



HAL
open science

Evolution sédimentaire et biotique des environnements de haut de pente du Golfe de Gascogne et implications sur la dynamique océan-cryosphère : fenêtre sur les derniers 36 000 ans

Pauline Depuydt

► To cite this version:

Pauline Depuydt. Evolution sédimentaire et biotique des environnements de haut de pente du Golfe de Gascogne et implications sur la dynamique océan-cryosphère : fenêtre sur les derniers 36 000 ans. Sciences de la Terre. Université d'Angers, 2023. Français. NNT : 2023ANGE0004 . tel-04187060

HAL Id: tel-04187060

<https://theses.hal.science/tel-04187060>

Submitted on 24 Aug 2023

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.

Evolution sédimentaire et biotique des environnements de haut de pente du Golfe de Gascogne et implications sur la dynamique océan-cryosphère : fenêtre sur les derniers 36 000 ans

Remerciements

Voici venu le moment que beaucoup de doctorants redoutent : celui d'écrire les remerciements. Je l'avoue, j'ai pris mon temps pour ça ! Néanmoins il y a une raison. Au-delà, de l'essoufflement important qui se fait ressentir après l'écriture d'un manuscrit de thèse, qu'on peut également transposer à une énorme flemme. Je voulais prendre le temps de reconnaître, apprécier et mettre en avant toute l'aide (méthodologique, technique, etc.) et le soutien (professionnel et moral) que l'on m'a offert pendant ces trois années de thèse.

A mon sens, il est extrêmement difficile d'exprimer avec de simples mots, toute la gratitude que j'ai envers cet entourage plus que généreux et bienveillant. Je me dis qu'il n'existe pas de mots à la hauteur, qui puissent réellement identifier ma reconnaissance. Etant légèrement bavarde (doux euphémisme), soyez patients car cela risque d'être assez long ! Mais comme il est évident que vous n'avez pas que cela à faire et en raison de vieux traumatismes professionnels, j'ai établi un plan. A vous de vous retrouver, donc bonne lecture !!!

1. Mes encadrants

Avant tout, commençons par le commencement. Je souhaite bien évidemment tout d'abord remercier mes encadrants de thèse. Un trio de choc, qui a su s'équilibrer comme il le fallait, malgré 382 km de séparation. On a réussi à travailler tous les quatre comme une véritable équipe et pour ça déjà, je vous en remercie.

Meryem Mojtahid, tu as été une directrice de thèse avec un des rires les plus remarquables que j'ai pu entendre dans ce labo. Tu m'as énormément secoué, bousculé, coaché mais surtout aidé pour réaliser ce superbe travail dans des conditions plus que confortables. En fin de master, j'étais une jeune femme très peu mature professionnellement, très peu sûre d'elle et stressée, qui ne demandait qu'à apprendre sur les foraminifères. Tu m'as donné l'opportunité de m'épanouir ce sur quoi je souhaitais travailler depuis un petit moment et pour ça MERCI mille fois !!! On se connaissait peu avant la mission faite au laboratoire CEREEP-Ecotron, avec Aurélie, Christine et Fatine mais à partir de ce moment-là, j'ai pris conscience que j'avais de la chance de travailler avec une directrice aussi dynamique, joviale mais surtout humaine. Grâce à toi, j'ai compris que lorsque le plan A n'est pas possible, il y a un plan B, et qu'il est même possible d'aller au-delà de Z. De nature stressée (comme tu le sais si bien), tu es une des rares personnes à m'avoir suffisamment secoué pour que j'apprenne à relativiser : « on ne sauve pas des vies Pauline ! ». C'est peut-être bête, mais c'est une de mes plus grandes leçons de vie que j'ai pu avoir du haut de mes 27 ans. Je sais que ça n'a pas été évident tout les jours avec moi. J'ai mon caractère et mes coups de déprime (ou de paniques), mais tu ne t'es pas laissée envahir par certaines de ces émotions. Tu as même su me raisonner (surtout à la fin), gros exploit Meryem. Ton savoir-faire, tes conseils dans le travail et ton soutien en ce qui concerne les « quelques » couacs perso et pro que j'ai pu avoir pendant ces 3 années, m'ont énormément aidé à tenir.

A votre tour mes co-encadrants de thèse : **Christine Barras** et **Samuel Toucanne** ! A la différence de Meryem, on ne se connaissait pas. Etant peu sûre de moi lors des premières rencontres, j'ai beaucoup appréhendé vous aborder, ce qui avec le recul est complètement ridicule ! Néanmoins, vous avez tous les deux su rapidement me mettre à l'aise et me montrer votre accessibilité autant sur le plan professionnel que humain. Au début, j'avais beaucoup de mal à sortir de cet état d'esprit un peu « scolaire » mais avec le temps et les échanges, quel plaisir d'avoir pu collaborer avec vous et d'avoir été soutenu, guidé et conseillé par vous deux.

Christine, j'ai vite compris que tu étais très accessible, brillante et que tu savais secouer également quand il le fallait. J'ai très vite vu que tu aurais un regard très objectif sur cette thèse, et ce malgré le fait que la pal' ne fait pas partie de tes domaines d'expertises. Peut-être que par moment tu pouvais te dire « je me sens pas experte donc je ne sers pas à grand-chose sur ce sujet-là », mais je pense sincèrement que ton rôle a été plus que bénéfique. Tu m'as permis de prendre plus de recul et de prendre conscience de certaines de mes limites avec tes questions de curiosité. J'ai également passé de très bons moments et bien rigolé avec toi en dehors du cadre du travail donc reste comme tu es. Et je te souhaite d'encadrer très prochainement comme tu l'as fais avec moi, mais cette fois ci, en tant que directrice de thèse ! Tu le mérites.

Sam, on a commencé à réellement collaborer un peu plus tard, et ce, pour la raison d'un éloignement géographique (Angers et le bout du monde) et d'une crise COVID qui nous a tous bien cassé les pieds... Je me souviendrais toujours d'un de nos premiers appels où tu m'as clairement dit que tu allais te mettre à fond dans mon encadrement et que si j'ai le moindre problème/questionnement/autre, il ne fallait pas que j'hésite. Aussitôt dit, aussitôt fait ! Toujours présent dès que j'avais une question que ce soit par appel, par mail, par sms, et même pendant tes vacances. Je ne me suis pas sentie une seule fois en défaut par rapport à toi. Tu as clairement su compenser la grande difficulté de la distance lorsque l'on encadre quelqu'un. Honnêtement, un grand merci pour tous les mots d'encouragements que tu as eu à mon égard. Venir à IFREMER pour échantillonner, échanger, apprendre de ton expertise a été plus que bénéfique à mes yeux et surtout, ces moments ont été des bouffées d'oxygène plus que utiles (on va mettre ça sur le dos de l'air marin). Tu as un dynamisme et une curiosité scientifique qui inspire et j'ai réellement eu ENORMEMENT de plaisir de parler sciences avec toi. Ce qui est assez paradoxal, c'est que bien que Christine et Meryem, vous soyez dans le même bureau et que toi Sam, tu sois à 382 km d'Angers, j'ai eu le sentiment continu que vous étiez tous ensemble et derrière moi pendant cette thèse. Une bande de copains, qui s'entendent bien professionnellement et qui ont réussi (malgré leur difficulté et leurs enjeux) à tirer le meilleur de moi sans trop me traumatiser ! Bravo pour ça.

2. Membres de jury et rencontres professionnelles externes

Je tenais bien évidemment à remercier également l'ensemble de mes membres de jury pour l'expertise et l'échange scientifique qu'ils m'ont apporté lors de la soutenance de thèse. Merci pour ces remarques plus que pertinentes qui m'ont aidé à améliorer ce manuscrit de thèse et d'avoir abordé certains aspects intéressants à creuser à l'avenir.

Fabien Dewilde, non seulement tu m'as beaucoup aidé concernant les échantillons d'isotopes mais en plus, tu as toujours été accessible à la moindre question que je t'envoyais et je te remercie également de m'avoir aiguillé pour la formation isotopes de l'IUEM.

Sarah, Francis, Simon et Flo de CEREEP-ecotron, quel plaisir de vous avoir rencontré et d'avoir fait ces deux expérimentations avec vous à Saint Pierre lès Nemours. Alors la première fut bien particulière... Avoir été confiné pendant 1 mois et demi sur place ne nous a pas permis de beaucoup échanger. Mais malgré le fait que vous étiez confiné chez vous et nous au laboratoire, vous avez toujours été derrière Fatine et moi-même en soutien, quelle équipe ! On a beaucoup galéré mais surtout rigolé en distanciel ou présentiel. Merci donc à François et Béatrice d'avoir accepté qu'on puisse continuer l'expérimentation sur le site, qui a abouti à l'écriture d'un article présent dans ce manuscrit.

3. Angers : ma famille adoptive

Je pense que cette ville m'aura marqué à vie. Certes, elle est très jolie et agréable à vivre mais ce sont surtout les personnes que j'ai rencontré qui m'auront marqué et offert de magnifiques souvenirs. Je me suis construite une famille à travers mes collègues et mes amis me permettant d'avancer très très loin et de tenir dans les moments difficiles.

Le labo : mais QUELLE CHANCE j'ai eu de tomber sur une équipe de travail pareille. Grâce aux personnalités qui composent ce laboratoire, je n'ai jamais vu le travail comme une souffrance. Alors bien évidemment, travailler peut-être un peu laborieux, mais j'ai toujours eu joie d'être au laboratoire grâce à vous. Un mésocosme familial où il y a parfois des engueulades, mais surtout une ambiance et une bienveillance extraordinaire. Toute personne qui a pu partager des moments professionnels avec ce laboratoire peut reconnaître une chose : « c'est une chance d'être dans une ambiance de travail aussi agréable et bénéfique ». Les enseignants chercheurs de ce laboratoire sont dynamiques mais surtout humains. Je garderai des souvenirs plus que chaleureux pour vous tous. Je me souviendrai de toi **Aurélia** avec ton rire qu'on entend au bout du couloir, de toi **Greg** avec tes blagues et conseils à la pause de midi, de toi **Magali** arrivant au labo en vélo dans le froid glacial (une habitude suisse ?), de toi **Pia** qui me disait souvent « t'en as pas assez d'être grande ? t'as vraiment besoin de porter des talons ? », de toi **Manue** et nos soirées de jeu de société accompagnées de verres de vin, Romain et de Maxime, de toi **Edouard** et de nos longues discussions sur la vie, le travail et pleiiiiins d'autres choses en pause-café, autour d'une caïpirinha, chez toi ou au bar... **Hélène H.**, merci encore mille fois pour tout le soutien que tu apportes aux thésards. On sent tellement ton investissement dans ce qui est d'aider les autres. Tu ne crains pas de dire les choses et de bousculer les gens lorsque cela est nécessaire mais tu as toujours été à l'écoute de nos problèmes/remarques. Tu as une force de caractère que j'admire car tu es une personne généreuse et entière. Bref, comme vous l'avez compris, vous êtes une équipe d'enseignant-chercheurs au top !!!!

Bien évidemment, je n'oublie pas toute l'aide technique (**Sophie S.**, **Sophie Q.**, **Eric**) et le secrétariat (**Sophie V.** et **Luzia**), essentiels à ce labo et sans qui j'aurais eu une vie au travail bien plus compliqué !! Toujours là quand j'appelais à l'aide (ce qui m'arrivait souvent au final) et pour ça merci ! On a vraiment bien rigolé au piquage, à la salle de pause, dans les couloirs et même en soirée ! C'est ça toute la beauté de ce laboratoire, on peut travailler ensemble la journée et aller faire la fête après, quelques soit les générations, le niveau de diplôme ou le niveau de connerie.

Bien évidemment, je n'allais pas oublier les collègues non permanents ; les « **précaires du BIAF** ». Une belle équipe qui m'a beaucoup conseillé, soutenu et fait oublier certains moments difficiles. Malgré beaucoup de départs et d'arrivées depuis mes débuts de thèse, sans cette petite team, la vie

aurait été toute autre. Les anciens : **Briz, Julien, JB**; je vous ai rencontré, j'étais en master... J'ai passé beaucoup de bons moments avec vous, au Welsh autour de pintes et d'orangina (pour toi JB), au restau (car Jujy et le Michi michi ou le Dazuma, on connaît...) mais également au laboratoire. **Hélène R.**, on s'est rencontré, tu travaillais au laboratoire puis on a commencé notre thèse en même temps. Quel moments passés ensemble et quels souvenirs créés toutes les deux !!! Je suis fière de t'avoir vu évoluer et j'espère pouvoir continuer à te suivre dans ton parcours. **Constance**, j'ai vraiment appris à te connaître à la fin (surtout quand le plus dur était passé... la thèse !!!) et tu as été une très belle découverte. **Avec Marie, Eleonora et Aurélie**, vous êtes une équipe de choc avec qui j'ai pu boire des cocktails, faire des cosmétiques bio et qui surtout sont d'une bienveillance peu commune !!! Mais quels souvenirs... merci Eleonora de nous avoir partagé ton magnifique mariage, j'ai adoré travailler avec toi également et merci pour tout tes conseils et ton aide. **Mohammed et Nour**, les petits nouveaux plus trop nouveau du labo. J'ai été ravie de vous rencontrer et d'avoir passé autant de bons moments avec vous, au Gatsby ou au labo. Grâce à vous deux, j'ai appris quelques mots en arabe que j'ai encore du mal à prononcer mais promis, je vais éviter de sortir dire TOUS les mots que vous m'avez appris... **Damien** merci pour tous ces moments passés ensemble et des discussions qu'on a pu avoir avant et après le travail ces dernières semaines avant la fin de ma thèse. Tu es d'une grande patience au vu du nombre de fois où j'ai été en retard à nos rendez-vous !! **Coco**, le co(co)-bureau en or qui va me manquer. J'ai énormément apprécié tes jeux de mots parfaits, ta patience à mon égard et ton écoute (le nombre de fois où je t'ai obligé à enlever tes écouteurs pour m'écouter... désolée pour ça). D'ailleurs, merci également pour ton sac que je t'ai toujours piqué pour aller au SUPER U alors que tu m'en avais offert un... **Julia et David**, même si vous n'étiez déjà plus doctorants quand on s'est rencontré, vous êtes tellement accessibles et agréables que vous avez clairement réussi à vous intégrer sans problèmes ! Des personnes avec qui on a passé de superbes moments, et avec qui on peut vraiment parler de TOUT et de rien. Je tenais également à remercier **Inge, Sandrine et Charlotte**. Vous avez été plus qu'une grande aide, surtout quand vous avez toutes les trois répondu rapidement « présente » au moment de la relecture du manuscrit. Vous m'avez conseillé avant, au début, pendant et à la fin de ma thèse et pour ça... MERCI ! Nombreux d'entre vous, m'ont aidé gracieusement pour cette fin de manuscrit, à la relecture, au soutien moral et même certains d'entre vous m'ont nourri et ça... je ne saurais exprimer correctement ma gratitude ! D'autres personnes restant moins longtemps m'ont marqué par les discussions et les bons moments passés ensemble : **Fatima** (mon binôme de stage de M2), **Julien** (et ses poules), **Raphaël** (le rigolo), **Lisa** (l'artiste). Vous avez été de très bons copains qui ne sont plus sur Angers mais que j'ai toujours eu plaisir à contacter et à voir !!! Je voulais également remercier les stagiaires que j'ai encadré en L3 (Lamy) et M2 (Fatine et Alexis), qui m'ont beaucoup aidé dans mon travail. Ce confinement sans toi **Fatine** aurait été tout autre, tu as réussi à me rendre curieuse de l'astrologie (bravo pour ça car ce n'était pas gagné). **Alexis**, j'ai été ravie de te rencontrer et merci de m'avoir coaché dans les tractions. Même après ton départ d'Angers, nos idées sont assez similaires sur la manière d'avancer et de ne pas lâcher et je pense que là-dessus, on s'est bien trouvé. **Stéphane Sourice et Alban**, des hommes très généreux et protecteurs pour moi. Quel plaisir d'avoir pu passer des moments avec vous et d'avoir entendu vos conseils.

Je n'allais bien évidemment pas oublier **mes amis d'Angers**... qui ont également pris soin de moi d'une manière inimaginable et qui ont pris une place très importante dans mon cœur (je suis d'humeur sentimentale). Qu'est ce que je peux dire ? Manon, Hugo, Audrey, Léa, Jacky, Maxime, Romain,

Sophie S. vous êtes les plus belles personnes que j'ai rencontrées sur Angers (de vrais coups de cœur). C'est toujours plus difficile de trouver les mots pour les amis car comment décrire ces amitiés plus que intenses. Montrer à quel point j'ai de la reconnaissance, de l'amour et de la bienveillance envers vous est difficile. Vous m'avez tellement donné les gars... Vous m'avez donné du temps, de l'écoute, du soutien, de très beaux moments de rigolades et vous ne m'avez jamais laissé tomber. Toujours à valoriser, toujours à relativiser, à soutenir et à prendre soin de moi, mais que dire ?? J'ai été plus que moi-même avec vous pendant ces 3 années (ou moins) et pour ça merci. **Manon, Hugo** et **Audrey**, quand vous voulez les soirées au JJ, manger des fajitas et j'en passe. Manon en dehors du fait que tu es une véritable amie, grâce à toi, j'ai rencontré des personnes extraordinaires, ton mari et ta meilleure amie. En même temps, rien d'étonnant quand on voit qui tu es. **Léa** et **Jacky**, on va voir Nono à la Grappe d'or quand vous voulez ! On se connaît depuis le master et quels moments délirants passés ensemble... Mais quelles barres de rire on a pu avoir (avec Samy également). Merci Léa d'être toujours dans le soutien, tu es une très belle personne et surtout généreuse qui a toujours cœur d'offrir de son temps malgré cette vie à cent à l'heure que tu as ! **Romain** et **Maxime**, que dire de vous. Je vous aime les gars. Un couple magnifique avec une force de caractère admirable, un franc parler que peu de personnes ont et surtout avec qui je ne me lasse pas de passer du temps. Vous êtes devenu de véritables amis que je tiens à garder dans ma vie. Je suis heureuse Maxime que tu aies pu faire ta thèse au labo mais je ne suis pas étonnée au vu de la personne brillante que tu es. Toujours cœur à faire de jolies choses, je suis persuadée que cela sera le cas pour toute ta carrière et ta vie. Romain, je t'adore et je suis fière de toi. Tu es une très belle personne, avec un humour sarcastique qui m'a toujours subjugué. Mais comment fais-tu pour sortir aussi spontanément ces punchlines ? un talent à exploité ou une déformation professionnelle, je ne sais pas mais en tout cas, tu es une pépite, ne change pas qui tu es. **Sophie S.**, une seconde maman, une grande sœur ou encore une superbe amie. Comment te dire. Tu as été d'une générosité sans nom avec moi. Tu m'as accueilli chez toi quand je n'avais pas de logement, tu m'as toujours aidé dès que je rencontrais une difficulté (McGyver va) et tu t'es toujours inquiétée pour moi. Comment je vais faire quand je vais partir si je n'ai pas une Soso à proximité ? Merci d'avoir été mon amie, une confidente, une collègue et d'avoir été là quand j'appelais à l'aide. D'ailleurs, merci tout le monde de m'avoir aidé à vivre cette thèse comme un(e) thésard(e) devrait le faire, c'est-à-dire travailler mais ne pas oublier de sortir, se détendre et rigoler !!!!

4. Saint Pierre lès Nemours : les copains lointains

J'ai rencontré, en très peu de temps, une super bande de copains dans cette petite commune du Gâtinais (fier de cette comté mon Bertrand). J'avais énormément d'a priori sur cette région, je l'avoue... Je pensais vraiment qu'il n'y avait que les bretons, les chiti (à la rigueur les normands car je ne veux pas les vexer) qui étaient très chaleureux et hyper ouverts aux autres. Mais finalement, quand je vois la belle bande que vous avez été, à accueillir deux nanas qui étaient là pour une durée de temps limitée, je me suis rendue compte de la bêtise de mes clichés. Corentin, Clément, Romane, Bertrand, Damien et Stéphane, mes moments passés dans ce lieu (un peu paumé, on ne va pas se mentir) ont été merveilleux grâce à vous. Les soirées clandestines au laboratoire avec les soirées crêpe, raclette ou encore jeux de société avec notre **Béber** professionnel qui est un animateur hors pair. Mais qu'est-ce que vous m'avez fait rire et surtout, quels moments passés avec vous... Les discussions à rallonges avec **Romane**, parce qu'on est deux grandes bavardes mais toujours hyper

intéressantes. **Stéphane**, tes jeux de mots et punchlines placés au bon moment sont encore un plaisir à entendre. **Damien**, le discret mais qui sait toujours nous avoir au jeu (quel malin). **Clément**, on était clairement les deux mêmes. Deux gros beauf, qui parlaient fort mais qui avaient toujours le cœur à rire. **Coco**, tu es d'un calme, tellement généreux et gentil, à même braver le confinement pour pas nous laisser toutes seules avec Damien à mon anniversaire ! Je n'aurais clairement pas vécu la même expérience sans vous. Preuve, j'y suis retournée même en dehors du travail et même si vous êtes presque tous parti, j'aurai plaisir à venir vous voir dans vous petits coins respectifs car je vous adore les potes.

5. Rennes : les résistants

Qu'est-ce que j'ai été médisante avec vous. J'étais persuadée qu'après le master, chacun allait reprendre son chemin, tracer sa route sans forcément garder contact. Et nous voilà 3 ans après, avec des spams de votre part dans les groupes respectifs. Jonas et Clément, mes a(l)colytes préférés avec qui ont été une belle bande de pilier de bar à Rennes. Malgré ça, on a toujours été des gens sérieux (pour la plupart) dans le travail. Aujourd'hui, bien que nos vies soient dans des villes différentes, pouvoir vous retrouver à Angers de temps en temps pour nous rappeler le principe même de cette bande m'a toujours fait un bien fou. Que de souvenir de **Jonas** et ses fossiles, de **Clément** et ses grognements en lendemain de soirée... Mais je n'oublie bien évidemment pas **Damien** et ses phrases maladroites, également avec l'autre bande de fifou (Erwan, Elvis, Simsim et Cédric). En vrai, vous aussi vous avez été une superbe découverte avant et pendant ma thèse. Tous dans des villes voir des Pays différents ! Ca a été bien plus compliqué pour se capter mais malgré ça, j'ai pu vous voir au moins une fois et on a toujours pris des nouvelles les uns des autres ! Ces vacances à Belle-Ile... ton retour en France avec un détour à Angers Damien (sacrée accrobranche) ... mon séjour à Saint Brieuc avec un superbe accueil et de très longues discussions avec toi **Cédric**. Ton aller-retour Bratislava-Vienne **Erwan**, juste pour me voir le temps d'un après-midi et d'une soirée autour de bien évidemment la bière. Et toi **Elvis**, je t'ai vu bien plus souvent étant à Paris mais j'ai tellement été heureuse d'avoir partagé ces moments (Accrobranche, Saint Brieuc, Belle Ile, Paris et j'en passe). **Simsim**, tu es trop bien en Allemagne et je n'ai malheureusement pas eu l'occasion d'aller à Berlin mais contente de voir qu'on peut garder contact même si perso, je ne suis pas la meilleure pour rester connecter bien longtemps.

6. Nantes : des coups de cœurs

Je tiens également à remercier deux personnes de cette ville qui m'ont beaucoup apporté pendant cette thèse et ce, malgré nos mondes assez différents. D'abord **Aurélien**, notre rencontre plus qu'atypique n'a pas empêché à ce que l'on devienne de très très bons amis. Cette amitié s'est consolidée au fur et à mesure de ces trois années et malgré le fait que par ma faute, on se parle peu, tu réponds toujours présent. Je t'adore, tu le sais et merci vraiment d'avoir réussi à me faire changer les idées un bon nombre de fois, de m'avoir écouté me plaindre quand j'en avais besoin.

Mehdi, tu es une rencontre très récente mais quand je vois tout le coaching, l'implication et le soutien que tu m'as donné en cette fin de thèse, je ne peux qu'être reconnaissante. En très peu de temps, tu as su me calmer, me rassurer, me faire relativiser et surtout me conseiller, et pour ça je ne te

remercierai jamais assez. Une fin de thèse est généralement assez difficile à vivre, je n'ai pas échappé à la règle mais grâce à toi, j'en sors avec très peu de séquelles car tu m'as donné le soutien et la force nécessaire pour atteindre cette ligne d'arrivée. Tu sais que cela est difficile pour moi de le dire et de l'écrire mais néanmoins, je voulais l'écrire ici... Je t'aime.

7. La Famille

Alors clairement, sans cette catégorie de personne, ma thèse et même ma vie n'aurait pas été la même. Cela paraît évident pour les fondamentaux qui sont **mes parents** et **mon frère** (avec bien évidemment **Eléanore** beaucoup trop jeune et **Alison**) mais je n'ai clairement pas été simple pour eux. Je tenais clairement à vous dire que vous avez été d'une patience et d'une compréhension extrême, surtout par rapport à un monde que vous ne connaissiez pas. Vous avez réussi à me faire confiance et me laisser partir dans ce monde un peu bizarre et complètement éloigné du vôtre, et vous avez tout fait pour que je puisse me focaliser sur mes études dans un environnement sain et serein. Je sais que j'ai du mal à exprimer mes sentiments envers vous de manière orale mais je tenais clairement à vous remercier pour tout l'Amour que vous me donnez au quotidien à travers vos faits, peu importe le sale caractère que je peux avoir. Je vous aime ma famille.

Je voulais finir par une mention spéciale pour des personnes que je ne considère plus comme des amies aujourd'hui mais comme des membres de ma famille. Vous avez probablement eu du mal à vous trouver dans ces remerciements mais je tenais particulièrement à finir par vous car, clairement, vous êtes bien plus que des amies aujourd'hui. Flavie et Justine... que dire ? J'ai tellement partagé avec vous, tellement vécu de moments (bons comme mauvais) que si je continue, je vais écrire encore une page sur vous. **Justine**, tu es ma plus « vieille » amie. Plus de 15 ans qu'on se connaît et on ne se lâche pas. Je t'ai vu évoluer, tu m'as vu évoluer et je suis tellement fière de voir ce lien si fort qu'on a encore aujourd'hui toute les deux. Je suis vraiment heureuse de t'avoir présenté à mon autre meilleure amie que j'aime tellement. On a passé tellement de moments qui me réchauffent le cœur quand j'y repense. On en a vécu des choses très intenses ces 3 dernières années... une vraie telenovela (amour, accident, travail, etc...). Juju, le jour de mon accident de voiture, quand je t'ai vu accourir à l'hôpital avec Hélène, j'ai compris que c'était clairement bien plus que de l'amitié ce qu'on vivait toutes. Vous m'avez tout donné et je donnerai tellement tout pour vous aussi... Vous n' imaginez pas la reconnaissance que j'ai envers vous. Dès que je n'étais pas bien, vous étiez là. Les vacances toutes ensemble ont été magnifiques, chaotiques mais surtout mémorables !!!!! **Flavie**, comment te dire tout ce que je peux ressentir pour toi... Un amour inconditionnel est clairement né entre nous. Je n'ai pas peur de parler d'amour, même en amitié ! Une des plus belles découvertes de mes 27 ans d'existence et je ne te remercierai jamais assez de m'avoir soutenu jusqu'au bout. Je n'ai pas les mots à la hauteur de ce que je ressens mais bien que j'en écris un peu moins, je suis persuadée que tu sais tout déjà.

Table des matières

| | |
|--|-----------|
| Introduction générale | 18 |
| Chapitre I : Généralités..... | 5 |
| Partie 1 : Variabilités climatiques du Quaternaire et forçages associés | 6 |
| Partie 2 : L'Atlantique Nord-Est et le Golfe de Gascogne : physiographie, environnement et océanographie..... | 31 |
| Chapitre II. Matériels et méthodes..... | 43 |
| 3.1. Les données disponibles | 44 |
| 3.2 Les méthodes..... | 45 |
| Chapitre III. Intermediate ocean circulation and cryosphere dynamics in the northeast Atlantic during Heinrich Stadials: benthic foraminiferal assemblage response | 67 |
| Abstract | 69 |
| 1. Introduction | 70 |
| 2. Core location, present and past sedimentological and hydrographical settings | 71 |
| 3. Materials and Methods | 74 |
| 4. Results | 77 |
| 5. Discussion | 81 |
| 6. Conclusions | 91 |
| 7. Acknowledgments | 91 |
| 8. Supplementary material..... | 92 |
| Chapitre IV. New insights into the glacial-interglacial dynamics of the European Slope Current based on a 36,000-year sediment record from the southern Bay of Biscay | 95 |
| Abstract | 97 |
| 1. Introduction..... | 98 |
| 2. Geological and hydrographic setting | 99 |
| 3. Material and methods..... | 100 |
| 4. Results..... | 104 |
| 5. Discussion | 109 |

| | |
|-----------------------------------|-----|
| 6. Conclusions..... | 116 |
| 7. Acknowledgments..... | 116 |
| 8. Supplementary information..... | 117 |

Chapitre V. Implication of size fraction on benthic foraminiferal-based paleo-reconstructions : a case study from the Bay of Biscay (NE Atlantic) 125

| | |
|---------------------------------|-----|
| Abstract | 127 |
| 1. Introduction..... | 128 |
| 2. Materials and methods..... | 130 |
| 3. Results | 133 |
| 4. Discussion | 138 |
| 5. Conclusions..... | 143 |
| 6. Acknowledgements..... | 143 |
| 7. Supplementary materials..... | 144 |

Chapitre VI. Assessing the impact of different carbonate system parameters on benthic foraminifera from controlled growth experiments 149

| | |
|--|-----|
| Abstract | 151 |
| 1. Introduction..... | 152 |
| 2. Material and methods..... | 153 |
| 3. Results | 160 |
| 4. Discussion | 168 |
| 5. Conclusions | 177 |
| 6. Acknowledgments..... | 178 |
| 7. Supplementary materials captions..... | 179 |

Chapitre VII. Synthèse générale et perspectives..... 189

| | |
|--|-----|
| 1. Rappels des objectifs de la thèse..... | 190 |
| 2. Synthèse des principaux résultats | 191 |
| 3. Conclusion générale de la thèse | 205 |

| | |
|--|------------|
| 4. Perspectives générales..... | 206 |
| Références bibliographiques | 209 |
| Annexes | 251 |

Liste des figures

Introduction

Figure Intro-1 Schéma des quatre chapitres étudiés au cours de cette thèse. 4

Chapitre I.

| | |
|--|----|
| Figure I-1. Variations climatiques majeures de la fin du Quaternaire. | 7 |
| Figure I-2. Variabilité climatique enregistrée au cours de la dernière période glaciaire | 10 |
| Figure I-3. Carte de la couverture de glace dans l'hémisphère nord et de l'hémisphère sud et leurs contributions approximatives (m) à l'élévation du niveau de la mer en équivalent, au cours du Dernier Maximum Glaciaire | 13 |
| Figure I-4. Enregistrement de la dernière déglaciation synchrone avec l'augmentation de l'insolation solaire..... | 14 |
| Figure I-5. Forçages climatiques du Quaternaire..... | 17 |
| Figure I-6 . Paramètres orbitaux de la Terre et théorie astronomique des climats. | 19 |
| Figure I-7. Carte de la circulation atmosphérique générale. | 22 |
| Figure I-8. La circulation océanique profonde et de surface. | 24 |
| Figure I-9. Schéma conceptuel de la spirale d'Ekman..... | 25 |
| Figure I-10. Schéma de la NAO positive (a) et négative (b). | 28 |
| Figure I-11. Schéma de la circulation Nord Atlantique au cours de la dernière période glaciaire. | 30 |
| Figure I-12. Physiographie du Golfe de Gascogne | 32 |
| Figure I-13. Océanographie de l'Atlantique Nord. | 36 |
| Figure I-14. Schéma conceptuel de l'influence du SPG sur le courant de pente..... | 39 |
| Figure I-15. Cartes de l'extension et du retrait des calottes européennes sur le nord de l'Europe au cours de grandes périodes climatiques..... | 41 |

Chapitre II.

| | |
|--|----|
| Figure II- 1. Modèle des microhabitats de foraminifères benthiques en fonction de la profondeur de pénétration de l'oxygène et la disponibilité en matière organique | 49 |
| Figure II- 2. Couplage pélagique-benthique et réponse progressive de l'écosystème benthique à l'apport de phytodétritus dans le Golfe de Gascogne..... | 50 |
| Figure II- 3. Densité relative des foraminifères vivants (avec un pourcentage supérieur à 5 %) le long du transect bathymétrique dans le Golfe de Gascogne. | 51 |
| Figure II- 4. Modèle des microhabitats des foraminifères benthiques en fonction de la profondeur de pénétration de l'oxygène, de la disponibilité et de la bathymétrie dans le Golfe de Gascogne..... | 52 |
| Figure II- 5. Facteurs environnementaux qui peuvent influencer le $\delta^{18}\text{O}$ de la coquille de foraminifères (effet de la salinité, du volume de glace et de la température)..... | 56 |
| Figure II- 6. a) Schéma simplifié des variables du système des carbonates et leurs interactions (modifié d'après Stips et al., 2016). b) Graphique de Bjerrum créé selon les équations de Zeebe et Wolf-Gladrow (2001). | 60 |
| Figure II- 7. Exemple d'un des quatre setups expérimentaux réalisés à CEREEP-Ecotron, en conditions contrôlées pour la mise en culture des foraminifères benthiques..... | 61 |

| | |
|---|----|
| Figure II- 8. Composition de la chimie des carbonates de l'eau de mer dans chacune des chambres climatiques (180, 410, 1000 et 1500 ppm) de l'eau à l'équilibre avant la modification pour les traitements A et B. | 63 |
| Figure II- 9. Conditions des quatre aquariums traités à l'HCl ou au NaOH pour maintenir le DIC constant : set up A. | 64 |
| Figure II- 10. Conditions des quatre aquariums traités à des concentrations de NaHCO ₃ différents pour maintenir le pH constant : set up B. | 65 |

Chapitre III.

| | |
|---|----|
| Figure III- 1. Location of the study area. | 73 |
| Figure III- 2. Age model of core BOBGEO-CS05. | 76 |
| Figure III- 3. Benthic foraminiferal data from core BOBGEO-CS05. | 79 |
| Figure III- 4. Benthic foraminiferal response to ice-sheet/AMOC dynamics. | 86 |
| Figure III- 5. Focus on HS2. | 90 |
| Figure III-S 1. X-Ray radiographs of core BOBGEO-CS05. | 92 |
| Figure III-S 2. Figure representing the relative abundances of taxa present between 5 and 10 % in at least one sample. | 93 |
| Figure III-S 3. Raw foraminiferal counts. | 93 |

Chapitre IV.

| | |
|---|-----|
| Figure IV- 1. Location of the study area. | 99 |
| Figure IV- 2. Chronostratigraphy of core SU81-44. | 101 |
| Figure IV- 3. Benthic foraminiferal data from core SU81-44. | 106 |
| Figure IV- 4. Abiotic data from core SU81-44. | 108 |
| Figure IV- 5. Reconstructions of slope current changes on the French Atlantic margin during the last 36 ka cal BP. | 115 |

Liste des acronymes :

| | |
|--|--|
| AABW : Antarctic Bottom Water | LIA : Little Ice Age |
| AAIW : Antarctic Intermediate Water | LIS : Laurentidian Ice Sheet |
| AMOC : Atlantic Meridional Overturning Circulation | LGM : Last Glacial Maximum |
| AMO : Atlantic Multidecadal Oscillation | LSW : Labrador Sea Water |
| BA : Bølling–Allerød event | MCA/MWP : Medieval Climatic Anomaly / Medieval Warm Period |
| BIIS : British-Irish Ice Sheet | MAR : Medio-Atlantic Rift |
| BoB : Bay of Biscay | MIS : Marine Isotope Stage |
| BP : Before Present | MOW : Mediterranean Outflow Water |
| DO : Dansgaard-Oeschger cycles | MSW : Mediterranean Sea Water |
| DWBC : Deep Western Boundary Current | MPR : Mid-Pleistocene Revolution |
| EIS : European Ice Sheet | MPT : Mid-Pleistocene Transition |
| ENACW : Eastern North Atlantic Central Water | NAC / GNAC : North Atlantic Current / Glacial North Atlantic Current |
| ESC : European Slope Current | NAO : North Atlantic Oscillation |
| GEBC : Glacial Eastern Boundary Current | NADW : North Atlantic Deep Water |
| GNAIW : Glacial North Atlantic Intermediate Water | SBKIS : Svalbard Barent Kara Ice Sheet |
| GI : Greenland Interstadial | SIS : Scandinavian Ice Sheet |
| GS : Greenland Stadial | SPMW : Subpolar Mode Water |
| HE : Heinrich Event | SPG : SubPolar Gyre |
| HS : Heinrich Stadial | STG : SubTropical Gyre |
| IPC : Iberian Poleward Current | SWODDIES : Slope Water Oceanic eDDIES |
| ISOW : Iceland-Scotland Overflow Water | WNACW : Western North Atlantic Central Water |
| ITCZ : Intertropical Convergence Zone | YD : Younger Dryas event |
| LDW : Lower Deep Water | |

Introduction générale

Contexte général de la thèse

De nombreuses études démontrent que l'océan a joué un rôle majeur dans le contrôle des mécanismes qui peuvent déclencher et ponctuer certains changements climatiques lors de la dernière période glaciaire, la dernière déglaciation et l'Holocène (*e.g.* Rahmstorf, 2002). Par exemple, les variations d'intensité de la circulation méridionale de l'Atlantique (AMOC) auraient joué un rôle important lors des événements climatiques rapides, en interaction avec les instabilités de la cryosphère (*e.g.* Ivanovic et al., 2018). En effet, lors de la dernière période glaciaire, de grands inlandsis se sont étendus sur l'hémisphère nord (*e.g.* LIS : *Laurentide Ice Sheet* ; EIS : *European Ice Sheet*) et ont relâché de manière sporadique d'importantes quantités d'icebergs et d'eaux douces en Atlantique Nord (*e.g.* Grousset et al., 1993, 2001; Hemming, 2004), affectant la formation des eaux profondes et plus largement l'AMOC (*e.g.* Böhm et al., 2015 ; Henry et al., 2016). En effet, la branche profonde de l'AMOC se serait affaiblie de manière considérable pendant les événements froids (stadias) alors que sa réactivation serait concordante avec les événements chauds (interstadias) enregistrés au Groenland. Bien que cette dynamique de l'AMOC et sa connexion étroite avec l'atmosphère et la cryosphère soit bien documentée, les causes et les processus impliqués dans ces grands événements millénaires sont encore discutés, et continuent d'être explorés aujourd'hui (*e.g.* Menviel et al., 2020). La branche supérieure de l'AMOC (>1500 m) présenterait un rôle primordial dans les variabilités climatiques millénaires) en raison des rétroactions et des oscillations internes entraînées par le transport de chaleur et de sel vers le nord (*e.g.* Shaffer et al., 2004; Rasmussen and Thomsen, 2004; Arzel et al., 2010; Peltier and Vettoretti, 2014; Boers et al., 2018). Cependant, peu de données retraçant sa dynamique sont présentes dans la partie orientale de l'Atlantique Nord (*e.g.* Zahn et al., 1997; Peck et al., 2007; Colin et al., 2019). L'acquisition de nouvelles données est d'autant plus nécessaire dans cette région au vu de la proximité de la EIS dont la dynamique a potentiellement un impact sur cette branche de l'AMOC (*e.g.* Toucanne et al., 2021). De ce fait, afin de mieux contraindre le rôle de cette branche supérieure, il est nécessaire de renforcer les connaissances sur la dynamique des eaux intermédiaires (~1000 m de profondeur) et leur évolution de la fin de la période glaciaire jusqu'à aujourd'hui dans cette zone.

Cette thèse offre donc de nouveaux résultats sur les environnements de haut de pente du Golfe de Gascogne et sur la dynamique du courant de pente. Le Golfe de Gascogne est une zone clé pour l'étude de ces environnements de haut de pente, de l'AMOC et de la dynamique océan/cryosphère car : i) le courant de pente ouest européen longeant la marge française est une branche du courant Atlantique Nord (NAC) qui lui-même est une composante importante de l'AMOC ; ii) cette zone permet d'enregistrer à la fois les effets des eaux de fonte de la LIS et ceux de la EIS montrant ainsi les interactions entre l'océan et la cryosphère.

Objectifs de la thèse

Cette thèse vise à reconstituer spatialement et temporellement les paléoenvironnements de haut de pente à environ 1 000 m de profondeur le long de la marge du Golfe de Gascogne, à travers l'utilisation de divers outils micropaléontologiques, sédimentologiques et géochimiques. Et ce pour répondre à trois questions principales :

Introduction générale

- Comment les environnements benthiques des profondeurs intermédiaires ont enregistré les variations climatiques ponctuant les derniers 36 000 ans ?
- Comment le courant de pente européen a évolué pendant cette période ? Et quel a été son rôle dans ces oscillations ?
- Comment peut-on améliorer l'utilisation des foraminifères benthiques comme outils pour une meilleure reconstitution des paléoenvironnements ?

Cadre de la thèse

Ce travail de thèse a été financé par une allocation doctorale de l'Université d'Angers (ministère de l'Enseignement supérieur, de la Recherche et de l'Innovation) pour une durée de trois ans depuis le 1^{er} octobre 2019, et prolongée de 2 mois en raison de la crise sanitaire du COVID de 2020. Cette thèse a été réalisée au sein du Laboratoire de Planétologie et Géosciences (UMR CNRS 6112-LPG) à l'Université d'Angers. L'environnement de la thèse (analyses, missions, participations aux congrès, etc.) a été financé par plusieurs projets de recherches : le projet STING (programme CNRS-INSU-LEFE-IMAGO), le projet TANDEM (Initiative étoile montante ; Région Pays de la Loire), le projet ECO-FOR (Cereep-Ecotron Ile-de-France) et le projet ARTEMIS ¹⁴C (INSU). Ce travail a été effectué en étroite collaboration avec des membres du LPG mais également avec des collègues de plusieurs institutions nationales et internationales : IFREMER (Plouzané) ; IUEM (Plouzané) ; LSCE (Gif-sur-Yvette) ; CEREEP-Ecotron (Saint-Pierre-lès-Nemours) ; EPOC (Bordeaux) ; NIOZ (Pays-Bas) ; Université de Lund (Suède).

Organisation du mémoire

Le manuscrit s'organise en sept chapitres :

- Le **Chapitre I** présente le contexte scientifique de cette thèse ainsi que l'état de l'art des connaissances sur le sujet. Celui-ci est divisé en 2 grandes parties :
 - o La **Partie 1** concerne les variabilités climatiques au cours du Quaternaire et les forçages associés.
 - o La **Partie 2** présente la physiographie, l'environnement et l'océanographie de l'Atlantique Nord-Est et du Golfe de Gascogne.
- Le **Chapitre II** présente la démarche scientifique menée ainsi que le matériel et les méthodes d'analyses utilisés au cours de cette thèse.
- Le **Chapitre III** vise à documenter, pour la fin de la dernière période glaciaire et au travers de l'étude des foraminifères benthiques, l'évolution des environnements de haut de pente en lien avec la dynamique du courant ouest européen et celle de l'EIS proche.

Introduction générale

- Le **Chapitre IV** complète les connaissances obtenues sur le courant de pente européen dans le Chapitre III à partir de l'étude d'un nouvel enregistrement sédimentaire et fossile issu du sud du Golfe de Gascogne et couvrant la totalité de la déglaciation et de l'Holocène, des périodes peu documentées sur cette thématique.
- Le **Chapitre V** est un chapitre méthodologique visant à évaluer l'influence du choix de la fraction de taille analysée pour l'étude des assemblages de foraminifères benthiques sur les reconstitutions paléoenvironnementales.
- Le **Chapitre VI** est un chapitre ayant une approche expérimentale en laboratoire dont le but est de quantifier l'effet la chimie des carbonates sur l'incorporation du Strontium (Sr/Ca) dans la coquille des foraminifères benthiques profonds afin de retracer la source des masses d'eaux.
Remarque : Je suis 2^{ème} auteure de ce chapitre thèse et j'ai participé à toute l'approche expérimentale. La mise en place du set-up et le suivi des cultures ont en grande partie été effectués par mes soins. J'ai également participé à l'élaboration de l'article publié.
- Le **Chapitre VII** est une synthèse de cette reconstitution spatiale et temporelle des profondeurs intermédiaires à partir des données biotiques et sédimentaires de nos deux archives sédimentaires (Chapitre III et Chapitre IV). Elle permet également de remettre en perspectives les approches méthodologiques et expérimentales abordées (Chapitre V et Chapitre VI) et d'élargir quelques pistes de réflexions intéressantes à développer à l'avenir.

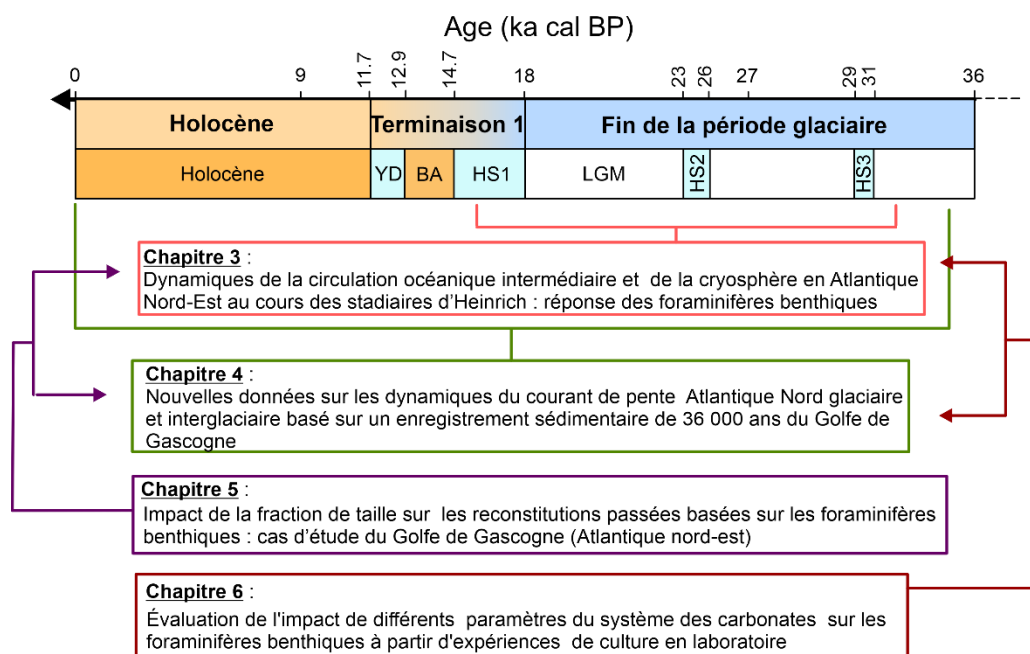


Figure Intro-1 Schéma des quatre chapitres étudiés au cours de cette thèse. YD: Younger Dryas; BA : Bølling–Allerød ; HS : Heinrich Stadial ; LGM : Last Glacial Maximum

Chapitre I

Généralités

Partie 1 : Variabilités climatiques du Quaternaire et forçages associés

Dans cette partie 1 est restitué, de manière synthétique, l'état des connaissances concernant les variations climatiques survenues au cours du Quaternaire ainsi que les forçages responsables de ces variations (Partie 1). Une synthèse est ensuite présentée sur le Golfe de Gascogne d'un point de vue physiographique, environnemental et hydrologique, s'inscrivant alors dans le contexte océanique de l'Atlantique Nord-Est (Partie 2).

1.1. La variabilité du climat du Pléistocène à l'Holocène

Cette thèse présente une étude paléocéanographique qui suit l'évolution des conditions environnementales et océaniques passées du Golfe de Gascogne au cours des derniers 36 000 ans et couvre donc la fin du Quaternaire.

D'après l'échelle chronostratigraphique internationale (Cohen et al., 2013; Cohen and Gibbard, 2019), le Quaternaire est la dernière période géologique terrestre dont la limite inférieure (*i.e.* Plio-Quaternaire) est datée à 2,6 millions d'années (Ma) (Suc et al., 1997; Gibbard and Cohen, 2008; Cohen and Gibbard, 2019). Elle se compose de deux époques que sont le Pléistocène (2,6 Ma – 11 700 ans) et l'Holocène (11 700 ans – aujourd'hui), et est marquée par plusieurs changements climatiques majeurs avec des périodes plus ou moins longues observées dans des reconstitutions paléocéanographiques et paléoatmosphériques. Plusieurs études isotopiques de carottes de glaces issues des pôles (Johnsen et al., 1992; Petit et al., 1999; EPICA community members, 2004; Rasmussen et al., 2006) et de carottes sédimentaires marines (*e.g.* Lisiecki and Raymo, 2005) montrent que le Quaternaire présente une configuration climatique cyclique glaciaire–interglaciaire (Figure I-1). Par ailleurs, un exemple d'enregistrement pour retracer ces grandes variations est celui des isotopes marins issus de l'océan profond (LR04) basé sur une compilation de données $\delta^{18}\text{O}$ de 57 carottes sédimentaires localisées dans les différents océans du monde (Lisiecki and Raymo, 2005). Ils ont ainsi matérialisé à partir de ces stades isotopiques marins (MIS) de longues périodes glaciaires (nombres pairs) et interglaciaires (nombres impaires) (Figure I-1) (Railsback et al., 2015).

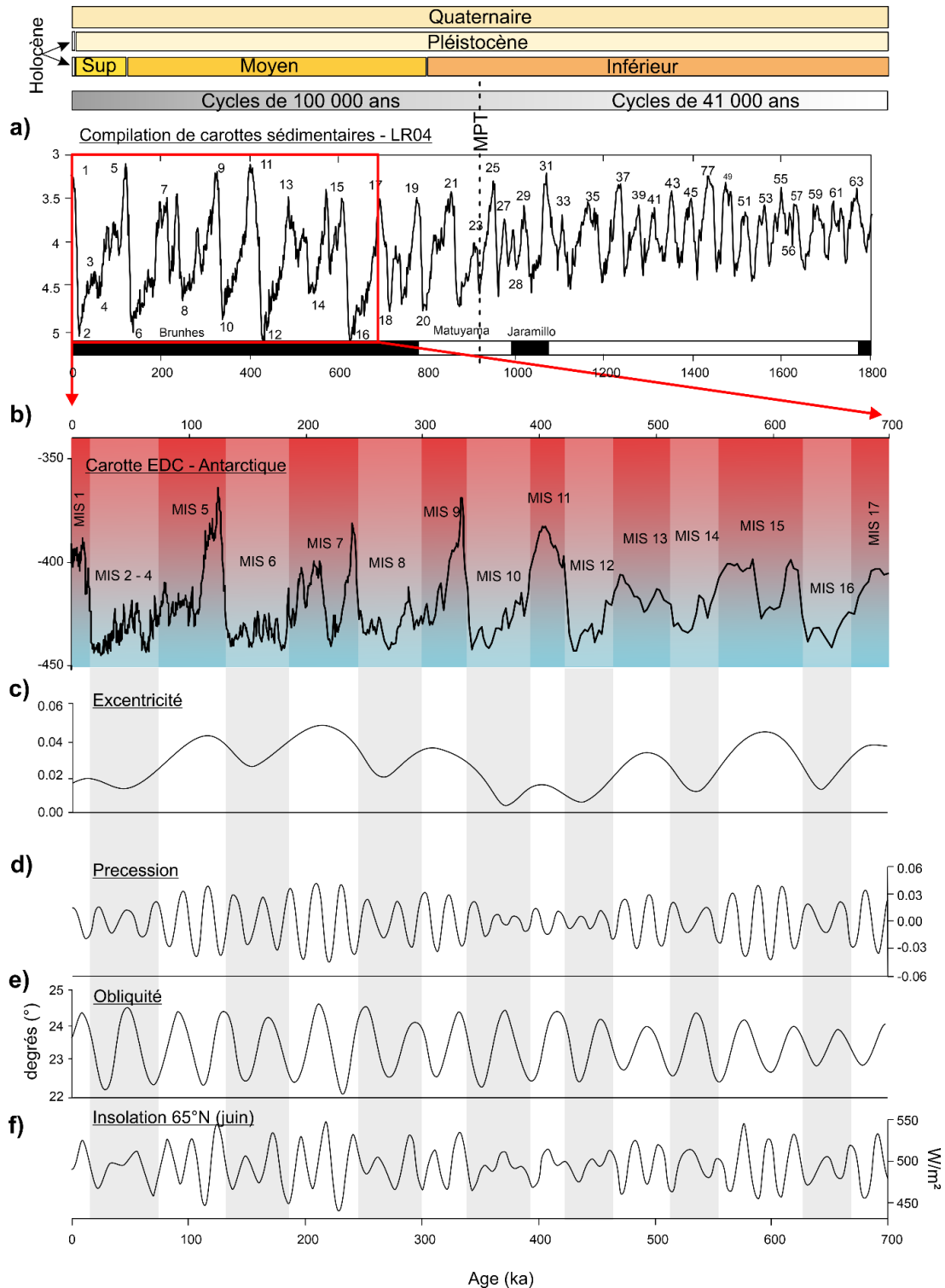


Figure I-1. Variations climatiques majeures de la fin du Quaternaire. Présentation de différents enregistrements climatiques tels que : a) la courbe $\delta^{18}O$ issue de la compilation de 57 carottes sédimentaires marines réparties dans le monde (Lisiecki et Ramo, 2005) ; b) l'enregistrement du δD de la carotte de glace EDC prélevée en Antarctique (EPICA, 2004). Les variations climatiques de la fin du Quaternaire en phase dans les deux enregistrements sont liées c-e) aux variations des paramètres orbitaux terrestres (excentricité, précession, obliquité) jouant sur f) les variations de l'insolation à la surface de la Terre (e.g. Berger, 1978).

