sud Est (SE) du G de G a démontré que cet environnement, en marge de la circulation thermohaline océanique et sous l'influence directe de l'Oscillation Nord Atlantique (NAO), enregistre à la fois la variabilité climatique Holocène globale, et une variabilité régionale sous l'influence du climat sur le continent adjacent.

Dans ce contexte, des carottes courtes (1 à 3 m) ont été prélevées sur quatre stations situées le long d'un transect bathymétrique NW-SE dans le SE du G de G. Les paramètres sédimentologiques, les assemblages de foraminifères planctoniques (FP) et benthiques (FB), les assemblages de coccolithes, les ratios isotopiques de l'oxygène et du carbone des tests de foraminifères ainsi que l'évolution des tailles des tests de FP ont été étudiés tous les 0,5 à 10 cm.

De 13 000 cal ans BP à l'actuel, le G de G a rencontré des perturbations environnementales relatives aux variations des forçages globaux (insolation, circulation atmosphérique et océanique). Les FP se sont révélés de bons proxies des variations de températures et de stratification de la colonne d'eau, forcées par les variations court-, moyen- et long- terme de l'insolation, permettant de distinguer des périodes à saisons estivales chaudes, ou des périodes à production primaire (PP ; bloom de printemps) intense. La présence d'espèces allochtones d'origine subtropicales révèle de longues périodes d'intrusions d'eaux chaudes et salées (courant Navidad) jusqu'au fond du G de G, configuration observée actuellement en conditions de NAO négative. Couplée à l'augmentation du niveau marin, l'influence continentale affecte l'environnement benthique, caractérisé par des transports sédimentaires intenses, jusqu'aux environs de 8 000 ans cal BP. Au-delà, les FB répondent directement aux variations de la PP ainsi qu'aux apports latéraux de matière organique par les panaches fluviaux.

L'ensemble des données permet de corréler les événements climatiques détectés sur le continent adjacent avec leurs conséquences locales en mer bordière, comme le couplage de l'augmentation des précipitations détectées sur la péninsule ibérique avec un surcroît d'apports d'éléments nutritifs dans le G de G, ou l'impact du déplacement de l'embouchure de l'Adour sur l'eutrophisation de l'environnement benthique adjacent.

mots-clés : Paléoclimat, Holocène, Golfe de Gascogne, Foraminifères planctoniques, Foraminifères benthiques, courant Navidad, NAO, Isotopes stables du carbone, Isotopes stables de l'oxygène

ABSTRACT

This work aims to improve the use of biological tracers (or proxies) to reconstruct past hydrological changes in the Bay of Biscay (B of B) over the Holocene. The study of sedimentary archives from the southeastern (SE) B of B demonstrated that this environment, which is marginal from the general ocean thermohaline circulation and under the direct influence of the North Atlantic Oscillation (NAO), records global as well as regional Holocene climatic variability.

In this context, short sedimentary cores (1 to 3m long) were retrieved from four stations located along a NW-SE bathymetric gradient in the SE B of B. Sedimentary characteristics, planktic (PF) and benthic (BF) foraminiferal assemblages, coccolith assemblages, oxygen and carbon isotopic ratios of the foraminiferal shells, as well as size measurements were investigated every 0.5 to 10 cm.

From 13 000 cal yrs BP to modern ages, B of B has encountered a succession of environnemental perturbations in response to global forcing factors (insolation, atmospheric and oceanic circulations). Planktic faunas constitute good proxies of temperatures and water column stratification characteristics, forced by short-, mid- and long- term insolation changes, allowing the distinction of high summer temperature periods or periods of intense primary production (PP; spring blooms). The occurrence of species typical of subtropical environments suggests long-term incursions of the warm and saline water Navidad Current from the Iberian margin, reaching the SE corner of the B of B. These incursions are nowadays observed during negative NAO conditions. Along with the holocene rising sea-level until ~8 000 cal yrs BP, strong continental influence affects benthic environments characterized by intense sediment transports. From 8 000 cal yrs BP, benthic fauna responds mainly to PP and occasionally to lateral transport of organic matter by fluvial plumes.

This study allows also the correlation of the near continent climatic events to environmental perturbations observed locally in this marginal sea, such as the coupling between high precipitation on the Iberian peninsula to high nutrient inputs into the B of B, or the coupling between the impact of a displacement of the Adour outlet to the eutrophisation of the benthic environment.

keywords : Paleoclimate, Holocene, Bay of Biscay, Planktic Foraminifera, Benthic Foraminifera, Navidad current, Stable isotopes, Carbon, Oxygen

ENGAGEMENT DE NON PLAGIAT

Je, soussigné(e) Garcia Jennifer,
déclare être pleinement conscient(e) que le plagiat de documents ou d'une partie d'un document publiée sur toutes formes de support, y compris l'internet, constitue une violation des droits d'auteur ainsi qu'une fraude caractérisée.
En conséquence, je m'engage à citer toutes les sources que j'ai utilisées pour écrire ce rapport ou mémoire.

signé par l'étudiant(e) le 31 / 10 / 2013

Cet engagement de non plagiat doit être signé et joint à tous les rapports, dossiers, mémoires.