Ainsi, dès 3,2 Ma, des modifications de la circulation océanique et atmosphérique dans l'hémisphère nord, surtout lors des minima d'insolation, ont provoqué divers changements tels que l'augmentation de la formation de calottes de glace ou l'amplification du refroidissement (Bartoli et al., 2005; Lunt et al., 2008; Sarnthein et al., 2009). Vers 2,7 Ma (*i.e.* transition Pliocène-Pléistocène), il a été observé que le déplacement vers le sud de ces modifications pourrait expliquer les transitions paléoenvironnementales simultanées observées à l'échelle globale, et établirait alors les oscillations climatiques de type glaciaire-interglaciaire associées au Quaternaire (Hennissen et al., 2014, 2015).

Les reconstitutions de changements climatiques au cours du Quaternaire montrent donc qu'ils sont, pour l'essentiel, cycliques avec des échelles de temps différentes et pouvant être expliquées par différents forçages climatiques (Section 1.2.). Ainsi, des cycles longs présentant une périodicité de l'ordre de la dizaine à la centaine de milliers d'années correspondraient par exemple à cette cyclicité glaciaire-interglaciaire, principalement contrôlée par les paramètres astronomiques (Section 1.2.). Des cycles plus courts, de l'ordre du millénaire, centennal ou décennal ont également été repérés au cours de cette période mais sont quant à eux souvent associés à des événements climatiques rapides dont la durée reste inférieure à celle des cycles astronomiques et dont l'origine est difficile à contraindre. La question des différents forçages permettant d'expliquer les variabilités climatiques long terme (*e.g.* cycles glaciaire-interglaciaire) ou court terme (*e.g.* cycles millénaires, centennales ou décennales) sera abordée dans la Section 1.2. de ce chapitre.

1.1.1 Les cycles glaciaires – interglaciaires

Cette thèse s'inscrit sur la fin de la période glaciaire, la Terminaison 1 et l'Holocène mais il est important de savoir que chacune de ces phases présente des caractéristiques propres (fréquence, durée, amplitude). Généralement, une période interglaciaire dure en moyenne 10 000 ans et est suivie par une période de glaciation plus longue, en raison d'une construction des calottes de glace où le volume atteint son maximum au bout de 60 000 – 90 000 ans (Mélières and Maréchal, 2015) et d'une baisse du niveau marin (*e.g.* jusqu'à 120 m au dernier maximum glaciaire, Lambeck et al., 2014) plus progressive (Lambeck and Chappell, 2001). A l'inverse, la transition entre la période glaciaire et interglaciaire avec une fonte des calottes et une remontée du niveau marin, est beaucoup plus rapide et dure environ 10 000 ans.

Vers ~900 ka BP, la durée du cycle glaciaire-interglaciaire est passée d'une période de 40 000 ans à 100 000 ans. Cette transition décrite par Pisias et Moore (1981) est connue sous le nom de « *Mid-Pleistocene Transition* » (MPT) ou « *Mid-Pleistocene Revolution* » (MPR) (Figure I-1).

Présentant une origine débattue depuis plus de 40 ans, Berends et al. (2021) ont permis de recenser et décrire les paramètres forçant liés à cette transition. Ainsi, plusieurs hypothèses ont été émises pour tenter d'expliquer la dominance de l'excentricité (100 000 ans) sur l'obliquité (40 000 ans) après ~900 ka BP : la capacité des grandes calottes de glace à résister aux maxima d'insolation (rétroaction glace-albédo, élévation-température ; Raymo, 1997; Huybers, 2006; Bintanja and van de Wal, 2008), la disparition de la couverture du régolithe permettant la stabilité de la calotte nord-américaine sur un

substrat ‘dur’ (Clark and Pollard, 1998; Willeit et al., 2019) ou encore la croissance de la glace de mer dans l’océan Arctique (Gildor and Tziperman, 2000, 2001). Néanmoins, la nature même de la cyclicité glaciaire est encore sujet à discussion. Certains considèrent que les cycles de 100 000 ans résulteraient d’oscillations internes, d’une amplification de l’excentricité voir encore des deux (Gildor and Tziperman, 2001; Lisiecki, 2010; Ganopolski and Calov, 2011; Imbrie et al., 2011). Mais d’autres considèrent que ces cycles résulteraient soit de plusieurs cycles d’obliquité, soit de plusieurs cycles de précessions, soit des deux (*e.g.* Ridgwell et al., 1999; Huybers and Wunsch, 2005; Tziperman et al., 2006; Huybers, 2006, 2007, 2011; Liu et al., 2008; Tzedakis et al., 2017).

1.1.2. Les cycles Dansgaard-Oeschger

En plus des observations de changements climatiques à long terme, l’étude des rapports isotopiques des carottes de glace du Groenland a permis de repérer des changements plus rapides ponctuant la dernière période glaciaire dans l’hémisphère nord (Dansgaard et al., 1982, 1989, 1993). Ces événements abrupts de l’ordre du millénaire, présentent des phases froides (d’une durée de quelques siècles à quelques milliers d’années ; Rasmussen et al., 2014) nommées « *Greenland Stadials* » (GS) alternant avec des phases plus chaudes appelées « *Greenland Interstadials* » (GI) (Broecker and Denton, 1990; Dansgaard et al., 1993; Kindler et al., 2014). Ensemble, ils constituent environ 30 cycles dits de « *Dansgaard-Oeschger* » (DO) sur les derniers 250 ka (Dansgaard et al., 1993) (Figure I-2). Dans l’hémisphère sud, les carottes de glace provenant de la calotte Antarctique indiquent un réchauffement plus progressif pendant les phases froides du Groenland (EPICA 2006 ; Barker et al. 2009 ; membres WAIS Divide 2015) (Figure I-2). Cette relation d’antiphase entre les deux hémisphères est associée à la bascule bipolaire thermique lié à la circulation thermohaline (Crowley, 1992; Broecker, 1998; Pedro et al., 2018). Ce modèle conceptuel décrit donc un mécanisme par lequel la chaleur redistribuée dans l’océan Atlantique par inertie thermique est responsable d’un délai de réchauffement en Antarctique par rapport à un refroidissement en hémisphère nord (Stocker and Johnsen, 2003). Ainsi, lors d’un ralentissement de la circulation thermohaline, l’hémisphère nord refroidit, ce qui induit alors une accumulation de chaleur en hémisphère sud provoquant son réchauffement (Morgan et al., 2002; Landais et al., 2015). Ce mécanisme, bien que récemment questionné (Denton et al., 2022), permettrait d’expliquer le décalage entre les refroidissements dans l’hémisphère sud et les événements stadias DO de l’hémisphère nord.

L’Atlantique Nord joue donc un rôle très important dans les changements climatiques liés aux événements DO (Bond et al., 1999). En effet, il a été observé que les GI sont associés à une circulation méridienne de renversement de l’Atlantique (AMOC) active (*e.g.* Ganopolski and Rahmstorf, 2001; Böhm et al., 2015), entraînant un transport de chaleur océanique accru en Atlantique Nord vers les mers nordiques (*e.g.* Li and Born, 2019; Sessford et al., 2019) et une réduction de l’étendue de la banquise à cette période (*e.g.* (Hoff et al., 2016; Sadatzki et al., 2019). En revanche, lors des GS, on peut observer une AMOC faible et un déplacement plus au sud de la marge de glace de mer et des sites de formation en eau profonde (Ganopolski and Rahmstorf, 2001; Hoff et al., 2016; Sadatzki et al., 2019). De nombreux progrès ont été réalisés pour démêler les mécanismes à l’origine de ces oscillations climatiques rapides (Dokken et al., 2013; Lynch-Stieglitz, 2017; Pedro et al., 2018;

Sadatzki et al., 2019) mais malgré cela, il n'existe pas de consensus sur les facteurs qui conduisent aux transitions entre les stades et interstades. Il existe tout de même de nombreuses preuves de l'influence externe de l'insolation (liée aux paramètres orbitaux), du CO₂ atmosphérique et du volume global de glace sur la longueur de ces cycles DO (Schulz, 2002; Buizert and Schmittner, 2015; Mitsui et al., 2017; Lohmann and Ditlevsen, 2018, 2019; Sun et al., 2021), et de nombreuses données permettent de prédire les occurrences de ces événements (Lohmann, 2019). Très récemment, des données de simulations ont notamment montré que les 20 événements de réchauffement abrupt couvrant la période 60-12 ka cal BP seraient le résultat de l'influence directe du refroidissement sur l'AMOC lié aux éruptions volcaniques (Lohmann and Svensson, 2022). Les transitions entre une circulation faible et forte en Atlantique Nord, pourraient être forcées par les grandes éruptions volcaniques agissant alors comme des déclencheurs à court terme d'un changement climatique abrupt à grande échelle et donc expliquer une partie de la variabilité des cycles DO (Lohmann and Svensson, 2022).

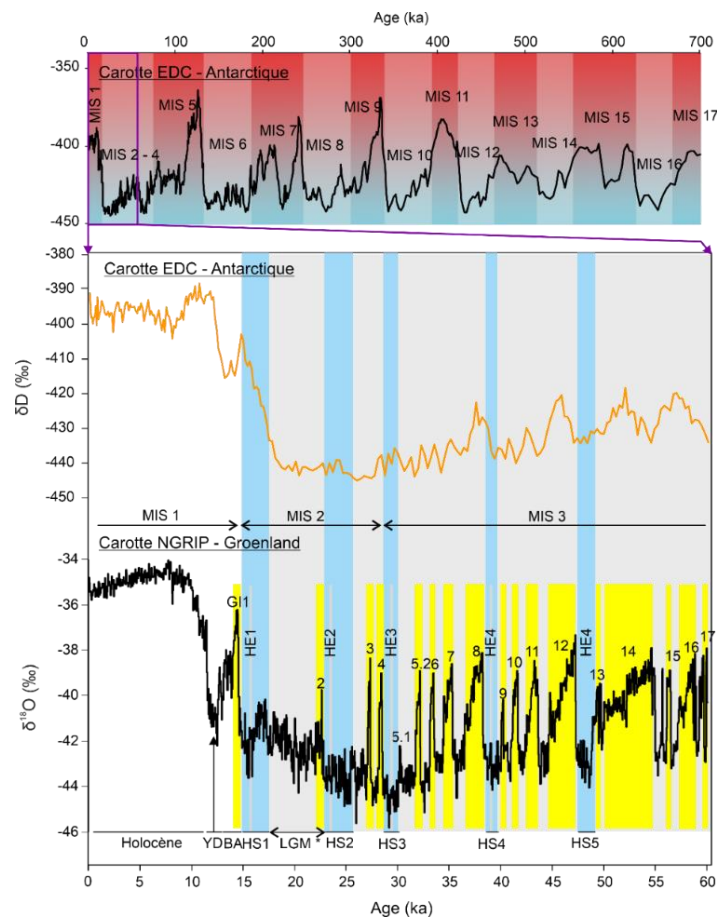


Figure I-2. Variabilité climatique enregistrée au cours de la dernière période glaciaire à partir du δD (‰) dans la carotte de glace Antarctique (EDC) et du $\delta^{18}O$ (‰) de la carotte de glace groenlandaise (NGRIP) (EPICA, 2006). Les trois derniers stades isotopiques marins (MIS) du Quaternaire sont présentés avec les interstades de Dansgaard-Oeschger (GI) en jaune et numérotés de 1 à 17 et les stades de DO (GS) en bleus et associés ici aux Heinrich stadiers (1 à 5). Les bandes bleues permettent également de souligner le déphasage d'événements rapides chaud et froid entre l'Antarctique et le Groenland.

1.1.3. Les stadias d'Heinrich et les évènements d'Heinrich

Les évènements d'Heinrich ont été caractérisés à travers la présence de débris détritiques dans les sédiments marins de l'Atlantique Nord relâchés par la fonte d'icebergs (Ruddiman, 1977). Le géologue Heinrich présente en 1988 une chronologie fine des dépôts de ces débris à des latitudes moyennes, nommés les « *Ice Rafted Debris* » (IRD). Ses résultats ont montré dès lors une cyclicité dans le relargage d'icebergs au cours de la dernière période glaciaire. Depuis, il est bien reconnu que ces évènements nommés évènements d'Heinrich (HE ou H) attesteraient d'importantes décharges d'icebergs provenant de grandes calottes glaciaires issues des côtes américaines (*Laurentide Ice Sheet* ; LIS) (e.g. Hemming, 2004) et européennes (*European Ice Sheet* ; EIS) (e.g. Grousset et al., 1993, 2001; Mojtahid et al., 2005; Peck et al., 2006), pouvant dériver vers le sud jusqu'à la marge ibérique (e.g. Zahn et al., 1997; Bard et al., 2000).

Six HE ont été dénombrés au cours du dernier cycle glaciaire (Heinrich, 1988), dont quatre (HE 1, HE 2, HE 4 et HE 5) présentant un flux d'IRD très élevé par rapport aux deux autres (HE 3 et HE 6) (Hemming, 2004). Se produisant tous les 7 000 – 10 000 ans (Bond et al., 1992; Hemming, 2004), leur chronologie s'avère synchrone avec les stades DO dans les carottes de glace du Groenland. Ainsi, les HE seraient en phase avec les points culminants de certaines phases de refroidissement extrêmes des DO (GS) et précéderaient alors les réchauffements abrupts (*i.e.* GI) enregistrés au Groenland (Bond et al., 1993; Broecker, 1994). Les GS synchrones des évènements d'Heinrich sont alors nommés les stadias Heinrich (HS) (Barker et al., 2009; Sanchez Goñi and Harrison, 2010). On y observe un envahissement de la surface de l'Atlantique Nord par des eaux froides faiblement salées (Bard et al., 2000) et des changements dans la végétation en Europe (Roucoux et al., 2001; Sanchez Goni et al., 2000, 2002).

Depuis 30 ans, les causes et les conséquences de ces intervalles sont sujets à de nombreux débats (e.g. Hemming, 2004; Denton et al., 2022). Certaines études ont montré que bien que les rejets d'eaux de fonte issues de la fonte des icebergs aient pu aggraver ou prolonger les conditions stadias froides, ces rejets d'eaux de fonte resteraient davantage une conséquence de ces conditions stadias plutôt qu'une cause (e.g. McManus et al., 1999; Clark et al., 2007; Barker et al., 2015). Mais d'autres études ont montré que l'un des forçages majeurs de ces HSs serait l'affaiblissement de l'AMOC, lui-même déclenché par les rejets d'eaux de fonte en Atlantique Nord et dans les mers nordiques (e.g. Bond et al., 1993; Alvarez-Solas et al., 2010; Marcott et al., 2011; Toucanne et al., 2015). Le ralentissement de l'AMOC produit en effet un réchauffement des eaux de subsurface (jusqu'à 1000 m) qui va déstabiliser les parties marines des calottes (*Hudson Strait Ice Stream* inclus) et produire finalement les HE (Marcott et al., 2011).

Ces stades froids font partie des points centraux présentés dans ce manuscrit. Nos travaux fournissent de nouvelles contraintes sur le comportement d'une des branches de l'AMOC pendant les trois derniers Heinrich mais également lors de la dernière déglaciation.

1.1.4. Le Dernier Maximum Glaciaire et la Terminaison 1

Il est depuis longtemps admis que l'insolation d'été aux hautes latitudes contrôlerait la cyclicité glaciaire-interglaciaire dans l'hémisphère nord (65°N) et que les transitions (*i.e.* déglaciations/Terminaisons) seraient initiées par une obliquité forte en phase avec une précession faible (Berger, 1978). Les déglaciations correspondent toutes systématiquement à une diminution accélérée du volume des calottes glaciaires (Ramstein et al., 2020) mais l'insolation n'explique pas à elle seule toutes les observations climatiques liées à ces dernières (pour une synthèse exhaustive voir Clark et al., 2012). Des changements de $p\text{CO}_2$ (pression partielle atmosphérique du CO_2) ont pu être corrélés aux changements de températures globales et du volume de glace (Petit et al., 1999), mais ont commencé plusieurs milliers d'années avant la fonte accélérée des calottes glaciaires (*i.e.* déglaciation *sensu-stricto*) (Monnin et al., 2001). En effet, les cycles glaciaires-interglaciaires correspondent également à une cyclicité dans la composition des gaz à effet de serre (particulièrement le CO_2) dans l'atmosphère, variant par exemple de 180 ppm lors la dernière période glaciaire à 280 ppm pendant l'interglaciaire pré-anthropique (Monnin et al., 2001). Ces observations ont montré la nécessité de bien contraindre ce paramètre forçant dans les transitions paléoclimatiques. La dernière déglaciation (Terminaison 1) est une période particulièrement bien datée dans les différents enregistrements sédimentaires (*i.e.* continentaux et marins) (*e.g.* Barker et al., 2009; Shakun et al., 2012), et marque également le passage du dernier maximum glaciaire (LGM ; *Last Glacial Maximum*) à l'Holocène. Les processus observés en Atlantique Nord-Est lors de cette transition font également l'objet d'étude approfondie dans les Chapitres III et IV de ce manuscrit.

a. Dernier Maximum Glaciaire

Le Dernier Maximum Glaciaire (LGM) correspond au volume maximal de glace en hémisphère nord (Europe, Amérique du Nord, Groenland, Antarctique) (Mix et al., 2001) et donc au bas niveau marin (~-120/-135 m) daté entre 30 et 20 ka cal BP (*e.g.* Yokoyama et al., 2000; Lambeck et al., 2014). Néanmoins la limite précise du LGM reste encore sujet à débat. Bien qu'il soit reconnu que cette période représente celle où le niveau marin était le plus bas, il existe plusieurs définitions différentes du LGM décalant sa limite de quelques milliers d'années. Certains auteurs considèrent que le LGM est limité au maximum de volume de glace aux pôles, en l'établissant alors à 26 – 19 ka cal BP, ce qui inclurait l'évènement d'Heinrich 2 (Peltier and Fairbanks, 2006; Clark et al., 2009). D'un point de vue océanique, le LGM est la période climatiquement stable qui se situe entre les deux évènements d'Heinrich, restreignant le LGM entre 23 ka cal BP et 19 ka cal BP (Mix et al., 2001; Kucera et al., 2005). Une autre définition du LGM (plus locale) correspond à l'extension maximale de la couverture glaciaire qui occupait essentiellement les continents de l'hémisphère nord (Ehlers and Gibbard, 2004) (Figure I-3). L'Europe de l'Ouest, entièrement recouverte par l'EIS (Clark et al., 2012; Hughes et al., 2016) a par exemple atteint son étendue et son volume maximum (5M km² et jusqu'à 3 km d'épaisseur) vers 21 ka cal BP (Hughes et al., 2016). Dans l'hémisphère sud, la couverture de glace arrivait jusqu'au bord du plateau continental antarctique (Anderson et al., 2002; The RAISED Consortium, 2014) mais sa contribution dans l'élévation du niveau marin reste encore aujourd'hui difficile à contraindre (Simms et al., 2019). Certaines conditions hydrologiques ainsi que

les températures de surface au LGM en Atlantique Nord seraient proches des conditions des mers nordiques actuelles (Kucera et al., 2005; de Vernal et al., 2005, 2006).

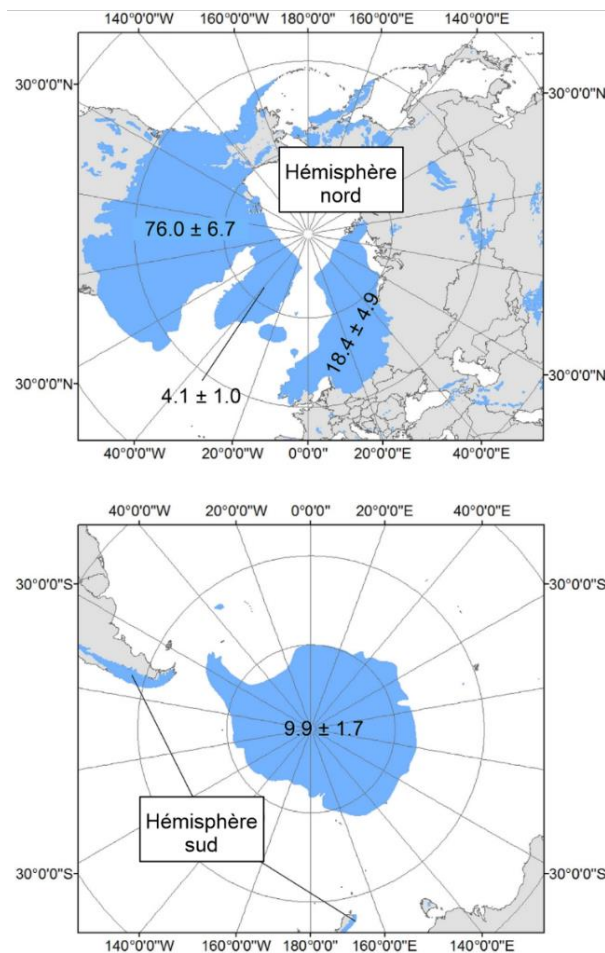


Figure I-3. Carte de la couverture de glace dans l'hémisphère nord et de l'hémisphère sud et leurs contributions approximatives (m) à l'élévation du niveau de la mer en équivalent, au cours du Dernier Maximum Glaciaire (modifiée d'après Simms et al., 2019).

b. La dernière déglaciation

L'insolation à 65°N a commencé à augmenter dès 19 ka cal BP et est concomitante à l'augmentation du CO₂ atmosphérique et du niveau marin (Figure I-4). Ceci aurait dû logiquement conduire à un réchauffement globalement continu permettant une sortie de la dernière période glaciaire vers la période interglaciaire. Néanmoins, cette dernière déglaciation (Terminaison 1) est ponctuée d'importantes variations climatiques (réchauffement et refroidissement) visibles sur l'enregistrement δ¹⁸O de la carotte de glace NGRIP (Figure I-2). Débutant donc vers 20-19 ka cal BP en même temps d'un réchauffement global lié à l'augmentation de l'insolation (Carlson and Clark, 2012), la dernière déglaciation est marquée dans l'hémisphère nord par deux phases de refroidissement majeurs : le HS1 (18 – 14.7 ka cal BP ; e.g. Sanchez Goñi and Harrison, 2010) et

l'évènement du Younger Dryas (12.9 – 11.7 ka cal BP ; *e.g.* Rasmussen et al., 2014), séparés par une phase de réchauffement : le Bølling-Allerød (~14.7-12.9 ka cal BP) (Alley and Clark, 1999).

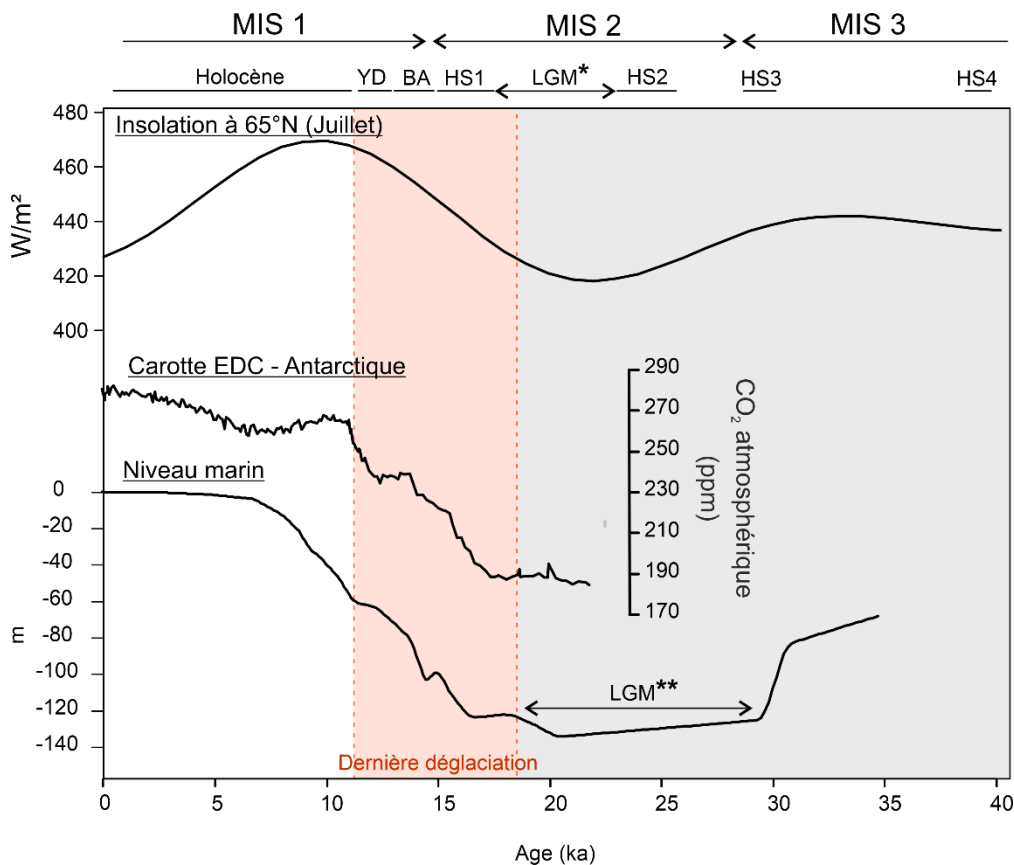


Figure I-4. Enregistrement de la dernière déglaciation synchrone avec l'augmentation de l'insolation (Berger, 1978). Cette augmentation est également concordante avec celle enregistrée par les changements de $p\text{CO}_2$ atmosphérique de la carotte Antarctique (Bereiter et al., 2014) et l'augmentation du niveau marin (Lambeck et al., 2014). LGM* : définition du LGM local avec l'extension maximale de l'EIS ; LGM** : définition de cette période au sens large (selon Mix et al., 2001; Clark et al., 2009)

Le HS1 est donc le premier évènement froid extrême de la Terminaison 1 et fait suite à la réduction des calottes de glaces de l'hémisphère nord et aux apports importants d'eaux de fonte dans l'Atlantique Nord (Zaragosi et al., 2001a; Ménot et al., 2006; Denton et al., 2010; Toucanne et al., 2010). La particularité de cet HS1 est qu'il comprend deux phases climatiques dont la première (dès 18.2 ka cal BP ; Denton et al., 2010) a un comportement déglaciaire. En effet, cette première phase est liée aux décharges massives d'eau douce de l'EIS drainée principalement par le paléofleuve Manche (*e.g.* Zaragosi et al., 2001; Ménot et al., 2006; Toucanne et al., 2010, 2015). Elle aurait rapidement entraîné une réduction de la vigueur de l'AMOC (Ng et al., 2018). Vers 16.2 ka cal BP (Landais et al., 2018), c'est la dislocation de la calotte laurentidienne (LIS) qui aurait déclenché alors la seconde phase du HS. Cette dernière correspond à la phase dans laquelle est enregistrée le HE1 par la présence d'IRD (*e.g.* Hemming, 2004; Andrews and Voelker, 2018) et correspond donc aux décharges massives d'icebergs de la LIS (*e.g.* Bond et al., 1992; Broecker, 1994). Divers

enregistrements ont montré que cette phase climatique complexe présentait un « réchauffement » juste avant une tendance au refroidissement global (Bard et al., 2000; Pailler and Bard, 2002; Naughton et al., 2016; Fersi et al., 2021; Denton et al., 2022) en lien avec le déplacement significatif du front polaire et des vents d'ouest (Naughton et al., 2016). Les décharges d'eau douce et d'icebergs de la LIS ont également eu un impact important en affaiblissant l'AMOC et en provoquant des changements associés de la circulation atmosphérique globale (*e.g.* Bouimetarhan et al., 2012; Huang et al., 2019).

L'évènement du Bølling-Allerød (BA) correspond au premier réchauffement climatique majeur de la dernière déglaciation (Denton et al., 2010; Naughton et al., 2016). Cet évènement étant une réponse directe au forçage de l'insolation, il est synchrone à un évènement de refroidissement en Antarctique (Stenni et al., 2001; Pedro et al., 2016). Cela s'expliquerait par une AMOC plus vigoureuse, entraînant alors un réchauffement au nord et un refroidissement au sud (*e.g.* Broecker, 1998; Rahmstorf, 2002). Les causes de cet évènement sont mal connues et encore aujourd'hui débattues. Selon plusieurs modèles de simulation focalisés sur la dernière déglaciation, l'augmentation du CO₂ aurait contribué à cette augmentation brutale de l'AMOC et ceci malgré l'apport d'eaux de fonte dans l'Atlantique Nord (Shakun et al., 2012; Zhang et al., 2017; Obase and Abe-Ouchi, 2019). D'autres auteurs suggèrent que cette reprise de l'AMOC a été déclenchée par un réchauffement des masses d'eaux profondes intermédiaires en Atlantique Nord au cours du HS1 précédent, à cause de l'effet de bascule entre les deux hémisphères (Thiagarajan et al., 2014; Su et al., 2016). Certains auteurs parlent néanmoins d'une revigoration liée à un arrêt des apports d'eaux de fonte en Atlantique Nord (*e.g.* Ng et al., 2018). Vers 14.5 ka cal BP, ce réchauffement aurait entraîné l'effondrement et la fonte de la LIS et des calottes groenlandaises et islandaises (Grégoire et al., 2016, Brendryen et al., 2021) entraînant alors une augmentation vive du niveau marin (Lambeck et al., 2014 ; Grégoire et al., 2016) et une nouvelle réduction de l'AMOC (*e.g.* Yang et al., 2016; Ng et al., 2018). Mais, ces données n'ont pas encore été enregistrées dans les sédiments marins (Ng et al., 2018) ce qui donne aux résultats de ce travail de thèse un intérêt supplémentaire puisqu'ils offrent un enregistrement complet de la vigueur de la branche supérieure de l'AMOC lors de cette succession d'évènements climatiques.

L'évènement du Younger-Dryas (YD) est le dernier évènement rapide froid se produisant avant l'Holocène (*e.g.* Alley et al., 1993). Plusieurs causes ont été proposées comme déclencheurs de cet évènement. Par exemple, un des mécanismes responsables serait lié aux rejets d'eau douce provenant de la LIS en Atlantique Nord et en Arctique (Carlson et al., 2007; Murton et al., 2010) et de l'EIS (Muschitiello et al., 2015) et qui aurait ainsi provoqué des changements dans la circulation océanique et atmosphérique (*e.g.* Broecker, 2003; McManus et al., 2004; Ritz et al., 2013). Certains auteurs suggèrent également qu'un évènement cosmique (*i.e.* impact d'un ou plusieurs objets) sur ou à proximité de la LIS, provoquant alors des changements environnementaux abrupts, aurait pu déclencher le refroidissement extrême YD (*e.g.* Firestone et al., 2007; Kennett et al., 2009; Sweatman, 2021). Mais il n'existe pas encore de réel consensus sur ce possible moteur du YD (*e.g.* Pinter et al., 2011; van Hoesel et al., 2014). Des données de modèles climatiques montrent que cet évènement aurait résulté d'un ensemble de mécanismes impliquant un affaiblissement de l'AMOC, un forçage radiatif négatif modéré et une modification de la circulation atmosphérique (Renssen et al., 2015).

Ce travail de thèse permet d'apporter de nouveaux éléments de réponse sur la dynamique de l'AMOC au cours de la dernière déglaciation dans l'Atlantique Nord-Est et particulièrement lors du HS1 et de l'évènement BA.

1.1.2. Climat de l'Holocène

L'Holocène (11.7 ka cal BP– aujourd'hui) signe la fin de la dernière déglaciation et donc le début de l'actuelle période interglaciaire. Les nombreux changements climatiques marquant cette période présentent des amplitudes et des échelles de temps variées (millénaire, centennale ou décennale) et entraînent une réponse environnementale terrestre variant d'une région à l'autre (*e.g.* Mayewski et al., 2004; Wanner et al., 2011). Le forçage de l'insolation solaire à 65°N trace notamment le début de l'Holocène en causant un réchauffement global jusqu'à 6 ka cal BP nommé le Maximum Thermique Holocène ou Optimum Climatique Holocène, qui est marqué par de fortes valeurs de température des eaux de surface en Atlantique Nord (Marchal et al., 2002; Rasmussen et al., 2003; Andersen et al., 2004a; 2004b; Kim et al., 2004). Puis entre environ 6 ka cal BP et 3 ka cal BP, ces mêmes températures diminuent de nouveau (Marchal et al., 2002; Rasmussen et al., 2003; Kim et al., 2004). En plus de ces changements millénaires, l'Holocène est marqué par des évènements abrupts de courtes durées (*e.g.* Bond et al., 1997; Mayewski et al., 2004; Wanner et al., 2008, 2011). Il y a par exemple l'évènement froid à 8.2 ka cal BP en hémisphère nord (*e.g.* Barber et al. 1999 ; Wiersma et Renssen 2006 ; Hoffman et al. 2012). Cet évènement est peut-être en lien avec la fin de la déglaciation puisqu'il est souvent associé à une décharge d'eau douce issue du retrait de la LIS (*e.g.* Wiersma et al., 2006; Hoffman et al., 2012), entraînant une réduction de la circulation océanique et donc une diminution des températures. Au cours des derniers 3 000 ans, il a également été observé divers évènements climatiques centennaux comme par exemple la Période Chaude Romaine, l'Anomalie Climatique Médiévale (MCA), le Petit Age Glaciaire (1350-1850 AD) (Jones et al., 2001) mais dont la cause est encore difficile à définir (Wanner et al., 2008).

En plus de l'insolation, et du rôle potentiel des éruptions volcaniques sur les variabilités climatiques rapides au cours des derniers 6 ka cal BP (Mayewski et al., 2004), la circulation thermohaline joue également un rôle important. En effet, au niveau la branche inférieure de l'AMOC dans les hautes latitudes, des variabilités multi-décennales-centennales ont été observées au cours de l'Holocène en plus des variabilités millénaires (*e.g.* Hillaire-Marcel et al., 2001; Hoogakker et al., 2011; Thornalley et al., 2013; Mjell et al., 2015). Il a été également montré qu'à cette période, des variations au niveau du gyre subpolaire (SPG) pourraient notamment jouer un rôle dans l'intensité de l'AMOC (*e.g.* Colin et al., 2019) en contrôlant et déplaçant la position et la force du Courant Nord Atlantique (NAC) (*e.g.* Berx and Payne, 2017; Zunino et al., 2017). Des auteurs ont également établi un lien avec la circulation atmosphérique, en montrant que la dynamique du SPG associée aux anomalies climatiques de l'Holocène pourrait être affectée par des changements dans la dynamique des vents et/ou de l'apport d'eau douce de la mer du Labrador (Thornalley et al., 2009; Colin et al., 2010; Copard et al., 2012) et donc jouer un rôle lors de certains évènements tel que la Période Médiévale Chaude (MWP ; *Medieval Warm Period*) ou encore le Petit Age Glaciaire (LIA ; *Little Ice Age*) (Copard et al., 2012; Moffa-Sánchez and Hall, 2017).

1.2. Les facteurs forçants des variabilités climatiques du Quaternaire

Les variabilités climatiques décrites précédemment et étudiées dans ce manuscrit sont déclenchées et influencées par des mécanismes externes et internes (Figure I-5). Ce qui suit portera sur la description générale de forçages naturels et de certaines rétroactions liées à l'atmosphère et l'océan.

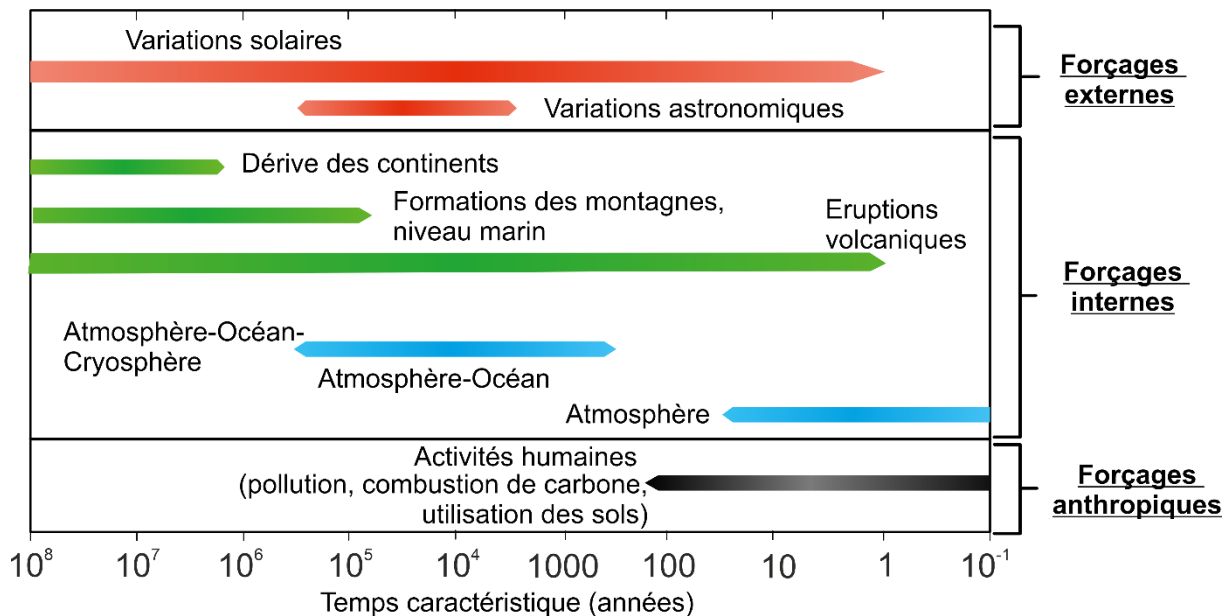


Figure I-5. Forçages climatiques du Quaternaire (modifiée d'après Bard, 2002)

1.2.1. Les forçages naturels externes

a. Forçage astronomique

En 1838, Louis Agassiz est le premier géologue à avoir caractérisé des traces de glaciations synchrones dans différentes régions (Alpes, Ecosse, Amérique de Nord), pouvant être associés aux grandes périodes glaciaires (Paillard, 2001). C'est alors en 1842 que Joseph Adhémar propose une théorie liée aux changements orbitaux de la Terre pour expliquer ces glaciations. Cette théorie astronomique du climat est ensuite complétée par James Croll en 1875, avant d'être développée par le mathématicien Milutin Milankovitch en 1941. A mesure que les outils et les méthodes se sont développés, cette théorie a été étayée par de multiples travaux, notamment ceux de Hays et al. (1976) et Berger (1977, 1978). Ils ont expliqué les fluctuations glaciaires/interglaciaires du Pléistocène en mettant en relation les paramètres orbitaux et les variations d'insolation solaire dans l'hémisphère nord ($\sim 65^\circ\text{N}$) (Figure I-6). De ce fait, la superficie continentale étant plus importante dans l'hémisphère nord que dans l'hémisphère sud, sa capacité d'accumuler un volume de glace considérable est bien plus conséquente que celle du continent Antarctique, dont la capacité d'accumulation est plus limitée. Ainsi, l'insolation reçue par la Terre à chaque latitude est affectée par cette répartition cryosphérique différente, en lien avec l'effet albedo. Les grandes variabilités

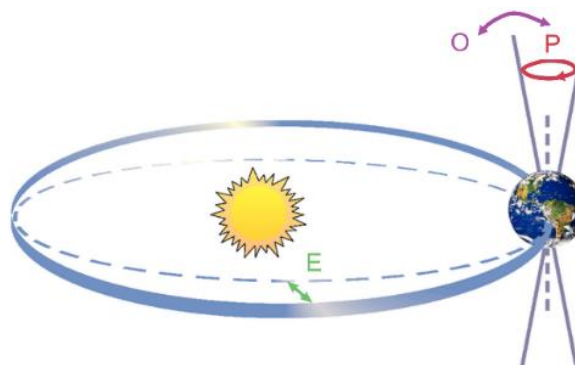
climatiques du Quaternaire décrites précédemment (*e.g.* cycles glaciaire-interglaciaire), vont donc être largement impactés par les effets de répartition de cette insolation en fonction des paramètres orbitaux, liés à la distance par rapport au soleil et l'angle d'inclinaison de la Terre (Figure I-6).

Ces forçages astronomiques de Milankovitch sont :

- *L'excentricité* : L'orbite de la Terre autour du soleil est réalisée dans un mouvement plan ellipsoïdale de premier ordre. Cependant, du fait de l'attraction gravitationnelle exercée par d'autres planètes du système solaire, ce mouvement elliptique tend à se déformer au cours du temps. Le changement du plan écliptique passe alors d'une forme de l'orbite terrestre « plus circulaire » à « plus elliptique » (et inversement) qui fluctue avec une périodicité de 100 000 et 400 000 ans. Cela a pour conséquence la variation de la distance Terre-Soleil et de la longueur des saisons. Par exemple, quand le plan est plus proche d'une ellipse qu'un cercle, la distance moyenne Terre-Soleil est plus réduite et donc l'insolation est plus forte (Paillard, 2001). Aussi, cette variabilité d'excentricité va moduler l'effet de l'obliquité sur l'intensité et la durée des saisons (Kwiecien et al., 2022).
- *L'obliquité* : ce paramètre traduit l'angle d'inclinaison de l'axe de rotation de la Terre par rapport au plan de l'écliptique. Cet axe a un angle moyen d'environ 23°5' (aujourd'hui de 23°26') et son obliquité varie de plus ou moins 1,3° avec une période d'environ 41 000 ans. Cette variation module la quantité de rayonnement solaire reçue aux différentes latitudes et a donc un rôle sur le cycle saisonnier. En effet, les changements d'obliquité amplifient ou suppriment l'intensité des saisons, spécialement dans les hautes latitudes. Par exemple, lorsque l'angle de l'obliquité est grand, les pôles sont exposés plus longtemps au soleil en été qu'en hiver. Ainsi dans ce contexte, l'écart saisonnier (*i.e.* été chaud et hiver froid) est plus important (Kwiecien et al., 2022).
- *La précession des équinoxes* : en raison du mouvement de rotation terrestre, la Terre n'est pas de forme sphérique et se présente sous la forme d'un ellipsoïde aplati aux pôles et renflé à l'équateur. Les forces de la Lune et du soleil tendent alors à amener l'excès de masse présent à l'équateur vers le plan de l'écliptique. Néanmoins, comme la Terre étant en rotation continue, ces forces réorientent l'axe de rotation terrestre. Ainsi, ce déplacement va influencer essentiellement sur le cycle saisonnier d'ensoleillement aux différentes latitudes, en modulant le temps d'exposition et l'amplitude de l'insolation latitudinale et saisonnière (Kwiecien et al., 2022). Ce mouvement en toupie modifie graduellement la position des équinoxes (*i.e.* où le jour et la nuit ont une durée égale), des solstices d'été (*i.e.* jour le plus long de l'année) et d'hiver (*i.e.* jour le plus court de l'année) sur l'orbite terrestre. Ainsi, lorsqu'un des deux hémisphères est incliné vers le soleil en périhélie (en été), il sera incliné loin du soleil en aphélie (hiver) (Kwiecien et al., 2022). Les périodicités associées sont de 19 000 et 23 000 ans (Paillard, 2001).

Ces variations orbitales ne suffisent pas à expliquer à elles seules les changements climatiques, notamment les variations millénaires observées au cours du Pléistocène (*e.g.* Broecker and Denton, 1990). D'autres facteurs rentrent nécessairement en jeu, et cette question reste toujours au cœur des recherches en paléoclimatologie (Denton et al., 2021, 2022; Rousseau et al., 2022).

- O : Obliquité (variation d'inclinaison)
- E : Excentricité orbitale
- P : Précession des équinoxes



Modèle théorique

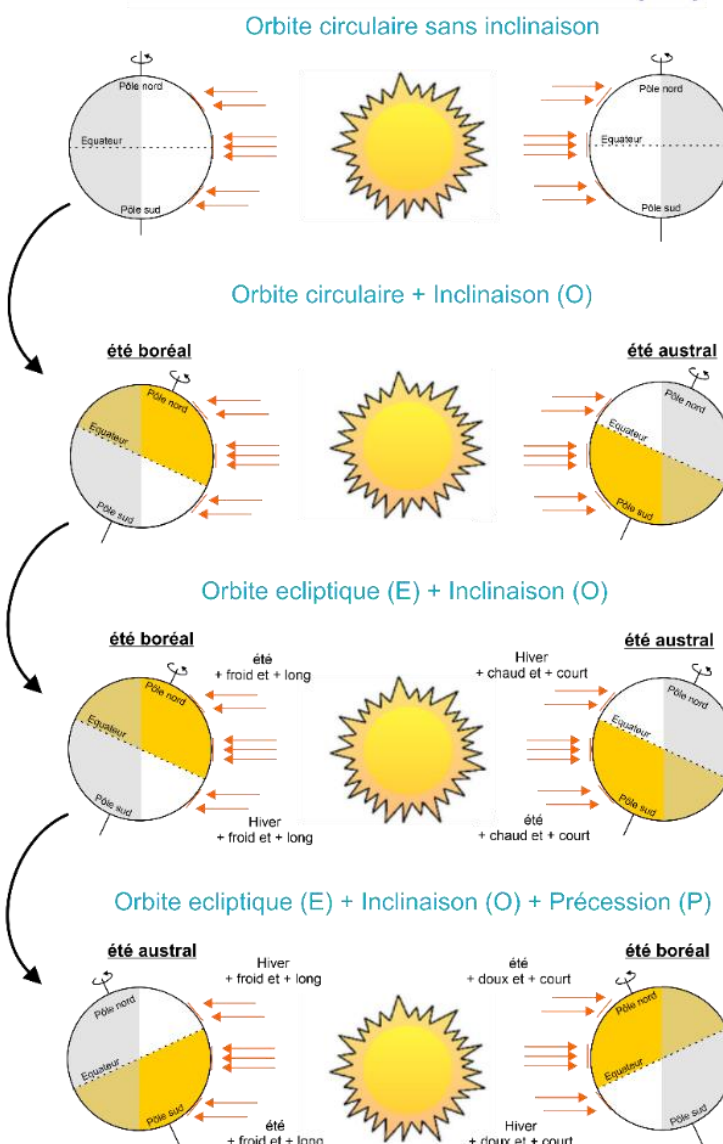
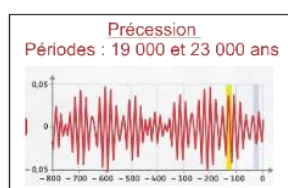
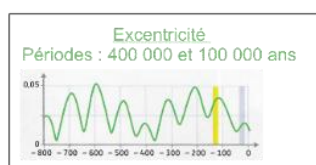
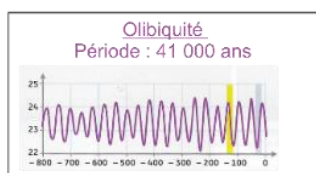


Figure I-6. Paramètres orbitaux de la Terre et théorie astronomique des climats. Evolution de l'excentricité, de la précession climatique et de l'obliquité (d'après Berger, 1988) influençant la quantité de rayonnement solaire entrant (insolation), à différentes latitudes et sous différents angles lorsque la Terre orbite autour du soleil. Cette insolation va donc jouer sur la variabilité saisonnière et la durée du jour terrestre (modifié d'après Kwiecien et al., 2022).

b. Forçage solaire

Le Soleil est la source d'énergie la plus importante pour le système climatique terrestre, au travers de l'insolation (*i.e.* rayonnement reçue sur Terre) et de la radiation (*i.e.* rayonnement émis par le Soleil). Les études paléoclimatiques constatent un important forçage solaire sur le climat passé, notamment au cours de la dernière déglaciation et de l'Holocène (*e.g.* Bond et al., 2001). La radiation solaire, étudiée par la variation périodique du nombre de taches solaires, peut ainsi varier au cours d'un siècle et même d'une décennie (*e.g.* Solanki et al., 2004; Vonmoos et al., 2006; Adolphi et al., 2014; Brehm et al., 2021). Les taches solaires sont des régions de la surface du Soleil, marquées par une température inférieure à leur environnement et par une intense activité magnétique (*e.g.* cycle de 11 ans de Schwabe). Depuis 30 ans, elles sont mesurées par satellite et leur évolution passée dans les archives climatiques est généralement retracée par l'étude des isotopes cosmogéniques du ^{10}Be et du ^{14}C produits dans l'atmosphère (*e.g.* Beer et al., 1990; Solanki et al., 2004; Vonmoos et al., 2006; Berggren et al., 2009, 2010; Adolphi et al., 2014; Brehm et al., 2021) bien que d'autres proxies ont été explorés (*e.g.* concentration en nitrate dans les carottes de glace ; Traversi et al., 2012). Il existe ainsi des corrélations évidentes entre les variabilités des isotopes cosmogéniques de l'atmosphère et les changements climatiques aux échelles centennales-décennales qui ont ponctué l'Holocène tels que le LIA et la MWP (Bond et al., 2001). Plusieurs cycles solaires ont été observés comme le cycle de Gleissber-Yoshimura de 50-100 ans, le cycle de 120 ans, le cycle de Vries-Suess de 200 ans (pour plus de détails voir Soon et al., 2014). De plus, grâce aux algorithmes « cross-wavelet transform », des cycles millénaires tels que des cycles de 1 500 ans ont pu être corrélés avec la radiation solaire au cours de l'Holocène (Debret et al., 2009; Obrochta et al., 2012; Soon et al., 2014).

Bien que ces paramètres externes soient des forçages importants dans les variabilités climatiques terrestres du Quaternaire, il existe également des mécanismes internes à la Terre impliqués directement ou par effet rétroactif sur les changements climatiques rapides.

1.2.2. *Les forçages naturels internes*

Les variabilités naturelles internes géologiques, intrinsèques à la Terre ou liées aux rétroactions entre les différentes composantes géographiques du système climatique sont nombreuses. Cet état de connaissance décrit de manière synthétique le fonctionnement de différents forçages climatiques internes et recense quelques exemples de couplage mis en cause notamment dans les variabilités climatiques rapides étudiées dans ce manuscrit.

a. La circulation atmosphérique générale :

Le modèle théorique de la circulation atmosphérique a été proposé dès 1735 par George Hadley. Les mouvements des masses d'air résultent à la fois du gradient thermique entre l'équateur et les pôles et de la rotation est-ouest de la Terre (Figure I-7). Le réchauffement de la surface de la Terre par radiation solaire (surtout au niveau de la Zone de Convergence InterTropicale : ZCIT) induit un réchauffement de la basse atmosphère qui engendre des mouvements ascendants de masses d'air chargées en humidité (*i.e.* zones de basse pression atmosphérique/zones dépressionnaires). Celles-ci s'élèvent en altitude jusqu'à la tropopause puis se distribuent vers les tropiques de part et d'autre de l'équateur. Lors de leur ascension, ces masses d'air chaudes et humides vont se condenser pour former des nuages qui génèrent fréquemment une couverture nuageuse et pluvieuse sur cette zone tropicale. La perte de masse d'air à la surface de la mer dans les régions tropicales crée un appel d'air pour « combler » cette perte. Ceci entraîne alors une subsidence de l'air et crée des zones de hautes pression atmosphérique (zone anticyclonique), ce qui va également générer des vents d'est réguliers, nommés les alizés (Figure I-7). Ces derniers sont déviés par la force de Coriolis et se distribuent dans chaque hémisphère (nord-est vers le sud-ouest dans l'hémisphère nord et sud-est vers le nord-ouest dans l'hémisphère sud). Ces deux systèmes convergent alors vers la ZCIT dont la position change entre l'été (position plus septentrionale) et l'hiver (position plus méridionale) (Figure I-7b).

La force de Coriolis, résultant de la rotation terrestre, a un rôle très important dans la circulation atmosphérique générale et dans la circulation océanique. En effet, elle fractionne le transport des masses d'air entre les basses et les hautes latitudes d'un hémisphère en cellules (Ruddiman, 2008). Ainsi les alizés sont localisés dans les cellules de Hadley qui couvrent à elles seules plus de la moitié de la surface terrestre et permettent donc le transfert d'air chaud vers cette ZCIT (Ruddiman, 2008). D'autres vents sont impliqués dans ce modèle de circulation atmosphérique générale. Les vents d'ouest localisés dans les zones tempérées dans les cellules de Ferrel, permettent de transférer l'énergie depuis les tropiques vers les moyennes latitudes. Les vents d'est des cellules polaires assurent ce transfert d'énergie vers les pôles (Figure I-7b) (Wallace and Hobbs, 2006).

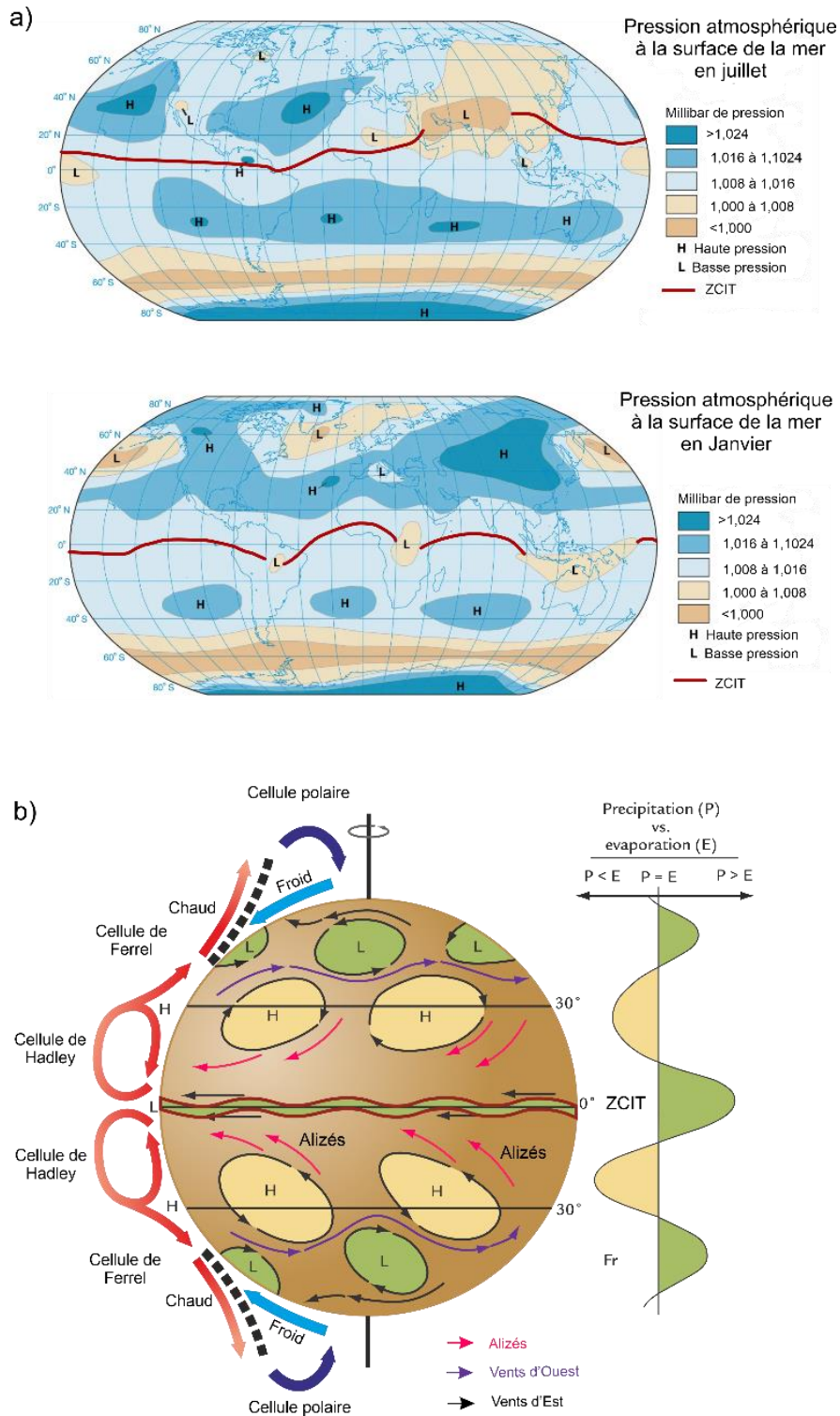


Figure I-7. Carte de la circulation atmosphérique générale, a) au mois de juillet et de janvier, où la ZCIT oscille autour de l'équateur (tiré de Encyclopedia Britannica) et b) schéma des cellules et vents associés (adapté de Ruddiman, 2013).

b. La circulation océanique générale

La circulation océanique globale est largement influencée par les flux de chaleur et la salinité des différentes masses d'eaux qui la composent (Rahmstorf, 2015). Elle permet, au même titre que la circulation atmosphérique de redistribuer les différentiels d'énergie calorifique entre l'équateur, où l'énergie est en excès, et les pôles, où l'énergie est en déficit. La circulation thermohaline est associée depuis très longtemps au plongement des masses d'eaux et à leur propagation dans l'océan tout entier (Figure I-8a) (Broecker, 1991).

En profondeur, la circulation océanique transporte essentiellement les masses d'eaux intermédiaires (~200 – 2 000 m) et profondes (>2 000 m). Elle est entretenue par la différence de densité résultant de la différence de température et de salinité entre ces masses d'eaux (Talley, 2011) (Figure I-8b). Les courants transportant ces masses d'eaux sont donc contraints par le gradient thermique latitudinal mais également la topographie des fonds marins et la force de Coriolis (Marsh et al., 2017). En haute latitude, la densité des eaux de surface atteint son maximum, entraînant la convection de ces eaux et la formation de masses d'eaux profondes froides telles que la « *North Atlantic Deep Water* » (NADW) dans l'hémisphère nord et l'« *AntArctic Bottom Water* » (AABW) dans l'hémisphère sud qui vont se diffuser et se répandre dans tout l'océan (Tchernia, 1978). Bien que la formation des eaux profondes et intermédiaires se localisent dans des zones limitées et bien connues (*e.g.* mers du Labrador, du Groenland, de Norvège, Méditerranée, de Weddel et de Ross), leur remontée en surface est difficile à localiser (Rahmstorf, 2015).

La circulation thermohaline comprend aussi le déplacement des masses d'eaux de surface (environ 0-200 m de fond), influencées majoritairement par les vents et la force de Coriolis (*e.g.* Spirale d'Ekman, Marsh et al., 2017) (Figure I-9). Des courants de surface transportent alors la chaleur des tropiques vers les pôles en réponse à la formation d'eaux profondes aux hautes latitudes. De ces déplacements de masses d'eaux de surface résultent de grands gyres anticycloniques et cycloniques qui suivent la direction majeure des vents (Figure I-8c).

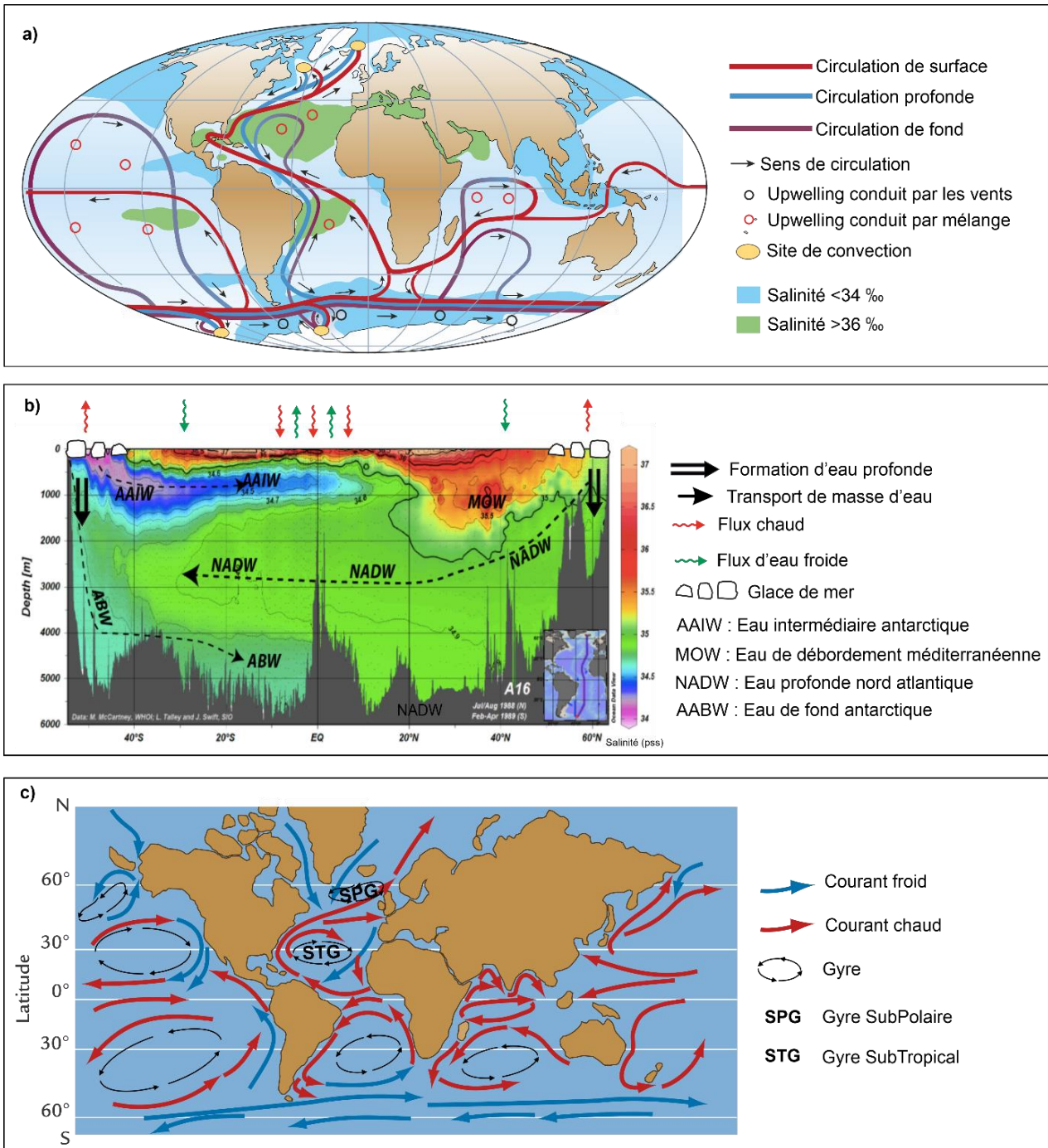


Figure I-8. La circulation océanique profonde et de surface a) Schéma de la circulation thermohaline globale (modifiée d'après Broecker, 1991; Kuhlbrodt et al., 2007; Rahmstorf, 2015) ; b) figure modifiée (disponible sur <https://www.ewoce.org/>) présentant la salinité des masses d'eaux le long d'un transect latitudinal N-S de l'océan Atlantique moderne. Les flèches pointillées représentent la plongée des eaux profondes, l'incursion de l'AAIW jusque dans les basses latitudes en hémisphère sud ; c) Schéma de la circulation des courants de surface globale représentant la formation des gyres et ceux de l'Atlantique Nord (modifiée d'après Ruddiman, 2008).

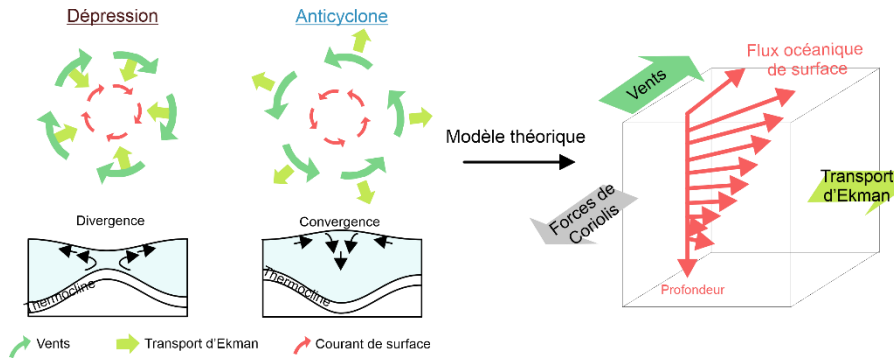


Figure I-9. Schéma conceptuel de la spirale d'Ekman dans des zones dépressionnaires et anticycloniques (à gauche) avec les vecteurs représentant les forçages impliqués dans le transport des eaux de surface (tiré de <http://eduscol.education.fr>)

En Atlantique Nord par exemple, les courants circulant dans le gyre subtropical sont associés à la cellule atmosphérique de Hadley, tandis que le gyre subpolaire est associé à la cellule atmosphérique de Ferrel (Figure I-8a). Ces deux gyres sont séparés autour de 52°N par le NAC qui prolonge le Gulf-Stream (Iselin, 1936). Le NAC se dirige vers le nord-est et transporte avec lui des masses d'eaux chaudes et salées provenant des latitudes moyennes, qui vont se mélanger avec des eaux plus froides issues de la région subpolaire (Krauss, 1986; Rossby, 1996). Ce courant se divise en plusieurs branches au niveau de la dorsale médio-atlantique (Daniault et al., 2016) qui présente des vitesses variables (Bower et al., 2002). Une première branche atteint les mers nordiques en passant par la ride Islande-Féroé (Pingree, 1993; McCartney and Mauritzen, 2001). Une autre branche pénètre le bassin d'Islande le long du plateau de Rockall (Niiler et al., 2003). Tandis que la dernière branche passe le chenal de Rockall (Hansen and Østerhus, 2000) pour atteindre le courant de pente européen (ESC ; *European Slope Current*) qui contribue à 25% de l'afflux Nord Atlantique entrant dans les mers nordiques (Berx et al., 2013). Le flux retour des eaux profondes dirigées vers le sud est principalement constitué du courant « *Deep Western Boundary Current* » (DWBC) qui transporte la NADW en longeant la marge continentale orientale de l'Amérique du Nord (Figure I-8b ; Buckley and Marshall, 2016). L'ensemble de ces courants entraînent le déplacement des différentes masses d'eaux présentes dans l'Atlantique Nord, caractérisées par des paramètres physico-chimiques différents (température, salinité, densité).

La convection des eaux profondes entraînée par l'augmentation de la densité des eaux de surface se fait donc au niveau des pôles (Buckley et Marshall, 2016). Les circulations méridiennes de renversement (MOC) émanant des deux pôles présentent donc une cellule « supérieure » provenant de l'Atlantique Nord qui ventile les 2 000 m de profondeur et une cellule « profonde » provenant de l'Antarctique qui alimente les abysses. C'est donc l'AMOC qui assure une partie du transport de chaleur méridionale en Atlantique Nord, de la formation de la masse d'eau profonde dans les hautes latitudes nord jusqu'à son retour vers le sud (Hall and Bryden, 1982; Trenberth et al., 2019). Elle joue alors un rôle clé dans le système climatique (Kuhlbrodt et al., 2007) puisqu'une réduction de cette circulation a de fortes implications sur la position de la ZCIT (Vellinga and Wood, 2002), sur l'écosystème marin dans l'Atlantique (Schmittner, 2005) et sur le niveau de la mer en Atlantique Nord (Levermann et al., 2005). Les archives sédimentaires (e.g. Bond et al., 1992 ; McManus et al., 2004)

suggèrent également que les réorganisations de l'AMOC ont été impliquées dans des changements climatiques de température de plusieurs degrés en quelques décennies (*e.g.* Clark et al., 2002 ; Rahmstorf, 2002, 2015).

c. Eruptions volcaniques

Les grandes éruptions volcaniques peuvent relarguer jusqu'à dix millions de tonnes de matériaux (téphras, aérosols de dioxyde de soufre, de dioxyde de carbone ou sulfure d'hydrogène) dans la stratosphère et la troposphère (Robock, 2013). Un voile de particules dans l'atmosphère peut perturber le bilan radiatif terrestre en empêchant le rayonnement solaire d'atteindre la surface de la Terre et donc modifier le climat pendant de courtes périodes de temps (d'une ou deux années jusqu'à plusieurs décennies) (Ramstein et al., 2020). Par exemple, l'éruption du Mont Pinatubo (Philippines) en 1991 a relâché 20 M de tonnes de dioxyde de soufre dans la stratosphère (Bluth et al., 1992), ce qui a entraîné un refroidissement immédiat de 0,6 °C puis de 0,3 °C pour toute l'année qui a suivi (Hansen et al., 1992; Stenchikov et al., 1998). Un exemple de perturbation décennale a été documenté pour la seconde moitié du 13^e siècle (Miller et al., 2012). En effet, au cours de cette période, de nombreuses éruptions volcaniques auraient fait persister plusieurs étés froids en raison de leur influence sur les rétroactions entre la glace de mer arctique et les faibles insulations solaires (Miller et al., 2012). Ces résultats concordent également avec ceux de Zanchettin et al. (2012), qui ont observé des renforcements du transport de chaleur océanique vers le nord une décennie seulement après les éruptions volcaniques. Cette série d'éruptions aurait alors contribué au refroidissement persistant des régions arctiques sur des échelles de temps décennales (Zanchettin et al., 2012). Ainsi, bien que ces épisodes volcaniques soient de courte durée, ils sont un forçage de grande amplitude, capable d'influencer le climat sur plusieurs années en favorisant des refroidissements climatiques (Lohmann and Svensson, 2020). De nombreux événements volcaniques ont également été recensés au cours de la dernière déglaciation et au début de l'Holocène en Islande (Cook et al., 2022). Ces événements provoqués par un changement dans la viscosité du manteau terrestre font suite à des changements isostatiques liés à la fonte importante de la calotte glaciaire islandaise (Cook et al., 2022). Lohmann and Svensson (2020) ont également mis en évidence que le déclenchement des DO se sont produits peu de temps après de grandes éruptions volcaniques. D'après leur résultat, bien que l'initiation des DO soit prévisible (Lohmann, 2019), il est probable que des facteurs supplémentaires comme les éruptions volcaniques puissent accélérer leur déclenchement.

d. Couplage entre différents forçages climatiques

Les compartiments internes décrits précédemment sont en constante interaction, provoquant parfois des anomalies climatiques qui donnent lieu à des variabilités enregistrées au cours du Quaternaire. Cette partie se focalise sur les interactions entre les compartiments océan, atmosphère et cryosphère.

- Couplage océan-atmosphère :

Dans l'océan Atlantique, des variations climatiques décennales (NAO ; *North Atlantic Oscillation*) ou multidéennales (AMO ; *Atlantic Multidecennial Oscillation*) ont pu être enregistrées au cours de l'Holocène (*e.g.* (Keigwin and Pickart, 1999; Noren et al., 2002; Rimbu et al., 2003; Otto-Bliesner et al., 2006).

Dans la région nord Atlantique, en Europe, le climat est fortement influencé par l'oscillation NAO qui correspond à une organisation bien spécifique de l'atmosphère (Figure I-10). Elle peut être représentée par un indice NAO qui indique le gradient de pression entre l'anticyclone des Açores et la dépression d'Islande. La variation de ce gradient présente plusieurs échelles temporelles et impacte également la circulation atmosphérique nord. Ainsi, une phase NAO positive correspond alors à un gradient fort où l'anticyclone des Açores et la dépression d'Islande s'intensifient (Stephenson et al., 2000; Marshall et al., 2001). Cela entraîne des conditions climatiques sèches au centre et sud de l'Europe et des conditions plus humides au nord de l'Europe (Marshall et al., 2001). Elle peut être associée à une radiation solaire maximale (Marshall et al., 2001; Kirov and Georgieva, 2002; Gimeno et al., 2003) et à une diminution de l'extension de glace de mer (augmentant les flux de glaces exportés) en Arctique (Dickson et al., 2000). A l'inverse, une phase NAO négative, qui correspond à un gradient faible, entraîne des conditions anticycloniques dans le nord de l'Europe et des conditions plus humides dans le sud. Elle est souvent associée à une radiation solaire minimale (Marshall et al., 2001). Des configurations NAO positives et négatives ont été observées sur plusieurs siècles dans diverses zones d'études (Méditerranée, Marge Ibérique ou encore bassins subpolaires ; Eynaud et al., 2002; Sanchez Goñi et al., 2002; Daniau et al., 2007; Naughton et al., 2009). Il a été montré qu'il existe un lien étroit entre l'intensité du SPG et les vents contrôlés par cette NAO. Ainsi, dans les années 90, un ralentissement de la circulation du SPG a été observé lors du passage d'une NAO positive à une NAO négative (Hakkinen and Rhines, 2009; Hakkinen et al., 2011). Bien que la NAO soit difficile à évaluer à des périodicités supérieures à l'enregistrement instrumental (Ortega et al., 2015), de nombreuses études ont établi un lien entre certaines anomalies climatiques et l'intensité du SPG (*e.g.* Copard et al., 2012; Wassenburg et al., 2016; Moffa-Sánchez and Hall, 2017; Zunino et al., 2017). Elles ont montré que le SPG subissant des changements à l'échelle du millénaire et influencé par la plongée des eaux dans les mers nordiques, est également associé à des changements dans les vents ressemblant aux fluctuations de NAO (Colin et al., 2019).

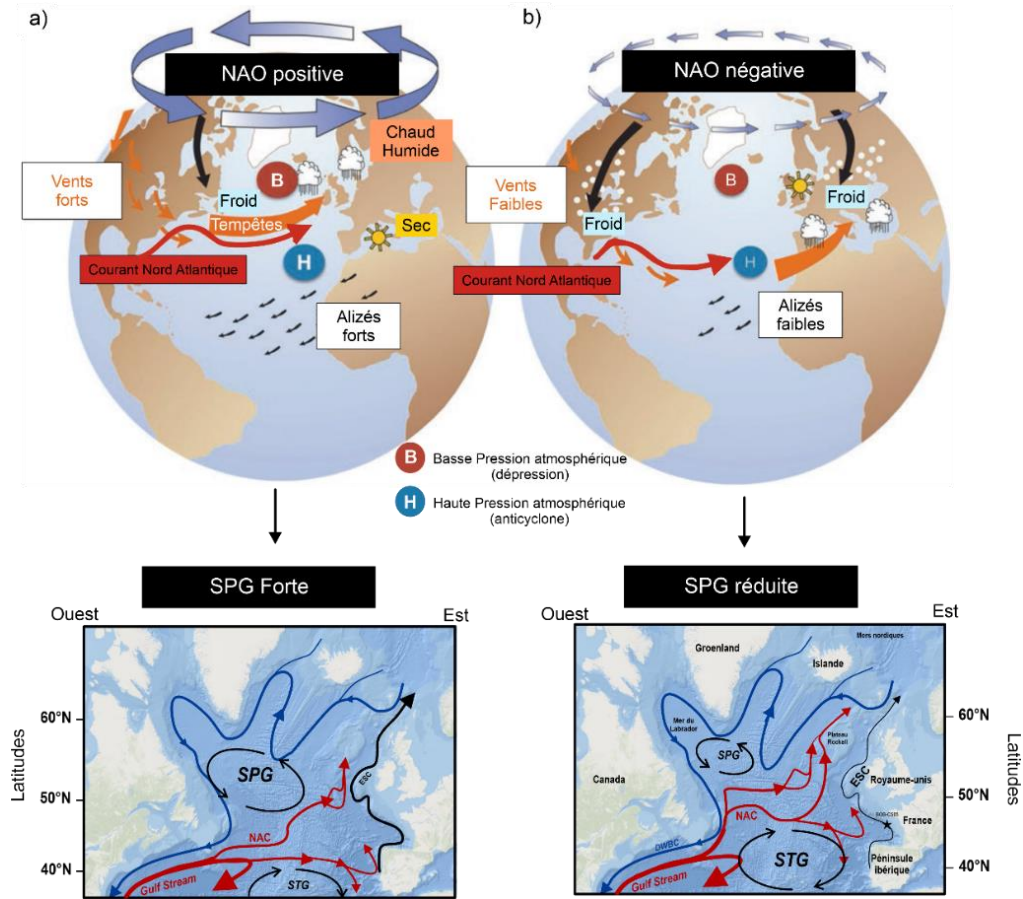


Figure I-10. Schéma de la NAO positive (a) et négative (b) (modifié d'après l'AMAP, 2012) et ses effets sur la circulation océanique de surface et sur le climat. En conséquence les zones de basses pressions (B) et les zones de haute pression (H) en Atlantique Nord vont influencer l'extension ou la réduction des gyres nord atlantique. En cas de NAO positive, le gyre subpolaire (SPG) sera plus étendue et plus forte et le gyre subtropicale (STG) plus réduite vers le sud. La disposition de ces gyres va jouer sur la migration méridionale du courant de surface Nord Atlantique (NAC).

- Couplage cryosphère-océan/atmosphère :

Au cours du Quaternaire, la configuration des calottes de glace était considérablement différente d'aujourd'hui, en raison de changements dans l'insolation et les processus de rétroaction associés (e.g. Lisiecki et Raymo 2005 ; Abe-Ouchi et al. 2013). L'océan et l'atmosphère étant en interaction avec les calottes de glace massives en place dans l'hémisphère nord (LIS et EIS), celles-ci sont devenues l'un des moteurs des oscillations climatiques rapides observées durant cette période. La présence de glaciers a non seulement affecté le niveau global de la mer, mais également la température de l'air de surface, la circulation atmosphérique et la circulation océanique. La circulation océanique répond de manière assez forte aux apports d'eaux douces (e.g. Rahmstorf, 2002) provoqués par la fonte des glaciers, le relargage d'icebergs ou encore les changements de débit dans les réseaux fluviaux. Au cours de la dernière période glaciaire, un lien étroit entre la dynamique de l'AMOC et les instabilités de ces glaciers a ainsi été démontré (Figure I-11 ; e.g. Ivanovic et al., 2018; Toucanne et al., 2021). Sherriff-Tadano et al. (2018) ont mis en avant que la présence des calottes glaciaires

intensifie l'AMOC par une augmentation de la tension des vents aux moyennes latitudes de l'Atlantique Nord. En effet, la présence de calotte glaciaire induit un resserrement des lignes de géopotential en Atlantique Nord, accroissant le gradient de pression, et donc la force des vents (Broccoli and Manabe, 1987; Pausata et al., 2011). La circulation atmosphérique répondrait donc non seulement à la présence de cette cryosphère, par la diminution des températures atmosphériques causées par l'effet albédo (*e.g.* Liakka et al., 2012) mais également à la déviation des vents, impliqués dans la circulation océanique de surface et de profondeur intermédiaire (*e.g.* Pausata et al., 2011; Zhang et al., 2014).

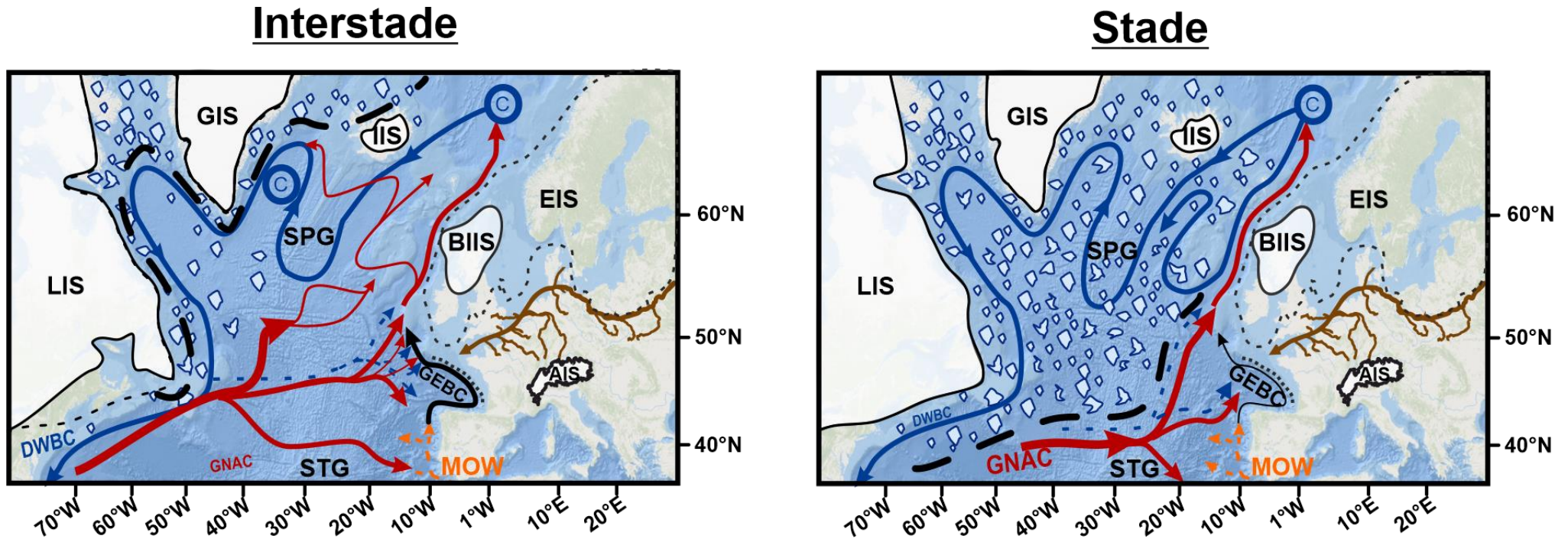


Figure I-11. Schéma de la circulation nord atlantique au cours de la dernière période glaciaire pendant les interstades DO (GI ; à gauche) et les stades DO (GS ; à droite) considérant la disposition des grandes calottes de glaces dans l'hémisphère nord (d'après Toucanne et al., 2021). Les flèches continues rouges indiquent le courant nord atlantique glaciaire (équivalent de la NAC moderne) en tant que partie principale de la branche supérieure de l'AMOC et les flèches bleues indiquent le flux de retour vers le sud (branche inférieure) de l'AMOC. Les flèches noires représentent le courant glaciaire de frontière orientale (GEBEC), une version glaciaire du courant de pente européen moderne. Les lignes pointillées noires montrent le front polaire possible (Li et al., 2010). La force du GEBEC est maximale lors des interstades DO par rapport aux stades DO, ce qui entraîne une exportation plus importante d'eaux profondes dans les sites de convection en Atlantique Nord. Pendant les stades DO, le GNAC suivrait le front polaire, empêchant l'entrée directe de sa branche principale dans le golfe de Gascogne. BIIS : inlandsis anglo-irlandais (i.e. la partie occidentale de l'inlandsis européen : EIS). IIS : calotte glaciaire islandaise ; GIS : calotte glaciaire du Groenland ; LIS : Inlandsis laurentidien ; © : site de convection des profondes.

Partie 2 : L'Atlantique Nord-Est et le Golfe de Gascogne : physiographie, environnement et océanographie

2.1. Physiographie du Golfe de Gascogne

Le Golfe de Gascogne est un bassin sédimentaire de marge passive en Atlantique Nord-Est, d'âge Crétacé et bordé par trois marges continentales : la marge nord ibérique, la marge Aquitaine (au sud) et la marge nord Gascogne (au nord) (Bourillet et al., 2006; Schmidt et al., 2014). Il présente actuellement une grande différence morphologique entre sa marge nord et sud en raison de deux phases tectoniques importantes. En effet, sa morphologie actuelle résulte de la phase d'extension crétacée (durant l'Aptien ; Gong et al., 2008) mais également de la convergence pyrénéenne de l'Ibérie vers l'Europe qui s'est déroulée au Cénozoïque (Thinon et al., 2003). Dans les profondeurs abyssales, le domaine central du Golfe de Gascogne présente de nombreuses montagnes sous-marines, dont les Monts Armoricaux, les Monts Charcot ou encore la Montagne de Biscay et Gascogne. La marge Aquitaine va représenter le « versant tectonique » alors que la marge nord du Golfe de Gascogne présente un versant dominé par des canyons (Bourillet and Lericolais, 2003; Mulder et al., 2012). Ainsi, le Golfe de Gascogne montre de nombreux canyons sous-marins toujours restés actifs même lors des conditions de haut niveau marin (Heijnen et al., 2022). En effet, près de 35 canyons sous-marins de faible sinuosité incisent la pente continentale dans le Golfe de Gascogne (Bourillet et al., 2006; Mulder et al., 2012; Hunter et al., 2013). Ils sont organisés en réseaux de drainage permettant d'assurer le transfert de sédiment de la plateforme vers le glacis continental et la plaine abyssale (Bourillet et al., 2007 ; Mulder et al., 2012). Divers processus permettent de maintenir leur morphologie, tel que les courants de turbidités, les flux hyperpycnaux et les processus hydrodynamiques (Normark and Piper, 1991).

La marge nord du Golfe de Gascogne correspond à une association de marges continentales présentées ici du nord vers le sud : la marge de Goban, la marge Celtique, la marge des Entrées de la Manche et la marge Armoricaine (*e.g.* Bourillet et al., 2006) (Figure I-12). Les terrasses Mériadzek ainsi que les escarpements de Trevelyan séparent le bassin Celtique (localisé au pied des marges Celtique et des Entrées de la Manche) et le bassin Armoricaux (localisé au pied de la pente continentale armoricaine sur laquelle se localise une de nos carottes (Bourillet et al., 2006). Le plateau continental de la marge nord du Golfe de Gascogne présente une largeur variable allant d'environ 1 000 km sur la marge Celtique à 300 km le long de la marge Armoricaine (Mulder al., 2012). La particularité des marges Armoricaine et Celtique est que les apports turbiditiques sont influencés par les apports du paléofleuve Manche lors des périodes glaciaires du Pléistocène (Toucanne et al., 2009) lui-même était influencé par la dynamique de l'EIS (Zaragosi et al., 2006; Toucanne et al., 2008, 2009a, 2012, 2015).

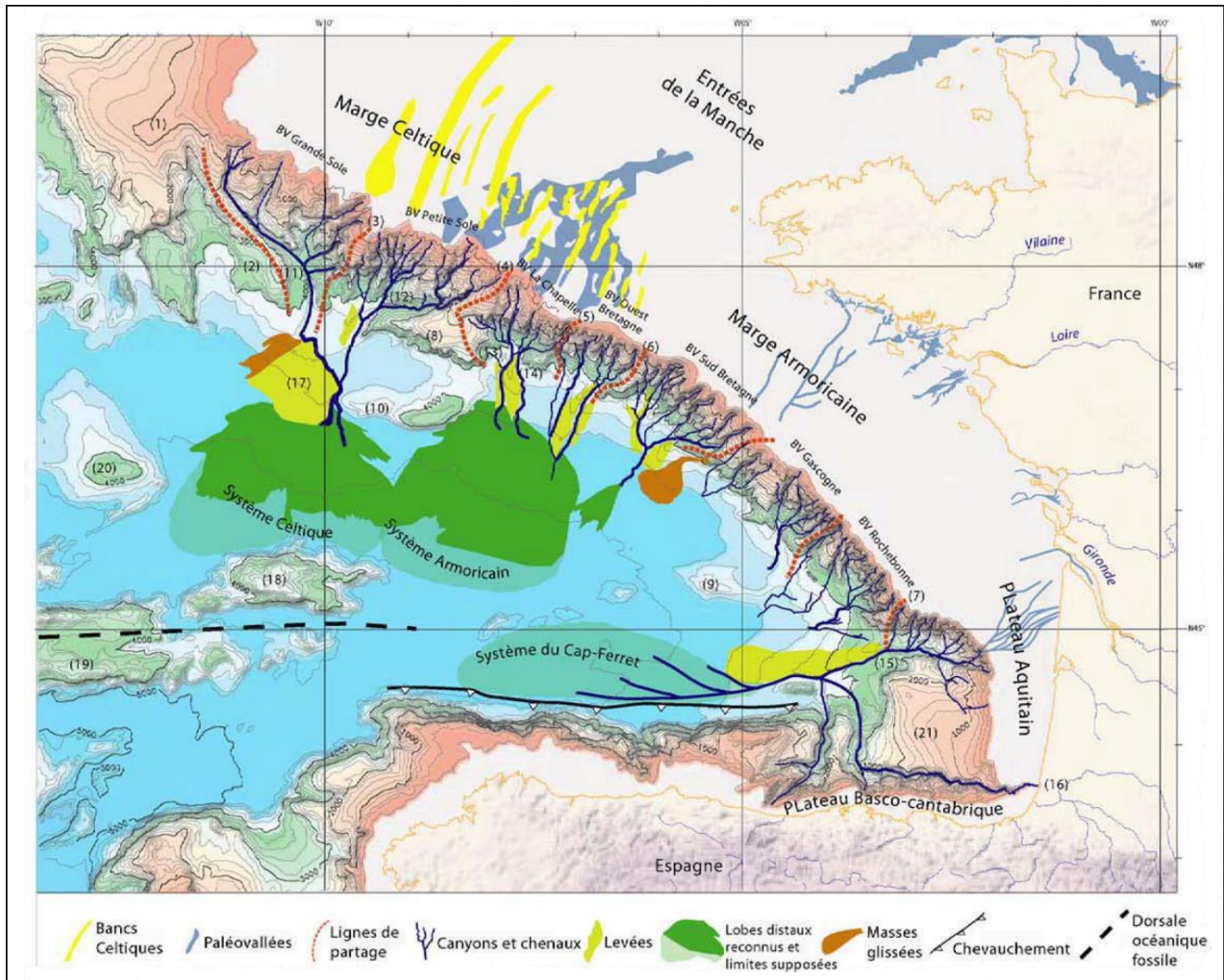


Figure I-12. Physiographie du Golfe de Gascogne (modifiée d'après Bourillet et al., 2006)

La marge continentale sud du Golfe de Gascogne comprend à la fois la marge Aquitaine qui s'étend du canyon du Capbreton à l'éperon de Conti et la marge nord ibérique qui longe les régions basco-cantabrique, asturienne et galicienne de l'Espagne (Thinon, 1999; Bourillet et al., 2006). Ces marges continentales présentent une géomorphologie très différente de celle de la marge nord du Golfe de Gascogne. En effet, la marge Aquitaine présente un plateau continental assez étroit d'environ 70 km de large correspondant à un prolongement du plateau armoricain (Bourillet et al., 2006). Son versant continental va se prolonger vers le plateau des Landes présentant une pente extrêmement douce (Mulder et al., 2012). De plus, cette pente n'est pas uniforme et présente une première partie où elle est de 5° entre 200 et 500 m de profondeur, avant d'observer un replat ($0,5^\circ$) au niveau du plateau des Landes qui s'étend alors jusqu'à 2 000 m de profondeur (Gonthier et al., 2006). La deuxième partie au-delà de 2 000 m de profondeur est de nouveau « abrupte » avec une pente de 10° . Cette marge est bordée par deux canyons principaux, le canyon du Cap-Ferret (au nord) et le canyon du Capbreton (au sud), qui ont permis la construction d'un système turbiditique profond nommé le système du Cap-Ferret (Cremer et al., 1985).

Ainsi, en raison de la physiographie et la dynamique de fond, les pentes supérieures du Golfe de Gascogne sont des zones de grand intérêt pour étudier les grandes variabilités climatiques. La

topographie particulière dans le sud du Golfe de Gascogne offre également une très bonne préservation de l'enregistrement Holocène dans un de nos archives sédimentaires.

2.2. Environnement du Golfe de Gascogne

2.2.1. Rôle des fleuves sur l'environnement du Golfe de Gascogne

Le plateau continental du Golfe de Gascogne est aujourd'hui caractérisé par d'importants apports d'eaux douces venant de la Loire (débit moyen : $900 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) et de la Gironde (débit moyen : $1\,100 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) (Schäfer et al., 2002). Le débit des crues hivernales peut aller de $5\,000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ en Gironde jusqu'à $6\,000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ dans l'estuaire de la Loire et environ $100 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ pendant l'étiage d'été (Schäfer et al., 2002). Plus localement, d'autres fleuves peuvent entraîner un apport d'eau douce important comme par exemple, au niveau du plateau des Landes avec le fleuve Adour. Son débit moyen de $350 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Brunet and Astin, 1999) ainsi que ses affluents présentent une forte variation saisonnière (Coynel et al., 2005) dont les crues hivernales peuvent dépasser $1\,000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Sanchez and Gil, 2000). Ses panaches d'eaux douces avec ceux de la Gironde ou la Loire vont généralement être transportés par le courant résiduel remontant des côtes vers le Nord (Lunven et al., 2005). Néanmoins, il a été parfois perçu une dispersion de ces eaux vers le sud, engendrée par les vents (Froidefond et al., 1996, 2002; Puillat et al., 2004). Ces apports fluviaux vont amener une forte concentration de nutriments d'origine continentale, déclenchant des blooms de productivité primaire dans les environnements marins du Golfe de Gascogne (Puillat et al., 2004; Kelly-Gerreyn et al., 2006).

2.2.2. Saisonnalité de la productivité primaire dans le Golfe de Gascogne

Le Golfe de Gascogne reste un milieu méso-oligotrophe tempéré, affecté par la variabilité saisonnière (Longhurst, 2010).

Au niveau de son plateau continental, les vents forts vont permettre le mélange de eaux entraînant l'homogénéisation de la salinité et la température dans toute la colonne d'eau (Lampert, 2001). Lorsque le débit fluvial et les vents sont importants, une stratification haline se met en place et les eaux fluviales vont se répandre sur le plateau et être détournées vers le nord (Lampert, 2001). A la fin de l'hiver ou au début du printemps une injection de nutriments dans la zone photique provoque des efflorescences de phytoplancton (Pingree et al., 1986) mais les crues printanières des fleuves vont créer une stratification haline agissant comme une barrière entre les eaux de surface et le fond (Lampert, 2001; Puillat et al., 2004). En automne, les apports et le mélange accru des éléments nutritifs dans les eaux de surface entraînent une autre période de production de plancton (Marquis et al., 2007) mais reste bien moins marquée qu'au printemps (*e.g.* Fontanier et al., 2002). C'est en hiver et en été que les productions phytoplanctoniques sont les plus faibles. En effet, bien qu'en hiver les eaux sont riches en nutriments (Varela, 1996), le développement phytoplanctonique reste limité par la luminosité faible (Obata et al., 1996). En été, la stratification thermique de la colonne d'eau formant une thermocline à 50 m de profondeur (Laborde et al., 1999) va limiter la production primaire au niveau de la pycnocline (*e.g.* Wollast and Chou, 2001; Lunven et al., 2005).

Au niveau du talus continental, lorsque la thermocline est en place, les ondes internes des forts coefficients de marée vont générer des ondulations de cette dernière, permettant la remise en suspension des particules nutritives et l'injection des nutriments riches issus des eaux profondes dans les eaux de surface (Durrieu de Madron et al., 1999). Ainsi, ce processus va pouvoir stimuler la productivité primaire au-dessus du talus continental et au niveau de l'océan ouvert du Golfe de Gascogne.

2.2.3. *Le plancton dans le Golfe de Gascogne*

Les principaux facteurs environnementaux contrôlant la structure de la communauté phytoplanctonique sont : la lumière, les nutriments et les processus physiques liés à la température, la salinité et l'hydrodynamisme (Troccoli Ghinaglia et al., 2004; Fariñas et al., 2015). Le phytoplancton est généralement le premier compartiment autotrophe répondant aux variations de disponibilité en nutriments (Livingston, 2000; Paerl et al., 2003). Ils sont pour l'essentiel composés de coccolithophoridés (Beaufort and Heussner, 1999; Wollast and Chou, 2001), retrouvés en grande quantité toute l'année mais montrant une variation saisonnière dans leur composition spécifique. Les autres groupes importants dans le Golfe de Gascogne sont les diatomées et les dinoflagellés. Ces deux groupes, contrairement aux coccolithophoridés, ont une variation saisonnière très importante (Beaufort and Heussner, 2001). Quatre saisons peuvent être différenciées dans leur écologie :

- En hiver, les premiers pics d'abondance de diatomées et de dinoflagellés n'apparaissent que courant janvier-Février (Beaufort and Heussner, 1999) en raison de la faible intensité lumineuse, qui entraînent une faible productivité du plancton malgré le mélange des eaux riches en nutriments (Obata et al., 1996; Longhurst, 2010).
- Au printemps, la communauté phytoplanctonique change, passant d'un assemblage constitué essentiellement de coccolithophoridés et de diatomées à un assemblage plus diversifié composé toujours de coccolithophoridés, et de diatomées (jusqu'à 30% de la biomasse ; Lampert, 2001) mais aussi de dinoflagellés (Beaufort et Heussner, 1999 et 2001 ; Lampert, 2001). Les crues fluviales peuvent engendrer des blooms phytoplanctoniques au niveau des estuaires en raison d'une augmentation de la luminosité associée à une stratification haline (Labry et al., 2001 ; Loyer et al., 2006).
- En été, la consommation des nutriments dans la couche de surface par le bloom printanier est très rapide, entraînant alors un essoufflement de la production primaire. Mais malgré cela, de nouveaux nutriments vont être apportés des fonds marins par des phénomènes d'upwelling côtiers (Froidefond et al., 1996), initiant alors des floraisons de coccolithophoridés et parfois de diatomées (Fernandez et al., 1996; Beaufort and Heussner, 1999).
- La disparition progressive de la thermocline permet une augmentation du stock de nutriments dans les eaux de surface, provoquant une augmentation de dinoflagellés (Lampert, 2001; Marquis et al., 2007; Longhurst, 2010) essentiellement côtiers (Puillat et al., 2004; Lunven et al., 2005; Guillaud et al., 2008).

Dans le Golfe de Gascogne, le zooplancton est également présent et est essentiellement constitué de copépodes et de larves de lamellibranches (Poulet et al., 1996; Valdés et al., 2007; Albaina and Irigoien, 2007). La quantité de copépodes peut atteindre plus de 90 % du zooplancton au printemps

puis en été, la quantité et la diversité du zooplancton évolue. Elle atteint environ 49 % de copépodes, 20,8 % d'appendiculaires, 16,4 % de larves de lamellibranches et 10 % de Cyclopoida (Poulet et al., 1996). En automne, les copépodes vont redevenir dominants, en constituant plus de 67 % de l'assemblage (Poulet et al., 1996).

2.3. Océanographie

2.3.1. Les masses d'eaux du Golfe de Gascogne

La structure hydrographique des masses d'eaux (de surface, intermédiaires et profondes) en Atlantique Nord-Est et dans le Golfe de Gascogne sont caractérisées par différents paramètres physico-chimiques (*i.e.* température, salinité et densité).

a. Masse d'eau de surface

En Atlantique Nord, la masse d'eau « *North Atlantic Central Water* » (NACW) (densité (σ) < 27.3) est présente jusqu'à ~600 m de profondeur (Pollard and Pu, 1985). Elle peut se distinguer au niveau longitudinal en deux masses d'eaux différentes (van Aken, 2000a). Ainsi, à l'ouest, la « *Western North Atlantic Central Water* » (WNACW ; Emery and Meincke, 1986) va se former dans la mer des Sargasses et être entraînée par le NAC pour se mélanger avec les « *Subarctic Intermediate Water* » (Emery and Meincke, 1986). A l'est, l'« *Eastern North Atlantic Central Water* » (ENACW ; Emery et Meincke, 1986) (Figure I-13b) présente dans le Golfe de Gascogne (van Aken, 2000a) est issue de deux sources différentes :

- ENACW_{ST} : d'origine subtropicale, est issue d'une convection hivernale au niveau des Açores la faisant remonter vers la péninsule ibérique (Pérez et al., 2001). Elle présente une température de 13-18 °C et une salinité de 35,8-36,75 (Fiúza et al., 1998).
- ENACW_{SP} : d'origine subpolaire, elle est formée en mer celtique et présente une température de 10-12 °C et une salinité de 35,4-35,6 (McCartney and Talley, 1982).

b. Masses d'eaux intermédiaires

Les masses d'eaux intermédiaires (~500 – 2 000 m) en Atlantique Nord sont très nombreuses. Nous allons décrire de manière synthétique ces masses d'eaux présentes dans l'Atlantique Nord-Est aujourd'hui et notamment celles dans le Golfe de Gascogne (Figure I-13b).

C'est la « *Mediterranean Sea Water* » (MSW) issue de la sortie de la « *Mediterranean Outflow Water* » (MOW) du Déroit de Gibraltar dans le Golfe de Cadix (van Aken, 2000 et ses références) qui caractérise aujourd'hui les profondeurs intermédiaires de notre zone d'étude. Présente entre 700 et 1 500 m de profondeur (Mauritzen et al., 2001), elle remonte le long de la marge européenne jusqu'à ~50°N (Iorga and Lozier, 1999; McCartney and Mauritzen, 2001; Lavender et al., 2005) variant graduellement d'une température de 12 °C à 7 °C et d'une salinité de 36,5 à 35,2 depuis sa zone source (van Aken, 2000a). Cette masse d'eau est relativement élevée en oxygène et relativement

pauvre en nutriments, du fait d'une origine méditerranéenne oligotrophe (Zenk and Armi, 1990; Tsuchiya et al., 1992).

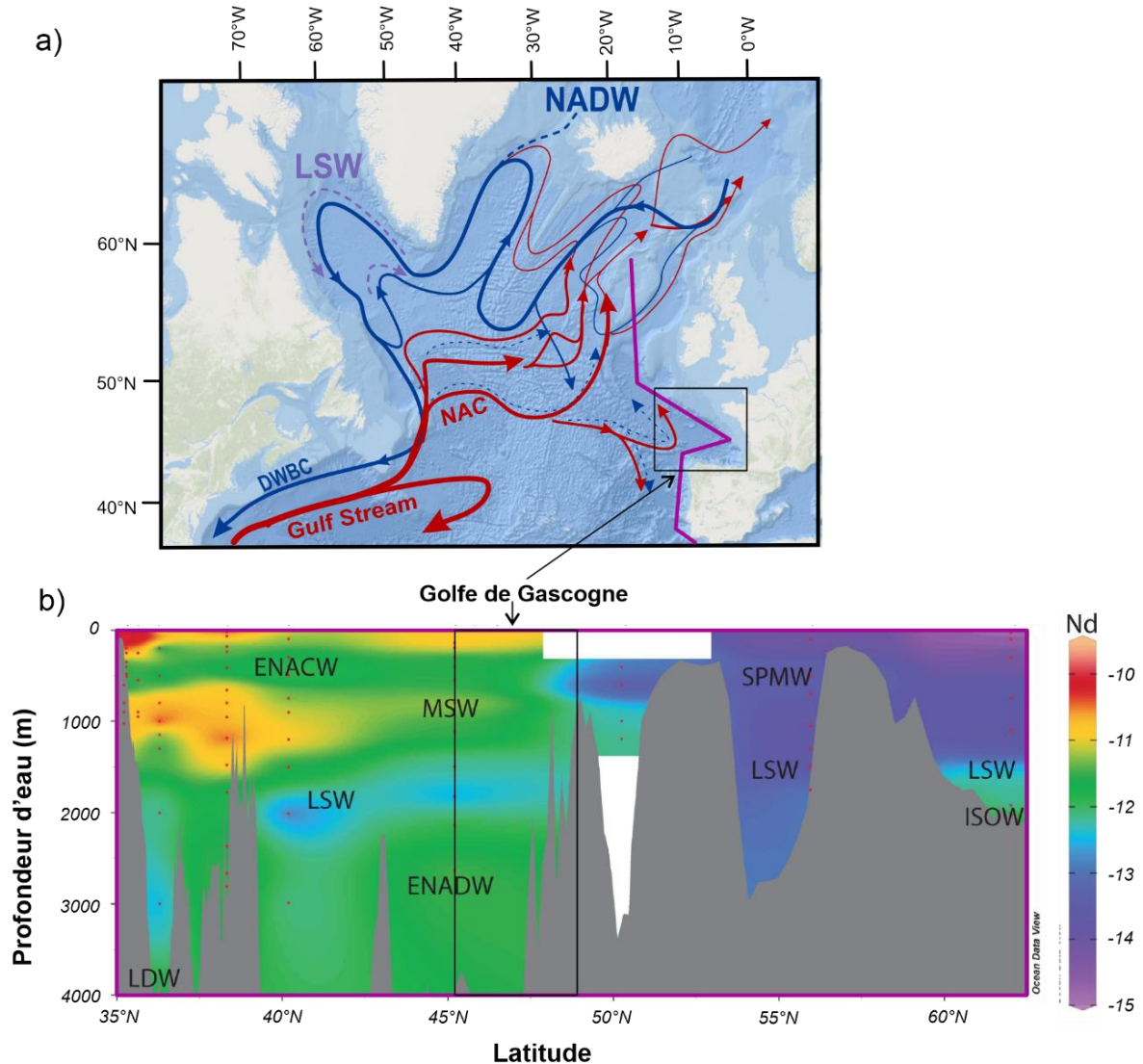


Figure I-13. *Océanographie de l'Atlantique Nord. a) Circulation Nord Atlantique moderne ; b) représentation des valeurs interpolées du ϵNd de l'eau de mer le long d'un transect latitudinal de l'Atlantique Nord-Est (trait violet sur la figure 17-a) (d'après Dubois-Dauphin et al. 2017). DWBC: Deep Western Boundary Current; NAC: North Atlantic Current; ENACW: Eastern North Atlantic Central Water; MSW: Mediterranean Sea Water; LSW: Labrador Sea Water; ENADW: Eastern North Atlantic Deep Water; LDW: Lower Deep Water; SPMW: Subpolar Mode Water; LSW: Labrador Sea Water ISOW: Iceland–Scotland Overflow Water.*

L'« AntArctic Intermediate Water » (AAIW) est une autre masse d'eau intermédiaire (800-1 000 m de profondeur) atteignant l'Atlantique Nord jusqu'au sud de l'Islande (Alvarez et al., 2005; Jenkins et al., 2015). Cette masse d'eau se forme à partir d'eaux de surface issue de l'océan Pacifique sud au niveau du passage de Drake et issue du courant des Malouines (Talley, 1996). Elle a une

salinité de $\sim 34,4$ et présente également une branche dérivant à l'est de la dorsale médio-atlantique (Jenkins et al., 2015) et qui longe l'Afrique du Nord (Pérez et al., 2001) avant de se retrouver mélangée avec la MSW au niveau du Golfe de Cadix (Louarn and Morin, 2011).