Présidence de l'université
40 rue de rennes – BP 73532
49035 Angers cedex
Tél. 02 41 96 23 23 | Fax 02 41 96 23 00

université angers

l'université nantes angers le mans
PÔLE DE RECHERCHE ET D'ENSEIGNEMENT SUPÉRIEUR

université angers

Thèse de Doctorat

Jennifer GARCIA

Enregistrement Holocène dans le Sud-Est du Golfe de Gascogne

Signaux climatiques globaux et régionaux

Résumé

L'objectif de ce travail est d'améliorer la connaissance des marqueurs biologiques (ou proxies) des changements hydrologiques dans le Golfe de Gascogne (G de G) au cours de l'Holocène. L'analyse des archives sédimentaires du Sud Est (SE) du G de G a démontré que cet environnement, en marge de la circulation thermohaline océanique et sous l'influence directe de l'Oscillation Nord Atlantique (NAO), enregistre à la fois la variabilité climatique Holocène globale, et une variabilité régionale sous l'influence du climat sur le continent adjacent.

Dans ce contexte, des carottes courtes (1 à 3 m) ont été prélevées sur quatre stations situées le long d'un transect bathymétrique NW-SE dans le SE du G de G. Les paramètres sédimentologiques, les assemblages de foraminifères planctoniques (FP) et benthiques (FB), les assemblages de coccolithes, les ratios isotopiques de l'oxygène et du carbone des tests de foraminifères ainsi que l'évolution des tailles des tests de FP ont été étudiés tous les 0,5 à 10 cm.

De 13 000 cal ans BP à l'actuel, le G de G a rencontré des perturbations environnementales relatives aux variations des forçages globaux (insolation, circulation atmosphérique et océanique). Les FP se sont révélés de bons proxies des variations de températures et de stratification de la colonne d'eau, forcées par les variations court-, moyen- et long- terme de l'insolation, permettant de distinguer des périodes à saisons estivales chaudes, ou des périodes à production primaire (PP ; bloom de printemps) intense. La présence d'espèces allochtones d'origine subtropicale révèle de longues périodes d'intrusions d'eaux chaudes et salées (courant Navidad) jusqu'au fond du G de G, configuration observée actuellement en conditions de NAO négative. Couplée à l'augmentation du niveau marin, l'influence continentale affecte l'environnement benthique, caractérisé par des transports sédimentaires intenses, jusqu'aux environs de 8 000 ans cal BP. Au-delà, les FB répondent directement aux variations de la PP ainsi qu'aux apports latéraux de matière organique par les panaches fluviatiles.

L'ensemble des données permet de corréler les événements climatiques détectés sur le continent adjacent avec leurs conséquences locales en mer bordière, comme le couplage de l'augmentation des précipitations détectées sur la péninsule ibérique avec un surcroît d'apports d'éléments nutritifs dans le G de G, ou l'impact du déplacement de l'embouchure de l'Adour sur l'eutrophisation de l'environnement benthique adjacent.

Mots clés : Paléoclimat, Holocène, Golfe de Gascogne, Foraminifères planctoniques, Foraminifères benthiques, courant Navidad, NAO, Isotopes stables du carbone, Isotopes stables de l'oxygène

Abstract

This work aims to improve the use of biological tracers (or proxies) to reconstruct past hydrological changes in the Bay of Biscay (B of B) over the Holocene. The study of sedimentary archives from the southeastern (SE) B of B demonstrated that this environment, which is marginal from the general ocean thermohaline circulation and under the direct influence of the North Atlantic Oscillation (NAO), records global as well as regional Holocene climatic variability.

In this context, short sedimentary cores (1 to 3m long) were retrieved from four stations located along a NW-SE bathymetric gradient in the SE B of B. Sedimentary characteristics, planktic (PF) and benthic (BF) foraminiferal assemblages, coccolith assemblages, oxygen and carbon isotopic ratios of the foraminiferal shells, as well as size measurements were investigated every 0.5 to 10 cm.

From 13 000 cal yrs BP to modern ages, B of B has encountered a succession of environnemental perturbations in response to global forcing factors (insolation, atmospheric and oceanic circulations). Planktic fauna constitute good proxies of temperature and water column stratification characteristics, forced by short-, mid- and long- term insolation changes, allowing the distinction of high summer temperature periods or periods of intense primary production (PP; spring blooms). The occurrence of species typical of subtropical environments suggests long-term incursions of the warm and saline water Navidad Current from the Iberian margin, reaching the SE corner of the B of B. These incursions are nowadays observed during negative NAO conditions. Along with the holocene rising sea-level until ~8 000 cal yrs BP, strong continental influence affects benthic environments characterized by intense sediment transports. From 8 000 cal yrs BP, benthic fauna responds mainly to PP and occasionally to lateral transport of organic matter by fluvial plumes.

This study allows also the correlation of the near continent climatic events to environmental perturbations observed locally in this marginal sea, such as the coupling between high precipitation on the Iberian peninsula to high nutrient inputs into the B of B, or the coupling between the impact of a displacement of the Adour outlet to the eutrophisation of the benthic environment.

Key Words : Paleoclimate, Holocene, Bay of Biscay, Planktic Foraminifera, Benthic Foraminifera, Navidad current, Stable isotopes, Carbon, Oxygen