Au-dessous de la MSW, une autre masse d'eau intermédiaire-profonde nommée la « *Labrador Sea Water* », a été identifiée et centrée vers 2 000 m de profondeur dans le Golfe de Gascogne, (LSW ; van Aken, 2000). Formée dans la Mer du Labrador (McCartney and Talley, 1982) et également dans la partie sud-ouest de la Mer d'Irminger (Pickart et al., 2003), elle présente des températures de 3,3-3,4 °C et une salinité autour de 35,87 (Talley et McCartney, 1982). La raison pour laquelle cette masse d'eau se retrouve dans le Golfe de Gascogne est qu'elle présente trois circulations différentes (Talley et McCartney, 1982). Etant la composante la moins profonde de la branche inférieure de l'AMOC (Lozier et al., 2019), une partie se dirige vers le sud en empruntant le western *Boundary Current* (en bordure américaine), une autre part également en direction du bassin d'Irminger et la dernière est prise dans le courant NAC permettant alors de traverser la dorsale médio-océanique (Figure I-13a) (van Aken, 2000a). Le NAC quant à lui s'écoule vers l'est en suivant trois branches principales, largement contraintes par la dorsale médio-atlantique (MAR) (Daniault et al., 2016). Elle va donc transporter les eaux chaudes de surface mais également une partie de cette masse d'eau intermédiaire jusqu'aux mers nordiques (e.g. Daniault et al., 2016 ; Lozier et al., 2019). Il a été proposé que la NAC, qui est la partie orientale du SPG (Lozier et al., 2019) entraîne non seulement une recirculation d'une portion de cette LSW jusque dans l'Atlantique est mais également une portion de la NADW qui est une masse d'eau profonde (Buckley and Marshall, 2016; Zou et al., 2017).

c. Masses d'eaux profondes

Les principaux sites de convection de l'Atlantique Nord-Est se localisent dans les mers nordiques (van Aken, 2000b). La masse d'eau profonde formée dans ces latitudes est l'« *Iceland-Scotland Overflow Water* » (ISOW) (van Aken and Becker, 1996). Une de ses branches se déplace en Atlantique Nord-Est par la ride Islande-Ecosse (van Aken and Becker, 1996) entre 2 000 et 2 600 m de profondeur jusqu'au sud du Bassin d'Islande (Harvey and Theodorou, 1986). Se mélangeant avec d'autres eaux sous-jacentes, elles vont former vers 52°N la masse d'eau profonde « *North East Atlantic Deep Water* » (ENADW ; van Aken, 2000) présente entre 2 000 et 3 000 m de profondeur (van Aken and Becker, 1996; van Aken and de Jong, 2012) et se trouve dans le Golfe de Gascogne sous la LSW avec une salinité $>34,9$ et une température de 2,6 °C (van Aken et Becker, 1996). Une autre des branches de l'ISOW se déplace au niveau du détroit du Danemark, localisé entre le Groenland et l'Islande formant alors la masse d'eau « *Danemark Strait Overflow Water* » (DSOW ; Tanhua et al., 2005). Cette masse d'eau mélangée à la NEADW, la LSW mais également une autre masse d'eau nommée « *Lower Deep Water* » (LDW ; McCartney, 1992) forment la NADW qui se répand vers le sud entre 2 000 et 3 000 m de profondeur.

2.3.2. *Les courants dans le Golfe de Gascogne*

Les courants océaniques du Golfe de Gascogne au niveau de la rupture de pente engendrent la formation de SWODDIES (*Slope Water Oceanic eDDIES* ; Pingree and Le Cann, 1992). Ils sont issus

de perturbations du courant Nord Atlantique (NAC) et sont en partie responsables des transports latéraux et verticaux des particules en suspension du plateau continental (Beaufort and Heussner, 1999; Durrieu de Madron et al., 1999; Wollast and Chou, 2001) (Figure I-14).

Dans une étude de modélisation des courants du Golfe de Gascogne et la marge ibérique (Friocourt et al., 2007), un système de courant de pente complexe a été simulé proposant alors qu'il s'étend tout le long de la pente ouest-européenne, jusqu'à ~2 000 m de profondeur. Le « *Iberian Poleward Current* » (IPC) est un courant de surface s'écoulant vers le nord le long de la pente continentale supérieure de la péninsule ibérique occidentale, et est observé à plusieurs reprises en automne et en hiver (Haynes and Barton, 1990). Il est prolongé plus loin le long des versants armoricains et celtiques par un autre courant aux propriétés très similaires (*e.g.* Pingree and Le Cann, 1989; Colas, 2003). C'est donc entre 700 et 1 500 m (transportant alors la MSW) qu'un courant de pente se dirigeant vers le pôle a été observé le long des pentes cantabrique et ibérique (*e.g.* Pingree and Le Cann, 1990). Ce dernier s'écoule dans le Golfe de Gascogne jusqu'à au moins 50°N et est nommé « *European Slope Current* » (ESC) (*e.g.* van Aken and Becker, 1996; Iorga and Lozier, 1999). L'ESC permet le transport d'une quantité importante d'eaux atlantiques vers les mers nordiques le long de la pente continentale européenne, correspondant alors à une part importante de la branche supérieure de l'AMOC (Figure I-14) (Holliday et al., 2015; Lozier et al., 2019). Les mécanismes responsables des courants de pentes sont généralement associés aux gradients de densité océanique et aux vents (Huthnance, 1984; Friocourt et al., 2007; Marsh et al., 2017; Huthnance et al., 2020). La hauteur de la surface de la mer diminue en direction du nord, et les vents dominants sont orientés du sud-ouest au nord-est (Marsh et al., 2017). Ces deux paramètres entraînent ensemble des flux vers l'est en direction de la pente, pour être déviés vers le pôle sous la forme d'un flux géostrophique intensifié le long de la pente (Huthnance, 1984). Marsh et al. (2017) présentent de manière synthétique la vigueur de ce courant en fonction de tous ces paramètres (*i.e.* gradient de densité, vents, flux géostrophiques, hauteur de surface de la surface de l'océan) et associent sa variabilité décennale aux variabilités du SPG lors des phases NAO (Figure I-14). Ainsi, le SPG fort lors de phases NAO positives, provoque une intensification de la plongée des eaux dans les sites de convection des Mers Nordiques. Ceci, en donnant lieu à un gradient de densité plus important vers le nord, va donc provoquer également un différentiel plus important dans la hauteur de surface de la mer. De ce fait, le flux géostrophique devient plus fort, et d'autant plus si les vents se renforcent. Ceci entraîne un renforcement des transports d'Ekman des eaux de fond vers la côte et intensifie le courant de pente. En raison de sa connexion avec le SPG et avec le NAC, ce courant de pente européen est un courant dont l'étude peut permettre de mieux comprendre la dynamique passée de la branche supérieure de l'AMOC.

Au cours de la dernière période glaciaire, l'AMOC était active (*e.g.* Weber et al., 2007; Larkin et al., 2022). Les travaux de Toucanne et al. (2021) ont permis d'obtenir une preuve physique de la vigueur de l'ESC glaciaire, nommée « *Glacial Eastern Boundary Current* » (GEBC) à partir de données sédimentaires issues de plusieurs archives localisées sur la pente continentale du nord du Golfe de Gascogne. Ces auteurs ont démontré que lors des interstades (stades) DO, le GEBC était plus rapide (lent) et ont pu explorer le lien étroit entre la dynamique de ce courant (par extension de l'AMOC

supérieure) avec la dynamique de la calotte glaciaire européenne au cours de la dernière période glaciaire.

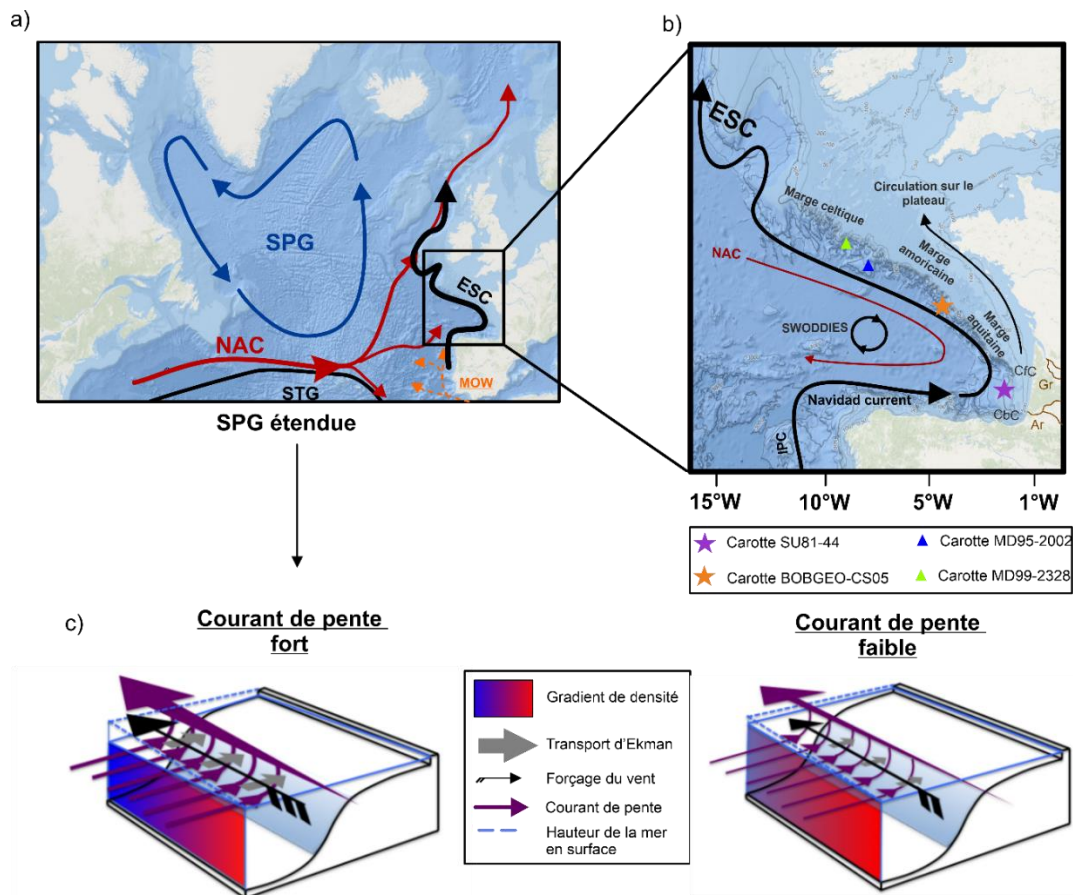


Figure I-14. Schéma conceptuel de l'influence du SPG sur le courant de pente. a) Exemple du SPG fort influençant la vigueur du courant de pente européen (ESC) avec b) la localisation des carottes étudiées (étoiles) et carottes de références (triangles). c) schéma explicatif des mécanismes forçant les courants de pentes (d'après Marsh et al., 2017). IPC : Iberian Poleward Current ; SWODDIES : Slope Water Oceanic eDDIES ; Gr : Rivière Gironde ; Ar : rivière Adour ; Cfc : Canyon Cap-Ferret ; Cbc : Canyon Capbreton.

2.4. L'inlandsis européen au LGM

Il existe un grand complexe de calottes glaciaires dans l'EIS présentant divers noms et abréviations (voir pour plus de détails Hughes et al., 2016). L'extension maximum au cours des derniers 40 000 ans se produit à des moments différents pour chacune des calottes glaciaires (e.g. Clark et al., 2012). Hughes et al. (2016) et Boswell et al. (2019) ont compilé un ensemble de données provenant d'archives sédimentaires afin de retracer de manière très complète l'évolution spatiale des calottes européennes pendant les derniers 40 000 ans (Figure I-15). Par exemple, il y aurait eu une étendue maximum de la « Scandinavian Ice Sheet » (SIS) de 5,5 M km² entre 21 et 20 ka cal BP alors que celle de la « British-Irish Ice Sheet » (BIIS) et la « Svalbard-Barent-Kara Ice Sheet » (SBKIS)

seraient atteintes avant, vers 25 et 24 ka cal BP. Puis le retrait de ces glaciers commence vers 19 ka cal BP jusqu'à 11 ka cal BP (pour la SIS). Les eaux de fonte sont drainées par des fleuves dont le principal est le Paléofleuve Manche (Gibbard et al., 1988; Toucanne et al., 2010). Cet énorme système fluvial s'étendant sur plus de 2,5 M km² à travers l'Eurasie (Patton et al., 2017) aurait transporté de larges quantités d'eaux de fonte dans le Golfe de Gascogne (*e.g.* Zaragosi et al., 2001 ; Toucanne et al., 2009, 2015). Entre 35-30 ka cal BP et 17 ka cal BP, plusieurs événements de rejets massifs d'eaux douces ont été enregistrés et semblent être simultanés au recul de la SIS au niveau de la région Baltique. Il a été récemment montré que ces décharges issues du recul des glaciers européens et rejetées par ce fleuve peuvent expliquer en partie le ralentissement significatif de l'AMOC (*e.g.* Toucanne et al., 2010, 2021; Ivanovic et al., 2018).

Cette thèse basée sur l'étude de plusieurs proxies offre de nouvelles données permettant d'observer le lien entre les variabilités de la dynamique du courant GEBC et les instabilités de l'EIS.

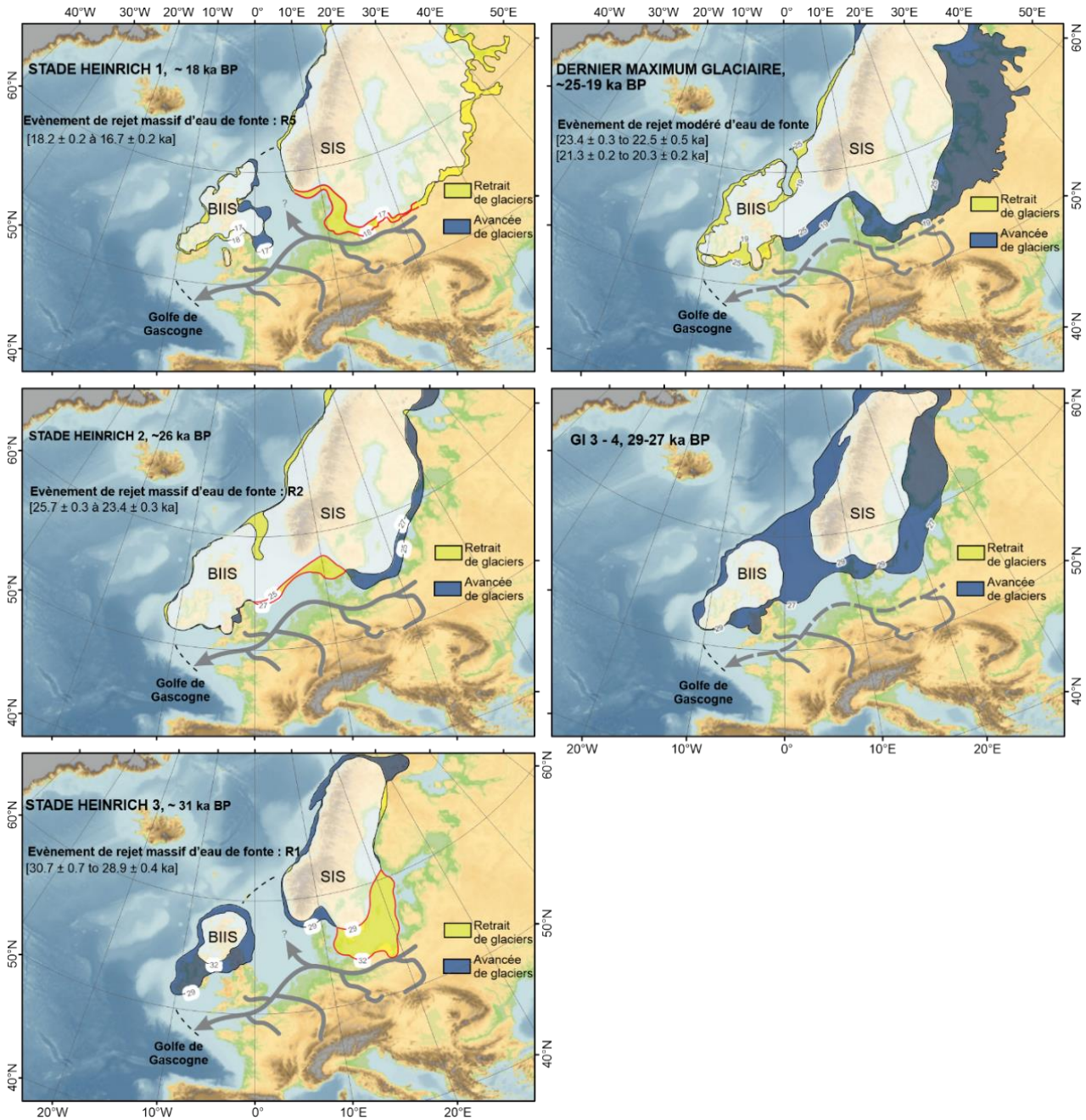


Figure I-15. Cartes de l'extension et du retrait des calottes européennes sur le nord de l'Europe au cours de grandes périodes climatiques tels que les 3 derniers Heinrich stadiers, les interstades DO (GI) 3 et 4 et le Dernier Maximum Glaciaire (d'après Boswell et al., 2019). Cette carte s'est établie selon la base de données d'extension glaciaire et de leur « DATED-1 database » de Hughes et al. (2016). SIS : Scandinavian Ice Sheet ; BIIS : British-Irish Ice Sheet.

Chapitre II

Matériels et méthodes

3.1. Les données disponibles

Dans le but de répondre aux objectifs principaux de ce travail, deux carottes sédimentaires longues prélevées à ~1 000 m de profondeur dans le Golfe de Gascogne ont été étudiées. La carotte BOBGEO-CS05 (IFREMER) a été prélevée sur la pente proche du canyon Saint-Nazaire en 2009 lors de la campagne océanographique BOBGEO (<https://doi.org/10.17600/9030060> ; Bourillet, 2009). La deuxième carotte SU81-44 (LSCE) a été prélevée quant à elle sur le plateau des Landes lors de la campagne océanographique CEPAG effectuée en 1981 (<https://doi.org/10.17600/81005011>) (Tableau II-1).

| | Carottes | BOB-CS05 | SU81-44 | Références | |
|-------------------------------|--------------------------|-----------------|---|-----------------------|------------------------|
| | | | | MD99-2328 | MD95-2002 |
| Analyses | Longueur (m) | 14,73 | 4,36 | 25 | 30 |
| | Coordonnées | 46° 18.850'N 5° | 44° 15.4'N 2° 41.7'W | 48° 4.62'N 9° 30.35'W | 47° 27.12'N 8° 32.03'W |
| | Mission | BOBGEO (2009) | CEPAG (1981) | IMAGES V (1999) | IMAGES I (1995) |
| | Carottier | CALYPSO | CALYPSO | CALYPSO | CALYPSO |
| | Profondeur (m) | 1015 | 1173 | 942 | 2174 |
| Chrono-logie | Stratigraphie isotopique | IFREMER | P. Depuydt* | | |
| | 14C | IFREMER | P. Depuydt* | | |
| Géophysique et sédimentologie | Morphobathymétrie | IFREMER | - | | |
| | Sismique | IFREMER | - | | |
| | Photos HR | IFREMER | - | | |
| | MSCL | IFREMER | - | | |
| | RX | IFREMER | IFREMER** | | |
| | Granulométrie | IFREMER | P. Depuydt* | | |
| | XRF | IFREMER | P. Depuydt* | | |
| Foram. Benthiques | Assemblages | P. Depuydt* | P. Depuydt, S. Sanchez**, F. P. Depuydt* + F. Dewilde** | | - |
| | Isotopes stables | IFREMER | | | |
| | E/Ca | - | - | | - |
| Foram. Planctoniques | Imagerie MEB | P. Depuydt* | P. Depuydt* | | - |
| | Assemblages | - | - | - | - |
| | Isotopes stables | IFREMER | - | | |
| | E/Ca | - | - | | - |
| | ?Nd | IFREMER | S. Le Houëdec** | | - |
| | Fonctions de transfert | - | - | | - |
| Dino-kystes | Assemblages | - | - | | |
| | Fonctions de transfert | - | - | | |
| | Stockage | IFREMER | LSCE | | |

Tableau II-1. Récapitulatif du travail effectué durant cette thèse et des nombreuses collaborations dont nous avons pu bénéficier dans l'analyse des deux carottes sédimentaires (BOBGEO-CS05 et SU81-44). Les données disponibles pour chacune des carottes (MD99-2328 : Mojtahid et al., 2017 ; MD95-2002 : Grousset et al., 2000 ; Toucanne et al., 2015) sont indiquées en gris. Les noms en bleu indiquent les collaborations qui ont permis d'acquérir des données avant ma thèse. Les noms en rouge correspondent aux personnes ayant participé à l'acquisition des données durant ma thèse : moi-même (*), collègues (**), stagiaires que j'ai en partie encadrés (***) La localisation de ces carottes quatre carottes sont disponibles sur la figure I-14b du précédent chapitre.

Le Tableau II-2 résume le nombre d'échantillons qui ont été préparés et analysés par mes soins en collaboration avec des laboratoires extérieurs et des stagiaires que j'ai co-encadrés (*i.e.* les mesures de datation, de granulométrie, géochimiques et les assemblages de foraminifères benthiques).

| Proxies \ Carottes | BOB-CS05 | SU81-44 |
|---------------------------------|----------|---------|
| ¹⁴ C | 12 | 13 |
| Assemblage benthiques >150 µm | 56 | 65 |
| Assemblage benthiques 63-150 µm | 16 | 15 |
| Granulométrie | 150 | 123 |
| Isotopes stables | 109 | 52 |

Tableau II-2. Nombre d'échantillons analysés dans le cadre de ma thèse. Le nombre en rouge souligne les échantillons que j'ai personnellement piqués ou analysés.

Ce chapitre ci-dessous recense de manière synthétique l'ensemble des méthodes utilisées pour répondre aux objectifs principaux de cette thèse. Une attention particulière est apportée aux foraminifères benthiques dont l'étude des assemblages permet d'apporter une réponse biotique sur les conditions environnementales des fonds marins.

3.2 Les méthodes

3.2.1. Les foraminifères benthiques

a. Généralités

Les foraminifères benthiques sont des organismes unicellulaires rhizopodes (Gooday, 2003) de la classe des « Foraminifera » qui, selon des analyses phylogénétiques et moléculaires, appartiennent au règne des « Rhizaria » (Cavalier-Smith, 2003; Sierra et al., 2013). Dans les milieux marins profonds, ils peuvent représenter plus de 50 % de la biomasse totale totale (Gooday et al., 1992). Il existerait ~880 genres de foraminifères (Sen Gupta, 1999) mais le nombre d'espèces reste incertain. Certains auteurs considèrent qu'il existerait entre 6 000 et 10 000 morpho-espèces (*e.g.* Vickerman, 1992; Jones and Brady, 1994) dont la plupart serait fossile (Buzas and Culver, 1991). D'après Murray (2007), une grande partie de ces morpho-espèces seraient également synonymes comptant aujourd'hui 3 000 – 4 000 morpho-espèces de foraminifères benthiques vivantes. Néanmoins, des analyses génétiques ont pu augmenter ce chiffre en mettant en évidence l'existence d'espèces cryptiques chez les foraminifères benthiques (*i.e.* organismes similaires morphologiquement mais génétiquement différents) et la nécessité d'une mise en place de classifications phylogénétiques (*e.g.* Pawlowski, 2000; Pawlowski et al., 2002; Schweizer et al., 2008, 2011). A l'inverse, il arrive que des espèces morphologiquement différentes soient génétiquement similaires. Dans ce cas, il s'agit plutôt de morphotypes ou de foraminifères issus de stade de vie différent (juvénile/adulte). Malgré ces difficultés d'identification, ce sont d'excellents outils pour reconstituer les

paléoenvironnements en raison du caractère résistant de leurs coquilles et des divers environnements marins dans lesquels ils peuvent vivre (*e.g.* milieux marins, estuaires, plaines abyssales, milieux intertidaux, etc. ; Murray, 2006). Les foraminifères possèdent des pseudopodes granuloréticulés correspondant à des expansions cytoplasmiques qui vont leur permettre d'accomplir l'essentiel de leur fonctions vitales (locomotion, reproduction, nutrition, etc. ; Sen Gupta, 1999). Leur coquille, appelée « test », est caractérisée par la présence de foramen (trous) et d'une ou plusieurs chambres (loges). Ayant un cycle de vie relativement court, 3 mois à 2 ans (Debenay et al., 1996), leur taille varie généralement entre 32 μm et 1 mm bien que certaines espèces tropicales atteignent plusieurs cm (*e.g.* *Cycloclypeus carpenteri* atteignant 13 cm, Koba, 1978). La taxonomie des foraminifères benthiques est essentiellement basée sur des critères morphologiques (forme, nombre de loges, pores, ornements ; Tappan and Loeblich, 1988; Sen Gupta, 1999), ainsi que sur la nature du test relativement différente d'une espèce à l'autre. En effet, leur coquille peut être organique, agglutinée (accumulation de particules terrigènes ou biogènes), carbonatée (calcite ou aragonite biominéralisée par l'organisme lui-même) voire parfois siliceuse. Ainsi, en fonction des conditions physico-chimiques des sédiments marins, ces organismes présentant un fort potentiel de fossilisation et des évolutions rapides ont pu perdurer au cours des temps géologiques, ce qui leur confèrent également un fort intérêt biostratigraphique (Murray, 2006).

La majorité des foraminifères vivent dans les milieux marins et pour comprendre l'écologie des foraminifères benthiques, il faut se baser sur les observations obtenues à des petites échelles spatiales (*i.e.* distribution dans les microhabitats) mais également à des échelles plus larges (distribution régionale) (Gooday, 2003).

Les premiers travaux sur les foraminifères benthiques d'eaux profondes dans l'Atlantique nord suggèrent que leurs modèles de distribution écologique présentent une forte empreinte de la structure des masses d'eaux profondes (*e.g.* Murray et al., 1986). Par exemple, *Cibicides wuellerstorfi* aurait été typique des eaux profondes de l'Atlantique nord (NADW) et *Epistominella umbonifera* typique des eaux de fond de l'Antarctique (AABW) (Weston and Murray, 1984). Mais, la relation directe entre les foraminifères benthiques et les masses d'eaux profondes a depuis été remise en question (*e.g.* Van der Zwaan et al., 1999; Jorissen et al., 2007). A l'inverse, la distribution des foraminifères benthiques est davantage liée aux paramètres environnementaux physico-chimiques (*e.g.* oxygène, matière organique, courants, etc.) (Jorissen et al., 1995, 2007; Gooday, 2003) eux-mêmes sujets à des variabilités temporelles et/ou spatiales en fonction de l'environnement considéré.

b. Les principaux paramètres contrôlant la distribution des foraminifères benthiques

La répartition spatiale et l'abondance de ces organismes en milieu profond dépendent essentiellement de deux paramètres physico-chimiques : la concentration en oxygène et le flux de matière organique (Jorissen et al., 1995 ; Gooday, 2003). En effet, la disponibilité en oxygène est un facteur majeur pouvant limiter la richesse spécifique, surtout quand elle atteint des valeurs inférieures à 1 ml.L^{-1} (*e.g.* Sen Gupta and Machain-Castillo, 1993; Gooday, 1994; Jorissen et al., 1995; Gooday et al., 2000). Néanmoins, certaines espèces ont développé des

stratégies d'adaptation, pouvant alors résister à de longues périodes d'anoxie (*e.g. Ophiothrix quinquemaculata*, Langlet et al., 2013; *Bulimina marginata*, *Cassidulina laevigata*, Nardelli et al., 2014), voire même d'alterner entre des métabolismes aérobie et anaérobie (*e.g.* la capacité de dénitrification des *Globobulimina* spp., Risgaard-Petersen et al., 2006; Pina-Ochoa et al., 2010). On sait depuis longtemps que la matière organique exportée depuis la zone photique vers le fond est la principale source de nourriture pour les foraminifères benthiques (*e.g.* Altenbach and Sarnthein, 1989; Hermelin and Shimmield, 1990). Plusieurs termes sont utilisés pour décrire l'état trophique du milieu : oligotrophe (faible ; $<100 \text{ g C}_{\text{org}}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{an}^{-1}$), mésotrophe (modéré ; $100\text{-}300 \text{ g C}_{\text{org}}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{an}^{-1}$) et eutrophe (élevé ; $301\text{-}500 \text{ g C}_{\text{org}}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{an}^{-1}$) (Nixon, 1995). En plus de la quantité de la matière organique arrivant au fond océanique, sa qualité et sa biodisponibilité peuvent influencer la composition et la densité des communautés benthiques (*e.g.* Altenbach and Sarnthein, 1989; Corliss and Emerson, 1990; Corliss, 1991; Fontanier et al., 2002, 2003; Hayward et al., 2002; Gooday, 2003). Des résultats d'une expérience de 2 ans ont par exemple montré que la privation de matière organique fraîche ne provoquait que de très faibles changements de la composition des espèces de foraminifères benthiques mais la proportion chez certaines espèces dans ces conditions (*e.g. Melonis barleeanum*, etc.) pouvait augmenter au détriment d'autres espèces (*e.g. Cassidulina laevigata*, etc.) (Alve, 2010). Un lien étroit existe également entre la concentration en oxygène et la disponibilité en matière organique dans le milieu. En effet, la reminéralisation de la matière organique consomme de l'oxygène donc plus le flux de cette matière organique est important, plus la consommation d'O₂ sera importante (Pedersen et al., 1988). Aussi, l'importance du flux organique dans le contrôle de la distribution de certaines espèces, en particulier à des environnements profonds (>1000 m de profondeur d'eau), est maintenant raisonnablement bien établie avec la reconnaissance d'espèces typiques de forts ou faibles apports de matière organique et d'espèces adaptées aux apports saisonniers (*e.g.* Fontanier et al., 2002, 2003; Mojtabid et al., 2010).

D'autres facteurs (température, salinité, chimie des carbonates, hydrodynamisme, granulométrie, etc) peuvent jouer un rôle important dans la distribution des espèces (Murray, 2006). Par exemple, les coquilles calcitiques ou aragonitiques vont également dépendre de la teneur en carbonate de calcium ([CaCO₃]) disponible ainsi que du niveau de pH dans le milieu. Sensibles à un pH acide, certains foraminifères verraient leur coquille se dissoudre mais certaines espèces sont capables d'augmenter le pH de l'eau de mer présente dans leur vacuole, pour sécréter leur calcite (Erez et al., 2003; Bentov et al., 2009; de Nooijer et al., 2009; Vigier et al., 2015a; Evans et al., 2018a). Ceci suggère alors une capacité pour certains de ces organismes à résister à des changements de pH. Cependant, il est probable que cette limite critique puisse changer d'une espèce à l'autre. En effet, certaines espèces de foraminifères calcaires ont été retrouvées vivantes dans des milieux naturels présentant un faible pH, comme autour du Golfe de Californie (pH 7,55 : Pettit et al., 2013), dans le Bassin d'Arcachon en France (pH 6,2 à 6,7 : Cesbron et al., 2016) ou encore dans le sud de la mer Baltique (pH 7,39 : Charrieau et al., 2018). L'abondance et la diversité dans ces sites étaient cependant inférieures à celles observées dans des sites voisins ayant un pH plus proche de 8 et leurs spécimens présentaient également des signes de dissolution (Pettit et al., 2013; Cesbron et al., 2016; Charrieau et al., 2018a). Un autre paramètre environnemental important est l'hydrodynamisme jouant sur la diversité et l'abondance des foraminifères benthiques. Par exemple, dans les

environnements à fort hydrodynamisme où les courants peuvent générer une perturbation sédimentaire, on retrouve souvent des espèces « épibenthiques » ayant la capacité de s'attacher sur des substrats (Murray, 2006). Ces environnements permettant le renouvellement d'oxygène et la remise en suspension de la matière organique peuvent ainsi affecter la diversité (*e.g.* au niveau des canyons sous-marins ; Hess and Jorissen, 2009; Duros et al., 2011, 2013).

c. Microhabitat :

Les foraminifères benthiques sont retrouvés vivants jusqu'à une dizaine de centimètres de profondeur dans le sédiment (Corliss, 1985; Gooday, 2003). Dans les années 80, des études sur la distribution verticale des foraminifères benthiques vivants (*e.g.* Rathburn and Corliss, 1994) ont catégorisé plusieurs microhabitats. On distingue alors les formes épipéliques des formes endopéliques. Les espèces épipéliques (*epifaunal* en anglais) vivent à la surface du sédiment alors que les espèces endopéliques superficielles, intermédiaires et profondes (*infaunal* en anglais) vivent dans la colonne de sédiment (Jorissen, 1999; John W. Murray, 2006). La répartition de ces individus dépend principalement du flux de matière organique exporté issue de la production primaire en surface, et de la disponibilité en oxygène dissous dans les eaux de fond et interstitielles (*e.g.* Corliss and Emerson, 1990; Corliss, 1991; Jorissen et al., 1995). Ainsi le modèle conceptuel TROX (TRophic condition et OXYgen concentration) proposé par Jorissen et al. (1995) (Figure II- 1) permet d'expliquer le pouvoir exercé par ce double contrôle sur la densité et la composition des faunes de foraminifères benthiques et surtout sur leur répartition verticale dans le sédiment.

Ce modèle, affiné par Jorissen et al. (1998), Jorissen (1999), Van der Zwaan et al. (1999), Fontanier et al. (2002) explique que la densité et la diversité des faunes dépendent de la disponibilité en matière organique et que la profondeur de vie de ces organismes dépend de la profondeur de pénétration de l'oxygène (Figure II- 1). Ainsi, dans les conditions mésotrophes, la pénétration faunistique sera maximale, puisque la pénétration en oxygène est relativement profonde (*e.g.* jusqu'à 2 cm dans le sud-est du Golfe de Gascogne ; Fontanier et al., 2002; Mouret et al., 2010) et la matière organique plus ou moins labile serait introduite par la bioturbation (*e.g.* jusqu'à 7 cm de profondeur de sédiment dans le sud-est du Golfe de Gascogne ; Fontanier et al., 2006). Dans les environnements oligotrophes (pauvres en matière organique), les espèces endopéliques peu profondes, tolérantes à ce niveau trophique, vont se développer préférentiellement près de l'interface eau-sédiment dans un environnement bien oxygéné. Au contraire, les taxons endopéliques profonds vont rencontrer des difficultés à coloniser les sédiments profonds en raison de la rareté de la matière organique introduite, liée à la consommation quasi totale de celle-ci dans les premiers mm du sédiment, et à la faible bioturbation (Goldstein and Corliss, 1994; Fontanier et al., 2002). Dans les conditions eutrophes (riches en matière organique), la profondeur de pénétration de l'oxygène est réduite, ce qui limite la colonisation aux premiers mm du sédiment (Fontanier et al., 2002). Dans le cas où les conditions deviennent hypoxiques à anoxiques, seules les espèces capables de survivre en l'absence d'oxygène par l'adaptation de leur métabolisme (*e.g.* dénitrification : Risgaard-Petersen et al., 2006) seront présentes en surface du sédiment.

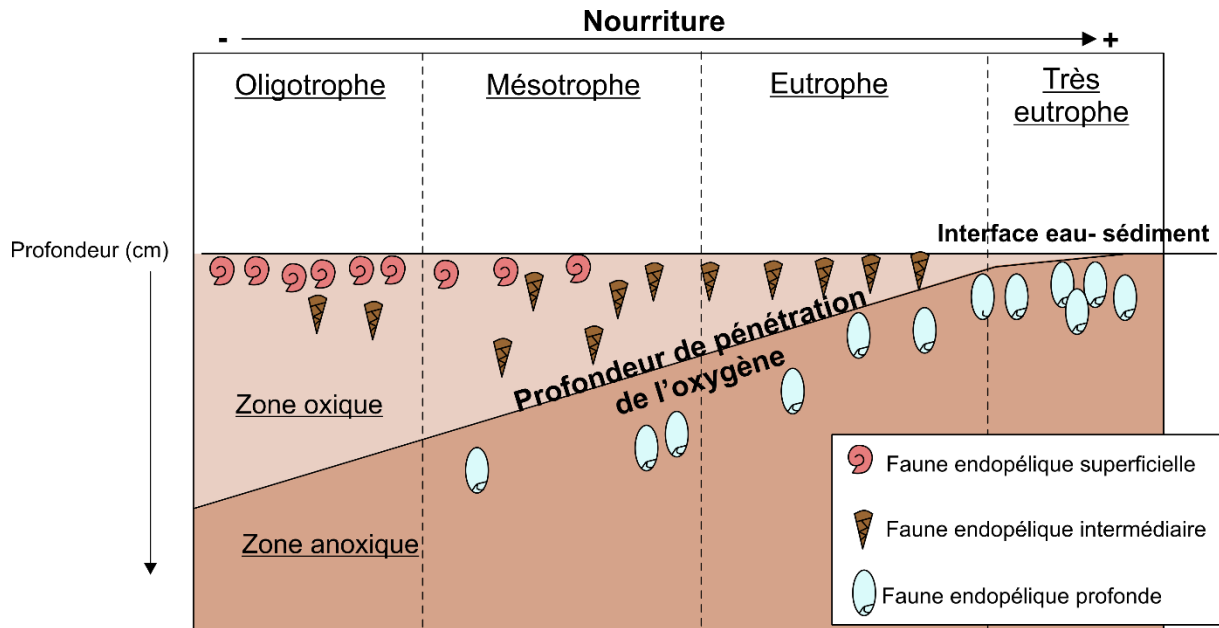


Figure II- 1. Modèle TROX des microhabitats de foraminifères benthiques en fonction de la profondeur de pénétration de l'oxygène et la disponibilité en matière organique (d'après Jorissen et al., 1995 ; De Stigter, 1996).

d. Les foraminifères benthiques dans le Golfe de Gascogne

De nombreuses études basées sur l'écologie des foraminifères benthiques vivants ont permis de mieux comprendre les environnements marins du Golfe de Gascogne, du plateau continental externe (e.g. Langezaal et al., 2006 ; Duchemin et al., 2008 ; Pascual et al., 2008 ; Mojtahid et al., 2010 ; Martínez-García et al., 2013) à la pente ou la plaine abyssale (e.g. Fontanier et al., 2002, 2003, 2006, 2008 ; Duchemin et al., 2007 ; Mojtahid et al., 2010 ; Duros et al., 2011, 2012, 2013). Hormis Duros et al. (2011, 2012) qui a étudié les environnements au niveau de canyons de la marge celtique, la majorité des études de faunes vivantes de bord de pente du Golfe de Gascogne se sont situées au niveau de la marge Aquitaine.

Cette région est fortement marquée par la variabilité saisonnière de la productivité primaire qui impacte les communautés benthiques (Fontanier et al., 2003). Fontanier et al. (2003) a d'ailleurs proposé un modèle conceptuel permettant d'expliquer la réponse retardée des faunes benthiques aux apports de matière organique liés à la productivité primaire dans le Golfe de Gascogne (Figure II- 2).

En effet, suite à ces forts apports de matières organiques labiles, de petites espèces observées dans la fraction 63-150 μm telles que *Epistominella exigua*, *Reophax guttiferus*, *Bolivina spathulata*, *Cassidulina carinata* et *Nuttallides pusillus* (nommée *Allabaminella weddelensis* dans ce manuscrit) colonisent en premières le milieu (Fontanier et al., 2003). Ces espèces laisseraient ensuite place aux grandes espèces opportunistes telles que les *Uvigerina peregrina* et *Uvigerina mediterranea* (e.g. Altenbach and Sarnthein, 1989; Schönfeld, 2006; Fontanier et al., 2003) avant la colonisation de *Globobulimina affinis* et *Melonis barleeanus* (nommée *M. affinis* dans ce manuscrit). Ces forts apports saisonniers impactent les profondeurs du Golfe de Gascogne au moins jusqu'à 1 000 m de profondeur (Fontanier et al., 2002, 2006).

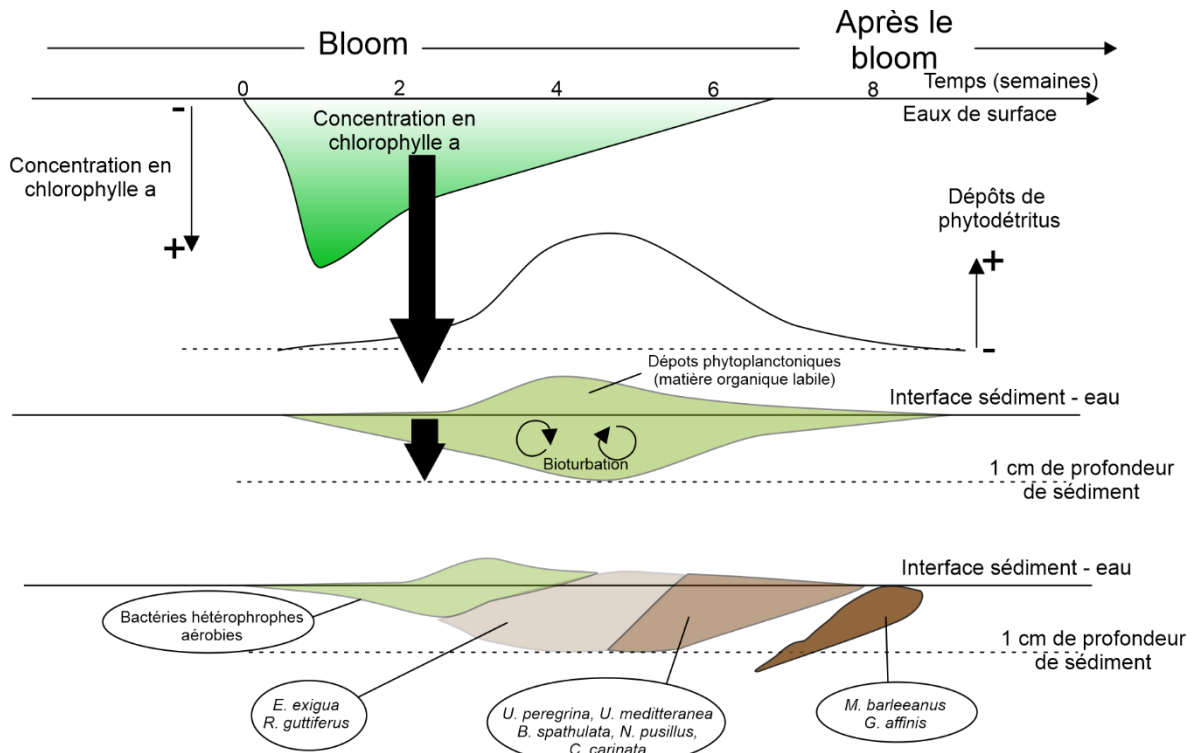


Figure II- 2. Couplage pélagique-benthique et réponse progressive de l'écosystème benthique à l'apport de phytodétritus dans le Golfe de Gascogne (d'après Fontanier et al, 2003).

Il a également été observé une diminution du gradient trophique le long d'un transect bathymétrique dans cette région, allant du plateau continental ouvert à la plaine abyssale (Mojtahid et al., 2010) (Figure II- 3). Ainsi, au niveau de stations de milieu et bas de pente (1000–2000 m), bien que les *U. mediterranea* et *U. peregrina* restent dominantes, elles seraient remplacées progressivement par *Cibicidoides kullenbergi* et *Hoeglundina elegans* (Mojtahid et al., 2010) reflétant alors un niveau de carbone organique plus faible (e.g. Corliss, 1991; Fontanier et al., 2002). En effet, dans les environnements océaniques profonds du Golfe de Gascogne, le flux de matière organique qui arrive au fond de la mer provient principalement de la production primaire de surface. Mais en raison d'une consommation partielle de cette matière organique dans la colonne d'eau, la proportion labile de cette dernière diminue avec l'augmentation de la profondeur d'eau (e.g. Berger and Wefer, 1990; Herguera, 1992). Ainsi, une mise à jour du modèle TROX proposé par Mojtahid et al. (2010) montre que, plus le milieu est à un niveau bathymétrique profond, plus la disponibilité en matière organique diminue, ce qui jouerait donc un rôle sur les microhabitats (Figure II- 4).

Chapitre II : Matériels et méthodes

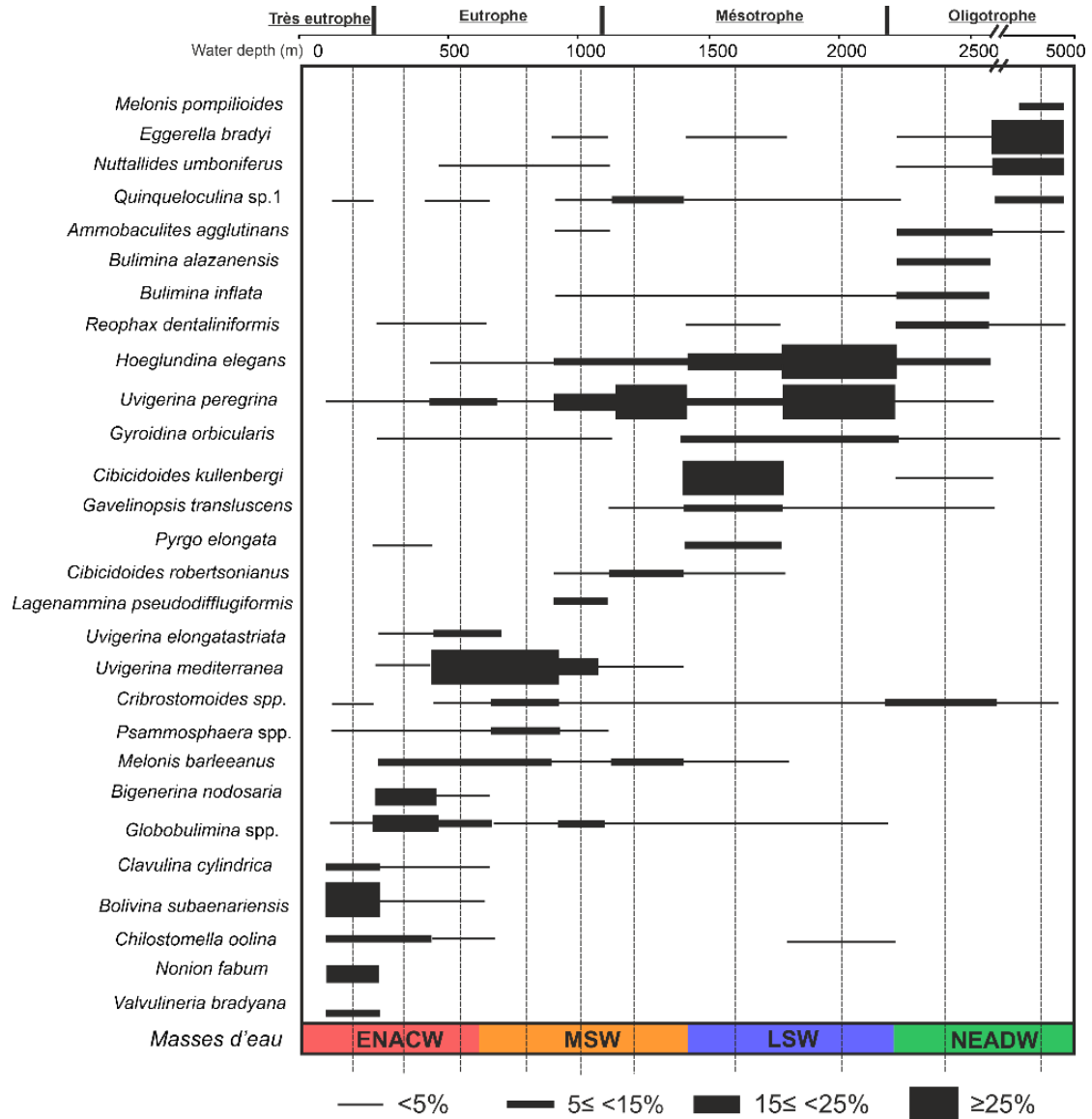


Figure II- 3. Densité relative des foraminifères vivants (avec un pourcentage supérieur à 5 %) le long du transect bathymétrique dans le Golfe de Gascogne (d'après Mojtahid et al., 2010).

Les canyons du Golfe de Gascogne s'avèrent être des zones propices au dépôt préférentiel de matière organique (e.g. Duros et al., 2011, 2013). En effet, au niveau des canyons de la marge Celtique (Duros et al., 2011) ou au niveau du canyon du Cap-Ferret (Duros et al., 2013), la densité et la composition faunistique semble être bien plus importante le long de l'axe du canyon qu'au niveau de la pente ouverte. Il est également important de savoir que dans les reconstitutions paléoenvironnementales, les informations écologiques obtenues à partir d'échantillons fossiles des pentes ouvertes peuvent être utilisées de manière plus fiable que dans les canyons, en raison des différents processus taphonomiques mis en jeu dans ces derniers (Duros et al., 2012).

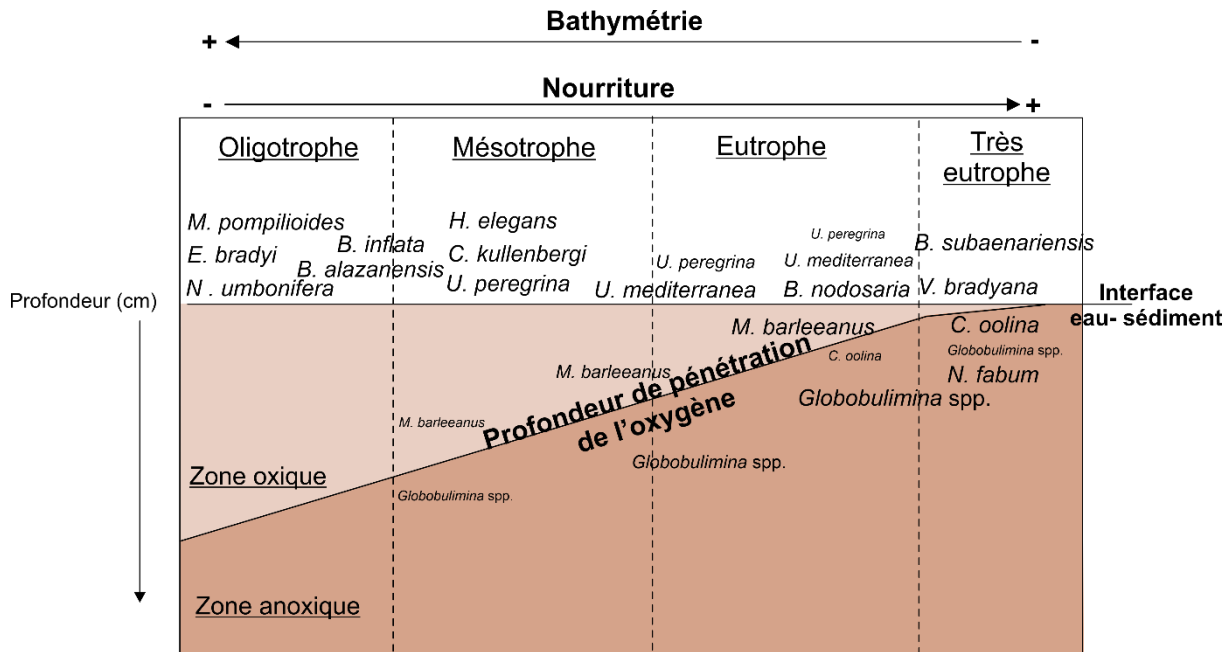


Figure II- 4. Modèle des microhabitats des foraminifères benthiques en fonction de la profondeur de pénétration de l'oxygène, de la disponibilité et de la bathymétrie dans le Golfe de Gascogne (selon Mojtahid et al., 2010).

Ainsi, à l'aide de la bonne compréhension des communautés benthiques et de nos connaissances actuelles sur leur distributions spatiales (régionales et microhabitats), l'étude des assemblages de foraminifères benthiques (*i.e.* abondance, diversité, composition ; *e.g.* Murray, 2001) est un excellent moyen pour reconstituer les environnements passés. De plus, nos enregistrements fossiles localisés au niveau du haut de pente dans le Golfe de Gascogne présentent également de nombreuses espèces retrouvées aujourd'hui dans la région.

e. Traitement des échantillons de foraminifères de la thèse

Les assemblages de foraminifères benthiques ont été étudiés majoritairement sur la fraction >150 µm pour les deux carottes sédimentaires. Des échantillons d'1 cm d'épaisseur pour la carotte SU81-44 et de 2 cm d'épaisseur pour la carotte BOBGEO-CS05 ont été lavés sur tamis de 150, 125 et 63 µm puis séchés. La fraction 63-150 µm a été également analysée (piquée ou comptée) afin de ne pas omettre les espèces naturellement petites. Lorsque cela était nécessaire (pour les échantillons contenant une densité importante de foraminifères), les échantillons ont été séparés en portions égales à l'aide d'un microsplitter, de façon à obtenir au minimum ~150-300 individus dans le split. Dans le split, tous les individus ont été piqués et placés dans des cellules de Chapman puis identifiés. Selon Fatela and Taborda (2002), un comptage de 100 individus peut garantir une probabilité de 99 % d'inclure toutes les espèces majeures. Les données de comptages brutes ont ensuite été converties en abondances totales puis en abondances relatives.

Parmi les indices de diversité permettant de quantifier la biodiversité d'un milieu (Hayek and Buzas, 2013), nous avons calculé l'indice de Shannon (H') et l'indice d'équitabilité de Pielou (J) pour chaque échantillon étudié à partir de nos données de comptage avec le logiciel PAST

(PAleontological STatistics ; Version 2.14 ; Hammer et al., 2001). L'indice de Shannon (H' ; Shannon, 1948) permet de caractériser la structure de l'assemblage et de déterminer la distribution des individus au sein même de cet assemblage. Il se calcule selon la formule suivante :

$$H' = - \sum_{i=1}^S p_i \ln p_i$$

Avec i une espèce du milieu d'étude, p_i la proportion de l'espèce i par rapport au nombre total d'espèces (S) dans le milieu d'étude (*i.e.* richesse spécifique du milieu), qui se calcule de la façon suivante :

$$p_i = \frac{n_i}{N}$$

Où n_i est le nombre d'individus pour l'espèce i et N est le nombre total (*i.e.* la somme d'individus de toutes les espèces). Ainsi cet indice varie entre 0 et $\ln S$ où l'assemblage qui tend vers 0 présente une diversité faible.

L'indice d'équitabilité (J ; Pielou, 1966) indique la façon dont chaque espèce s'équilibre dans le même assemblage (*i.e.* la distribution). Il varie entre 0 et 1 où 0 correspond à la dominance d'une espèce dans l'assemblage et 1 correspond à des abondances similaires pour toutes les espèces de l'assemblage. Il se calcule suivant la formule :

$$J = \frac{H'}{\ln S}$$

3.2.2. Stratigraphie et datations radiocarbone

La stratigraphie des carottes sédimentaires BOBGEO-CS05 et SU81-44 s'est essentiellement basée sur la synchronisation des rapports Ca/Ti avec la carotte MD95-2002, considérée comme une référence stratigraphique pour le Golfe de Gascogne (MD95-2002 ; Grousset et al., 2000; Toucanne et al., 2015). L'analyse des éléments chimiques des carottes BOBGEO-CS05 et SU81-44 a été réalisée par fluorescence à rayon X (XRF), à l'aide d'une technique non invasive permettant de mesurer les éléments majeurs (Si, Ca, Al...) et mineurs (Ti, Zr, Sr...) directement sur la carotte. Ce type d'analyse a été réalisé grâce à un Avaatech XRF *core scanner* à l'IFREMER (Plouzané). Les mesures ont pu être réalisées à une résolution centimétrique. Les données XRF ont été mesurées lors de deux passages successifs de 10 s par mesure, à 10 et 30 kV de tension, 600 et 1 000 mA d'intensité et les résultats correspondent à des données semi-quantitatives matérialisées par un nombre de coups par seconde (cps). Il est communément admis que les éléments titane (Ti) sont liés à des composants terrigènes-silicoclastiques (argiles, minéraux lourds), tandis que les éléments calcium (Ca) reflèteraient principalement la teneur en carbonate biogénique marin (calcite et aragonite) dans le sédiment (Richter et al., 2006). La synchronisation du rapport Ca/Ti est une méthode utilisée dans de précédentes études du Golfe de Gascogne (*e.g.* Toucanne et al., 2015, 2021 ; Mojtahid et al., 2017).

En parallèle de l'approche stratigraphique basée sur les données XRF, des points de contrôles ont été obtenus à partir des pourcentages du taxon planctonique *Neogloboquadrina pachyderma*. Cette espèce domine aujourd'hui les milieux polaires en Atlantique nord et sa présence indique des entrées d'eaux polaires et/ou des eaux froides dans le Golfe de Gascogne (Auffret et al., 1996 ; Eynaud et al., 2009-G3). Les stratigraphies des carottes BOBGEO-CS05 et SU81-44 ont également été validées par des âges radiocarbone (^{14}C) mesurés sur des espèces planctoniques de type *Globigerina bulloides* ou *Neogloboquadrina pachyderma*. Sachant que le ^{14}C se désintègre à une vitesse connue et que les autres isotopes du carbone sont stables, la mesure du ^{14}C est un outil chronologique essentiel, fournissant un moyen rigoureux de datation 'absolue' pour des échantillons carbonés jusqu'à environ 50 ka BP (Ascough et al., 2009). Les datations radiocarbone présentées dans cette thèse ont été mesurées par le Laboratoire Radiocarbone de Poznań (Pologne) et par la plate-forme française ARTEMIS (CNRS-CEA Saclay, France). La difficulté dans les sédiments marins est qu'il est également nécessaire d'appliquer une correction due à l'effet réservoir de l'océan, qui dépend de la localité de l'étude ainsi que de la période étudiée. L'effet réservoir est un décalage de l'activité du ^{14}C marin par rapport à celle de l'atmosphère, et est lié au temps de transfert de CO_2 gazeux dans l'océan et à la circulation océanique des masses d'eaux (Mangerud, 1972 ; Kovanen and Easterbrook, 2002). Cet effet réservoir doit ainsi être corrigé pour permettre la comparaison entre les mesures de ^{14}C marin et les matériaux dérivés d'autres réservoirs mondiaux de carbone. L'âge réservoir dans l'Atlantique Nord-Est au cours des derniers milliers d'années a varié de ~400 ans (valeur moderne) à près de 1 500-2 000 ans lors de la dernière déglaciation (Waelbroeck et al., 2001).

Dans le cadre de ce travail, les âges radiocarbone (^{14}C AMS) ont ensuite été calibrés (*i.e.* convertis en âges calendaires : cal BP) à titre informatif (car non utilisés directement pour produire un modèle d'âge, mais pour valider les stratigraphies XRF) en utilisant les valeurs d'âge réservoir publiés par Toucanne et al. (2015) et la courbe de calibration IntCal20 (Reimer et al., 2020) via le logiciel CALIB 8.10 (Stuiver and Reimer, 1993).

3.2.3. Analyses granulométriques

Des analyses granulométriques par diffraction laser ont été réalisées à l'aide d'un granulomètre Malvern™ Mastersizer 3000 (IFREMER, Plouzané). Une fois les sédiments décarbonatés à l'acide acétique (1N) pour enlever la fraction carbonatée puis rincé deux fois à 30 mL d'eau milliQ dans des tubes passés à la centrifugeuse, les mesures nous ont permis d'obtenir les pourcentages volumiques permettant, *in fine*, de calculer des paramètres granulométriques clés tels que le D50 (correspondant à la taille de particule pour laquelle 50 % des grains ont un diamètre plus petit) ou des proxies d'intensité de paléocourant. A cette fin nous avons utilisé des proxies tels que le \overline{SS} proposé par McCave et al. (1995, 2017), le rapport silt/argile proposé par Hall et McCave (2000) ou encore l'UP10 suggéré par Frigola et al. (2007, 2008). Dans les milieux marins profonds, un tri granulométrique des particules sédimentaires se produit lors du dépôt après des événements de remise en suspension des tempêtes benthiques (McCave et al., 2017). La gamme de taille de silt classé non cohésif (\overline{SS} ou *sortable silt*, 10-63 μm) est donc contrôlé par un dépôt sélectif (McCave et al., 1995) mais dans le cas où la

fraction de silt est très faible et que les dépôts sont argileux, la méthode de Frigola et al. (2007) consistant à tenir compte du pourcentage de grain >10 µm peut être utilisée.

3.2.4. Analyses géochimiques

Dans le but d'explorer les caractéristiques physico-chimiques des masses d'eaux à partir de nos archives sédimentaires, différents isotopes ont été mesurés à partir des tests de foraminifères benthiques ou planctoniques.

a. Isotopes stables de l'oxygène et du carbone

Il existe trois isotopes stables de l'oxygène dans le milieu naturel : ^{16}O (99,76 %), ^{17}O (0,04 %) et ^{18}O (0,20 %), et deux isotopes stables du carbone : ^{12}C (98,89%) et ^{13}C (1,11 %). Le principe a été de mesurer le rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ et $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ dans les carbonates à partir d'un spectromètre de masse. Etant donné que l'abondance absolue de certains isotopes (*i.e.* ^{18}O et ^{13}C) est extrêmement faible naturellement, on ne peut pas obtenir avec précision leur signal de manière directe. Ainsi, ce rapport mesuré est comparé avec un standard dont on connaît la composition isotopique exacte afin d'obtenir des valeurs de fractionnement isotopique $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ (‰) suivant la formule :

$$\delta^{18}\text{O} = \frac{^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_{\text{sample}} - ^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_{\text{standard}}}{^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_{\text{standard}}} \times 1000$$

$$\delta^{13}\text{C} = \frac{^{13}\text{C}/^{12}\text{C}_{\text{sample}} - ^{13}\text{C}/^{12}\text{C}_{\text{standard}}}{^{13}\text{C}/^{12}\text{C}_{\text{standard}}} \times 1000$$

Le standard utilisé pour les carbonates est le VPDB (*i.e.* le « Vienna Pee Dee Belemnite » issu de l'agence d'Energie atomique international de Vienne). Une valeur positive du δ va alors indiquer un enrichissement en isotope lourd par rapport au standard alors qu'une valeur négative indiquera un appauvrissement.

La composition isotopique de l'oxygène dans les coquilles de foraminifères est largement influencée par la température, la salinité et les changements de volume de glace, ces deux derniers paramètres affectant le $\delta^{18}\text{O}$ des eaux dans lesquels ces organismes calcifient (Figure II- 5) (Epstein et al., 1953 ; Emiliani, 1955 ; Shackleton, 1967). En effet, au niveau local, le bilan entre évaporation et précipitation peut donner lieu à une modification de la salinité des eaux et un changement de leur composition en $\delta^{18}\text{O}$. Une augmentation de la salinité résulte en une augmentation de la teneur en ^{18}O , et inversement. D'autre part, les glaciers formés au niveau des pôles ont une composition isotopique très appauvrie en $\delta^{18}\text{O}$. Donc, lorsque d'importants volumes de glace (appauvrie en ^{18}O) sont stockés temporairement sur les continents (*e.g.* lors des périodes glaciaires), le $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau de mer augmente en proportion directe avec ce volume de ces glaciers continentaux et polaires (Ravelo and Hillaire-Marcel, 2007). Au contraire, lors de la fonte de ces glaciers, la composition de l'eau de mer environnante voit sa signature isotopique s'enrichir en ^{16}O . Les foraminifères calcifiant en équilibre avec l'eau de mer, leur $\delta^{18}\text{O}$ dépend donc également des variations de ces paramètres (Figure II- 5). De plus, en raison

des processus thermodynamiques, le $\delta^{18}\text{O}$ de la calcite varie en fonction de la température de calcification avec des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ qui diminuent lorsque la température de l'eau de mer augmente (Ravelo and Hillaire-Marcel, 2007). Ainsi, là où la température décroît ou la salinité augmente, le $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques augmente, et inversement. Donc en raison de la difficulté de déconvoluer les deux signaux (*i.e.* salinité et température), ce proxy peut être complété par d'autres proxies de paléotempérature tels que le rapport Mg/Ca des tests de foraminifères (*e.g.* Anand et al., 2003 ; Steinke et al., 2006 ; Linsley et al., 2010) ou les alcénones (*e.g.* Brassell et al., 1986 ; Calvo et al., 2002 ; Rontani et al., 2013). De plus, bien que la relation entre la température et le $\delta^{18}\text{O}$ enregistré par les foraminifères puisse être à l'équilibre thermodynamique pour différentes espèces (Urey, 1947), les processus biologiques qui contrôlent la précipitation de la calcite biogénique peuvent induire un fractionnement isotopique supplémentaire. Ce phénomène nommé « l'effet vital » est spécifique à chaque espèce de foraminifère et doit être pris en compte pour chaque mesure de $\delta^{18}\text{O}$ (Rohling and Cooke, 2003; Hoefs, 2004).

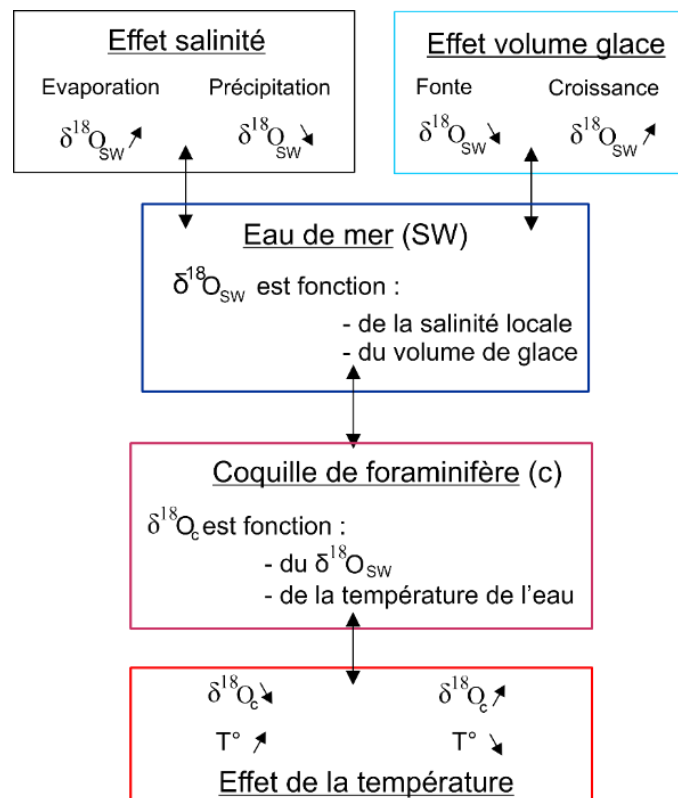


Figure II- 5. Facteurs environnementaux qui peuvent influencer le $\delta^{18}\text{O}$ de la coquille des foraminifères (effet de la salinité, du volume de glace et de la température). Il ne décrit néanmoins pas l'effet vital qui est spécifique à chaque espèce (modifié d'après Ravelo et Hillaire Marcel, 2007).

La composition isotopique du carbone dans la coquille des foraminifères est quant à elle, influencée par la signature du carbone inorganique dissous (DIC) contenu dans les eaux interstitielles environnantes (McCorkle et al., 1990, 1997). Le $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ de l'eau de fond est directement lié aux apports de matière organique. Le phytoplancton localisé en surface, est enrichi en carbone isotopique léger (^{12}C) alors que comparativement, l'eau est enrichie en

carbone isotopique lourd (^{13}C). Quand ces organismes meurent, la matière organique atteint le fond marin puis se reminéralise et libère du ^{12}C , réduisant alors le $\delta^{13}\text{C}$ du DIC. Ainsi, là où la productivité primaire augmente, la décomposition en matière organique dans le sédiment va augmenter, et les tests de foraminifères benthiques vont de plus en plus s'appauvrir en ^{13}C . Le $\delta^{13}\text{C}$ des foraminifères benthiques est aussi largement utilisé comme proxy de ventilation profonde des masses d'eaux puisqu'elles ont un $\delta^{13}\text{C}$ d'autant plus faible que leur temps de résidence en profondeur est long (e.g. Bickert and Wefer, 1996 ; Vidal et al., 1999).

b. Isotopes radiogéniques

Le néodyme est une terre rare présentant plusieurs isotopes dont le ^{143}Nd qui est un isotope radiogénique provenant de la désintégration de type alpha de l'isotope samarium ^{147}Sm radioactif. La quantité ^{143}Nd est normalisée à l'isotope ^{144}Nd ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) et s'avère plus faible dans les roches de la croûte continentale que dans les roches basaltiques issues du manteau proche des dorsales. En raison de la désintégration du ^{147}Sm en néodyme, le rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de la croûte continentale et des roches basaltiques continue d'augmenter avec le temps mais la gamme des rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ restent très petite. Donc, pour mieux visualiser les variations de la composition isotopique du néodyme, le proxy ϵNd est déterminé. Ceci correspond à une normalisation des rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ analysés avec le « *CHondritic Uniform Reservoir* » (CHUR) (DePaolo and Wasserburg, 1979) selon la formule :

$$\left[\left(\frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{échantillon}}}{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}} \right) - 1 \right] \times 10^4$$

Où le rapport isotopique $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{échantillon}}$ est celui de notre échantillon mesuré et le rapport isotopique $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}$ est à l'actuel de 0,512630 (Bouvier et al., 2008).

Au niveau de l'Atlantique Nord, les formations géologiques avec les valeurs d' ϵNd les plus négatives (-25 à -47) sont retrouvées au nord de l'Ecosse, sur les côtes groenlandaises et en Amérique du Nord bordant la Mer du Labrador (Mearns, 1988 ; Winter et al., 1997). Les apports du Nd par les fleuves, sous forme dissoute et particulaire, représentent une source majeure pour les océans (Goldstein and Jacobsen, 1987 ; Elderfield et al., 1990 ; Arsouze et al., 2009 ; Rempfer et al., 2011, 2012). Néanmoins, d'autres sources tels que les apports éoliens (Goldstein et al., 1984 ; Greaves et al., 1999) et les interactions entre l'eau de mer et les sédiments de la marge continentale (*Boundary Exchange* ; Lacan and Jeandel, 2005) peuvent également être des sources de Nd importantes dans l'océan. Le temps de résidence du Nd dans l'océan (300-1000 ans ; Arsouze et al., 2009) est inférieur au temps de brassage global de ce dernier (1500 ans ; Broecker, 1982). Ainsi, en l'absence d'apports importants de sédiments terrigènes, la composition du Nd d'une masse d'eau ne changera que si cette dernière est mélangée avec une autre masse d'eau de composition isotopique différente. Les valeurs ϵNd des eaux profondes dans les différents bassins océaniques (Lacan et al., 2012) concordent parfaitement avec les valeurs mesurées dans les croûtes océaniques (e.g. Bertram and Elderfield, 1993) et

varient au sein même de la colonne d'eau permettant d'identifier différentes masses d'eau en fonction de leur composition isotopique en Nd (*e.g.* Jeandel, 1993).

Une étude récente de Dubois-Dauphin et al. (2017) a travaillé pour la première fois sur la signature ϵNd de l'eau de mer à différentes profondeurs tout le long de la marge ouest-européenne. Ils ont notamment permis de mettre en avant le fait que la signature ϵNd de la MSW (*Mediterranean Sea Water*) évoluait de $-9,9 \pm 0,3$ dans le Golfe de Cadix (Piegras and Wasserburg, 1983) à $-11,2 \pm 0,3$ dans le Golfe de Gascogne (Rickli et al., 2009; Copard et al., 2011). Cette différence nord-sud s'expliquerait donc par le mélange potentiel de cette masse d'eau avec des eaux atlantiques telle que la LSW sous-jacente ou les eaux atlantiques centrales (ENACW). Cette hypothèse est en totale cohérence avec la diminution progressive de la MSW le long de la marge européenne (Van Aken, 2000a, Van Aken, 2000b). Mais la remontée de la MSW jusqu'à $\sim 50^\circ\text{N}$ ne semble tout de même pas évidente puisque sur la base de la signature ϵNd , les valeurs dans le Rockall Trough à environ 1 500 m de profondeur sont autour de $-13,7 \pm 0,5$ (Dubois-Dauphin et al., 2017). Cette valeur suggère que la masse d'eau présente à 50°N serait la masse d'eau « Subpolar Mode Waters » (SPMW) définie initialement par McCartney and Talley (1982). Auparavant, d'autres auteurs avaient proposé que la MSW aurait pu atteindre le site de Rockall Trough lors d'une faible extension vers l'est du SPG (Lozier and Stewart, 2008), probablement lors d'une phase de NAO négative (*e.g.* Montero-Serrano et al., 2011; Morley et al., 2014) bien que les résultats ϵNd ne semblent pas suivre cette hypothèse (Dubois-Dauphin et al., 2017).

Dans le sud du Golfe de Cadix, la signature ϵNd de l'AAIW qui se propage vers le nord et se mélange avec la MSW (Louarn and Morin, 2011) n'est pas significativement marquée dans l'eau de mer (Dubois-Dauphin et al., 2017). Ceci est probablement dû au fait que la signature ϵNd de la MSW et cette masse d'eau antarctique sont très proches avec des valeurs respectives de $-10,6 \pm 0,2$ et $-10,9 \pm 0,2$ (Dubois-Dauphin et al., 2017). Au vu de la complexité du signal Nd dans la région, l'interprétation des données ϵNd dans nos enregistrements sédimentaires doit être faite avec précaution, d'où l'intérêt d'associer différents proxies sédimentaires, géochimiques et biotiques.

C'est à partir de l'analyse des coquilles de foraminifères planctoniques mesurés au Pôle Spectrométrie Océan (IUEM, Brest) par le multi-collecteur Thermo Scientific Neptune ICP-MS, que nous avons pu obtenir la signature néodyme de la carotte SU81-44. Ceci a permis alors de retracer la signature des masses d'eaux des profondeurs intermédiaires dans le Golfe de Gascogne au cours des derniers 36 ka cal BP. Pour réduire l'influence isotopique du Nd des minéraux détritiques et authigènes (*e.g.* les oxydes) pouvant s'intégrer sur/dans les coquilles de foraminifères, un nettoyage préalable, selon la méthode de Tachikawa et al. (2014), a été appliqué sur les foraminifères avant la dissolution totale du test. Le néodyme contenu dans les coquilles de foraminifères est extrait suivant la méthode décrite par Bayon et al. (2012) qui l'a adapté de Pin and Zalduegui, (1997). Les mesures isotopiques ont ensuite été faites en utilisant un cadre standard avec un standard interne (SPEX-Nd) analysé entre deux échantillons. Les rapports isotopiques du Nd ont été corrigés en normalisant avec $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$ et avec $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512115$ pour le standard certifié JNdi-1 (Tanaka et al., 2000).

c. Elements/Calcium

Les coquilles de foraminifères en CaCO₃ contiennent différents éléments traces, tel que le magnésium (Mg), le manganèse (Mn), le strontium (Sr) etc... Ces éléments peuvent remplacer l'élément calcium (Ca) et être intégrés dans le réseau cristallin lors de la calcification. Ainsi, le rapport de ces éléments par rapport au calcium va dépendre des conditions physico-chimiques de l'environnement (*e.g.* Anand et al., 2003). C'est pourquoi l'étude de la composition élémentaire des coquilles de foraminifères est devenu un outil très important pour estimer les conditions océaniques passées (*e.g.* Rickaby and Elderfield, 1999; Russell et al., 2004; Hall and Chan, 2004; Hall et al., 2005).

La carotte MD99-2328 localisée à 1 000 m de profondeur dans le Golfe de Gascogne, a montré une augmentation du Mg/Ca (*i.e.* ~2,5 mmol.mol⁻¹ vs. ~1 mmol.mol⁻¹) et une diminution du Sr/Ca (*i.e.* ~1,06 mmol.mol⁻¹ vs. ~1,15 mmol.mol⁻¹) dans la coquille de *Cassidulina carinata* pendant l'événement d'Heinrich 1 par rapport au glaciaire (Mojtahid et al., 2017). Le lien entre le rapport Mg/Ca et la température a été démontré depuis plusieurs années et dans de nombreuses études *in situ* (*e.g.* Nürnberg et al., 1996 ; Martin and Lea, 2002 ; Anand et al., 2003 ; Steinke et al., 2006 ; Linsley et al., 2010) et calibré grâce à des expériences *ex situ* en conditions contrôlées (*e.g.* Lea et al., 1999 ; Toyofuku et al., 2011 ; Wit et al., 2012). Cette augmentation du Mg/Ca montrerait un réchauffement des masses d'eaux intermédiaires dans notre zone d'étude pendant l'événement d'Heinrich 1 en accord avec le modèle proposé par Toucanne et al. (2021). Pour le rapport Sr/Ca des coquilles de foraminifères benthiques, des premières études ont montré une réponse de ce proxy à la température de l'eau (*e.g.* Rathburn and De Deckker, 1997 ; Reichart et al., 2003 ; Mortyn et al., 2005 ; Rosenthal et al., 2006) mais des études récentes ont suggéré que le Sr/Ca serait surtout influencé par la chimie des carbonates (*i.e.* [CO₂], [HCO₃⁻], [CO₃²⁻]). Les variations Sr/Ca des foraminifères benthiques pourraient retracer des changements passés dans la signature en carbonates des eaux profondes, et donc leur source, pendant le dernier cycle climatique (Yu et al., 2014). Ainsi, Mojtahid et al. (2017) ont émis l'hypothèse que ce changement enregistré dans la carotte MD99-2328, reflète une source différente des masses d'eaux (venant potentiellement du sud). Mais il n'existe pas de calibrations du Sr/Ca en culture sur les foraminifères benthiques profonds pour certifier ce résultat. Donc la calibration à partir d'espèces présentes dans le Golfe de Gascogne pourrait être un excellent moyen de compléter cette information et celles obtenues par les signatures Nd.

Travailler sur l'impact de la chimie des carbonates n'est pas simple puisque tous les paramètres (*i.e.* pH, Alcalinité, DIC, [CO₃²⁻], [HCO₃⁻]) sont intimement liés leur effet individuel est donc difficile à déconvoluer (Figure II- 6a).

En effet, les espèces carbonatées sont en équilibre dans l'eau suivant les équations (Zeebe and Wolf-Gladrow, 2001) :

1. CO₂ (g) ↔ CO₂ (aq)
2. CO₂ (aq) + H₂O(l) ↔ H₂CO₃ (aq)
3. H₂CO₃ (aq) ↔ HCO₃⁻ (aq) + H⁺
4. HCO₃⁻ (aq) + H⁺ ↔ CO₃²⁻ (aq) + H⁺

Le système des carbonates marins se caractérise par différents paramètres : Carbone Inorganique Dissous (DIC), Alcalinité totale (TA), $p\text{CO}_2$ et pH, $[\text{CO}_3^{2-}]$, $[\text{HCO}_3^-]$, omega. Le DIC correspond à la somme des concentrations de CO_2 , HCO_3^- et CO_3^{2-} présents dans l'eau sous forme dissoute selon l'équation $\text{DIC} = [\text{CO}_2] + [\text{HCO}_3^-] + [\text{CO}_3^{2-}]$. La concentration de toutes ces espèces chimiques est gouvernée par le pH (Figure II- 6b). L'alcalinité totale est définie par la concentration de toutes les bases qui peuvent accepter des ions H^+ quand une titration est faite avec de l'acide chlorhydrique jusqu'au point final d'acide carbonique (H_2CO_3).

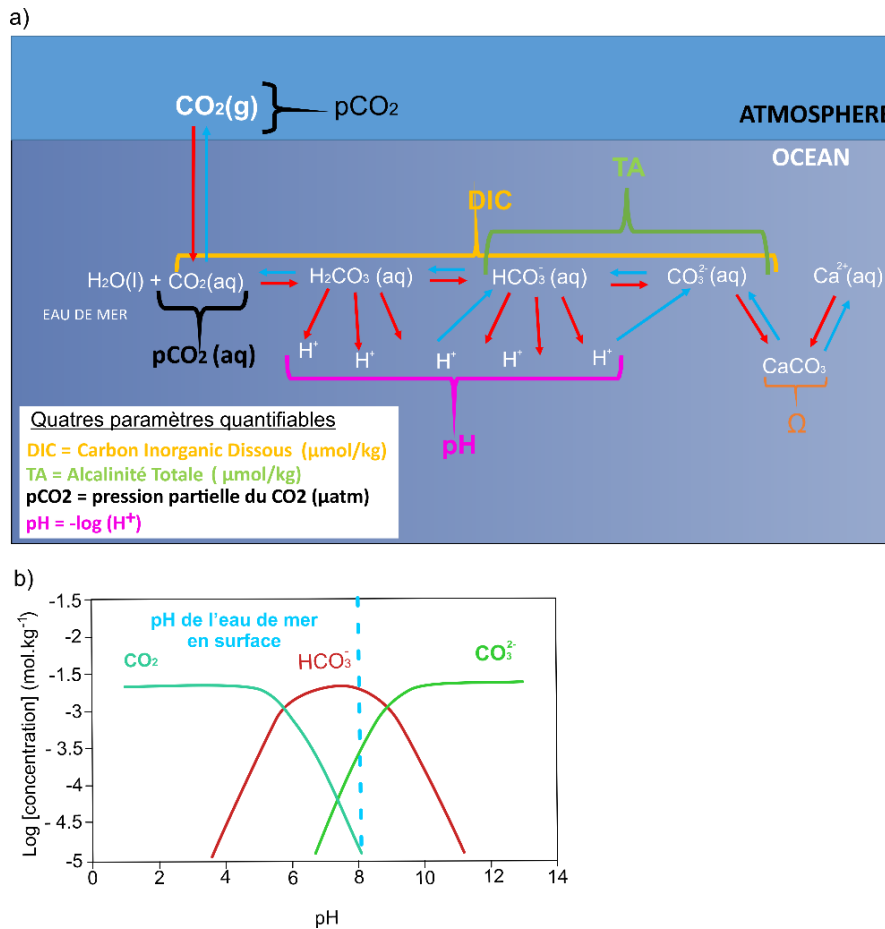


Figure II- 6. a) Schéma simplifié des variables du système des carbonates et leurs interactions (modifié d'après Stips et al., 2016). b) Graphique de Bjerrum créé selon les équations de Zeebe et Wolf-Gladrow (2001).

Lorsque le CO_2 atmosphérique s'intègre dans l'eau de mer sous forme dissoute, il va réagir avec l' H_2O pour former de l'acide carbonique (H_2CO_3). Ce dernier peut perdre des protons pour former des ions carbonates (CO_3^{2-}) et des bicarbonates (HCO_3^-). Les protons libérés dans l'eau vont donc dans ce cas, jouer sur le pH (en le diminuant). Néanmoins, le système des carbonates reste bien plus complexe que cela puisqu'il dépend également de nombreux autres processus, liés au vivant (*e.g.* respiration, photosynthèse, précipitation des carbonates, dissolution).

Les seuls « setups » en laboratoire qui permettent de déconvoluer au mieux les paramètres du système des carbonates influençant la calcification des foraminifères benthiques sont ceux

de Keul et al. (2017) et Van Dijk et al. (2017a). Ces expériences, basées sur des espèces de foraminifères benthiques intertidales ou tropicales, ont fait varier un seul paramètre tel que le pH ou DIC tout en maintenant les autres paramètres constants. C'est d'ailleurs en s'inspirant de leur setup que s'est mise en place notre expérimentation de culture de foraminifères benthiques profonds dans des conditions bien contrôlées. Afin d'étudier l'incorporation de Sr dans les coquilles de *C. carinata*, *B. marginata* et d'une espèce intertidale contrôle *Ammonia* T6, nous avons ainsi établi deux setups sous quatre conditions de $p\text{CO}_2$ différentes (180, 410, 1 000 et 1 500 ppm), avec l'un qui est à pH constant et l'autre à DIC constant dans des simulateurs écologiques (Ecolab ; CEREEP-Ecotron Ile de France (Figure II- 7). Ces nouveaux simulateurs permettent de contrôler plusieurs paramètres environnementaux (*i.e.* humidité, température, concentration atmosphérique en CO_2 ($p\text{CO}_2$)). Grâce à leur grand volume, nous avons pu travailler dans des aquariums de 13L en équilibre avec l'atmosphère dans quatre chambres contrôlées et ainsi maximiser le nombre de foraminifères incubés (Figure II- 7). Cette approche est un plus par rapport aux microcosmes (boîte de pétri) utilisés dans les expériences de Keul et al. (2017) et Van Dijk et al. (2017a) où le nombre d'individus était restreint.

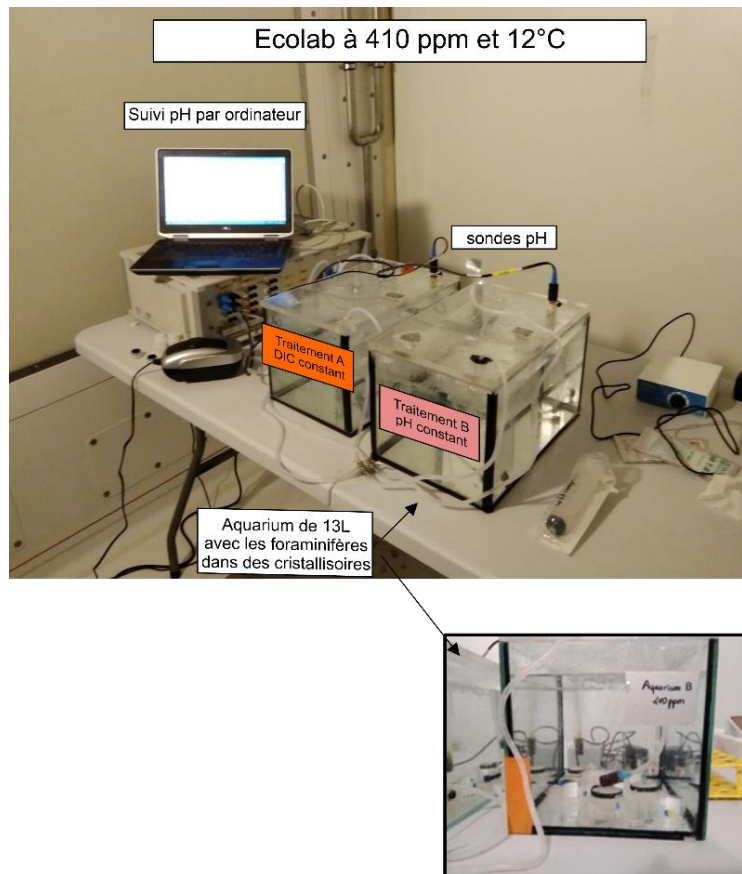


Figure II- 7. Exemple d'un des quatre setups expérimentaux réalisés à CEREEP-Ecotron, en conditions contrôlées pour la mise en culture des foraminifères benthiques. Quatre chambres climatiques avec des $p\text{CO}_2$ différentes (180, 410, 1000 et 1500 ppm) comprenant chacune 2 aquariums présentant des traitements d'eau différentes : le traitement A permet la stabilité du carbone inorganique dissous (DIC) tout le long de l'expérimentation alors que le traitement B permet le maintien d'un pH constant.

Pour suivre le système des carbonates, il est possible de mesurer uniquement 2 paramètres et recalculer les autres grâce au programme CO₂ sys (Lewis et al., 1998) avec les constantes d'équilibre de Mehrbach et al. (1973) (modifié par Dickson and Millero, 1987). Nous avons utilisé le DIC et le pH (total scale) comme données entrantes pour ce programme.

Afin d'éviter de dissoudre les foraminifères dans les conditions avec des fortes valeurs de $p\text{CO}_2$ (e.g. 1 000 et 1 500 ppm), le DIC et l'alcalinité de l'eau de mer ont été légèrement augmentées en ajoutant du Na₂CO₃ dans l'eau initialement utilisée pour les expériences (120 L) échantillonnée dans le Golfe de Gascogne. Cette eau a ensuite été séparée en 8 aquariums dont 2 aquariums ont été installés pour équilibrer avec la $p\text{CO}_2$ des 4 chambres climatiques à 180, 410, 1 000 et 1500 ppm (Figure II- 8).

Les conditions mesurées dans la chambre à 410 ppm ont été utilisées pour fixer le DIC stable pour le setup A et le pH stable pour le setup B. Les modifications du système des carbonates pour les 2 traitements ont été déterminés à l'aide du package Seacarb sur le logiciel R (version 4.0.1, 2020) (Gattuso et al., 2020).

Pour le traitement A (Figure II- 9), le but étant d'obtenir un DIC constant selon les conditions 410 ppm, et une large gamme de pH (ciblé à l'aide de CO₂sys), de faibles volumes d'HCl 0.1M ou de NaOH 0.1M ont été ajoutés suivant les conditions de $p\text{CO}_2$ 180, 1 000 et 1 500 ppm.

Pour le traitement B (Figure II- 10), le but étant d'obtenir un pH constant mais une large gamme de DIC (ciblé à l'aide de CO₂sys), différents volumes de NaHCO₃ ont été rajoutés dans la chambre 1 000 et 1 500 ppm. Le traitement B de la chambre 180 ppm est très particulier. En effet, le DIC initial de l'eau de mer de cette chambre est supérieur au DIC visé, donc, l'eau a dû être au préalable acidifiée à l'HCl puis dégazéifiée à l'azote afin d'éliminer le CO₂ de l'eau de mer et que le DIC soit assez bas. Puis l'ajout de NaHCO₃ a ensuite permis d'atteindre les valeurs de pH et DIC attendus.

Avant l'expérimentation, les individus ont été collectés vivants puis marqués à la calcéine (marqueur fluorescent) pour nous permettre de différencier les loges nouvellement formées (non fluorescente) dans les conditions expérimentales (Bernhard et al., 2004).

Une fois les setups mis en place avec mes encadrantes et l'équipe impliquée dans le projet ECO-FOR, j'ai été chargée (avec une stagiaire de M2 ; Fatine Rihani) de faire le suivi des paramètres de la chimie des carbonates de manière quasi-journalière pendant 7 semaines (de février à avril 2020) pour assurer que les foraminifères benthiques calcifient en conditions stables. Durant toute l'expérimentation, nous avons donc mesuré le pH, alcalinité totale et le DIC et prélevé une quantité d'eau nécessaire pour les mesures des éléments traces (Li et B) à l'ICP-OES (LPG, Nantes) et les isotopes stables (LSCE, Gif-sur-Yvette). A la fin des expériences, les foraminifères ont été collectés. Nous avons pu identifier les taux de survie et estimer la croissance des individus par rapport au nombre de loges formées. À la suite de cette expérimentation, les loges nouvellement formées des foraminifères ont été mesurées par ablation laser couplée à un ICP-MS (LPG, Nantes et au NIOZ, Pays-Bas) afin de déterminer la concentration en éléments traces dans leur coquille. Le but était donc de déterminer le paramètre pouvant influencer le Sr dans la calcification pour une potentielle calibration de proxy Sr/Ca (voir Chapitre VI).

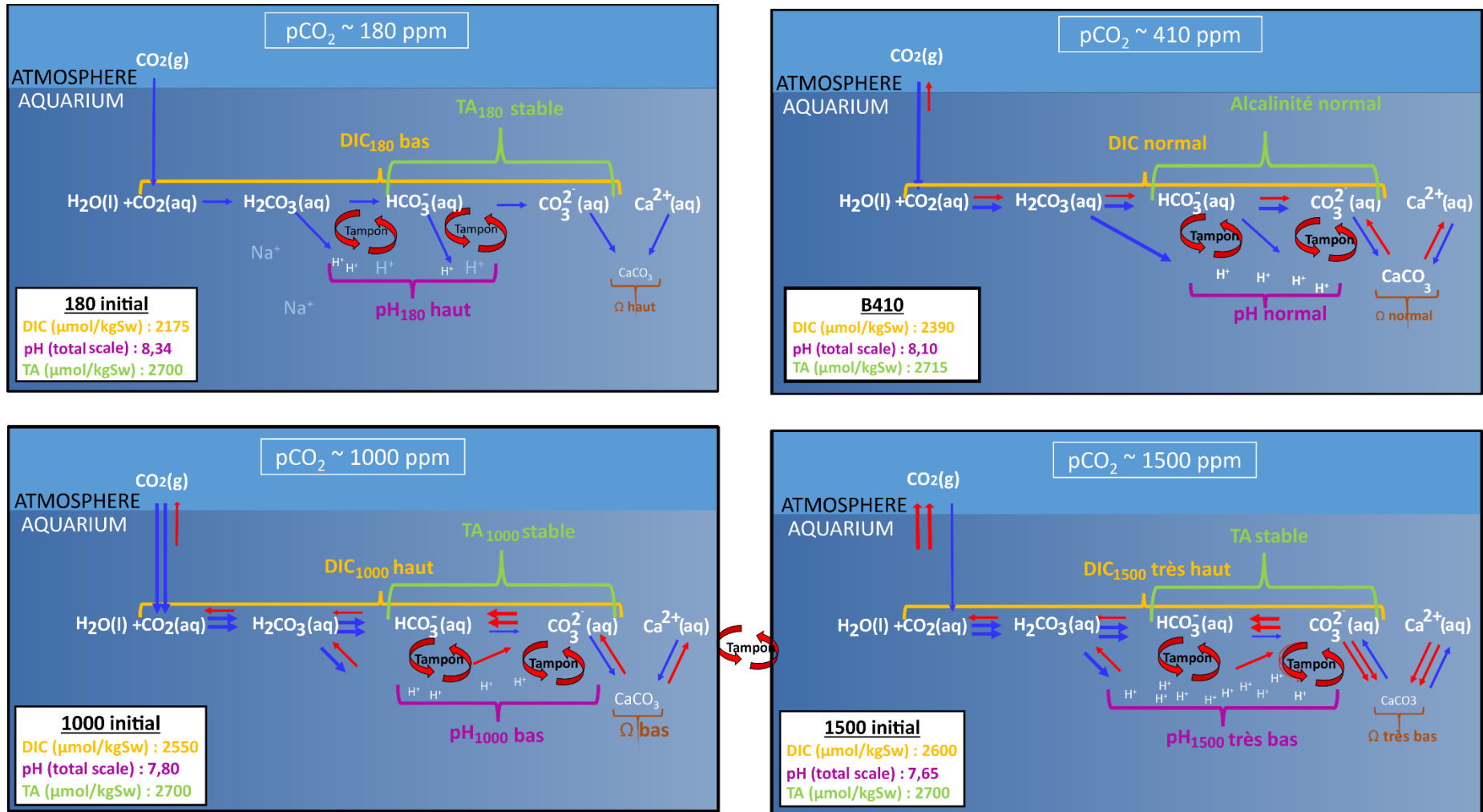


Figure II- 8. Composition de la chimie des carbonates de l'eau de mer dans chacune des chambres climatiques (180, 410, 1000 et 1500 ppm) de l'eau à l'équilibre avant la modification pour les traitements A et B.

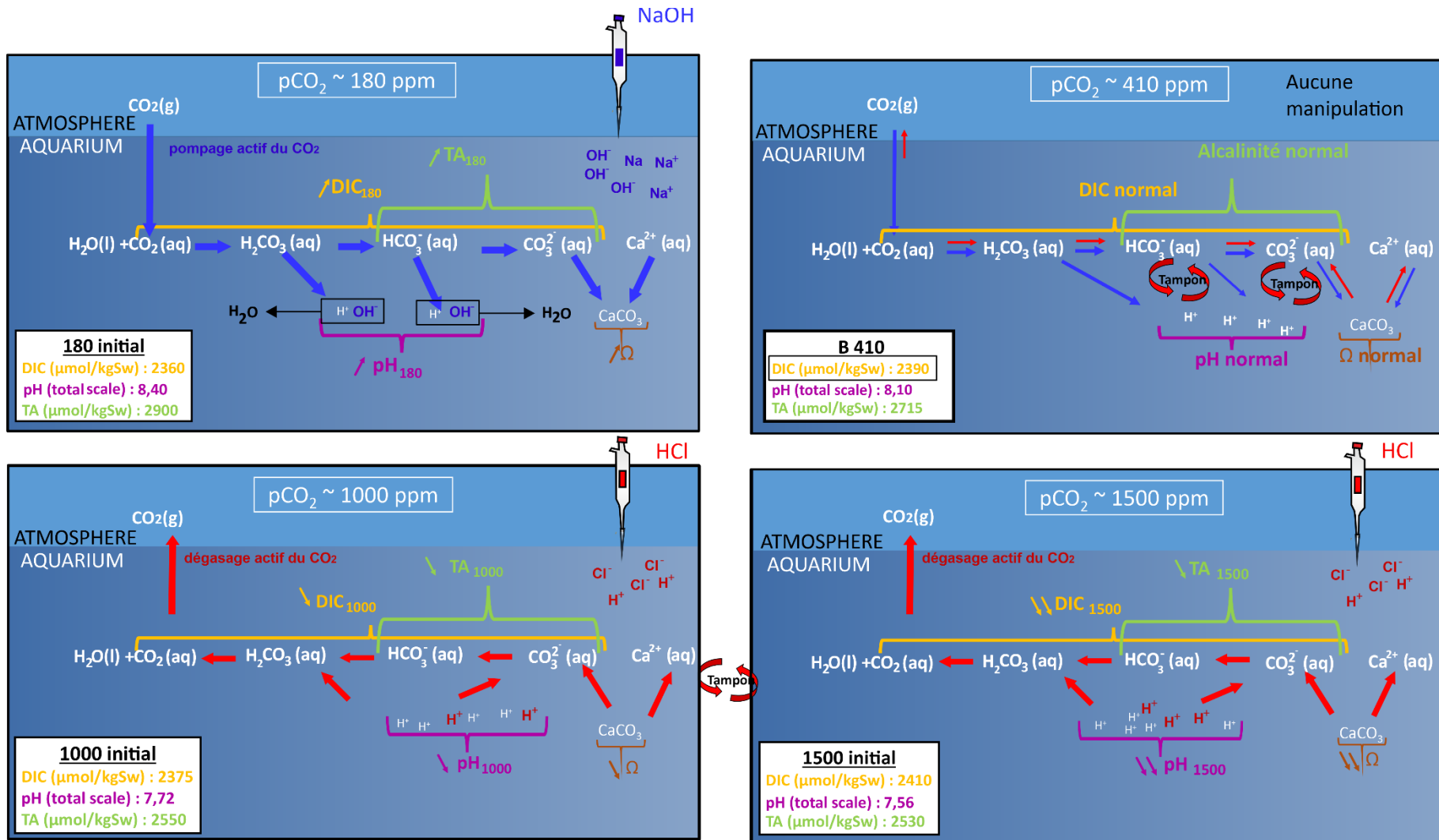


Figure II- 9. Conditions des quatre aquariums traités à l'HCl ou au NaOH pour maintenir le DIC constant : set up A.

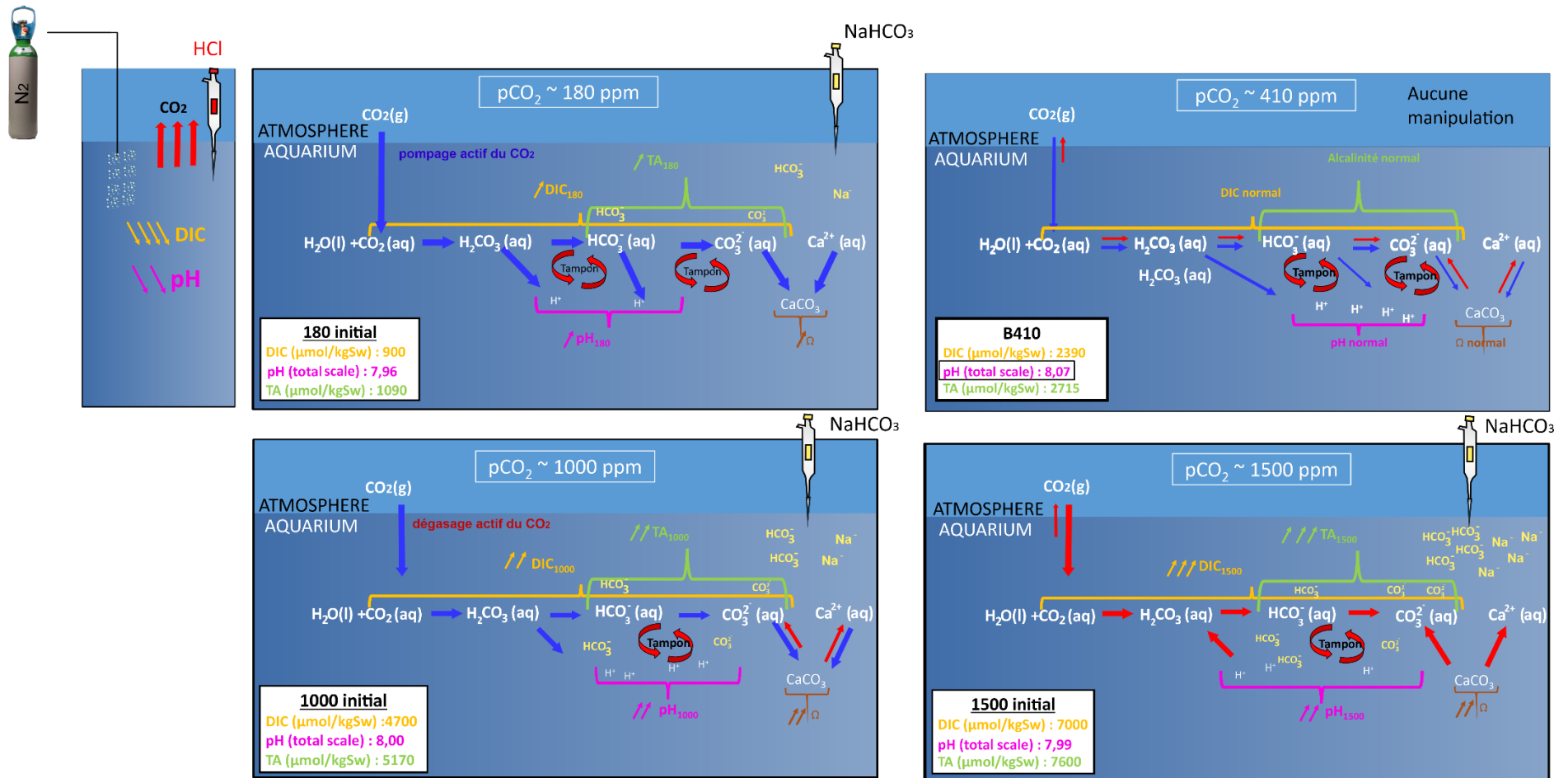


Figure II- 10. Conditions des quatre aquariums traités à des concentrations de NaHCO_3 différents pour maintenir le pH constant : set up

Chapitre III. Intermediate ocean circulation and cryosphere dynamics in the northeast Atlantic during Heinrich Stadials: benthic foraminiferal assemblage response.

Chapitre III

Intermediate ocean circulation and cryosphere dynamics in the northeast Atlantic during Heinrich Stadials: benthic foraminiferal assemblage response

Pauline DEPUYDT^{1,*}, Meryem MOJTAHID¹, Christine BARRAS¹, Fatima Zohra
BOUHDAYAD^{1,2}, Samuel TOUCANNE³

¹ Univ Angers, Univ Nantes, Univ Le Mans, CNRS, LPG, Laboratoire de Planétologie et Géosciences, UMR 6112, 2 Bd Lavoisier, 49045 Angers Cedex, France

² Presently at: Institute of Geology and Mineralogy, Faculty of Mathematics and Natural Sciences, University of Cologne, Cologne, Germany

³ Univ Brest, CNRS, Ifremer, Geo-Ocean, F-29280 Plouzane, France

* Corresponding author: pauline.depuyd@univ-angers.fr

Published in Journal Quaternary Science, Volume 37, Issue 7 p. 1207-1221, October 2022

Received 20 January 2022

Accepted 19 May 2022

Résumé en français

L'interaction entre la circulation océanique et la dynamique de l'inlandsis européen joue un rôle clé dans le climat du Quaternaire. En comparaison avec les compartiments de surface et de profondeur de la circulation méridienne de retournement de l'Atlantique (AMOC), l'étude des profondeurs intermédiaires pendant des périodes clés, telles que les stadias d'Heinrich (HS), reste peu documentée, en particulier dans l'Atlantique Nord-Est. Nous utilisons ici des données d'assemblages de foraminifères benthiques pour retracer les changements paléoenvironnementaux de ~32 à 14 ka cal BP à ~1 000 m de profondeur dans le Golfe de Gascogne. Nos résultats soulignent la grande sensibilité des foraminifères, avec des réponses bien spécifiques de certaines espèces, aux forçages continental (dynamique de l'inlandsis européen) et marin (AMOC) au cours des trois derniers HS. En général, les HSs ont été caractérisés par la présence concomitante d'espèces indicatrices de méso-oligotrophie et d'anoxie et la faible abondance d'espèces indicatrices d'environnements de haute énergie. Ceci confirme l'existence d'une circulation intermédiaire globalement affaiblie pendant les trois HS dans l'Atlantique Nord-Est. Le HS1 se distingue par l'abondance d'espèces indicatrices de flux organique élevé pendant sa phase initiale. Ceci est cohérent avec le fait que HS1 a été, de loin, la période la plus importante de retrait de l'inlandsis et de libération des eaux de fonte dans l'océan au cours de l'intervalle de temps étudié. Enfin, les foraminifères enregistrent l'événement de ré-ventilation du milieu de HS2 dû aux instabilités régionales des glaciers.

Idées majeures :

- L'évolution des assemblages benthiques atteste de changements significatifs des conditions environnementales sur le fond marin (ventilation, oxygénation) mises indépendamment en lumière par des proxies sédimentaires et géochimiques ;
- Une diminution d'abondance des espèces *C. lobatulus* et *T. angulosa*, indicatrices d'environnements caractérisés par un hydrodynamisme élevé, suggère un ralentissement systématique du courant de pente européen, et par extension de l'AMOC, lors de chacun des HS ;
- Le ralentissement de l'AMOC au début de HS1 (~18 ka) pourrait être une réponse à la fonte importante de l'EIS qui explique les apports concomitants de matière organique attestés par l'abondance accrue des espèces *C. carinata* et *Bolivina* spp.

Abstract

The interaction between ocean circulation and ice-sheet dynamics plays a key role in the Quaternary climate. Compared to the surface and deep compartments of the Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC), the study of intermediate depths during key time periods, such as Heinrich Stadials (HSs), remains poorly documented, especially in the northeast Atlantic. Here we use benthic foraminiferal assemblage data to trace paleoenvironmental changes from ~32 to 14 ka cal BP at ~1000 m depth in the Bay of Biscay. Our results highlight the high sensitivity of foraminifera, with species-specific responses, to continental (European Ice Sheet dynamics) and marine (AMOC) forcing factors during the last three HSs. In general, HSs were characterized by the concomitant presence of meso-oligotrophic and anoxia indicator species and the low abundance of high-energy indicator species. This confirms an overall sluggish intermediate circulation during the three HSs in the northeast Atlantic. HS1 is distinctive by the abundance of high-organic flux indicator species during its early phase. This is consistent with the fact that HS1 was, by far, the most important period of ice-sheet retreat and meltwater release to the ocean over the studied time interval. Finally, foraminifera depict the mid-HS2 re-ventilation event due to regional glacier instabilities.

Keywords

Intermediate water masses, AMOC, European Ice Sheet, Glacial Eastern Boundary Current (GEBEC), Channel River, Benthic foraminifera

1. Introduction

The last glacial-interglacial cycle is a critical period to understand the natural climate variability and its abrupt transitions (*e.g.* Bond *et al.*, 1993; Wang *et al.*, 2001; Clark *et al.*, 2012; Denton *et al.*, 2021). Orbital forcing (solar radiation), and the feedbacks implying the atmosphere, the ocean, and the cryosphere are the main factors explaining the recorded centennial to multi-millennial climate variability over this period (Broecker and Denton, 1990; McManus *et al.*, 1999; Denton *et al.*, 2010; Lynch-Stieglitz, 2017). In the Northern Hemisphere, the climate of the last glacial period was punctuated by cold (stadials) and warm intervals (interstadials), that were coeval with periods of weakened and accelerated Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC), respectively (*e.g.* Kissel *et al.*, 2008; Böhm *et al.*, 2015; Henry *et al.*, 2016; Toucanne *et al.*, 2021). Amongst the cold intervals, the most drastic are certainly the Heinrich Stadials (HSs), encompassing the Heinrich events (HEs), *i.e.* armadas of icebergs discharge issued from the dislocation of the Hudson Strait Ice stream of the Laurentide Ice Sheet (LIS) that ultimately caused the deposition of ice-rafted debris (IRD) rich sediments in the subpolar North Atlantic (Hemming, 2004). It is hypothesized that HEs were triggered by sub-surface heat (700–1100 m depth), 1-2 ka after the decline of the AMOC (Shaffer *et al.*, 2004; Marcott *et al.*, 2011; Alvarez-Solas *et al.*, 2013). The initial AMOC slowdown likely requires precursor melting of North Atlantic–adjacent ice sheets and it is now accepted that the European Ice sheet (EIS) was a critical source for AMOC destabilization and the initiation of HSs conditions (Peck *et al.*, 2006; Eynaud *et al.*, 2012; Boswell *et al.*, 2019; Toucanne *et al.*, 2015, 2021, 2022).

The present work investigates the evolution of northeast Atlantic intermediate water depth environments and their interaction with EIS dynamics during the last glacial and deglaciation periods, with a focus on HSs. This is achieved through the study of marine sediment core BOBGEO-CS05 retrieved at ~1000 m water depth in the northern Bay of Biscay (BoB) (Figure III- 1a & 1c). This record covers the past ~32-14 ka cal BP, thus encompassing the last three HSs (HS1, HS2 and HS3). During the last glacial period and the last deglaciation, BOBGEO-CS05 site was located off the Channel River, that drained EIS sediment-laden meltwaters to the northern BoB (Zaragosi *et al.*, 2001; Bourillet and Lericolais, 2003; Toucanne *et al.*, 2009, 2010) (Figure III- 1b). At the time, the core site was also on the pathway of the Glacial Eastern Boundary Current (GEBC), the glacial analogue of the northward-flowing European Slope Current, that represents the easternmost portion of the upper branch of the AMOC (Toucanne *et al.*, 2021) (Figure III- 1b). As such, core BOBGEO-CS05 is ideally located to track EIS melting episodes and evaluate their impact/relation to the upper branch of the AMOC.

The present study focuses on fossil benthic foraminifera as one of the very few biological indicator groups that are able to record the history of events on the seafloor by integrating the cumulative impacts of the changing physico-chemical habitats (*e.g.* Schmiedl and Mackensen, 1997; Wollenburg *et al.*, 2001; Rodriguez-Lazaro *et al.*, 2017). A particular interest is found in documenting HS2 and HS3, which are not covered by the nearby recent foraminiferal studies (Mojtahid *et al.*, 2017; Pascual *et al.*, 2020). In addition, our aim is to establish to what extent information previously obtained from sedimentary, geochemical and surface water proxies on the interaction between the AMOC and the EIS during the HSs are consistent with our benthic biotic data. More specifically, the approach uses here foraminiferal diversity and density, and the ecological requirements of specific species to interpret several aspects of the environment on the seafloor (*e.g.* organic matter flux,

bottom-water oxygenation, current, transport, water masses properties). Our findings highlight strong foraminiferal species-specific responses, particularly during HSSs, with some species associations able to discriminate between EIS/continental impact and ocean circulation changes.

2. Core location, present and past sedimentological and hydrographical settings

Core BOBGEO-CS05 (46°18.850'N, 5°56.988'W, 1473 cm length, 1015 m water depth) was extracted from the upper continental slope of the northern BoB (northeast Atlantic) during the BOBGEO cruise (doi.org/10.17600/9030060; R/V Pourquoi pas?; Bourillet, 2009) (Figure III- 1). Core BOBGEO-SC05 is mostly composed of contourite deposits (Toucanne *et al.*, 2021), *i.e.* sediments deposited or substantially reworked by the persistent action (*e.g.* selective deposition, winnowing, erosion) of bottom currents (Facies 1 and 2; Fig. 2). Silty-clayey laminations characterized the early part of the deglaciation (early HS1), ca. 18-16.7 ka (Facies 3; Figure III- 2), and IRD (Facies 4; Figure III- 2) allowed the recognition of the Heinrich layers (cf. Supplementary material S1 for the complete X-Ray radiographs).

Today, the sedimentation on the slope is governed by the European Slope Current (ESC), flowing along the upper slope (~500-2000 m water depth) from the northern Iberian Peninsula to the Faroe-Shetland Channel (Marsh *et al.*, 2017; Clark *et al.*, 2021; Moritz *et al.*, 2021) (Figure III- 1a). This current, driven by both the steep topography of the European margin and large-scale meridional density gradients (Huthnance, 1984; Pingree and Cann, 1990; Friocourt *et al.*, 2007), is largely recruited from the eastern North Atlantic and is connected, north of ~55°N (*i.e.* Rockall Trough), to the upper part of the North Atlantic Current (NAC; that is the eastern limb of the subpolar gyre). This forms the bulk of the upper branch of the AMOC (down to ~1500 m; Lozier *et al.*, 2019; Huthnance *et al.*, 2020). The latter (to which the ESC contributes by ~25 %; Berx *et al.*, 2013) finally reaches the Nordic Seas convection region, where it cools and sinks to form a deeper southward return flow, the North Atlantic Deep Water (NADW), mainly found along the eastern continental margin of North America and transported by the Deep Western Boundary Current (*e.g.* Dickson and Brown, 1994) (Figure III- 1a).

The main water mass transported by the NAC into the BoB forms the Eastern North Atlantic Central Water (ENACW), found down to ~600 m water depth (Pollard and Pu, 1985). Below, the Mediterranean Outflow Water (MOW) is present between ~600 and 1500 m, flowing northward from the Gulf of Cadiz and largely entrained by the ESC north of ~45°N (*e.g.* Pingree *et al.*, 1999; van Aken, 2000). Deeper, the Labrador Sea Water (LSW), centered at ~2000 m water depth and corresponding to the upper NADW, dominates (van Aken, 2000a). The upper NADW in the eastern North Atlantic and the BoB reflects recirculation processes, *i.e.* capture of the (southward-flowing) LSW by the above (eastward-flowing) Gulf Stream – NAC system in the north-western North Atlantic (Buckley and Marshall, 2016; Zou *et al.*, 2017) (Figure III- 1a).

During the last glacial maximum (LGM) ca. 23-18 ka cal BP (Mix *et al.*, 2001), the Gulf Stream – NAC system and more generally the upper branch of the AMOC certainly had a different geometry (*i.e.* positioned southward) because of the (southward) expansion of ice sheets over North America (Keffer *et al.*, 1988; Otto-Bliesner *et al.*, 2006; Brady and Otto-Bliesner, 2011; Löffverström *et al.*,

2014) (Figure III- 1b). The NADW was likely replaced by a shallower, northern-sourced nutrient-poor water mass, namely the Glacial North Atlantic Intermediate Water (GNAIW), dominant above 2000 m depth and overlaying a more nutrient-rich water of southern origin below 2000 m (*i.e.* a glacial analog of Antarctic Bottom Water) (*e.g.* Lynch-Stieglitz *et al.*, 2007). The recirculation of the GNAIW by the glacial Gulf Stream – NAC system certainly explains GNAIW signatures recorded in the NE Atlantic basin and the BoB basin during the last glacial period (Zahn *et al.*, 1997; Peck *et al.*, 2006, 2007a; Toucanne *et al.*, 2021). At the same time, the Mediterranean-Atlantic water exchange was reduced by ~50 %, and the MOW was certainly restricted to the southern Iberian margin (*e.g.* Rogerson *et al.*, 2012). On the other hand, the presence of Antarctic Intermediate waters (AAIW) along the European margin as far north as the South Iceland Rise was hypothesized (Rickaby and Elderfield, 2005; Thornalley *et al.*, 2010) but the recent studies of Thornalley *et al.* (2015) then Crocker *et al.* (2016) concluded that mid-depth in the NE Atlantic was never ventilated by southern-sourced waters during the last glacial period. During late HS1 (~17 ka cal BP), and the near shutdown of the AMOC (McManus *et al.*, 2004; Ng *et al.*, 2018), Mojtahid *et al.* (2017) recorded low foraminiferal Sr/Ca ratios (*i.e.* carbonate system proxy; Yu *et al.*, 2014; Allen *et al.*, 2016; Keul *et al.*, 2017), indicative of a change in water mass chemistry and origin in the BoB. At the same time, Mojtahid *et al.* (2017) recorded increasing benthic foraminiferal Mg/Ca ratios, indicating a warming of intermediate water masses. This is interpreted as the northward conveyance of the subsurface warming originating from the low latitudes (Rühlemann *et al.*, 2004; Shaffer *et al.*, 2004) by the glacial NAC (GNAC) and the GEBC (Figure III- 1b) (Toucanne *et al.*, 2021). This reinforces the view that the water mass structure in the glacial NE Atlantic could have changed rapidly through time.

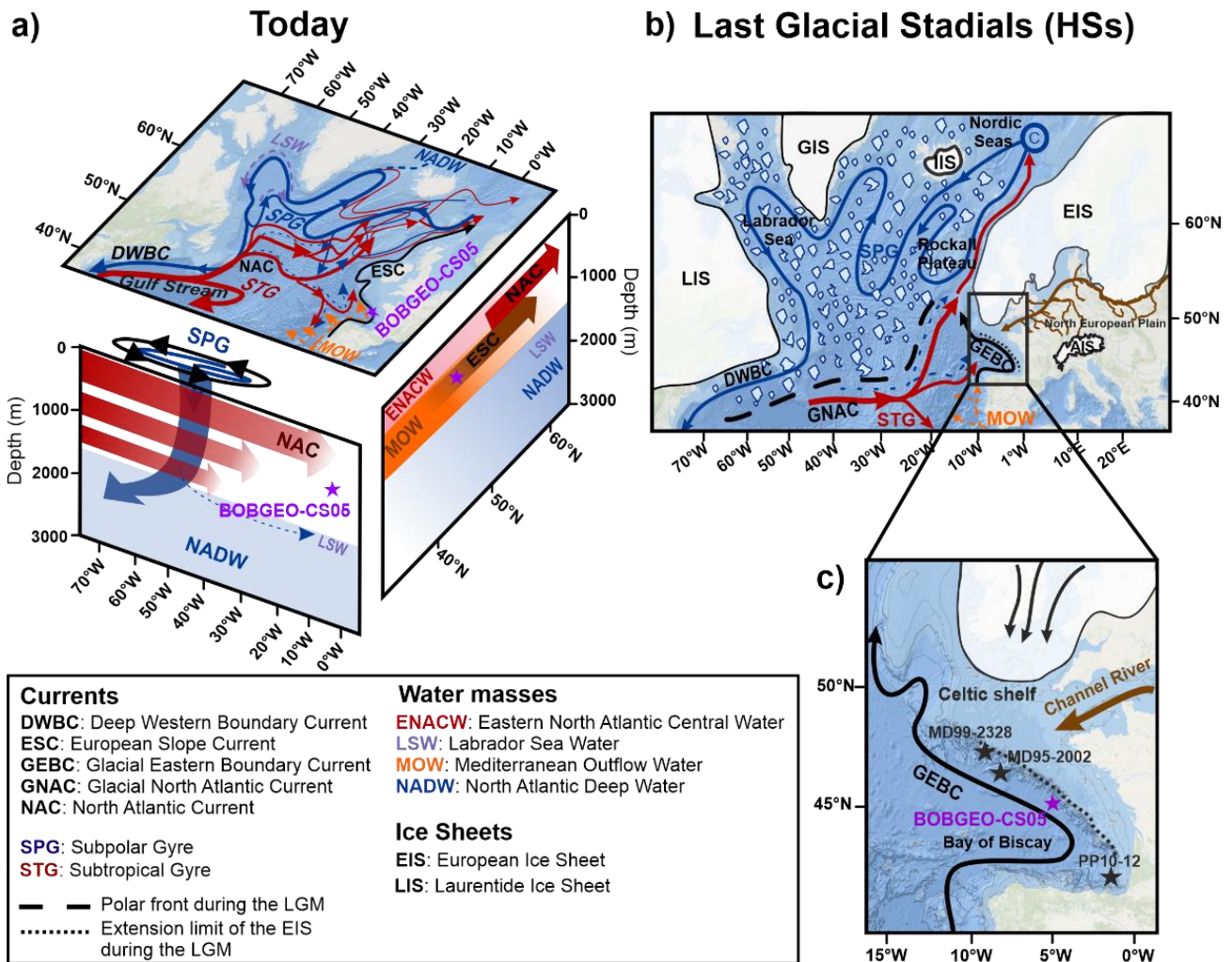


Figure III- 1. Location of the study area. a) 3D representation (N-S, W-E and in water depth) of the modern oceanic circulation in the North Atlantic representing the main currents (acronyms written in black), water masses (acronyms written in colors) and the Subpolar (in blue) and Subtropical (in red) gyres in the North Atlantic. b) Bathymetric map representing the paleogeographic and paleoceanographic configuration (i.e. ice sheets, the Channel River, currents, and water masses) of the North Atlantic during the Last Glacial Stadials according to Toucanne et al. (2021). The angulous shapes represent the icebergs. c) Bathymetric map focussing on the study area and showing the location of our study core BOBGEO-CS05 (violet star), together with nearby cores at 1000 m water depth (black stars): MD95-2002 (Eynaud et al., 2012; Ménot et al., 2006; Toucanne et al., 2015), MD99-2328 (Mojtahid et al., 2017), PP10-12 (Pascual et al., 2020). For the detailed description of the general modern and glacial circulation in the North Atlantic and in the study area, the reader is referred to the text (Section 2). LGM: Last Glacial Maximum.

3. Materials and Methods

3.1. Chronology

The chronostratigraphic framework of core BOBGEO-CS05 (Figure III- 2) is detailed in Toucanne *et al.* (2021). In short, the final age model is based on XRF-Ca/Ti data synchronization with the nearby well-dated core MD95-2002 (Figure III- 2a). Twenty-one XRF tie-points based on the recognition of millennial-scale oscillations were determined. The final age model indicates that core BOBGEO-CS05 covers a period extending from ca. 32 to 14 ka cal BP (Figure III- 2), thus encompassing the end of MIS 3 (ca. 57-29 ka cal BP) and MIS 2 (ca. 29-14.7 ka cal BP). The accuracy of the age model is supported first by the good match between the percentages of the polar planktonic taxon *N. pachyderma* in core BOBGEO-CS05 and MD95-2002 (Figure III- 2c), and second, by the overall concordance with the new radiocarbon dates (n=12; Table III- 1; Figure III- 2b). The top core ¹⁴C dates show older ages (~15.7 cal ka BP) than the final XRF-Ca/Ti based age model (~14 cal ka BP) (Figure III- 2b). The low percentages of the polar taxon *N. pachyderma* at the core top (Figure III- 2c) indicate that we are out of the Heinrich Stadial, making the core top ¹⁴C ages unreliable. Such incoherencies in ¹⁴C dates (including the few outliers; Figure III- 2b) are certainly linked to physical sediment mixing and bioturbation that are common in contourite deposits.

The final age model clearly shows a sedimentary hiatus after ~14 cal ka BP, in concordance with previous studies in similar environments in the BoB (Mojtahid *et al.*, 2017; Toucanne *et al.*, 2021). The lack of sedimentation is due to increased erosion of the shelf deposits in response to the significant sea-level rise and the embayment of the English Channel (e.g., Bourillet *et al.*, 2003; Toucanne *et al.*, 2012).

Core BOBGEO-CS05 shows sedimentation rates of 50-150 cm.ka⁻¹ (Figure III- 2b). As such, core BOBGEO-CS05 offers a unique opportunity to study at high time resolution the later part of the last glacial period and the last three HSs.

Chapitre III. Intermediate ocean circulation and cryosphere dynamics in the northeast Atlantic during Heinrich Stadials: benthic foraminiferal assemblage response.

Table III- 1. ^{14}C dates of core BOBGEO-CS05.

| Core label | Depth (cm) | Lab. Number ^a | Species | ^{14}C age (yr BP) | error (1 σ) | Reservoir correction ^b (^{14}C yr) | error ^b (1 σ) | ^{14}C age corrected for reservoir ^c (^{14}C yr BP) | error ^d (1 σ) | Calendar age range ^e (yr BP, 2 σ) |
|-------------|------------|--------------------------|----------------------|-----------------------------|---------------------|---|----------------------------------|---|----------------------------------|--|
| BOBGEO-CS05 | 0 | Poz-73846 | <i>N. pachyderma</i> | 14100 | 80 | 970 | 200 | 13130 | 215 | 15133-16357 |
| BOBGEO-CS05 | 10 | Poz-42911 | bulk planktonic | 14770 | 70 | 970 | 200 | 13800 | 212 | 16132-17333 |
| BOBGEO-CS05 | 305-309 | Beta-478193 | <i>G. bulloides</i> | 15270 | 40 | 400 | 200 | 14870 | 204 | 17550-18661 |
| BOBGEO-CS05 | 446 | SacA-29355 | bulk planktonic | 18090 | 60 | 400 | 200 | 17690 | 209 | 20890-22026 |
| BOBGEO-CS05 | 500-505 | Beta-478194 | <i>G. bulloides</i> | 17140 | 50 | 400 | 200 | 16740 | 206 | 19773-20716 |
| BOBGEO-CS05 | 660 | SacA-29356 | bulk planktonic | 21140 | 200 | 400 | 200 | 20740 | 283 | 24238-25672 |
| BOBGEO-CS05 | 796-800 | Beta-478195 | <i>G. bulloides</i> | 19680 | 60 | 400 | 200 | 19280 | 209 | 22885-23789 |
| BOBGEO-CS05 | 933-935 | Beta-478196 | <i>G. bulloides</i> | 20430 | 70 | 400 | 200 | 20030 | 212 | 23727-24665 |
| BOBGEO-CS05 | 1030-1033 | Beta-478197 | <i>G. bulloides</i> | 21830 | 70 | 400 | 200 | 21430 | 212 | 25220-26049 |
| BOBGEO-CS05 | 1230 | Poz-45912 | bulk planktonic | 24510 | 240 | 400 | 200 | 24110 | 312 | 27726-28959 |
| BOBGEO-CS05 | 1350 | SacA-29357 | bulk planktonic | 24220 | 100 | 400 | 200 | 23820 | 224 | 27624-28628 |
| BOBGEO-CS05 | 1460 | Poz-73848 | <i>N. pachyderma</i> | 26130 | 230 | 400 | 200 | 25730 | 305 | 29237-30490 |

a: Poz- (Poznan Radiocarbon Lab., Poland); Beta- (Beta Analytic, USA); SacA- (SMA Artemis, France)

b: Reservoir correction inferred from Stern et Lisieki (2013); see Toucanne et al. (2015) for details

c: Corrected ^{14}C ages are obtained by subtracting the reservoir correction to the original ^{14}C age

d: Errors associated to the corrected ^{14}C were propagated through the quadratic sum

e: Corrected ^{14}C ages were calibrated using the atmospheric calibration curve IntCal20 (Reimer et al., 2020)

Chapitre III. Intermediate ocean circulation and cryosphere dynamics in the northeast Atlantic during Heinrich Stadials: benthic foraminiferal assemblage response.

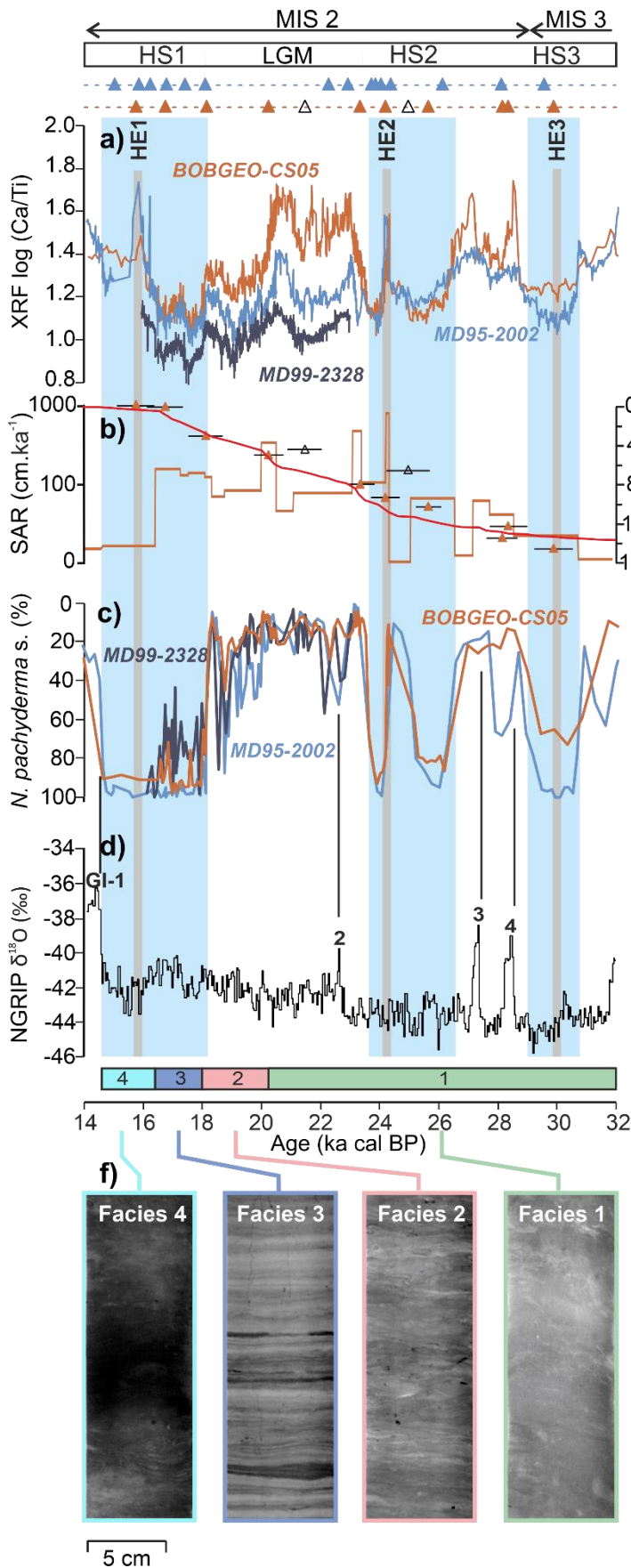


Figure III- 2. Age model of core BOBGEO-CS05. a) Chronostratigraphic framework of core BOBGEO-CS05 based on the synchronisation of XRF-Ca/Ti ratios with cores MD95-2002 and MD99-2328 (Zaragosi et al., 2006; Mojtahid et al., 2017; Toucanne et al., 2021). b) Sediment Accumulation Rate (SAR; full line) and 14C dates (orange triangles) with associated errors in core BOBGEO-CS05. The 14C dates represented by empty triangles are outliers (cf. section 3.1. for further details). In red is represented the final age model based on XRF-Ca/Ti synchronisation (cf. Fig. 2a). c) Test of the robustness of the age model with the percentages of the polar planktonic species *N. pachyderma* in core BOBGEO-CS05 (this study) with core MD95-2002 (Grousset et al., 2000) and MD99-2328 (Mojtahid et al., 2017). d) NGRIP δ¹⁸O (GICCS05 chronology; Rasmussen et al., 2006, 2014). f) X-Ray photographs (cf. Supplementary material S1 for the whole core) showing the four observed facies. Blue triangles: 14C dates of core MD95-2002 (Toucanne et al., 2021); Orange and empty triangles: 14C dates of core BOBGEO-CS05; Blue bands: Heinrich Stadials (HSs); Gray bands: Heinrich Events (HEs); Greenland Interstadial (GI); Last Glacial Maximum (LGM); Marine Isotope Stage (MIS).

3.2. Foraminiferal analyses

For benthic foraminiferal analyses, 56 samples were investigated (~320 years resolution). The samples were washed through 63 and 150 μm mesh size sieves. The $>150 \mu\text{m}$ fraction was splitted with a dry Otto microsplits (when necessary) until obtaining at least 250-300 specimens in the final split. Then, all foraminifera were picked out from the split and mounted on Plummer cell slides for taxonomic determination. To verify the relevance of small-sized benthic species, 16 out of the 56 samples were investigated from the 63-150 μm size fraction. Foraminifera were picked out from 3 out of the 16 samples, put in Plummer cell slides and determined taxonomically. For the rest of the 63-150 μm samples, foraminifera were counted and determined directly under the stereomicroscope. Similarly to the $>150 \mu\text{m}$ fraction, samples (63-150 μm) were splitted with a dry Otto microsplits until obtaining at least 250-300 specimens in the final split. The benthic foraminiferal accumulation rate ($\text{ind.cm}^{-2}.\text{ka}^{-1}$) (BFAR), used as paleo-productivity proxy (Herguera and Berger, 1991; Herguera, 1992; Gooday, 2003; Jorissen *et al.*, 2007), was calculated for both the $>150 \mu\text{m}$ and $>63 \mu\text{m}$ (63-150 + $>150 \mu\text{m}$) fractions as: number of individuals per gram of dry sediment \times linear sedimentation rate (cm.ka^{-1}) \times Dry Bulk Density (g.cm^{-3}) (Herguera and Berger, 1991). The Dry Bulk Density (DBD) was calculated following the relation: $\text{DBD} = 2.65 \times (1.024 - D_{\text{wet}})/(1.024-2.65)$, where 2.65 g.cm^{-3} is the grain density and 1.024 g.cm^{-3} is the interstitial water density (Auffret *et al.*, 2002). Wet bulk densities (D_{wet}) were derived from gamma-ray attenuation density measurements obtained from a 'Geotek Multi Sensor Core Logger' (MSCL).

The relative abundances of benthic species (% of the total foraminiferal abundances) were calculated for the $>150 \mu\text{m}$ fraction for the 56 samples and for the $>63 \mu\text{m}$ fraction (63-150 μm + $>150 \mu\text{m}$) for the selected 16 samples. The error bars of the relative abundances were computed with the binomial standard error $\sqrt{(p(1-p))/n}$ (Buzas, 1990; Fatela and Taborda, 2002), where p is the species proportion estimate (number of counted individuals for a given species/ n). The diversity of the 56 samples ($>150 \mu\text{m}$) was calculated with the Shannon index (entropy, H ; Hayek and Buzas, 1997) using the PAST software (PAleontological STatistics; Version 2.14; Hammer *et al.*, 2001). Error bars representing 95 % confidence interval were computed with a bootstrap procedure. In this study, we discuss mainly the most dominant species with relative abundance $>10 \%$ showing the highest variability. All species with relative abundance between 5 and 10 % in at least one sample are presented in supplementary material S2, and their ecological interpretations summarized in Table 2. The complete raw data set is available as supplementary material S3 and in SEANOE data repository (<https://doi.org/10.17882/88029>). Scanning Electron Microscope (SEM) photographs were obtained at LPG (Angers University, France) using a Tabletop Microscope Hitachi TM4000Plus.

For the counts of the planktonic taxon *N. pachyderma*, the $>150 \mu\text{m}$ fraction were used and the relative abundances were determined using a minimum of 300 planktonic foraminiferal tests from single sample splits. Counting was performed at University of Bordeaux (France).

4. Results

Average BFAR values from the $>150 \mu\text{m}$ fraction are $\sim 12.10^3 \text{ ind.cm}^{-2}.\text{ka}^{-1}$ and from the $>63 \mu\text{m}$ are $\sim 7.5.10^6 \text{ ind.cm}^{-2}.\text{ka}^{-1}$ (Figure III- 3a). The values from the $>150 \mu\text{m}$ fraction are minimal during

the three HSs ($\sim 1.10^3$ ind.cm⁻².ka⁻¹) and are more important during the interstadial periods ($\sim 30.10^3$ ind.cm⁻².ka⁻¹). From ~ 32 to 14 ka cal BP, the Shannon (H) index (Figure III- 3b) shows an overall increase of diversity, with values ranging from ~ 2 to 3.2.

The eight most dominant species (>10 %) showing the highest variability are illustrated in Plate 1 and their relative abundances are presented in Figure III- 3 (c-j). *Elphidium* spp., *Cassidulina crassa* and *Cibicides lobatulus* are dominant along the record and account together for 12.7 to 74.3 % of the total fauna. In this study, *Elphidium* spp. includes mainly *E. excavatum* (i.e. *E. excavatum* f. *clavatum*) with pyritized shells (Plate III- 2a) and other species of the genus *Elphidium* (e.g. *E. gerthi*, *E. macellum*). *Elphidium* spp. show maximum values (>30 %) between 30.7 and 28.9 ka cal BP (i.e. HS3) and minimum values (<10 %) between 17.5 and 16.5 ka cal BP (i.e. Early HS1; Figure III- 3c). Before HS2, *C. crassa* accounts in average for about ~ 21 % of the total fauna (Figure III- 3d). The highest values are recorded during HS2, with maximum percentages (40 %) just before HE2 followed by a sharp decrease. After HS2, the relative density of this species remains stable around ~ 8 %. *Cibicides lobatulus* exhibits a different pattern in comparison with the previously mentioned species. Generally, this species is present with lower proportions during HS periods (around 5-10 %), except at 24.2 ka cal BP (during HE2) and 17.2 ka cal BP (during HS1). Between HS3 and HS2 (ca. 29-26 ka cal BP) and during the LGM (ca. 23-18 ka cal BP), *C. lobatulus* accounts for ~ 22 % of the total fauna (Figure III- 3e). *Trifarina angulosa* shows the same trend as *C. lobatulus* (Figure III- 3f) but with overall lower proportions (maximum values around 10 %). The remaining dominant species (>10 %) present a discontinuous evolution. *Cassidulina carinata*, *Bolivina* spp. and *Globobulimina* spp. exhibit high relative abundances (up to 42 %, 24 % and 18 % respectively), with high variability, during early HS1 (Figure III- 3g, 3h & 3i). Before HS1, *Globobulimina* species are almost absent except in samples from HS3 and HS2 (average of ~ 5 % and 7.5 %, respectively). *Cibicidoides pachyderma* is also present mainly during the three HSs reaching 12.5 % at 29.3 ka cal BP (i.e. during HS3), 20 % at 25.3 ka cal BP (i.e. during HS2) and varying around 10 % at \sim HS1 (Figure III- 3j). Here, *C. pachyderma* encompasses several morphotypes spanning from *C. pachyderma* sensu stricto (pronounced carina) to *Cibicidoides kullenbergi* sensu stricto (less pronounced carina) (Plate III- 2b). The presence of several intermediate morphotypes hampered the taxonomical differentiation between *C. pachyderma* and *C. kullenbergi*, and as such were lumped together as *C. pachyderma*.

The evolution through time of the minor species (i.e. present only few times with percentages >5 %) is represented in Figure III-S 2. *Gavelinopsis praegeri* and *Planorbulina mediterraneensis* mainly appear just after 24.2 ka cal BP, between HE2 and the end of HS2. *Chilostomella oolina*, *Pullenia quinqueloba*, *Textularia sagittula* occur just one time with relative densities >5 % at 16.8 ka cal BP, 16.5 ka cal BP, 17.2 ka cal BP respectively while *Hoeglundina elegans* occurs only at 14 ka cal BP. *Nonionella turgida* become dominant only after HE1 (~ 6 %).

In the small fraction (63-150 μ m), the identified species were similar to the ones found in the larger size fraction (>150 μ m). When considering the small and large fractions together (>63 μ m), six major species >5 % are present: *Elphidium* spp., *C. crassa*, *C. lobatulus*, *C. carinata*, *Bolivina* spp. and *T. angulosa*. These species, also identified as major species when considering only the >150 μ m size fraction, exhibit approximately similar trends (black dashed line; Fig. 3 c-h). Only *C. crassa* presents much higher proportions in the >63 μ m fraction with abundances ranging from 15 to 60 % of the total fauna.

Chapitre III. Intermediate ocean circulation and cryosphere dynamics in the northeast Atlantic during Heinrich Stadials: benthic foraminiferal assemblage response.

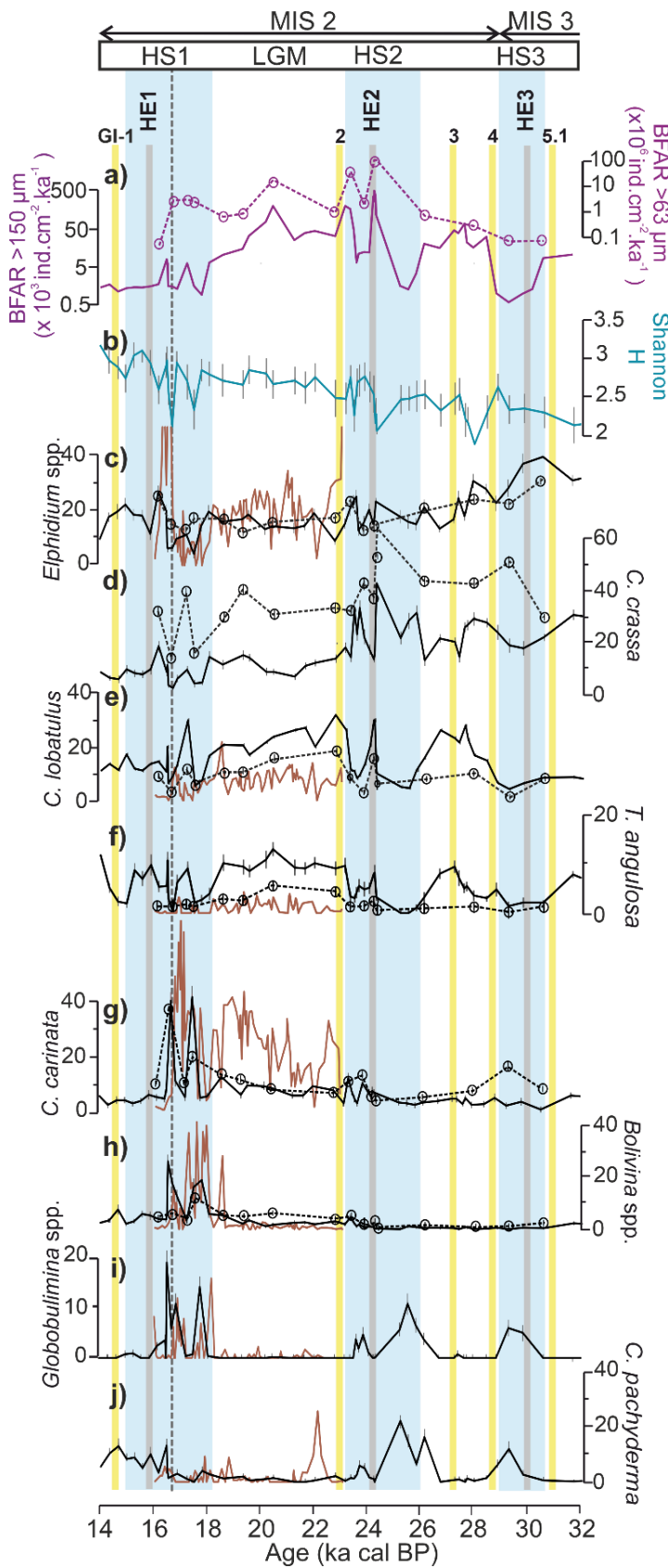


Figure III- 3. Benthic foraminiferal data from core BOBGEO-CS05. a) Benthic Foraminiferal Accumulation Rates (BFAR; $\text{ind.cm}^{-3}.\text{ka}^{-1}$) for the $>150 \mu\text{m}$ (full line) and the $>63 \mu\text{m}$ fraction (dashed line). b) Shannon index (H). c-j) Relative abundances (%) of the eight most representative benthic foraminiferal species ($>10\%$). Full lines and dashed lines represent respectively the $>150 \mu\text{m}$ and $>63 \mu\text{m}$ fractions. Brown lines represent data from the $>150 \mu\text{m}$ fraction of core MD99-2328 (Mojtahid et al., 2017). Yellow bands: Greenland Interstadials (GI); gray bands: Heinrich Events (HEs); blue bands: Heinrich Stadial (HSs). Marine Isotope Stage (MIS). The vertical dashed grey line represents the limit between early HS1 (ca. 18.2 - 16.7 cal ka BP) and late HS1 (ca. 16.7 - 14.7 cal ka BP). To better highlight the variations of the different species groups, the scale of the ordinate axis is not constant.

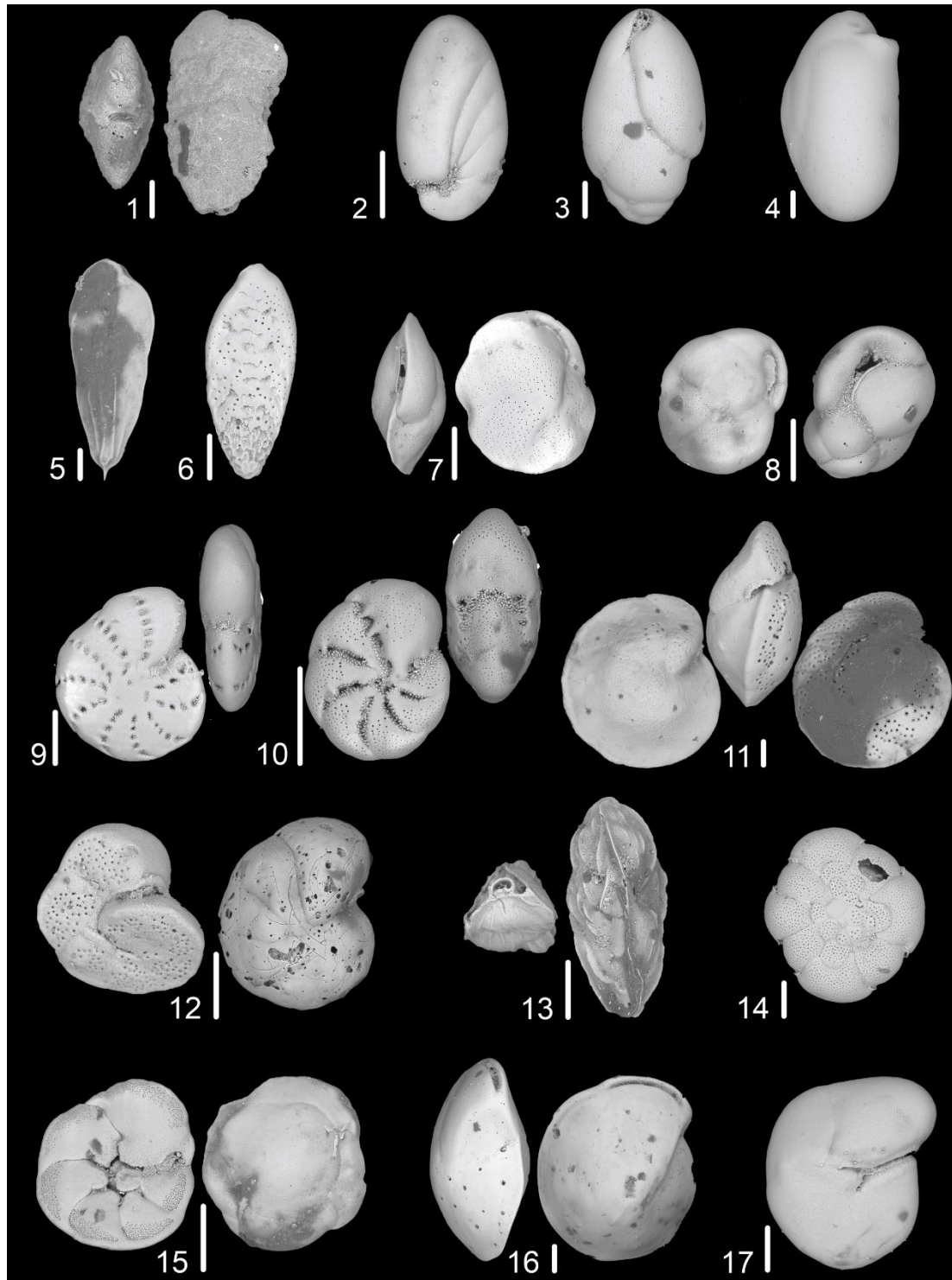


Plate III- 1. SEM photographs of the dominant benthic species (>5 % in at least one sample): 1) *Textularia sagittula* ; 2) *Nonionella turgida* ; 3) *Globobulimina affinis* ; 4) *Chilostomella oolina* ; 5) *Bolivina subaenariensis*; 6) *Bolivina albatrossi*; 7) *Cassidulina carinata*; 8) *Cassidulina crassa*; 9) *Elphidium gerthi* ; 10) *Elphidium excavatum* f. *clavatum* ; 11) *Cibicidoides pachyderma* ; 12) *Cibicides lobatulus*; 13) *Trifarina angulosa*; 14) *Planorbulina mediterranensis*; 15) *Gavelinopsis praegeri* ; 16) *Hoeglundina elegans* ; 17) *Pullenia quinqueloba*. Scale bar = 100µm.

5. Discussion

5.1. Regional inter-comparison of benthic foraminiferal faunas

Most of the dominant foraminiferal taxa in core BOBGEO-CS05 (*e.g.* *C. pachyderma*, *C. carinata*, *C. crassa*, *Bolivina* spp., *Globobulimina* spp.) inhabit the modern upper slope environments of the BoB (*e.g.* Murray, 1970; Fontanier *et al.*, 2006; Mojtahid *et al.*, 2010; Duros *et al.*, 2011, 2012; Dorst and Schönfeld, 2013), and/or are found in the regional benthic fossil (*i.e.* last glacial) records of intermediate waters depths (Figure III- 1c; Mojtahid *et al.*, 2017; Pascual *et al.*, 2020). However, some discrepancies are observed and detailed hereafter:

5.1.1. High-energy indicator species

Cibicides lobatulus (also known as *Lobatula lobatula*) is highly dominant in our record (~4-30 %). This species is also present, but with overall lower percentages (~10 %), at site MD99-2328, north of our study site (Figure III- 1), that covers the time interval from 23 to 16 ka cal BP (Mojtahid *et al.*, 2017) (Figure III- 3). However, this epibenthic species is absent today from the BoB modern foraminiferal communities at ~1000 m depth (*e.g.* Fontanier *et al.*, 2002; Fontanier *et al.*, 2006; Mojtahid *et al.*, 2010; Duros *et al.*, 2011, 2012). This discrepancy can be explained by different environmental conditions (*e.g.* food source, hydrodynamics) during the last glacial period allowing their settlement at intermediate water depths in the area. Indeed, *C. lobatulus* is a suspension-feeder that inhabits moderate-to-strong hydrodynamic environments of the modern northeast Atlantic. These include shelf environments (*e.g.* Basque shelf; Pascual *et al.*, 2008) and upper slope settings swept by strong bottom currents and characterized by coarse substrate and/or cold-water coral mounds and reefs trapping abundant food particles (*e.g.* Gulf of Cadiz, Porcupine and Rockall Banks; Schönfeld, 1997, 2002a, 2002b; Margreth *et al.*, 2009; Spezzaferri *et al.*, 2015). As such, the high presence of *C. lobatulus* in the BOBGEO-CS05 glacial record might indicate stronger currents than today. The depicted link between *C. lobatulus* and strong energy environments is further supported in our record by its co-variation with: i) the abundance of *Trifarina angulosa* ($r^2 = 0.78$) (Figure III- 3e & 3f) which is commonly associated with shelf-edge to upper-slope areas swept by vigorous bottom currents (*e.g.* southwest Norway, Rockall Trough ; Mackensen *et al.*, 1985; Austin and Evans, 2000; Gooday and Hughes, 2002), and ii) the “sortable silt” mean size \overline{SS} (*i.e.* the mean grain size of the carbonate-free terrigenous silt fraction) at BOBGEO-CS05 (Figure III- 4f; Toucanne *et al.*, 2021) that provides a direct constraint on the rate of past bottom flows (McCave *et al.*, 1995). As such, our biotic data independently support the presence of strong bottom currents on the upper slope of the BoB, and by extent the presence of the GEBC along the French Atlantic margin (Toucanne *et al.*, 2021). Based on the above, we summed the percentages of *C. lobatulus* and *T. angulosa* to constitute the group of high-energy indicator species. The latter will be used to examine the hydrodynamics variability in the study area throughout the ca. 32-14 ka cal BP interval, and more specifically during the HSs (cf. Section 5.2).

5.1.2. Glacier-proximal species

The high dominance (up to ~40 % in the late MIS 3 and ~20 % thereafter) of elphidiids in core BOBGEO-CS05 is peculiar as this group is presently found in coastal, shelf and estuarine environments of the northeast Atlantic (*e.g.* Pujos, 1976; Murray, 2014; Mojtahid *et al.*, 2016). In the modern benthic foraminiferal assemblage of the upper Whittard region (northern BoB, ~1000 m depth; Duros *et al.*, 2012), *Elphidium* spp. are found only in the dead faunas, and as such, were considered as transported from shallower settings. Mojtahid *et al.* (2017) report high abundances of *Elphidium* spp. in core MD99-2328 especially during the late HS1 (16.7-16 ka cal BP; up to ~70 %) and hypothesized their transport to these intermediate depths by the EIS icebergs and/or shelf ice. This would be also a possibility for BOBGEO-CS05 since *Elphidium* shells show pyritization marks (Plate III- 2a) that may indicate a potential reworking and transport. However, it is interesting to note that modern elphidiids may extend their habitats to deeper settings (several hundred meters) in cold, arctic environments, usually in connection with freshwater river outflow (*e.g.* Bergsten, 1994; Polyak *et al.*, 2002). Therefore, another explanation for the high abundance of elphidiids in the glacial BOBGEO-CS05 record could simply be an adaptation to cold glacial conditions and meltwater inputs in the BoB. This is supported by the presence of *E. excavatum* f. *clavatum*, the dominant elphidiids species in our assemblages (~75 %), frequently found today in glacier-proximal environments (*e.g.* Jennings *et al.*, 2004; Murray, 2006; Darling *et al.*, 2016; Fossile *et al.*, 2020). The modern conditions in the polar regions where this species lives today are close to the conditions prevailing during the last glacial period in our study area since the EIS invaded the western European shelf (cf. ice-sheet and polar fronts limits in Figure III- 1) and the Channel River channeled huge amounts of meltwaters to the northern BoB.

Cassidulina crassa occurs concomitantly to *E. excavatum* f. *clavatum* in our record ($r^2 = 0.85$). Similarly to *Elphidium* spp., modern upper slope foraminiferal studies from the BoB reported that *C. crassa* is either only encountered in the dead faunas or very rarely present in the living faunas (*e.g.* Fontanier *et al.*, 2002, 2006; Mojtahid *et al.*, 2010; Duros *et al.*, 2012). It is therefore probable that this species has been transported to the study site, although *C. crassa* tests are rather intact (Plate III- 1) compared to *E. excavatum* f. *clavatum* (Plate III- 2a). It must be noted that the morphospecies identified here as *C. crassa* (d'Orbigny, 1839) has a variant that is very close morphologically and was described first as *Cassidulina crassa* var. *reniforme* Nørvang, 1945, and later elevated to the species rank as *C. reniforme*. *Cassidulina reniforme* morphospecies is mainly reported from arctic regions as typical of near-glacier environments (Hansen and Knudsen, 1995; Korsun *et al.*, 1995; Murray, 2006). Thus, it is highly possible that *C. crassa* from BOBGEO-CS05 is actually the same morphospecies than the one reported from arctic regions. We therefore assume that the *C. crassa* - *E. excavatum* f. *clavatum* association in our record is coherent with near-glacier environments. This is further corroborated by the absence of these species in the upper slope glacial record PP10-12 from the southeast BoB (Pascual *et al.*, 2020), far from both the ice sheet extent limit and the Channel River mouth. Based on the above, we summed the percentages of *E. excavatum* f. *clavatum* and *C. crassa* to constitute the group of glacier-proximal indicator species. The latter will be used to examine the EIS dynamics (cf. Section 5.2).

a) *Elphidium excavatum* cf. *clavatum*

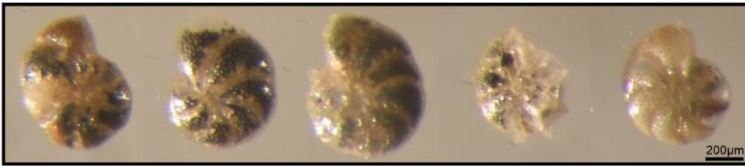
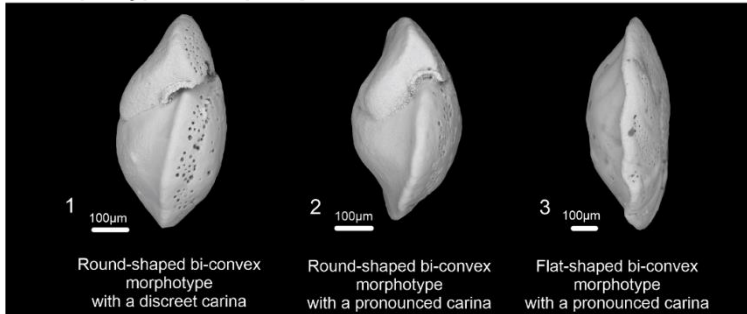


Plate III- 2. a) Natural light photographs of *Elphidium excavatum* f. *clavatum* showing pyritised and altered shells. b) SEM photographs showing the variability of the morphotypes (in lateral view) lumped into *Cibicidoides pachyderma* in this study.

b) Morphotypes of *C. pachyderma*



5.1.3. Holocene indicator species

One of the most striking features of our benthic foraminiferal record is the absence of uvigerinids (e.g. *U. peregrina*, *U. mediterranea*), whereas they dominate the modern benthic foraminiferal assemblages of the BoB between ~500 and 2000 m water depth (e.g., Schönfeld, 2006; Barras *et al.*, 2010; Mojtahid *et al.*, 2010; Duros *et al.*, 2011, 2012). This absence is also the case in the glacial part of the MD99-2328 record (Mojtahid *et al.*, 2017). We assume therefore that uvigerinids might not be tolerant to the glacial-related conditions on the BoB seafloor (Mojtahid *et al.*, 2013; Pascual *et al.*, 2020; Rodriguez-Lazaro *et al.*, 2017). Schönfeld and Altenbach (2005) hypothesized a widespread change from glacial to modern surface productivity configuration (e.g. nature of primary producers, seasonality in phytoplankton blooms) that may have triggered the Holocene settlement of *U. peregrina* in the northeast Atlantic. It is also interesting to note that *U. peregrina* and *U. mediterranea* are very abundant in bathyal depths (~200-1500 m) of the Mediterranean and the BoB bathed by the MOW (e.g. De Rijk *et al.*, 2000; Schmiedl *et al.*, 2000; Fontanier *et al.*, 2003). The possible link between water masses and specific fauna has been progressively abandoned in favor of organic matter and oxygen as major controlling environmental parameters (Jorissen *et al.*, 2007). Yet, the settlement of uvigerinids in the BoB in the end of deglaciation - early Holocene (Garcia *et al.*, 2013; Mojtahid *et al.*, 2013; Pascual *et al.*, 2020) seems to coincide with the significant increase in the influx of the MOW into the North Atlantic and along the European margin (Rogerson *et al.*, 2012; Lebreiro *et al.*, 2018). This is coherent with what Mojtahid *et al.* (2017) observed in core MD99-2328 where they record the appearance of uvigerinids (although with low abundances) only in the Holocene portion of the record.

In summary, we have shown that the upper slope benthic foraminifera assemblage found at site BOBGEO-CS05 reflect the complex, highly dynamic and variable environmental conditions in the northern BoB during the last glacial period, including high bottom water currents, glacier-proximal settings, and southern retreat of the MOW. Since benthic foraminifera respond greatly to these various environmental parameters, they present a great potential to better constrain glacial intermediate bottom water characteristics during HSs.

5.2. Environmental particularities of Heinrich Stadials depicted by benthic foraminifera

5.2.1. What do the last three Heinrich Stadials have in common in the Bay of Biscay?

In general, HS3 (~31-29 ka cal BP), HS2 (~26-23 ka cal BP) and HS1 (~18-15.5 ka cal BP) in core BOBGEO-CS05 are characterized by a systematic drop in BFAR values (Fig. 3a). This may indicate unfavorable conditions (*e.g.* low quality/quantity of the organic matter, low oxygenation) for the growth and reproduction of foraminifera. In the same intervals, we record the highest occurrence of *Cibicidoides pachyderma* and *Globobulimina* spp. (Figure III- 3j & 3i). *Cibicidoides pachyderma* is usually found in meso-oligotrophic open-slope environments, as in the modern BoB (Schmiedl *et al.*, 2000; Mojtahid *et al.*, 2010; Duros *et al.*, 2012). *Globobulimina* spp., on the other hand, are deep infaunal species that tolerate hypoxia and anoxia (Risgaard-Petersen *et al.*, 2006; Pina-Ochoa *et al.*, 2010; Koho *et al.*, 2011). Hence, we interpret the *C. pachyderma* - *Globobulimina* spp. association (*i.e.* meso-oligotrophic species; see Figure III- 4h) during HSs, together with the low BFAR, as indicating meso-oligotrophic conditions, with moderate to low export of organic matter to the seafloor, and reduced bottom-water ventilation. The latter is supported by the concomitant decrease in the proportions of high-energy indicator species *T. angulosa* and *C. lobatulus* during each of the HSs (Figure III- 4g). The weak hydrodynamics during the HSs is independently supported by the low \overline{SS} values at BOBGEO-CS05 and at many sites along the French Atlantic margin (Toucanne *et al.*, 2021). As such, biotic and sedimentological data indicate reduced near-bottom flow speed (*i.e.* weakened GEBC) and, by extension, a sluggish AMOC during the three HSs.

The glacier-proximal species (*E. excavatum* f. *clavatum*. and *C. crassa*), although present all along the BOBGEO-CS05 record, display the highest percentages during the HSs, especially during HS3 and HS2 (Figure III- 4b). In their modern habitats in the Arctic fjords, these species are impacted by seasonal melting of marine-terminating glaciers (Schroder-Adams *et al.*, 1990; Wollenburg and Mackensen, 1998; Wollenburg and Kuhnt, 2000; Wollenburg *et al.*, 2004). Since enhanced EIS meltwaters influx to the BoB are described during HSs (Toucanne *et al.*, 2015), increased densities of these species might be indicative of such meltwater inputs. The concomitant presence of meso-oligotrophic species (*e.g.* *C. pachyderma*) indicates a low to moderate export of organic matter to the seafloor, especially during HS2 and HS3. This will be further discussed when addressing the specificities of each HS (cf. Sections 5.2.2. and 5.3).

5.2.2. The difference between the early HS1 and the other HSs

In core BOBGEO-CS05, HS1 is very distinct from HS2 and HS3 by displaying a high presence (~60 %) of opportunistic and high-organic flux indicator species (*C. carinata* and *Bolivina* spp.; Schmiedl *et al.*, 1997; Fontanier *et al.*, 2003; Duros *et al.*, 2011) during its early phase ca. ~18-16.7 ka cal BP (Figure III- 4d). This is coherent with the findings of Mojtahid *et al.* (2017) at the same time period at site MD99-2328. Conversely, during HS2 and HS3, these species were present with much lower abundances (< 10 %; Figure III- 4d). Thus, we assume that limited organic material inputs reached the BOBGEO-CS05 site during HS3 and HS2, then substantially increased during the early HS1. This difference is further corroborated by the positive correlation between the abundance of the high-organic flux indicator species during early HS1 at our site and both the BIT index at site MD95-2002 (Figure III- 4c; Ménot *et al.*, 2006) and the turbidite (*i.e.* flood-related deposits) flux in

the deep BoB (Zaragosi *et al.*, 2006; Toucanne *et al.*, 2008, 2012). It has been suggested that these differences in organic material inputs through time could result from complex interactions between climate conditions, and ice and vegetation cover (Ménot *et al.*, 2006). Our data cannot resolve this issue, but it certainly highlights the paroxysmal phase of EIS melting in response to increasing boreal insolation during HS1, and the concomitant rapid progradation of a large outer-shelf delta that ultimately improved the connection between the BOBGEO-CS05 site and the Channel River system (Toucanne *et al.*, 2012). That said, because *C. carinata* and *Bolivina* spp. are very abundant in shallower settings in the BoB (140-550 m depth; Duros *et al.*, 2011 ; Fontanier *et al.*, 2003), we cannot discard that their presence in our record is a result of downslope transport. Even so, the abundance of these species still indicates increased organic fluxes in their source habitats.

Interestingly, in the upper slope BOBGEO-CS05 and MD99-2328 cores, the dominance of the anoxia indicator species (representing the sum of *Globobulimina* spp. and *Chilostomella oolina*) at HS1 occurs early within this interval, before HE1 event *sensu stricto* (Figure III- 4i). According to Mojtahid *et al.* (2017), the presence of these indicator species during early HS1 is indicative of organically-enriched and/or oxygen-depleted benthic environments, and their absence during HE1 event, together with high \overline{SS} (Figure III- 4i & 4f) indicate well-ventilated intermediate waters. In deeper sediment cores from the BoB (>2000 m depth), the HE1 event is characterized by the presence of authigenic carbonates indicating anoxic bottom waters (*e.g.* Auffret *et al.*, 1996; Toucanne *et al.*, 2015). Because these anoxia markers are not observed in the shallower cores BOBGEO-CS05 and MD99-2328 and because all proxies (\overline{SS} and foraminifera; Figure III- 4) indicate well-ventilated bottom waters, we can hypothesize a decoupling between a vigorous intermediate water depth circulation during HE1 and a still sluggish circulation at >2000 m in the northeast Atlantic, as reported by the Bermuda rise $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ data from the deep northwest Atlantic (Figure III- 4e). A similar pattern is found in the equatorial Atlantic where a better ventilation of mid-depth waters in late HS1 is recorded while the deep sites remained poorly ventilated (Chen *et al.*, 2015).

Chapitre III. Intermediate ocean circulation and cryosphere dynamics in the northeast Atlantic during Heinrich Stadials: benthic foraminiferal assemblage response.

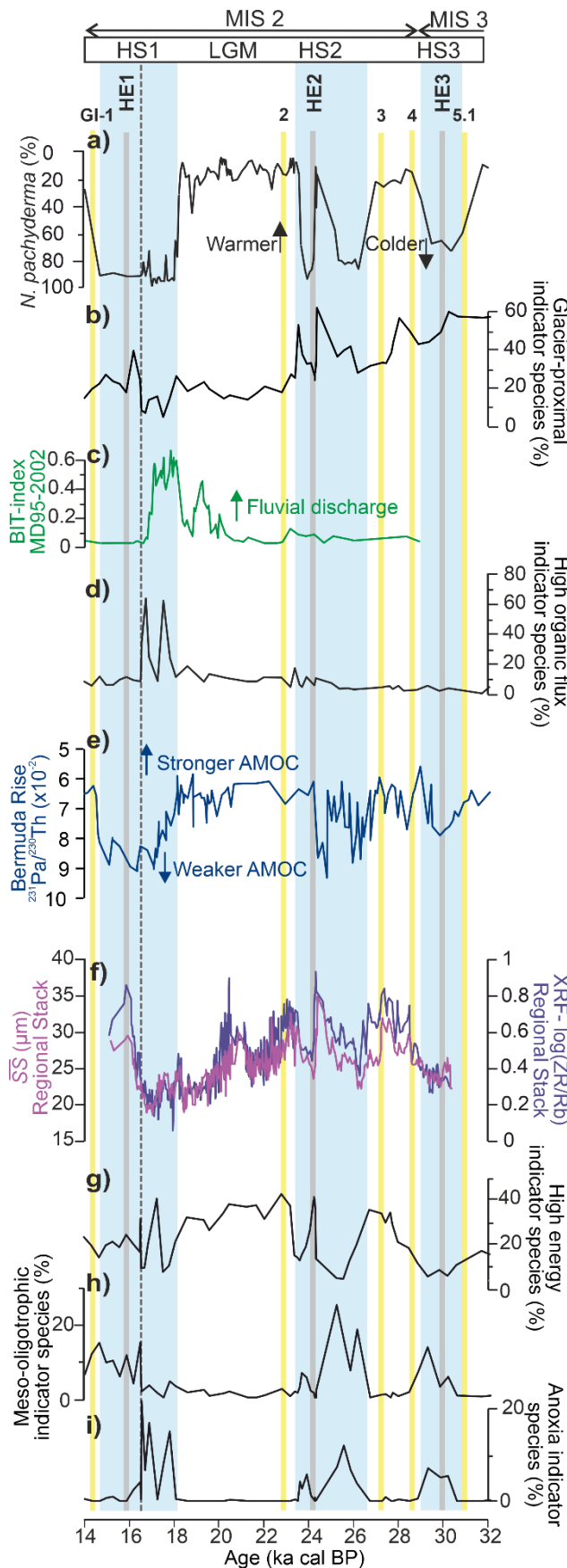


Figure III- 4. Benthic foraminiferal response to ice-sheet/AMOC dynamics. a) Relative abundance of *N. pachyderma* in core BOBGEO-CS05. b) Relative abundances of glacier-proximal indicator species (% *Elphidium excavatum* f. *clavatum* + % *C. crassa*) in core BOBGEO-CS05. c) BIT-index at site MD95-2002 as a proxy for continental-derived material input (Ménot et al., 2006). d) Relative abundances of high-organic flux indicator species (% *C. carinata* + % *Bolivina* spp.) in core BOBGEO-CS05. e) Bermuda Rise $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ compilation as a proxy for AMOC export at >2 000 m depth (McManus et al., 2004; Böhm et al., 2015; Henry et al., 2016). f) XRF-Zr/Rb (violet line) and $\overline{\text{SS}}$ (pink line) composite records from the northeast Atlantic including BOBGEO-CS05 as proxies for the reconstruction of GEBC flow speed changes (Toucanne et al., 2021). g) Relative abundances of high-energy indicator species (% *C. lobatulus* + % *T. angulosa*) in core BOBGEO-CS05. h) Relative abundances of meso-oligotrophic indicator species (% *C. pachyderma*) in core BOBGEO-CS05. i) Relative abundances of anoxia indicator species (% *Globobulimina* spp. + % *C. oolina*). To better highlight the variations of the different species groups, the scale of the ordinate axis is not constant. The main events and climatic phases are reported similarly to Figure III- 3.

Chapitre III. Intermediate ocean circulation and cryosphere dynamics in the northeast Atlantic during Heinrich Stadials: benthic foraminiferal assemblage response.

Table III- 2. Taxonomic reference list, microhabitat and ecological preferences for the dominant benthic species (>5 %) and the corresponding bibliographic references.

| Species | References with images | Microhabitat | Ecological preferences | Plate 1 | Plate 2 |
|---|--|--|---|---------|---------|
| <i>Bolivina</i> spp. | | Shallow infaunal (John W. Murray, 2006) | <i>Bolivina</i> spp. have opportunistic behaviour (Schmiedl <i>et al.</i> , 2000) and ecological preferences for phytodetritus enriched deposits (Duros <i>et al.</i> , 2017, 2011) | 5-6 | |
| <i>Cassidulina carinata</i> Silvestri, 1896 | Phleger <i>et al.</i> (1953), pl. 9, Figs. 32–37 | Epifaunal to shallow infaunal (Jorissen, 1987; Altenbach <i>et al.</i> , 1999) | <i>Cassidulina carinata</i> is an opportunistic species (Fontanier <i>et al.</i> , 2003; Duros <i>et al.</i> , 2011) that lives in OM-enriched sediments (Hess <i>et al.</i> , 2005; Hess and Jorissen, 2009). | 7 | |
| <i>Cassidulina crassa</i> d'Orbigny, 1839 | Jorissen (1987), pl. 1, Fig. 3 | Shallow infaunal (de Stigter <i>et al.</i> , 1998; Fontanier <i>et al.</i> , 2005) | In our case, <i>Cassidulina crassa</i> could be a morphospecies of <i>Cassidulina reniforme</i> . This latter is often transported from the continental shelf, and redeposited on glacial marine sediments (Mackensen <i>et al.</i> , 1985), until 1000m water depth in Arctic (Wollenburg and Mackensen, 2009). | 8 | |
| <i>Cibicides lobatulus</i> Walker and Jacob, 1798 | Jones and Brady (1994), pl. 93, Fig. 1 | Epifaunal (John W. Murray, 2006) | <i>Cibicides lobatulus</i> live at shallow depth, attached on seagrass and algae (Véneç-Peyré and Le Calvez, 1988; John W. Murray, 2006). Even if, they were described as transported species, they can be found alive in deep and high energy environments (<i>e.g.</i> Schönfeld, 1997, 2002b, 2002a; Margreth <i>et al.</i> , 2009; Spezzaferrri <i>et al.</i> , 2015) | 13 | |
| <i>Cibicidoides pachyderma</i> Rzehak, 1886 | Jones and Brady (1994), pl. 94, Fig. 9 | Shallow infaunal (Fontanier <i>et al.</i> , 2003, 2002) | <i>Cibicidoides pachyderma</i> live in meso-oligotrophic conditions (Fontanier <i>et al.</i> , 2003; Mojtahid <i>et al.</i> , 2009). They prefer low nutrients waters (Schmiedl <i>et al.</i> , 2000). | 11-12 | b |
| <i>Chilostomella oolina</i> Schwager, 1878 | Jones and Brady (1994), pl. 55, Fig. 12-14 | Deep Infaunal (Corliss and Emerson, 1990; Bernhard, 1992; Jorissen <i>et al.</i> , 1998) | <i>Chilostomella oolina</i> is adapted to anoxic or suboxic conditions (Fontanier <i>et al.</i> , 2002; Bernhard and Sen Gupta, 2003). They may be replaced by <i>Globobulimina</i> spp. when the degraded OM quality decreases (Fontanier <i>et al.</i> , 2002) | 4 | |
| <i>Elphidium clavatum</i> Cushman, 1930 | Darling <i>et al.</i> (2016), Fig. 4, S4 | Infaunal–epifaunal (John W. Murray, 2006) | <i>Elphidium clavatum</i> is a widespread taxon, mainly distributed in the Arctic, and frequent in glacier-proximal environments. It is found living down to several hundreds of meters depths in the Arctic and in the Baltic (Jennings <i>et al.</i> , 2004; John W. Murray, 2006; Darling <i>et al.</i> , 2016; Fossile <i>et al.</i> , 2020). In the nearby study of Mojtahid <i>et al.</i> (2017), <i>Elphidium</i> species found at 1000 m depth during the last deglaciation were interpreted as being possibly transported from shallower settings. | 10 | a |
| <i>Elphidium gerthi</i> van Voorthuysen, 1957 | Mendes <i>et al.</i> (2012), Fig. 4, 8 | | <i>Elphidium gerthi</i> is a subtidal to intertidal species, very common along the western European coasts. In the nearby study of Mojtahid <i>et al.</i> (2017), <i>Elphidium</i> species found at 1000 m depth during the last deglaciation were interpreted as being possibly transported from shallower settings. | 9 | |
| <i>Globobulimina</i> spp. | | Deep infaunal (John W. Murray, 2006) | <i>Globobulimina</i> spp. live in organically-enriched and/or oxygen-depleted sediments (<i>e.g.</i> Jorissen, 1999; Schmiedl <i>et al.</i> , 2003; Mojtahid <i>et al.</i> , 2010). They can live in anoxic sediments by respiring nitrates (Risgaard-Petersen <i>et al.</i> , 2006). | 3 | |

Chapitre III. Intermediate ocean circulation and cryosphere dynamics in the northeast Atlantic during Heinrich Stadials: benthic foraminiferal assemblage response.

Table III- 3 (continued). Taxonomic reference list, microhabitat and ecological preferences for the dominant benthic species (>5 %) and the corresponding bibliographic references.

| Species | References with images | Microhabitat | Ecological preferences | Plate 1 | Plate 2 |
|--|--|---|--|---------|---------|
| <i>Gavelinopsis praegeri</i> Heron-Allen & Earland, 1913 | Jorissen (1987), pl. 3, Fig. 13 | Epifaunal (Jorissen, 1987) | <i>Gavelinopsis praegeri</i> is an epiphytic species living in a wide range of water depths in marine environments (John W. Murray, 2006). They are found down to 1200m water depth (de Stigter, 1996) and prefers more oxic conditions (Dorst <i>et al.</i> , 2015). | 16 | |
| <i>Hoeglundina elegans</i> d'Orbigny, 1826 | Milker and Schmiedl, (2012), pl. 19, Fig. 15 | Epifaunal; shallow infaunal (Jorissen <i>et al.</i> , 1998; Fontanier <i>et al.</i> , 2002) | <i>Hoeglundina elegans</i> is described as indicator of low organic carbon environments (Fontanier <i>et al.</i> , 2002; Morigi <i>et al.</i> , 2001). | 17 | |
| <i>Nonionella turgida</i> Williamson, 1858 | Milker and Schmiedl, (2012), pl. 26, Figs. 1-5 | Deep infaunal (Corliss, 1991) | <i>Nonionella turgida</i> is an opportunistic species, tolerant to low oxygen conditions and high nutrient level (Van der Zwaan and Jorissen, 1991). | 2 | |
| <i>Planorbulina mediterraneensis</i> d'Orbigny, 1826 | Jones and Brady (1994), pl. 92, Fig. 1 | Epifaunal (Murray, 2006) | <i>Planorbulina mediterraneensis</i> is an epiphytic species and lives at shallow depths (Murray, 2006). | 15 | |
| <i>Pullenia quinqueloba</i> Reuss, 1851 | Jones and Brady (1994), pl. 84, Fig. 14 | Intermediate infaunal (Corliss, 1991; C. Fontanier <i>et al.</i> , 2008) | <i>Pullenia quinqueloba</i> can live in low-organic carbon conditions (Gupta, 1999). | 18 | |
| <i>Textularia sagittula</i> Defrance, 1824 | Jorissen (1987), pl. 3, Fig. 12 | Epifaunal (Murray, 2006) | <i>Textularia sagittula</i> is an agglutinated species (Murray, 2006). They are dominant in shallow water depths, on sandy sediments (Murray, 2014) | 1 | |
| <i>Trifarina angulosa</i> Williamson, 1858 | Jones and Brady (1994), pl. 74, Fig. 15 | Shallow infaunal (Hess and Jorissen, 2009) | <i>Trifarina angulosa</i> have been observed in phytodetritus-enriched sediment (<i>e.g.</i> Hess and Jorissen, 2009; Duros <i>et al.</i> , 2011). They are often associated with <i>C. lobatulus</i> to strong bottom currents and can be observed until 1000m water depth (Mackensen <i>et al.</i> , 1985). | 14 | |

5.3. Foraminiferal evidence for mid-HS2 re-ventilation event

During HS2 (Figure III- 5), the overall meso-oligotrophic conditions and the low bottom-water ventilation depicted by both the low BFAR and the *C. pachyderma* - *Globobulimina* spp. association (*i.e.* meso-oligotrophic species) were interrupted around 24.3 ka cal BP (Figure III- 5d & 5e). At the same time, low percentages of the polar planktonic species *N. pachyderma* (Figure III- 5a) indicate a warming of the sea-surface conditions and therefore a cessation of meltwater input in the northern BoB. This surface water warming is recorded in several sedimentary records along the European margin (*e.g.* Scourse *et al.*, 2009; Austin *et al.*, 2012; Waelbroeck *et al.*, 2019). This warm event interrupting HS2 seems to be coeval with a well-known atmospheric decrease in dust flux at high latitudes (Rasmussen *et al.*, 2008; Austin *et al.*, 2012). During this sea-surface warming event, the re-appearance of the high-energy indicator species (Figure III- 5c) and the drop in the anoxia indicator species (Figure III- 5f) strongly suggests a reactivation of bottom water currents at site BOBGEO-CS05. This is supported by the increase in the \overline{SS} values at our site and, more generally, in the northern part of the French Atlantic margin (Figure III- 5b). Our biotic data, although covering this millennial-scale event at low sampling resolution, thus indicate, together with the \overline{SS} proxy, enhanced vigor of the GEBC and, by extension, of the AMOC during the mid-HS2. This re-acceleration of the GEBC continues to about 100 yrs before the iceberg debacle of the LIS (*i.e.* HE2 *sensu stricto* at 24.2 ka cal BP), when our biotic and sedimentological proxies show a rapid return to meso-oligotrophic conditions at the sea-floor and weak bottom currents.

Chapitre III. Intermediate ocean circulation and cryosphere dynamics in the northeast Atlantic during Heinrich Stadials: benthic foraminiferal assemblage response.

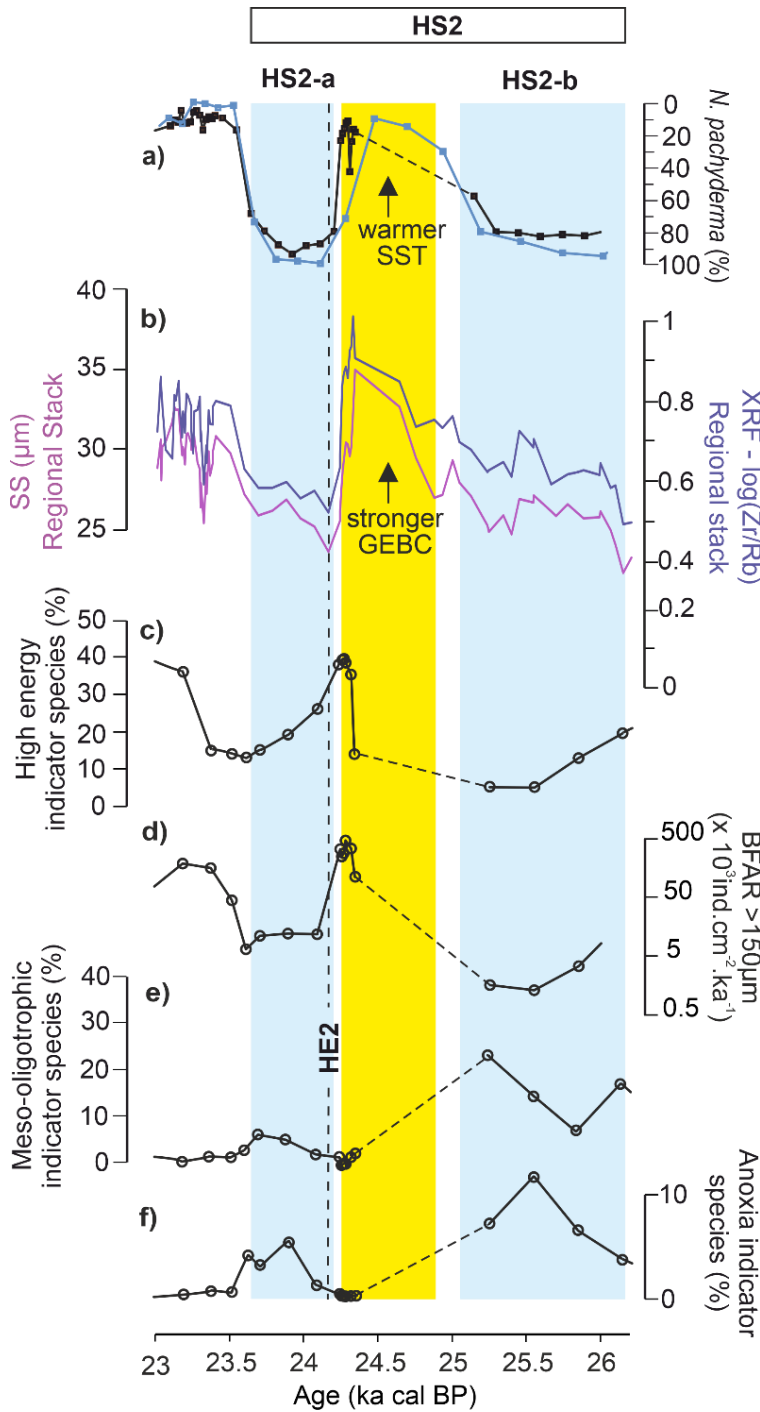


Figure III- 5. Focus on HS2. a) Relative abundances of the planktonic species *N. pachyderma* in core BOBGEO-CS05 (black line; this study) and MD95-2002 (blue line; Grousset et al., 2000). b) XRF-Zr/Rb (violet line) and \overline{SS} (pink line) composite records from the northeast Atlantic (including BOBGEO-CS05) as proxies for the reconstruction of GEBEC flow speed changes (Toucanne et al., 2021). c) Relative abundances of high-energy indicator species (% *C. lobatulus* + % *T. angulosa*) in core BOBGEO-CS05. d) Benthic Foraminiferal Accumulation Rates (BFAR; $\text{ind.cm}^{-3}.\text{ka}^{-1}$) for the $>150\ \mu\text{m}$ in core BOBGEO-CS05. e) Relative abundances of meso-oligotrophic indicator species (% *C. pachyderma*) in core BOBGEO-CS05. f) Relative abundances of anoxia indicator species (% *Globobulimina* spp. + % *C. oolina*) in core BOBGEO-CS05. Dashed vertical line: Heinrich Event 2 (HE2) sensu stricto according to the regional Ca/Ti synchronisation (cf. Table S2 in Toucanne et al., 2021); blue bands: the HS2a,b cold events (Bard et al., 2000); yellow band: the mid-HS2 re-ventilation event. To better highlight the variations of the different species groups, the scale of the ordinate axis is not constant.

6. Conclusions

Benthic foraminiferal assemblage data allowed us to reconstruct the paleoenvironmental evolution of the upper slope of the BoB (site BOBGEO-CS05) over the ca. 32-14 ka cal BP period. In general, species-specific responses reflect the complex, highly dynamic and variable environmental conditions in the northern BoB during the last glacial period, including fluctuations in the bottom water current and the GEBC, changes in organic matter fluxes and Channel River discharges, and latitudinal changes of the MOW.

The three HSs (HS3, HS2 and HS1) present some common features. They are all characterized by an overall low proportion of high-energy indicator species (*i.e.* *Cibicides lobatulus* and *Trifarina angulosa*), and a significant presence of meso-oligotrophic indicator species (*Cibicidoides pachyderma*), anoxia indicator species (*Globobulimina* spp. and *C. oolina*), and glacier-proximal species (*E. excavatum* f. *clavatum* and *Cassidulina crassa*). In agreement with previously published sedimentological and geochemical proxies, this reflects overall low organic matter fluxes to the seafloor and a low bottom water ventilation during the HSs.

Detailed investigation of the benthic foraminifera reveals some specificities of the HSs in the northeast Atlantic. First, the high abundance of high-organic flux indicator species (*Cassidulina carinata* and *Bolivina* spp.) during early HS1, compared to their near absence during HS2 and HS3, reveals a millennial-scale peak in terrestrial organic material in the BoB resulting from the significant EIS melting and Channel River meltwater floods. Second, benthic foraminiferal species depict a short-term mid-depth re-ventilation event during HS2, indicated by a decrease in the proportions of anoxia indicator species and an increase in the abundance of high-energy indicator species. This short-term reactivation of the GEBC along the French Atlantic margin, and of the AMOC, is coherent with the cessation of the EIS meltwater input in the northern BoB, and more generally, with a warming of the sea-surface conditions in the northeast Atlantic. This result strongly emphasizes the connection between the intermediate ocean circulation and the cryosphere dynamics in the northeast Atlantic during the Heinrich Stadials.

7. Acknowledgments

This study was funded by the CNRS-INSU-LEFE-IMAGO program (STING project), the ARTEMIS ¹⁴C AMS French INSU project, and the Region Pays de Loire program (Rising Star project TANDEM). S.T. was funded by French National Research Agency (ANR) via the LabexMER program (ANR-10-LABX-19-01) and the PIA TANDEM project (ANR-11-RSNR-00023-01). Salary and research support for the PhD student (First author) were provided by the French Ministry of Higher Education and Research. We thank S. Le Houedec for core sampling, and L. Rossignol and S. Zaragosi (University of Bordeaux) for planktonic foraminifera counting, respectively. Finally, the authors warmly acknowledge J.-F. Bourillet (Ifremer), P.I. of the BOBGEO cruise (doi.org/10.17600/9030060), for his strong support on this research project

8. Supplementary material

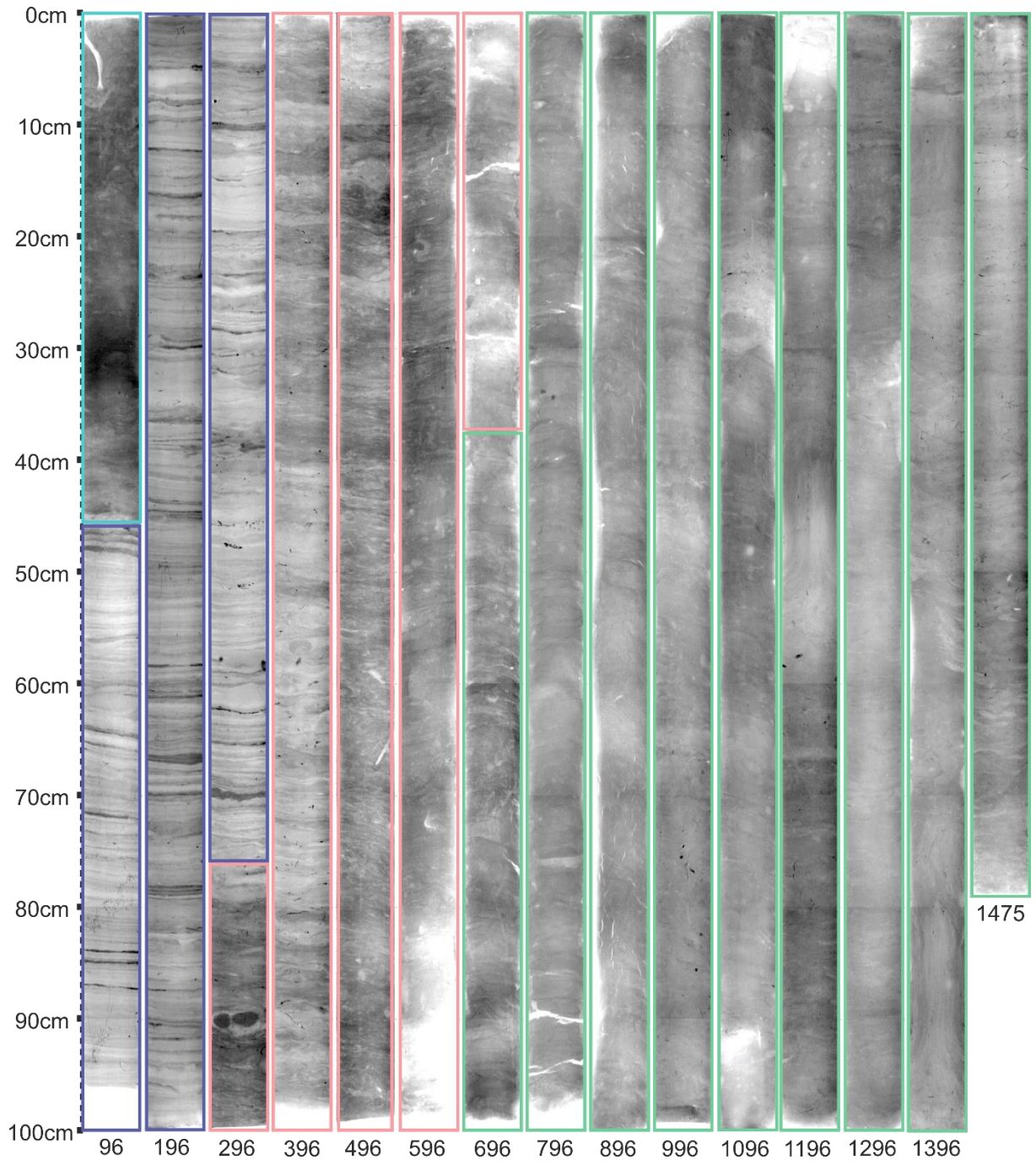


Figure III-S 1. X-Ray radiographs of core BOBGEO-CS05.

Chapitre III. Intermediate ocean circulation and cryosphere dynamics in the northeast Atlantic during Heinrich Stadials: benthic foraminiferal assemblage response.

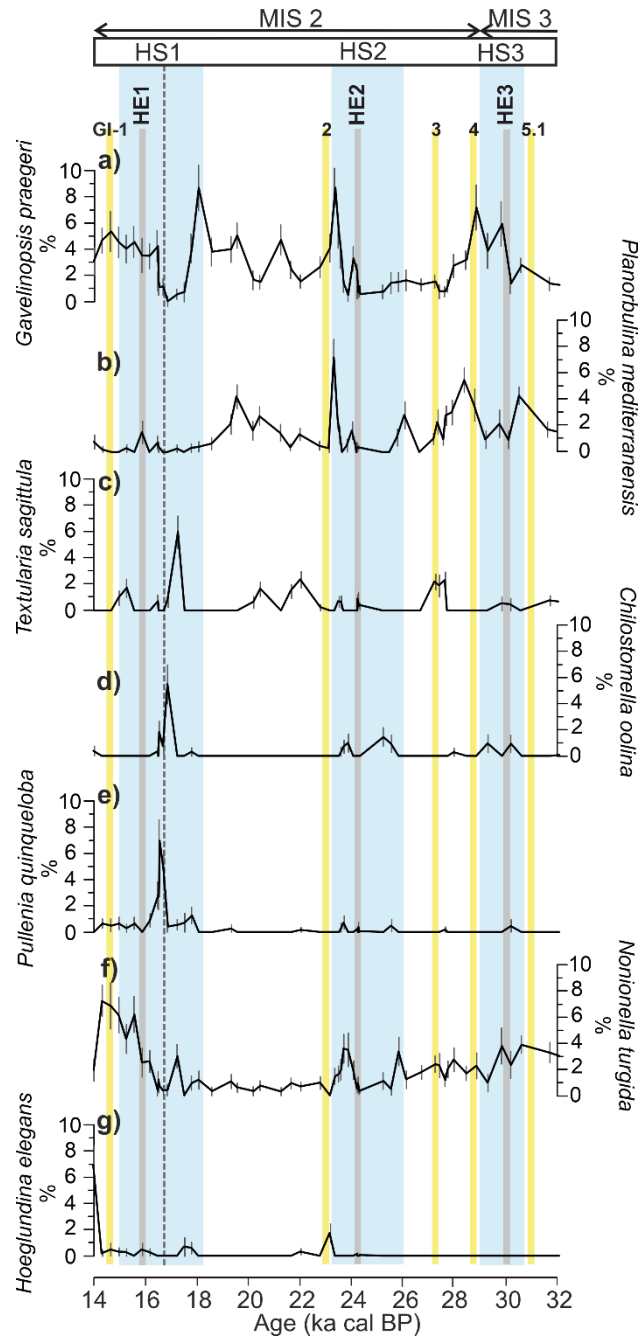


Figure III-S 2. Figure representing the relative abundances of taxa present between 5 and 10 % in at least one sample.

Figure III-S 3. Raw foraminiferal counts available in <https://doi.org/10.17882/88029> or see **1**.

Chapitre III. Intermediate ocean circulation and cryosphere dynamics in the northeast Atlantic during Heinrich Stadials: benthic foraminiferal assemblage response.

Chapitre IV

New insights into the glacial-interglacial dynamics of the European Slope Current based on a 36,000-year sediment record from the southern Bay of Biscay

P. Depuydt*¹, S. Toucanne², C. Barras¹, E. Michel³, S. Le Houedec^{1,4}, M. Mojtahid¹

¹ Univ Angers, Univ Nantes, Univ Le Mans, CNRS, LPG, Laboratoire de Planétologie et Géosciences, UMR 6112, 2 Bd Lavoisier, 49045 Angers Cedex, France

² Univ Brest, CNRS, Ifremer, Geo-Ocean, F-29280 Plouzané, France

³ Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, LSCE/IPSL, CEA-CNRS-UVSQ, Université Paris-Saclay, l'Orme des merisiers, F-91191 Gif-sur-Yvette, France

⁴ Now at Department of Earth Sciences, University of Geneva, 13 rue des Maraichers, Genève, Switzerland

* Corresponding author: pauline.depuydt@univ-angers.fr

Manuscript to be submitted soon

Résumé en français

Aux latitudes moyennes de l'Atlantique Nord-Est, la branche supérieure de l'AMOC (Atlantic Meridional Overturning Circulation) demeure peu étudiée. Cette étude fournit un aperçu complet de la dynamique glaciaire, déglaciaire et holocène de la partie la plus orientale de la branche supérieure de l'AMOC, à savoir le courant de pente européen (ESC) et son équivalent glaciaire connu sous le nom de Glacial Eastern Boundary Current (GEBC). Pour ce faire, nous utilisons la carotte SU81-44 (~1000 m de profondeur d'eau) provenant du haut de pente du sud-est du Golfe de Gascogne (BoB). Le but de cette étude est de reconstruire les changements paléoenvironnementaux et hydrodynamiques en utilisant une approche multi-proxy (assemblages des foraminifères benthiques, proxies de la taille des grains, et isotopes stables de l'oxygène et du carbone et la composition isotopique du néodyme des coquilles de foraminifères). Pendant la période glaciaire et le début de la déglaciation, nos résultats montrent que les proxies de la taille des grains et les densités relatives de l'espèce indicatrice de forte énergie *Trifarina angulosa* et de l'espèce tolérante à une faible oxygénation *Globobulimina* spp. fluctuent de manière significative. Ces fluctuations sont synchrones avec les principaux changements climatiques reconnus sur cette période et avec la reconstruction des paléo-courants de pente pendant la dernière période glaciaire du nord du BoB. Ceci met en évidence un fort forçage climatique/océanographique sur les caractéristiques sédimentaires de la région et un forçage important par les changements de vitesse des courants près du fond. Nos données fournissent également de nouvelles données sur la force du courant de pente dans la région pendant la déglaciation tardive et l'Holocène. Nous observons une revigoration de la branche supérieure de l'AMOC pendant le réchauffement de Bølling-Allerød, précédant la reprise abrupte de la branche plus profonde de l'AMOC dans l'Atlantique Nord occidental. Ceci semble confirmer le rôle crucial du courant de pente européen dans la formation des eaux profondes, comme c'est le cas aujourd'hui. Enfin, nos données montrent un affaiblissement progressif de l'ESC au cours de l'Holocène. Nous émettons l'hypothèse que ceci est le résultat d'une diminution à long terme du gradient de densité entre les basses et hautes latitudes qui peut être attribuée à des changements à long terme de l'insolation et de la dynamique du gyre subpolaire.

Idées majeures :

- La carotte SU81-44 enregistre un signal courantologique glaciaire semblable à celui reconnu plus au nord ;
- La vigueur du courant de pente diminue significativement au cours de l'Holocène et pourrait résulter de la diminution de l'insolation et de l'intensité du gyre sup-polaire ;
- L'apparition des uvigerinidés dans le sud du Golfe de Gascogne à la fin du HS1 pourrait témoigner de la remontée des eaux d'origine méditerranéenne (MOW) vers le nord en réponse à la mise en place des conditions interglaciaires.

Abstract

In the mid-latitudes of the Northeast Atlantic, the upper branch of the AMOC (Atlantic Meridional Overturning Circulation) is poorly studied. This study provides a complete overview of the glacial, deglacial and Holocene dynamics of the easternmost portion of the upper branch of the AMOC, namely the European Slope Current and its glacial equivalent known as the Glacial Eastern Boundary Current (GEBC). To do so, we use core SU81-44 (~1000 m water depth) from the southeastern Bay of Biscay (BoB) upper slope. The aim of this study is to reconstruct paleoenvironmental and hydrodynamic changes using a multiproxy approach (*i.e.* benthic foraminiferal assemblage, grain size proxies, oxygen and carbon stable isotopes, and neodymium isotopic composition of foraminiferal shells). During the glacial period and the onset of the deglaciation, our results show that the grain size proxies fluctuate significantly with the relative densities of the high-energy indicator species *Trifarina angulosa* and the low oxygen tolerant *Globobulimina* spp. These fluctuations are synchronous with the main climate changes recognized over this period and with the glacial slope paleoflow reconstruction from the northern BoB. This highlights a strong climatic/oceanographic forcing on the sedimentary characteristics of the region and a prominent forcing by changes in near-bottom flow speed. Our data also provide a new constraint on the strength of the slope current in the region during the late deglaciation and Holocene periods. We observe a reinvigoration of the upper branch of the AMOC during the Bølling-Allerød warming, preceding the abrupt resumption of the deeper branch of the AMOC in the western North Atlantic. This seems to confirm the crucial role of the European Slope Current in deep water formation, as it is the case today. Finally, our data show a progressive weakening of the ESC during the Holocene. We hypothesize a link with a long-term decrease in the density gradient between low and high latitudes that can be attributed to long term changes in insolation and Subpolar Gyre dynamics.

Keywords

Benthic foraminifera; Grain size; Heinrich Stadials; Holocene; Slope current; Bølling–Allerød interstadial; Northeast Atlantic; AMOC

1. Introduction

The Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC) plays a central role in the distribution of heat to the high latitudes and changes in its dynamics are responsible for climate oscillations through time (Broecker, 1991; Rahmstorf, 2002). During glacial periods, the AMOC strength was sensitive to episodic freshwater inflows from the Northern Hemisphere ice sheets (Broecker and Denton, 1990; McManus et al., 2004; Lynch-Stieglitz, 2017) such as the Laurentide Ice Sheet (LIS) covering the North American continent, and the European Ice Sheet (EIS), covering northern Europe (Ehlers et al., 2011). For example, during the last glacial period and the onset of the last deglaciation (*i.e.* Termination 1), large amounts of icebergs and meltwater were released into the North Atlantic (*e.g.* Ruddiman and McIntyre, 1981; Bond et al., 1992; Zaragosi et al., 2001), resulting in significant and recurrent weakening of the AMOC (Vidal et al., 1997; Denton et al., 2010; Ivanovic et al., 2018; Ng et al., 2018). These periods of AMOC weakening were concomitant with very cold climate intervals (*i.e.* Heinrichs Stadials – HS) detected in Greenland ice cores (Dansgaard et al., 1993), North Atlantic marine records (Bond et al., 1993), as well as in several European and North American continental records (*e.g.* Grimm et al., 1993; Sanchez Goñi et al., 2002).

Several studies have highlighted the importance of the upper branch of the AMOC (until ~1000 m deep) in rapid glacial climate fluctuations (*e.g.* Lehman and Keigwin, 1992; Chapman and Shackleton, 1998; Rasmussen and Thomsen, 2004) since the northward transport of heat and salt plays a fundamental role in ocean oscillatory mechanisms (Webb et al., 1997; Shaffer et al., 2004; Arzel et al., 2010; Peltier and Vettoretti, 2014; Saha, 2015; Boers et al., 2018). Nevertheless, the study of the AMOC upper branch during the last glacial period and Termination I remains poorly documented and mainly restricted to the Nordic Seas and the Atlantic inflow (*e.g.* Rasmussen and Thomsen, 2004; Moffa-Sánchez et al., 2019). Recent studies from the Bay of Biscay (Northeast Atlantic) revealed that the upper branch of the AMOC has strongly affected the European Atlantic margin during the last glacial period, compared to the Holocene, through the reinforcement of a northward-flowing Glacial Eastern Boundary Current (GEBEC; Toucanne et al., 2021; Depuydt et al., 2022), that is a glacial version of the modern European Slope Current (ESC) (Pingree and Le Cann, 1989, 1990; Moritz et al., 2021). These findings highlight strong basin-scale changes in the glacial North Atlantic (*i.e.* changes in meridional density gradients), in agreement with previous numerical approaches that suggest that the North Atlantic Current (NAC) flowed zonally and further south than at present (as far south as ~40°N) during the last glacial period (*e.g.* Keffer et al., 1988; Otto-Bliesner et al., 2006; Brady and Otto-Bliesner, 2011). This makes the European Atlantic margin, and the upper slope environments in particular, a new, suitable region for glacial AMOC reconstructions. Here, we complement these studies by providing a new sedimentary and biotic record from the southern Bay of Biscay (BoB). Our study provides, for the first time, a continuous 36-kyr slope current record in the region and we explored its variability through the last glacial period, deglaciation and the Holocene by using sedimentological (grain size and X-ray fluorescence) data, benthic foraminiferal assemblages, and foraminiferal-based geochemical proxies (oxygen, carbon and radiogenic neodymium isotopes). Our results show significant fluctuations in the strength of the slope current during the last glacial period and the deglaciation, in concert with the northern BoB records, and concomitant with stadial/interstadial changes. After an overshoot in the strength of the slope current

during the Bølling–Allerød interstadial, an overall decreasing trend is recorded in our data, possibly linked to the long-term Subpolar Gyre dynamics.

2. Geological and hydrographic setting

2.1. Geological setting

The BoB is an oceanic embayment located in the Northeast Atlantic, bordered to the east and south by the French (*i.e.* Celtic, Armorican, and Aquitanian) and Spanish (*i.e.* Galician, Asturian and Cantabrian) margins (Figure IV- 1a). The Celtic-Armorican margin is up to 300-1000 km wide with a slope dominated by submarine canyons (Bourillet et al., 2006). The Aquitanian margin, where our study area is located (Figure IV- 1), is much narrower (30-80 km) and the slope is smooth and is extended by the marginal Landes Plateau dipping gently westward (Mulder et al., 2012). Two main canyons border the Landes Plateau, namely the Cap-Ferret Canyon and the Capbreton Canyon mainly fed by the Gironde and Adour rivers, respectively (Figure IV- 1b).

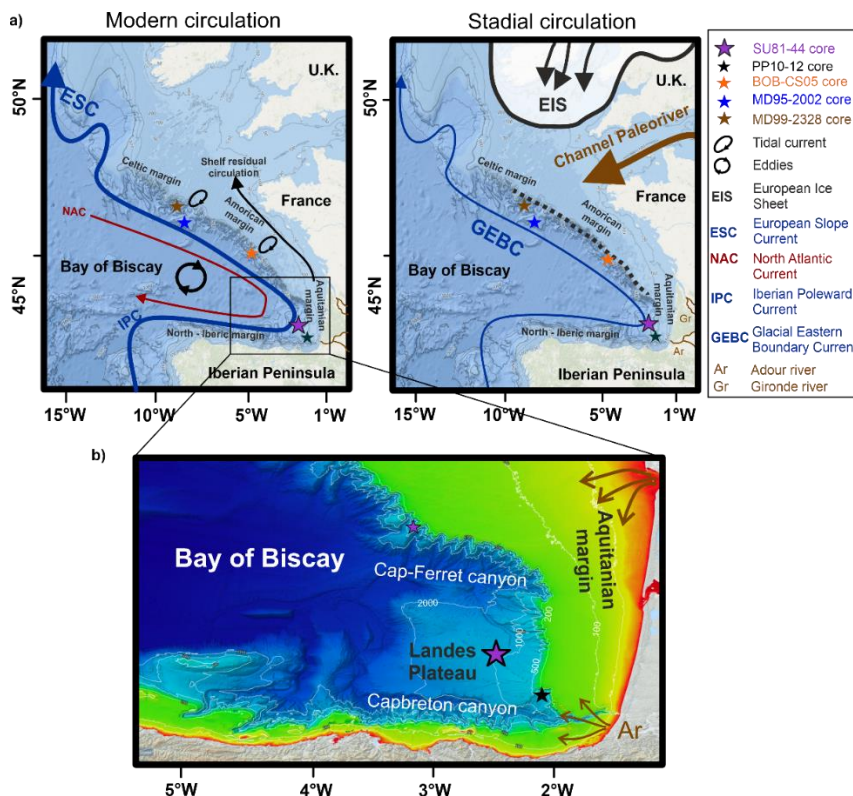


Figure IV- 1. Location of the study area. a) Bathymetric maps of the Bay of Biscay showing the modern and the stadial configurations, including surface and slope currents and showing the location of our study core SU81-44 (purple star), together with nearby cores at 1000 m water depth: MD95-2002 (brown star; Ménot et al., 2006; Eynaud et al., 2012; Toucanne et al., 2015), MD99-2328 (blue star; Mojtahid et al., 2017), BOBGEO-CS05 (orange star; Toucanne et al., 2021; Depuydt et al., 2022); PP10-12 (black star; Pascual et al., 2020). b) Bathymetric map showing the modern physiography of the southern Bay of Biscay and the location of our study core SU81-44 (purple star).

2.2. Modern and past hydrological setting

The BoB is under the influence of the surface circulation and cyclonic and anticyclonic eddies shed from the slope current, named Slope Water Oceanic eDDIES (SWODDIES; Pingree and Le Cann, 1992) (Figure IV- 1a). The SWODDIES can extend until ~600 m depth (Le Groupe Tourbillon, 1983) and stimulate the mixing and exchange of characteristic water properties and constituents, from the shelf and slope regions (Ferrer and Caballero, 2011). The surface water feeding the BoB is the Eastern North Atlantic Central Water and can be recognized down to ~600 m depth (van Aken, 2000a).

At intermediate depth (~600-1300 m), the Mediterranean Outflow water (MOW) is the dominant water mass (van Aken, 2000a). The MOW is formed by the overflow of saline water from the Mediterranean Sea (van Aken, 2000a) and is transported into the BoB (until ~50°N; Iorga and Lozier, 1999) by the European Slope Current (ESC; Huthnance, 1986; Pingree and Le Cann, 1989). The latter represents the easternmost portion of the upper branch of the AMOC (Huthnance et al., 2020). The ESC is forced by the topography of the European margin, the meridional density gradients and the wind forcing drive geostrophic flows towards the slope and then divert poleward (Huthnance, 1984; Friocourt et al., 2007; Marsh et al., 2017). Marsh et al. (2017) recently shows that fluctuations of the ESC strength reflect the variability of the strength of the Subpolar Gyre (SPG). The pathway of the ESC ends in the Feroe-Shetland Channel (~60°N), where it forms, together with the NAC, the Norwegian Atlantic Slope Current (Orvik and Niiler, 2002), that is a major part of the AMOC upper branch (down to 1500 m depth ; Lozier et al., 2019; Huthnance et al., 2020). A significant part of the latter reaches convection sites and participates to the formation of the North Atlantic Deep Water (NADW; until ~3000 m depth) (Dickson and Brown, 1994). μ

3. Material and methods

Core SU81-44 (4.37 m long, 1173 m water depth) was collected from the Landes Plateau (44° 15.4'N 2° 41.7'W) during the CEPAG campaign in 1981 onboard the *R/V Le Suroît* (<https://doi.org/10.17600/81005011>). The core is composed of homogeneous silty-clay sediments. The study focuses on the upper (undisturbed) ~350 cm of the core (Figure IV-S 1) as coring disturbances are evident in the lower part of the record (as highlighted by X-ray images; Figure IV-S 2).

3.1. Chronology

The chronological framework for core SU81-44 is based on the XRF synchronization (via 19 tie-points; Table IV-S1) of the Ca/Ti ratio with the well-dated core MD95-2002 (Figure IV- 2b) using the approach detailed in Toucanne et al. (2021). This approach was successfully used to establish the age model of core BOBGEO-CS05 (Depuydt et al., 2022), which is compared to core SU81-44 later in this study. The age model of core SU81-44 is validated by 12 ¹⁴C dates (measured on monospecific or bulk planktonic foraminifera and performed at LMC14, France; Figure IV-S 1 and Table IV-S 2) and the recognition of ice-rafted detritus (IRD)-rich layers (visible on X-ray images; Figure IV- 2d) deposited during the so-called Heinrich events (HE), i.e. short-lived events of massive iceberg

Chapitre IV - New insights into the glacial-interglacial dynamics of the European Slope Current based on a 36,000-year sediment record from the southern Bay of Biscay

discharges in the subpolar North Atlantic (Hemming, 2004). Finally, the abundance (%) of the polar planktonic taxon *Neogloboquadrina pachyderma* in core SU81-44 was compared to those of cores MD95-2002 (Grousset et al., 2000) and BOBGEO-CS05 (Depuydt et al., 2022) (Figure IV- 2c). The striking resemblance between the three datasets (despite the low resolution for core SU81-44) confirms the reliability of the XRF-based synchronization. This approach reveal that core SU81-44 covers the last 36 kyr, thus encompassing the last three HSs (during which the HE occurred), the Termination 1 and the Holocene period.

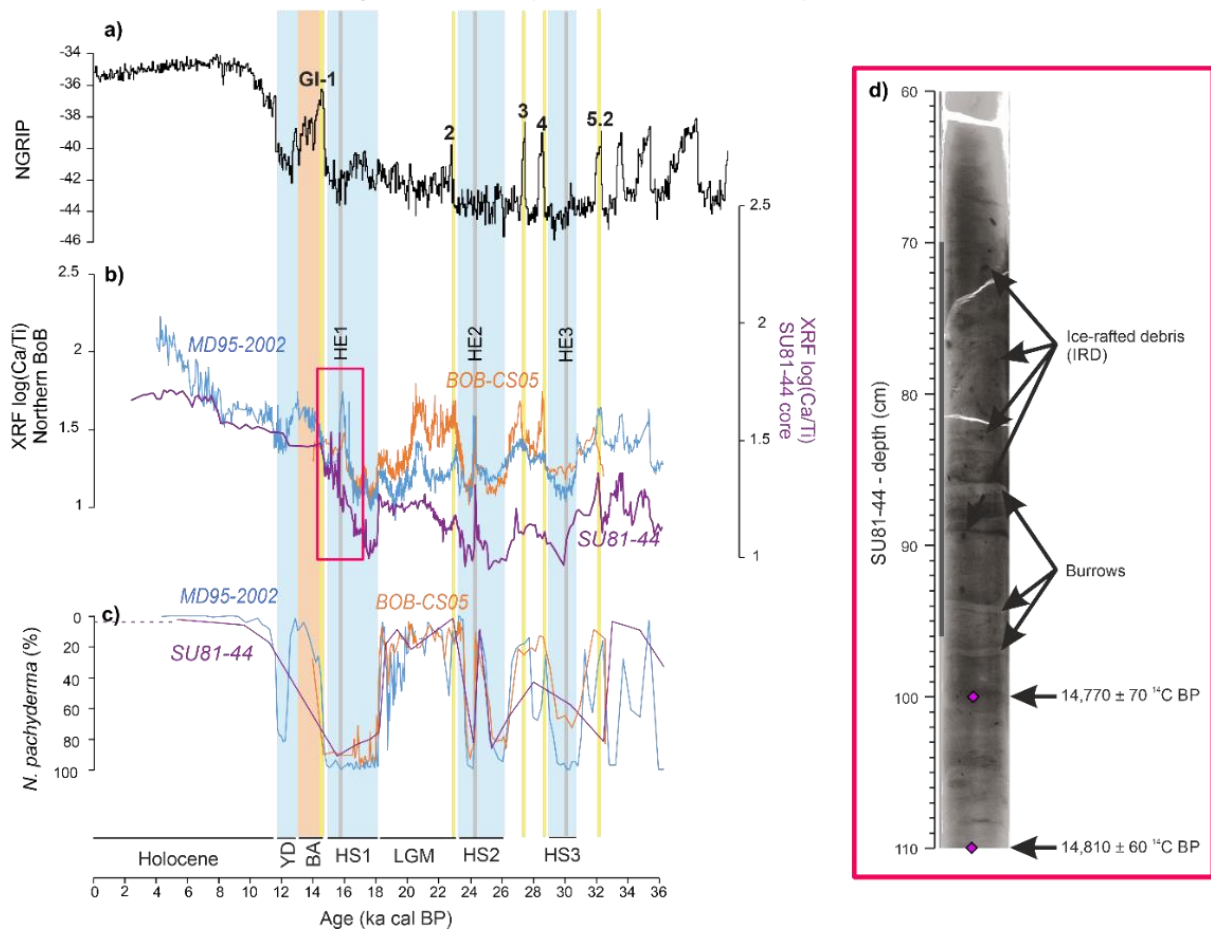


Figure IV- 2. Chronostratigraphy of core SU81-44. a) NGRIP $\delta^{18}O$ (GICCS05 chronology; Rasmussen et al., 2006, 2014). b) Chronostratigraphic framework of core SU81-44 based on the synchronization of XRF-Ca/Ti ratios with cores MD95-2002 and BOBGEO-CS05 (Zaragosi et al., 2006; Toucanne et al., 2021; Depuydt et al., 2022). c) Percentages of the polar planktonic species *N. pachyderma* in core SU81-44 (this study), core MD95-2002 (Grousset et al., 2000) and core BOBGEO-CS05 (Depuydt et al., 2022). The dashed purple line indicates the semi-quantitative analysis of Josette Duprat (unpublished report data) showing the absence of polar planktonic taxa in the top ~20 cm of core SU81-44. d) X-Ray photograph (see Supplementary material S2 for the whole core) showing the ice-rafted debris and the burrows which allowed us to identify the Heinrich event 1. Purple diamonds indicate ^{14}C ages in core SU81-44 (see Supplementary material S1 and <https://doi.org/10.17882/91758> for the total core).

3.2. Foraminiferal data

For benthic foraminiferal assemblage analysis, core SU81-44 was sampled every 5 to 20 cm (1cm-large sections, $n = 65$, with an average resolution of ~ 1300 years during the Holocene and ~ 400 years during the glacial period). All samples were first weighted wet then dry after putting them in a 50°C oven. Then, all samples were washed over $63\ \mu\text{m}$ and $150\ \mu\text{m}$ sieves, resulting in three fractions, $>63\ \mu\text{m}$, $63\text{-}150\ \mu\text{m}$ and $>150\ \mu\text{m}$. The $>150\ \mu\text{m}$ fraction was split with a dry Otto microsplitter when necessary until at least 250-300 specimens were obtained in the final split. Some samples were so low in foraminiferal density $>150\ \mu\text{m}$ that the whole samples reached <100 individuals (Table IV-S 3). All foraminifera from $>150\ \mu\text{m}$ fraction were picked and mounted on Plummer cell slides for taxonomic determination. In order to assess the composition of the small fraction ($>63\ \mu\text{m}$), we studied 15 out of the 65 samples from the $63\text{-}150\ \mu\text{m}$ fraction. These samples were split with a dry Otto microsplitter until a minimum of 150 individuals were obtained in the final split. After identifying important events (Last Glacial Maximum, Heinrich Stadial and Holocene) and due to the time-consuming nature of the method, only 4 out of the 15 samples were picked from $63\text{-}150\ \mu\text{m}$, put on Plummer cell slides and determined. For the rest of the samples, the foraminifera were counted and determined directly under the stereomicroscope. The relative abundances of benthic foraminifera (% of total abundance) were calculated for all samples analyzed and the error bars were computed with the binomial standard error $\frac{\sqrt{p(1-p)}}{n}$ (Buzas, 1990; Fatela and Taborda, 2002), where p is the species proportion estimate (number of counted individuals for a given species/ n) and n is the total number of specimens. The benthic foraminiferal accumulation rates (BFAR; $\text{ind.cm}^{-2}.\text{ka}^{-1}$) were calculated as : Number of individuals per gram of dry sediment x linear sedimentation rate (cm.k^{-1}) x dry bulk density (g.cm^{-3}) (Herguera and Berger, 1991). The Dry Bulk Density (DBD) was calculated after Auffret et al. (2000) and following the relation: $\text{DBD} = 2.65 \times (1.024 - \text{wet density}) / (1.024 - 2.65)$, where $2.65\ \text{g.cm}^{-3}$ is the grain density, and $1,024\ \text{g.cm}^{-3}$ is the interstitial water density. The wet density was estimated from the wet weight and the volume of each subsample. Although the sediment core was sampled over 40 yrs ago, the preservation was optimal since the obtained average wet density value of $1.8\ \text{g.cm}^{-3}$ is in agreement with the average density of marine sediments of $1.7\ \text{g.cm}^{-3}$ published by Tenzer and Gladkikh (2014).

The diversity of the 65 samples of the $>150\ \mu\text{m}$ fraction was calculated using PAST software (Paleontological Statistics; Version 2.14; Hammer et al., 2001) to determine the Shannon index (entropy, H' ; Hayek and Buzas, 1997) according to the equation $H' = -\sum_i p_i \ln(p_i)$ where p is the proportion of the i th species ($p = \%/100$). Error bars representing 95 % of the confidence interval were computed with a bootstrap procedure. H' -values in Atlantic benthic communities are often between ~ 1.1 and ~ 3.8 (John W. Murray, 2006).

In this study, we discuss particularly species $>10\%$ in both size fractions that exhibit significant variability. Some of these species, and especially their general evolution between glacial and deglacial/Holocene periods, were included in the comparative study of Depuydt et al. (under review) to discuss the effect of size fraction on paleo-interpretations. Paleo-interpretations of benthic habitats are based mostly on the literature tackling their modern ecology in the BoB (e.g. Caralp et al., 1970; Pujos, 1972; Fontanier et al., 2002, 2003, 2006; Duchemin et al., 2008; Pascual et al., 2008; Mojtahid et al., 2010; Martínez-García et al., 2013).

Chapitre IV - New insights into the glacial-interglacial dynamics of the European Slope Current based on a 36,000-year sediment record from the southern Bay of Biscay

Principal component analyses (PCA) was performed on the species with abundances >10 % of the total assemblage, using the variance-covariance matrix in PAST software (Paleontological Statistics; Version 2.14; Hammer et al., 2001).

The planktonic taxon *N. pachyderma* was counted for 22 samples in the fraction >150 μm , where relative abundances were determined in a single sample split with at least 300 planktonic individuals.

3.3. Sedimentology: X-ray, grain-size

2D X-ray images were acquired with a Geotek XCT system (Ifremer, Brest) from split core sections. Grain-size analyses ($n = 113$) were performed with a Mastersizer 3000 laser diffraction particle size analyzer coupled to a Hydro LV wet dispersant unit (Ifremer, Brest). Sediment samples were previously acidified with 1N acetic acid to remove the biogenic carbonate fraction, then rinsed with Milli-Q water. Near-bottom current flow speed are commonly reconstructed using the Sortable Silt (\overline{SS} ; 10 – 63 μm) proxy of McCave et al., (1995). This has been successfully achieved in the northern BoB where the % \overline{SS} (*i.e.* the total of the \overline{SS} in the <63 μm terrigenous fraction) ranges from 30 to 70% during the last glacial period (Toucanne et al., 2021). In core SU81-44, the %SS is significantly lower (20-40 % maximum) which excludes the use of \overline{SS} to reconstruct the strength of the slope current. Therefore, instead, we used both the UP10 proxy (*i.e.* percentage of grains >10 μm) of Frigola et al. (2007, 2008) and the silt/clay ratio (Hall and McCave, 2000), that together constitute relevant alternatives for paleoflow reconstructions (see Frigola et al., 2007 for a thorough discussion). We also calculated the median particle size D_{50} (*i.e.* 50th percentile).

3.4. Geochemistry

3.4.1. XRF data

The relative abundances of the major elements calcium (Ca) and titanium (Ti) were obtained using an Avaatech X-ray fluorescence (XRF) scanner (Ifremer, Brest). XRF data were collected every 1 cm along the entire length of the core with a counting time of 10 s, setting the voltage to 10 kV (no filter) and 30 kV (Pd thick filter) and the intensity to 600 and 1,000 μA , respectively. These elements were presented in logarithmic ratios to provide accurate and precise predictions of sediment composition (Weltje and Tjallingii, 2008).

3.4.2. Oxygen, carbon and neodymium radiogenic isotopes

For carbon and oxygen stable isotope analyses ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$; $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ expressed as ‰ VPDB), 52 foraminiferal samples were processed every 3 to 26 cm (depending on the sedimentation rate, with an average resolution of ~1760 years during the Holocene and ~530 years during the glacial period). These analyses were obtained on 2 to 8 specimens of *Cibicides kullenbergi/pachyderma*, hand-picked from the >150 μm fraction. $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ (expressed in ‰ VPDB) were measured at the Pôle Spectrométrie Océan (IUEM, Brest) using a MAT 253 (Thermo Scientific) isotope ratio mass spectrometer coupled with a KIEL IV Device (Thermo Scientific) to

transform carbonates in gas. The standard deviation is calculated using an in-house homogeneous calcite standard. It is ± 0.03 ‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and ± 0.02 ‰ for $\delta^{13}\text{C}$ for this range of mass (120-250 μg). To formulate the values in the V-PDB scale, all samples were calibrated using two international carbonate standards: NBS-19 ($\delta^{18}\text{O} = -2.20$ ‰ and $\delta^{13}\text{C} = 1.95$ ‰) and NBS-18 ($\delta^{18}\text{O} = -23.20$ ‰ and $\delta^{13}\text{C} = 5.01$ ‰).

To investigate the evolution of the isotopic signature of bottom water masses, radiogenic isotopes of neodymium (ϵNd) were measured on 31 samples of planktonic foraminifera shells (from 8 to 30 mg). To minimize the influence Nd isotopic composition of detrital and authigenic minerals (*e.g.* oxides) that might remain on/in the foraminifera shells, it is necessary to clean the foraminifera prior the final test dissolution. We followed the standardized protocol established in Tachikawa et al. (2014). In short, foraminifera were gently crushed between glass plates to open all chambers, then ultrasonicated several times in Milli-Q water (18.2 M Ω) to remove detrital particles. The test fragments were transferred to acid-cleaned centrifuge tubes and gradually dissolved with 0.2 M acetic acid (with 100 μL aliquots until full dissolution). Once the reaction is complete, the solutions were centrifugated and the supernatant was transferred into clean Teflon beakers to be evaporate (60° overnight). Finally, a few drops of concentrated nitric acid were added to dissolve acetates and improve column chemistry. After final evaporation, the samples were dissolved to be passed on ion chromatographic columns.

The neodymium content of the foraminifera shells was extracted following the procedure described in Bayon et al. (2012), adapted from Pin and Zalduegui (1997). The samples were first loaded on columns (20 mL) packed with Bio-Rad AG50W-X8 resin to extract the rare earth elements (REE) using 6 M HNO₃. Then, the solutions were transferred to the Ln resin (Eichrom) set of columns (2 mL). The Nd was finally eluted with 0.25 M HCl.

The isotopic measurements were carried out at the Pôle Spectrométrie Océan (IUEM, Brest) using a Thermo Scientific Neptune ICPMS multi-collector. Nd isotopic compositions were determined using a sample-standard frame with internal standard solution (SPEX-Nd) analyzed every two samples. Nd isotope ratios were corrected for mass discrimination by normalising to $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ using an exponential law. In addition, the isotopic ratios were normalised to $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512115$ for the JNdi-1 certified Nd standard (Tanaka et al., 2000). Analyses were monitored using JNdi-1 standard solutions at concentrations similar to those of the measured samples (25 ppb) giving $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ of 0.512071 ± 0.000038 (2σ , $n = 7$) corresponding to an external reproducibility of $\sim \pm 0.74$ ϵNd (2σ). The Nd isotopic ratios are expressed with the epsilon notation (ϵNd) calculated using the $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ chondritic reservoir value (CHUR) of 0.512630 (Bouvier et al., 2008).

4. Results

4.1. Benthic foraminifera

4.1.1. >150 μm size fraction

The BFAR values vary around ~ 700 ind.cm⁻².ka⁻¹ (Figure IV- 3a). Minimum BFAR values are found during each HS (~ 500 ind.cm⁻².ka⁻¹), between HS2 and HS3 and at the end of the LGM (at

~21 ka cal BP). The highest BFAR values ($>1000 \text{ ind.cm}^{-2}.\text{ka}^{-1}$) are found before HS3, at the start of the LGM, during late HS1 and during the Holocene.

The Shannon index varies between 1.5 to 2.5 with an average of 2 along the record (Figure IV-3b). Minimal values are recorded during the early part of HS2 (at ~25.3 ka cal BP), at the onset of the LGM (at ~22.6 ka cal BP), and during early HS1 (at ~17.4 ka cal BP). The highest values are observed during HS3, the late HS2 (at ~23.9 ka cal BP), the late HS1 (at ~16 ka cal BP), and most of the LGM and the Holocene.

Based on the PCA analysis (Figure IV-S 3), species $>10\%$ of the total assemblage can be separated into two main groups :

i) The glacial assemblage is dominated by two main species: *Cibicidoides pachyderma* with relative abundances varying between 10 and 70 % (Figure IV- 3c), and *Sigmoilopsis schlumbergeri* varying between ~0 and 30 % (Figure IV- 3d). Both species show a comparable evolution through time with an overall increase in percentages from 36 ka cal BP to early HS2 and the onset of the LGM where they reach their maximum percentages. After, an overall decrease is recorded until reaching minimum values during the Holocene. *Cibicides wuellerstorfi* (0 - 17 %; Figure IV- 3j), *Quinqueloculina* spp. (1 - 10 %; Figure IV- 3k), *Gavelinopsis praegeri* (0 - 8 %) (Figure IV- 3m) and *Gyroidina orbicularis* (0 - 10 %; Figure IV- 3n) record their lowest abundances during HS1 and HS2. During HS3, some of these species (*i.e.* *C. wuellerstorfi* and *G. orbicularis*) are present with high abundances. *Globobulimina* spp. (1 - 35 %; Figure IV- 3g), *Bolivina albatrossi* (0 - 12 %; Figure IV- 3h) and *Bulimina* spp. (0 - 20 %; Figure IV- 3i) show abrupt increases during HS2 and early HS1, with values up to 40 %, 10 % and 15 % respectively.

ii) The deglacial/Holocene assemblage is mainly dominated by *Uvigerina mediterranea* (Figure IV- 3e) and *Uvigerina peregrina* (Figure IV- 3f) with relative abundances varying between 10 and 55 % and 10 and 20 % respectively. Both appear during the last deglaciation and are highly abundant during the Holocene. *Melonis affinis* (5 - 11 %; Figure IV- 3l) is abundant during the Holocene and nearly absent during the last glacial period except at the start of the record and at HE3.

4.1.2. $>63 \mu\text{m}$ size fraction

When considering the small size fraction, the composition of the total assemblage ($>63 \mu\text{m} = 63\text{-}150 \mu\text{m} + >150 \mu\text{m}$) is different from the $>150 \mu\text{m}$ fraction and it is largely dominated by *Cassidulina carinata* during the last glacial period with relative abundances of ~65 % on average (Figure IV- 3o), whereas abundance of *C. pachyderma* becomes minor (Figure IV- 3c). Additionally, new (and/or rare in the $>150 \mu\text{m}$ fraction) taxa are found to be dominant in the $>63 \mu\text{m}$ fraction: *Trifarina angulosa*, nearly absent in the large fraction, is dominant (10-15 %) during HS2 and late HS1 (Figure IV- 3q). *Alabaminella weddelensis* and *Epistominella exigua* are exclusively present in the small size fraction (Figure IV- 3p) and show the same trend as the uvigerinids with values around 25 % and 5 % from the end of HS1, respectively.

Chapitre IV - New insights into the glacial-interglacial dynamics of the European Slope Current based on a 36,000-year sediment record from the southern Bay of Biscay

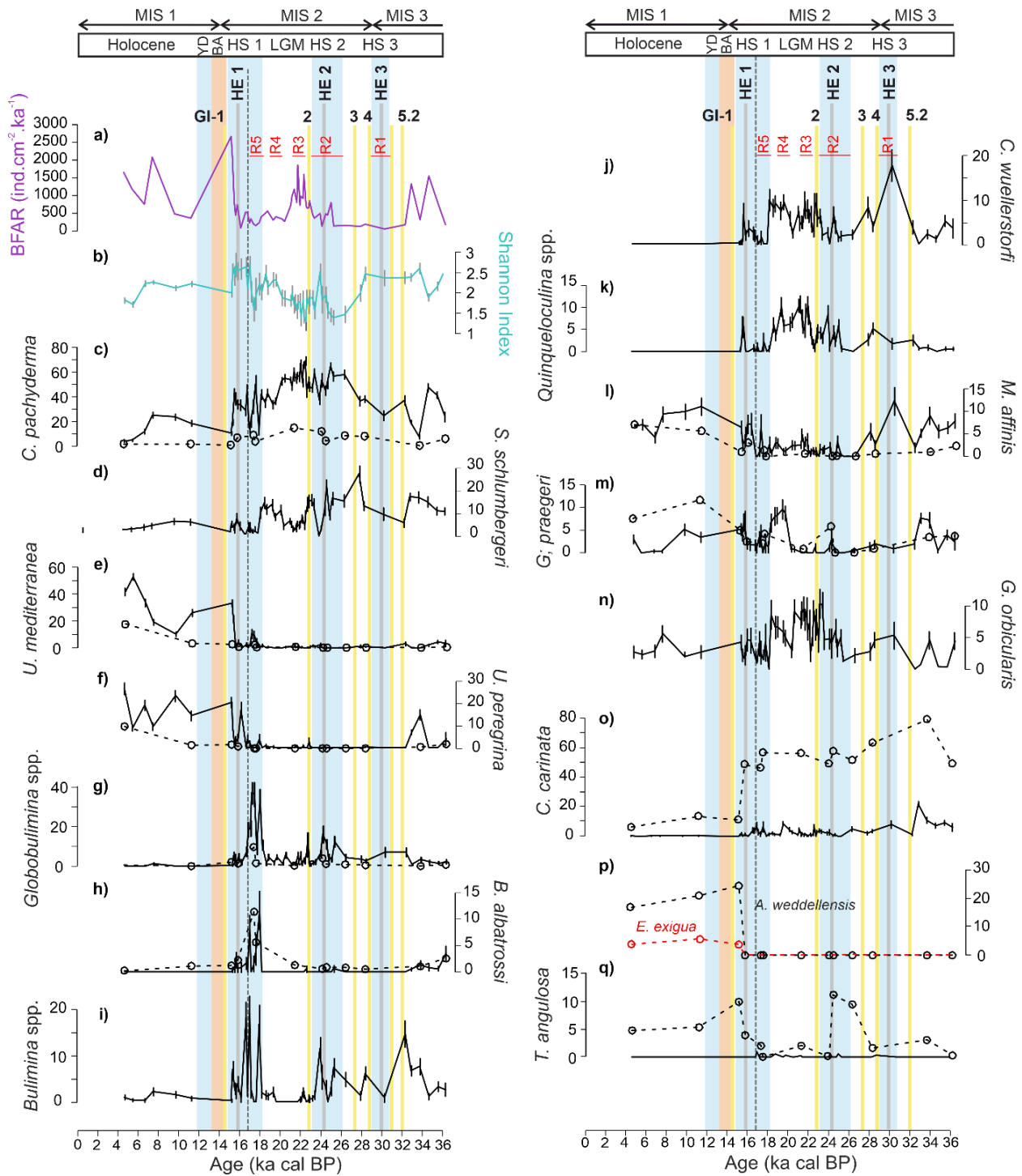


Figure IV- 3. Benthic foraminiferal data from core SU81-44. a) Benthic foraminiferal accumulation rates (BFAR; $\text{ind.cm}^{-3}.\text{ka}^{-1}$) for the $>150 \mu\text{m}$. b) Shannon index (H'). c-j) Relative abundances (%) of the fifteen most representative benthic foraminiferal species ($>10\%$). Full lines and dashed lines represent respectively, the $>150 \mu\text{m}$ and $>63 \mu\text{m}$ fractions. Greenland Interstadials (GI); grey bands: Heinrich Events (HEs); blue bands: Heinrich Stadial (HSs); orange band: Bølling-Allerød (BA); Marine Isotope Stage (MIS) and R(1-5) in red represent the Channel River runoff events. The vertical dashed grey line represents the limit between early HS1 (ca. 18.2–16.7 ka cal BP) and late HS1 (ca. 16.7–14.7 ka cal BP). To better highlight the variations of the different species groups, the scale of the ordinate axis is not constant.

4.2. Sedimentological and geochemical results

4.2.1. Sedimentological proxies

The study of the grain size in the non-carbonate fraction shows that most samples are unimodal, with a mode value at $\sim 7 \mu\text{m}$ (Figure IV- 4b). There are few samples showing a bimodal distribution with a second mode around 100 - 230 μm , when the median grain size (D_{50}) increases abruptly, *i.e.* at 27.2 ka cal BP and 24.2 ka cal BP (Figure IV- 4c). Indeed, most of D_{50} values vary between 6 and 7 μm , but some peaks at 8.5 to 10 μm occur at 30.7 ka cal BP, 27.2 ka cal BP and 24.2 ka cal. The lowest D_{50} values (*i.e.* $< 6 \mu\text{m}$) occur during early HS1 (*i.e.* 18.2 – 16.7 ka cal BP), HS2 (*i.e.* 26 – 23 ka cal BP) and the end of HS3 (*i.e.* 30 – 29 ka cal BP). These minimum values are followed by rapid increases in the D_{50} value, reaching its maximum at 12.8 ka cal BP, followed by a gradual decrease during the Holocene. The average values of UP10 and silt/clay ratios are 37 % and 7.6, respectively, and follow the same trend as the D_{50} record (Figure IV- 4c).

4.2.2. Bottom-Water chemical signature

The benthic $\delta^{13}\text{C}$ data values vary around an average value of $\sim 0.9 \text{‰}$. Minimal values of 0.8 ‰ and 0.4 ‰ are found at the end of HS2 and HS1 respectively (Figure IV- 4f). Benthic $\delta^{18}\text{O}$ values fluctuate between ~ 2.5 to $\sim 3 \text{‰}$ during the glacial period before an abrupt decrease from 18.2 ka cal BP (*i.e.* early HS1) reaching values of 2 ‰ (Figure IV- 4e), values which are maintained during the Holocene.

Glacial ϵNd values of benthic foraminifera are around -8.7 ± 0.1 ($n = 14$) until 20 ka cal BP (Figure IV- 4d). After 20 ka cal BP, the ϵNd values decreased rapidly to reach a minimal value of -11.7 ± 0.1 at 16.9 ka cal BP. After, ϵNd values increased to reach $\sim -10.2 \pm 0.5$ at 14 ka cal BP and during the Holocene.

Chapitre IV - New insights into the glacial-interglacial dynamics of the European Slope Current based on a 36,000-year sediment record from the southern Bay of Biscay

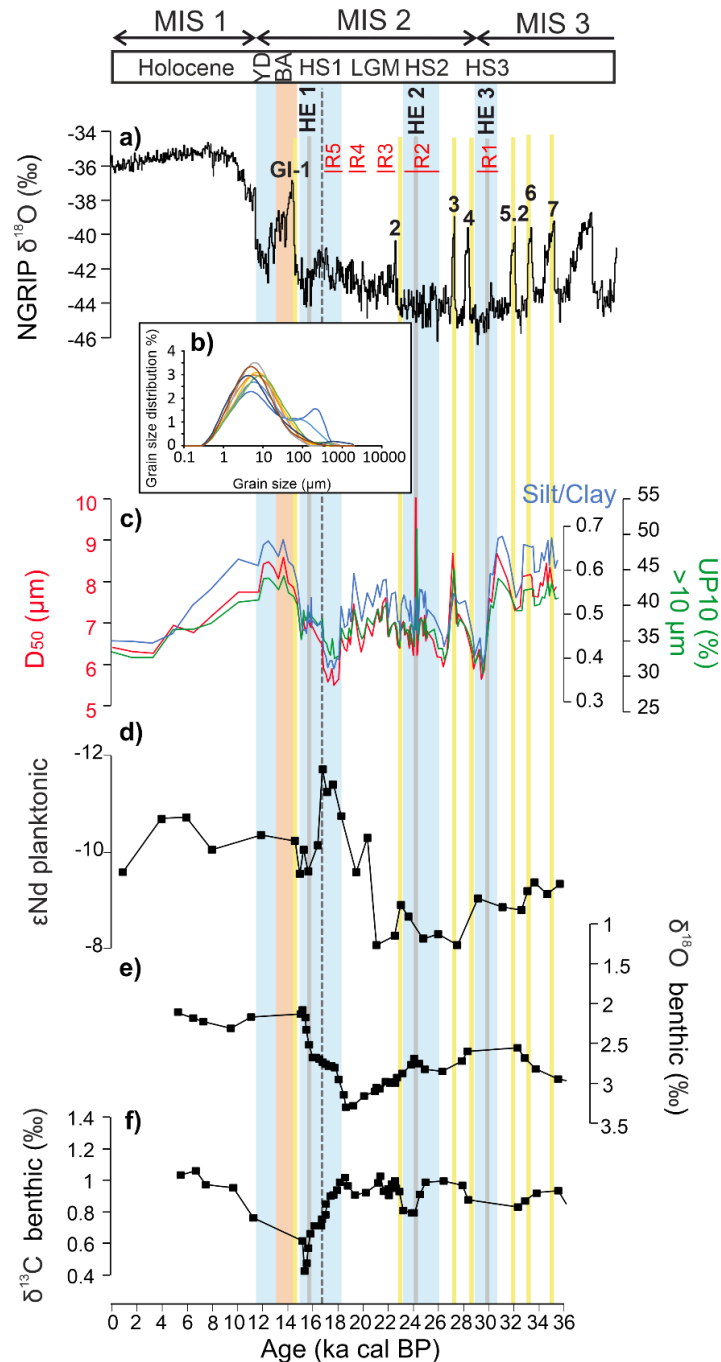


Figure IV- 4. Abiotic data from core SU81-44. a) NGRIP $\delta^{18}\text{O}$ (GICC05 chronology; Rasmussen et al., 2006, 2014). b) the most representative grain size distribution of our core. c) Median grain-size record (red line), silt/clay ratio (blue line) and UP10 (green line) as proxies for the reconstruction of GEBIC flow speed changes (Frigola et al., 2007). d) Neodymium isotopic composition from planktonic foraminifera in core SU81-44 (expressed in ϵNd). e) and f) respectively, $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ of benthic foraminifera (‰). Greenland Interstadials (GI); grey bands: Heinrich Events (HEs); blue bands: Heinrich Stadial (HSs); orange band: Bølling-Allerød (BA); Marine Isotope Stage (MIS) and R(1-5) in red represent the Channel River runoff events. The vertical dashed grey line represents the limit between early HS1 (ca. 18.2–16.7 cal ka BP) and late HS1 (ca. 16.7–14.7 cal ka BP).

5. Discussion

5.1. Paleoceanographic significance of the SU81-44 dataset

The UP10, silt/clay ratio, and D_{50} at site SU81-44 showed significant fluctuations during the last 36 kyrs. These fluctuations are in agreement with the main climate changes recognized over this period, including Dansgaard-Oeschger (D-O) oscillations, thus highlighting a strong climatic/oceanographic forcing on the sedimentary characteristics of the Landes Plateau. Typically, low grain size values characterize the HSs (HS3, HS2 and HS1) and the Late Holocene (*i.e.* last 4 kyrs), while coarser grain size characterize D-O interstadials (namely Greenland Interstadials-GI) GI7 to GI5.2, GI3, the mid-HS2 event and the Bølling-Allerød (Figure IV- 4). Biotic data assist the interpretation of this grain size variability. Indeed, the relative densities of the high-energy indicator species *Trifarina angulosa* (Figure IV- 5a) (Mackensen et al., 1985; Austin and Evans, 2000; Gooday and Hughes, 2002) mimics the grain size variability through a positive relationship (*i.e.* higher abundance of *T. angulosa* correlates with coarser grain size). In addition, the evolution of both abiotic (*i.e.* UP10, silt/clay ratio, and D_{50}) and biotic (*i.e.* *T. angulosa*) data from core SU81-44 is coherent with the glacial slope paleoflow reconstruction of Toucanne et al. (2021) from the northern BoB (~1,000 m depth; Figure IV- 5a). Based on the above, we assume that the grain size variability (and hence the UP10 and silt/clay ratio) at site SU81-44 is forced by changes in near-bottom flow speed, and that site SU81-44, in the same manner as the sites from the northern BoB (Toucanne et al., 2021; Depuydt et al., 2022), recorded the strength of the GEBC during the last glacial period.

Nowadays, mean velocities of the modern equivalent of the GEBC, namely the ESC, increase poleward (Huthnance, 1986; Pingree and Le Cann, 1989, 1990). This is also the case during the last glacial period, supported by the significant difference in the average glacial grain size between the southern (fine-grained sediments; mean UP10 of 37.4 ± 3.2 , $n=101$) and northern BoB slope (coarse-grained sediments; *e.g.* at site BOBGEO-CS05, with a mean UP10 of 68.3 ± 6.9 , $n=148$), although part of this difference can be also explained by the steeper slope in the northern BoB settings influencing the current velocity. It is interesting to note that these oceanographic and physiographical features along the BoB margin also affect the size of some benthic foraminiferal species, including the high-energy indicator *T. angulosa*. The latter dominates the $>150 \mu\text{m}$ size fraction in the northern BoB (Mojtahid et al., 2017; Depuydt et al., 2022) while it mostly occupies a finer fraction (63-150 μm) at SU81-44 site (Depuydt et al., under review). This indicates that benthic foraminiferal species are capable of displaying different types of ecological strategies depending on the environmental conditions at the seafloor (*e.g.* quality and quantity of organic matter, velocity of currents; see Depuydt et al., submitted, for a thorough discussion). Anyway, the similar ϵNd , benthic $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values reported for both the southern (this study) and northern BoB (Mojtahid et al., 2017; Toucanne et al., 2021) (Figure IV- 5), highlight a common origin for the intermediate water mass flowing along the BoB upper slope, especially for the glacial period and confirms our assumption of a GEBC forcing at regional scale. Thus, our results from the Landes Plateau indicate, in agreement with the data from the northern BoB slope, a significant millennial-scale variability of the GEBC during the last glacial period. More interestingly, the new SU81-44 dataset reveals a continuous increase in intermediate flow speed from the second part of HS1 (~17-16.5 ka cal BP) to the end of the Bølling-Allerød (~13 ka cal BP), followed by a flow speed decrease until the Late

Holocene. These long-term trends in the slope current likely highlight large-scale changes in meridional density gradients and the North Atlantic Ocean circulation (see Section 2.2). We explore these connections below (Section 5.2).

Until now, the glacial intermediate water mass moving northward by the GEBC remains elusive. Nowadays, the ESC at the BoB latitude, mainly transports the MOW, which is found up to $\sim 50^\circ\text{N}$ (south Porcupine Bank; Iorga & Lozier, 1999; McCartney & Mauritzen, 2001). This modern configuration is reported for whole period of the Holocene, as suggested by coral- (Copard et al., 2011; Boavida et al., 2019) and foraminifera-based (Mojtahid et al., 2013; Depuydt et al., 2022) studies from the BoB. Radiogenic neodymium isotopes of planktonic foraminifera coatings from SU81-44 also support this oceanographic pattern showing a mean Holocene ϵNd signature of -10.2 ± 0.4 ($n=5$; Figure IV- 5) that falls within that of the diluted Mediterranean-sourced water from the Gulf of Cadiz (-9.9 ± 0.4) to the Porcupine Bank (-12.1 ± 0.3 ; Dubois-Dauphin et al., 2017). Glacial (>20 ka cal BP) ϵNd values are more radiogenic at both SU81-44 (-8.9 ± 0.5 , $n=20$) and the northern BoB (-9.1 ± 0.4 , $n=35$) sites (Figure IV- 5), revealing a different regional paleohydrographic structure. This is in line with the drastic reduction of the glacial MOW volume (Rogerson et al., 2012) and the reduction of its spatial imprint in the Northeast Atlantic (Zahn et al., 1997). Detailed investigations of the glacial bottom-water chemical proxies from the northern BoB points to recirculated northern-sourced waters transported eastward by the glacial NAC and ultimately entrained into the GEBC (Toucanne et al., 2021). Our new ϵNd data from SU81-44, with values similar to those found for the Nordic Seas overflow ($\epsilon\text{Nd} \sim -8$ to -10 ; Piepgras and Wasserburg, 1987; Lacan and Jeandel, 2004), strengthen this assumption and reveal the pervasive nature of recirculation processes (through interactions with the NAC) in the North Atlantic (Zou et al., 2017, 2020). Finally, enhanced continental inputs likely overwhelm (through reversible scavenging and/or sediment-seawater interactions, Jeandel and Oelkers, 2015; Blaser et al., 2019) the oceanographic signal of our radiogenic isotope dataset at the early glacial-interglacial transition (~ 20 - 16 ka cal BP). Indeed, we assume that deglacial Channel River discharges ($\epsilon\text{Nd} \sim -14$; Toucanne et al., 2015) in the BoB could explain the observed foraminiferal ϵNd shift toward unradiogenic values at ~ 20 - 17 ka cal BP.

5.2 Glacial and Holocene dynamics of the slope current in the southern BoB: biotic and abiotic signals

5.2.1. Heinrich Stadials

At site SU81-44, the overall low values of bottom flow speed proxies (*i.e.* UP10, silt/clay ratio) indicate a weak GEBC during the three last HSs (Figure IV- 4c). The decrease in the GEBC strength occurs well before the HEs happening towards the end of the corresponding stadials (Figure IV- 4c). Similar findings are reported from several sites along the French Atlantic margin and the northern BoB (Toucanne et al., 2021; Depuydt et al., 2022). A detailed look at the biotic data also reveals that HSs are characterized by low oxygen concentrations, as indicated by the systematic presence of *Globobulimina* spp. (less clear for HS3 due to the low sampling resolution), deep infaunal species tolerant to anoxia (*e.g.* Risgaard-Petersen et al., 2006; Pina-Ochoa et al., 2010; Koho et al., 2011). This is in line with the northern BoB foraminiferal records, in which the high presence of

Globobulimina spp. during HSs has been interpreted as revealing sluggish bottom water circulation (Mojtahid et al., 2017; Depuydt et al., 2022). Thus, our data from the southern BoB confirms firstly, the presence of a sluggish GEBC during HSs and secondly, that such conditions were established well before the triggering of the HEs. Our new data also support the idea that AMOC changes, likely triggered by the release of meltwaters (e.g. Clark et al., 1999; Stanford et al., 2011; Toucanne et al., 2015), predate the destabilisation of the Hudson Strait Ice Stream and the subsequent HE (Barker et al., 2015 and references therein).

Despite the above-mentioned common features, our SU81-44 foraminiferal record points out several specificities to each of the three HSs. A particular feature can be seen for HS2 during which our bottom flow speed proxies show a reinvigoration of the GEBC at 24.2 ka cal BP. This is also emphasised with a peak in the abundance of the high energy indicator species *T. angulosa*, while a concomitant increase in the abundance of the polar planktonic *N. pachyderma* indicates warmer surface waters (Figure IV-S 6). This millennial-scale change has been reported from the northern BoB (Toucanne et al., 2021; Depuydt et al., 2022) and, together with our new data from SU81-44 site (Figure IV-S 6), reveal a rapid mid-HS2 reventilation event that occurs at time of the GS-3 dust peak and a major reorganization of the North Atlantic atmospheric circulation (Rasmussen et al., 2008). The detailed comparison of the three HSs of the SU81-44 record also reveals that HS1 and HS2 are characterised by the presence of both *Globobulimina* spp. and *Bulimina* spp., whereas *Globobulimina* spp., *M. affinis* and *C. wuellerstorfi* dominates during HS3 (Figure IV-S 4). While *Globobulimina* spp. are low-oxygen indicator species, *Bulimina* spp. are usually found in highly eutrophic environments (Jorissen, 1987; Hermelin and Shimmield, 1990; Bernhard and Alve, 1996). *Melonis affinis* is an intermediate infaunal species considered as tolerating suboxia (Kaiho, 1994) and degraded organic matter (Fontanier et al., 2002) while *C. wuellerstorfi* is a suspension feeder living in well oxygenated environments (Mackensen et al., 1985; Bauch et al., 2001). Therefore, the combination of occurrences of *Globobulimina* spp. and *Bulimina* spp. suggests a higher export of organic fluxes to the seafloor during HS2 and HS1 than during HS3 in our study site, and that bottom waters during HS3 might have been better ventilated than during the other HSs as indicated by the presence of *C. wuellerstorfi*. A better ventilation during HS3 is not coherent with sedimentological bottom flow speed proxies at our study site showing overall similar UP10 minimas during HSs (Figure IV- 5). This discrepancy between foraminiferal and sedimentological data might simply be the result of a lower organic flux during HS3 in the study site, limiting the consumption of oxygen. In the northern BoB site (BOBGEO-CS05; Figure IV- 1) however, foraminiferal data distinguish HS1 characterized by high organic fluxes from HS2 and HS3 where high organic indicator species were absent (Depuydt et al., 2022). Therefore, during HS3, low flux of organic matter characterized both northern and southern sites whereas the opposite was observed during HS1 (i.e. both settings experience high organic fluxes). During HS2, only the southern BoB records high organic matter fluxes to the sea floor. This might be the result of a different source of organic material between the northern and southern sites. In the modern environments, the study area is under the influence of fine sediments originating from the Adour-Garonne River system (e.g. Ruch et al., 1993; Jouanneau et al., 1999), and with them nutrients that trigger primary production (Borja et al., 2019). Because the Adour-Garonne River basin drains the northern slopes of the Pyrenean chain, the dynamics of organic flux to the seafloor in our study site during HSs may have depended on the dynamics of the Pyrenean glaciers. The recent study of Allard et al. (2021) shows that Pyrenean glaciers retreated during HSs, in agreement with the

concomitant melting of both the southern Fennoscandian (Toucanne et al., 2015; Boswell et al., 2019) and Alpine (Martinez-Lamas et al., 2020) ice-sheets in response to relatively warm Heinrich summers (Denton et al., 2022). The study of Allard et al. (2021) further shows a difference in the glacial activity between HS1 and HS2 where a retreat was recorded, whereas during HS3, glaciers either stalled or retreated. This suggests that during HS3, the Garonne-Adour River system delivered perhaps less sediment (and therefore less nutrients and organic matter) to our study site than during HS2 and HS1. That said, and despite the dominant northward current direction, we cannot completely rule out that fine sediments originating from EIS meltwaters have reached our latitudes, especially during early HS1, considered as a paroxysmal melting phase and where the estimated annual sediment load was ~25 times higher than that of the present-day rivers in the BoB (Toucanne et al., 2010). This might explain the concomitant peak of *Bolivina* spp. during early HS1, that we have in all foraminiferal records in the BoB: SU81-44 (This study), BOBGEO-CS05 (Depuydt et al., 2022), MD99-2328 (Mojtahid et al., 2017), PP10-12 (Pascual et al., 2020) (Figure IV-S 4 and Figure IV-S 5).

5.2.2. The deglacial period

During the deglacial period (19 – 11.7 ka cal BP), the abundances of the uvigerinids (*U. peregrina* and *U. mediterranea*), that were nearly absent during the glacial period, increased starting from ~15.5 ka cal BP (rapidly after HE1). It seems that *Uvigerina* spp. has an affinity for the interglacial configuration of surface productivity, e.g. nature of primary producers and seasonality in phytoplankton blooms (Schönfeld and Altenbach, 2005), explaining their near-absence during the glacial period and their dominance in the Holocene and in the modern BoB between ~500 and 2000 m water depths (e.g. Schönfeld and Altenbach, 2005; Schönfeld, 2006; Barras et al., 2010; Mojtahid et al., 2010; Duros et al., 2011, 2012). The increase in their abundances starting from ~15.5 ka cal BP is coherent with the nearby and northern Portugal upper and mid-slope records of Pascual et al. (2020) and Schönfeld and Altenbach (2005), which show a significant increase of uvigerinids from ~15.7 - 14 ka cal BP. In the northern BoB, Mojtahid et al. (2017) record the presence of the uvigerinids only in the Holocene portion of the record, but due to the poor preservation of the Holocene at their site (i.e. MD99-2328), the timing of their appearance could not be constrained. In higher latitudes, Schönfeld and Altenbach (2005) observed the appearance of the uvigerinids in the Rockall Plateau later than our study site, around 10 ka cal BP, and Rüggeberg et al. (2007) observed a maximum abundance of *Uvigerina* spp. during the last 10 kyrs at the Porcupine Seabight without specifying the timing of their appearance. It appears therefore that there was probably a delay in their settlements at intermediate depths in the Northeast Atlantic depending on the latitude. Some studies hypothesized a link between the settlement of *Uvigerina* spp. in the BoB and the northward migration of the MOW with the deglacial sea-level rise (Mojtahid et al., 2013; Depuydt et al., 2022). The maximum *Uvigerina* spp. abundance that we record at ~15.2 ka cal BP is co-occurring with a stabilization in benthic $\delta^{18}\text{O}$ and foraminiferal ϵNd values (Figure IV- 5). This means potentially that the same water mass was present between ~15.2 ka cal BP and late Holocene. Because ϵNd values that we record are close to the modern ϵNd values of the MOW (i.e. -9 to -11, Dubois-Dauphin et al., 2017), which gives us an additional argument that supports the hypothesized link between *Uvigerina* spp. and the MOW. This would also explain the early appearance of the uvigerinids along the Iberian margin and

the southeastern BoB compared to the higher latitudes, probably because of a progressive latitudinal settlement of the MOW at intermediate depths of the Northeast Atlantic.

Bottom flow speed proxies from both the southern and northern BoB records (Toucanne et al., 2021) (Figure IV- 5a) show a rapid increase in the vigor of the slope current, and by extent that of the upper branch of the AMOC, in the second part of HS1 after 17-16 ka cal BP. The fact that this is observed in both southern and northern records of the BoB indicates that we are in the presence of a regional important signal, which is most likely linked to a more global feature. Our study further shows that this increase in the slope current attained a peak between 13.6 ka cal BP, coinciding with the mid- Bølling-Allerød (BA) interval and 12.0 ka cal BP concomitant with the mid-Younger-Dryas (YD) interval. This reinvigoration of the upper branch of the AMOC precedes by about 1.5 to 2 kyrs the abrupt resumption of the deeper branch of the AMOC in the western North Atlantic at ~14.7 ka cal BP (>2400 m; McManus et al., 2004; Ng et al., 2018) and, the start of the BA warming. This AMOC “overshoot” during the BA warming occurs despite persistent deglacial meltwater fluxes that counteract vigorous North Atlantic deep-water formation. Modelling studies show that deglacial CO₂ rise and ice sheet decline modulate the sensitivity of the AMOC to these fluxes, as an alternative to or in combination with changes in the magnitude or routing of meltwater discharges (*e.g.* Barker et al., 2010; Sun et al., 2022). The reinforcement of the slope current in the Northeast Atlantic is coeval with increasing oxygenation and temperature on the French Atlantic slope (Mojtahid et al., 2017), meaning a subsurface warming that was pushed northwards via the more vigorous slope current. Intuitively, by being pushed northwards, this subsurface warming in the upper branch of the AMOC would have led to accelerated high latitude ice-sheet melting, and at some point would affect the deep water formation.

5.2.3. The Holocene

During the Holocene, benthic foraminiferal assemblages show an overall increase in the abundances of the uvigerinids (*i.e.* *U. peregrina* and *U. mediterranea*), in agreement with the results obtained at the nearby site PP10-12 (Pascual et al., 2020) (Figure IV-S 6). The overall increase of these species abundances during the Holocene indicates a progressive enrichment in organic matter (*e.g.* Fontanier et al., 2002; Mojtahid et al., 2010; Singh et al., 2015), which is consistent with the decrease in grain size (Figure IV- 5), favoring a better adsorption of clayey minerals (*e.g.* Keil et al., 1994; Bock and Mayer, 2000). Meanwhile, our bottom flow speed proxies show a decreasing trend through the Holocene (Figure IV- 4c), indicating most likely a progressively diminishing flow speed of the slope current ESC transporting the MOW. This long-term decreasing trend in the flow speed of the ESC might be linked to a long-term change in oceanographic/climatic conditions. In the modern settings, the mechanisms controlling the strength of this current are mostly linked to meridional density gradients (Marsh et al., 2017). Thus, we can hypothesize that the long-term decreasing flow speed of the ESC might be a result from a long-term weakening of this gradient. The early Holocene (before ~8 ka cal BP) was characterized by large cold freshwater inputs advected by the continuing melting of ice sheets in the high latitudes (*e.g.* Hillaire-Marcel et al., 2001; Thornalley et al., 2009). Conversely, due to increasing insolation, subtropical waters were likely warmer. Therefore, we suppose that this large difference between low and high latitude settings established a high-density gradient during the early Holocene, explaining the intense ESC that we record. Following the same

logic, the decreasing insolation from mid-to late Holocene and the ceasing of large freshwater advection from the melting ice-sheets, would decrease this gradient and therefore the overall ESC strength. Marsh et al. (2017) further showed a positive correlation between the intensity of the ESC and the modern dynamics of the subpolar gyre (SPG). Strong (weak) transport is associated with to a strong (weak) SPG, with colder (warmer) water to the north setting up a stronger (weaker) northward density gradient (Marsh et al., 2017). For the early Holocene (before ~8 ka cal BP), this link might not have been present as studies showed a weakened SPG caused by advection of melting waters (*e.g.* Hillaire-Marcel et al., 2001; Thornalley et al., 2009). As a result of this weakened SPG, Thornalley et al. (2013) hypothesized a weakened AMOC. Since the ESC is the eastern most branch of the AMOC, the vigorous slope current that we record would be contradictory. That said, other studies report an active AMOC during the early Holocene (*e.g.* Hoogakker et al., 2011; McCave and Andrews, 2019; Sicre et al., 2021) despite the shutdown of the SPG. Model simulations show that the vigor of the AMOC is not simply related to sea-ice concentrations in the north Atlantic during periods of increasing atmospheric CO₂ (Zhang et al., 2017), such as the deglaciation and early Holocene. Increasing CO₂ affects the transport of atmospheric moisture across Central America, which modulates the freshwater budget of the North Atlantic and hence deep-water formation (Zhang et al., 2017). From ~8 ka cal BP onwards, studies show an overall long-term contraction of the SPG and the AMOC, which, for this time period, would be coherent with the decreasing ESC vigor that we record. Thornalley et al. (2013) presented a stacked sortable silt record from the Reykjanes Ridge, which is indicative of the Iceland Scotland overflow strength (an important component of the deep branch of the AMOC), and results reveal a decrease in its strength from mid to late Holocene. This overall decrease paralleled the ϵNd results of Colin et al. (2019) from the Rockall Trough from ~8 to 3 ka cal BP interpreted as a long-term westward contraction of the SPG superimposed to a millennial-scale variability, a variability not seen in our data, probably because of an insufficient time resolution. We conclude that the SPG-AMOC-ESC link seems to be more straightforward after ~8 cal ka BP, probably because the advection of freshwaters from melting ice-sheets is no longer a main forcing factor.

Chapitre IV - New insights into the glacial-interglacial dynamics of the European Slope Current based on a 36,000-year sediment record from the southern Bay of Biscay

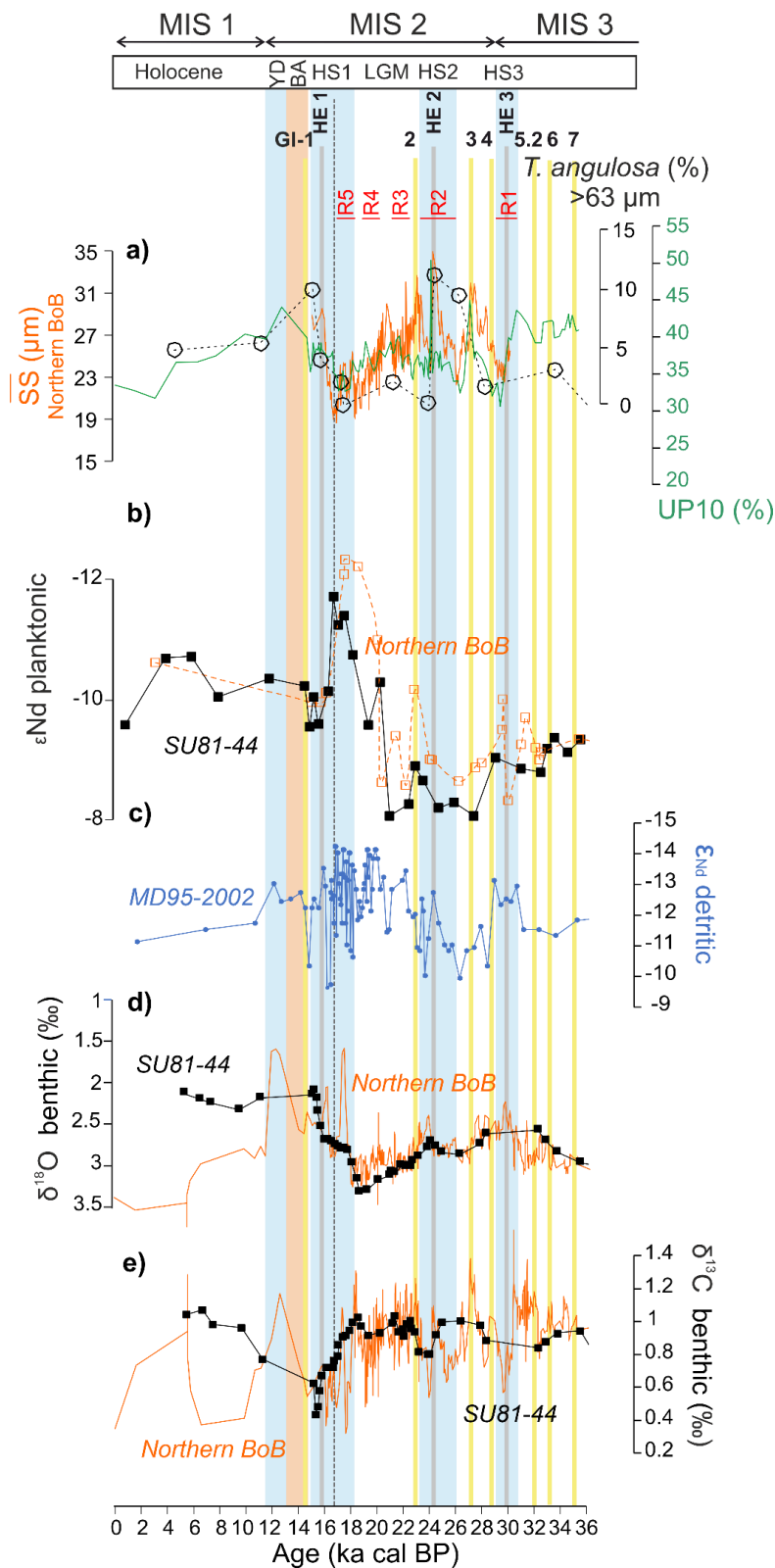


Figure IV- 5. Reconstructions of slope current changes on the French Atlantic margin during the last 36 ka cal BP. a) Near-bottom flow speed on the upper slope (~1000 m) reconstructed from (\overline{SS}), composite record of the northern Bay of Biscay (orange line) and from UP10 data (green line) and relative abundance of *T. angulosa* (dashed black line) in this study. b) Water masse signature on the upper slope from ϵNd composite record of the northern Bay of Biscay (orange dashed line) and from this study (black line). c) Neodymium isotopic composition (ϵNd ; blue line) in core MD95-2002 (Toucanne et al., 2015). d) and e) respectively, $\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$ of benthic foraminifera (‰) from the upper slope composite record of the northern Bay of Biscay (orange line) and from this study (black line). Greenland Interstadials (GI); grey bands: Heinrich Events (HEs); blue bands: Heinrich Stadial (HSs); orange band: Bølling-Allerød (BA); Marine Isotope Stage (MIS) and R(1-5) in red represent the Channel River runoff events. The vertical dashed grey line represents the limit between early HS1 (i.e. 18.2–16.7 ka cal BP) and late HS1 (i.e. 16.7–14.7 ka cal BP).

6. Conclusions

This study provides new constraints on the dynamics of the slope current flowing along the French margin, and on the benthic paleoenvironments characterizing the southeastern BoB over the last 36 ka cal BP. Our data show that:

- Our upper slope paleocurrent abiotic and biotic proxies together with water mass signatures are in concordance with the northern BoB records and show fluctuations in concert with the northern hemisphere climatic events. This shows a strong regional signal that is highly linked to a global climatic/oceanic forcing.
- During the last three HSs, our results show i) a slowing down of the GEBC through the decrease of paleocurrent proxies and ii) the consequent decreasing ventilation of bottom waters shown by the presence of low oxygen tolerant taxa.
- The foraminiferal assemblages show some specificities to each HS. During HS2, our data indicate an episode of GEBC reinvigoration around 24.2 ka cal BP similarly to the northern BoB, whereas during HS3, biotic data indicate a lower export of organic matter to the seafloor than during the other HSs.
- The appearance of uvigerinids in our record at around 15.5 ka cal BP may be an indication of the early incursion of the MOW in the southeastern BoB.
- Our results show an AMOC overshoot at intermediate depths (through a highly vigorous ESC) during the Bølling-Allerød occurring 1500 years before the deep AMOC, which could have led to the acceleration of the ice sheet melting.
- Finally, our results showed a progressive decrease in the strength of the ESC during the Holocene, which could be partially related to a long-term decrease in the density gradient between high and low latitudes.

7. Acknowledgments

This study was financed by the CNRS-INSU-LEFE-IMAGO programme (STING project), the ARTEMIS ¹⁴C AMS French INSU project, and the Region Pays de Loire programmes (Rising Star project TANDEM). S.T. was funded by the French National Research Agency (ANR) via the LabexMER program (ANR-10-LABX-19-01) and the PIA TANDEM project (ANR-11-RSNR-00023-01). Salary and research support for the PhD student (first author) were provided by the French Ministry of Higher Education and Research. We are very thankful F. Rihani, L. Dahhan (internship students) and S. Sanchez (University of Angers) for their help with benthic foraminifera picking, Fabien Dewilde (IUEM) for the $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ analyses and Germain Bayon (IFREMER) for his assistance with the ϵNd analyses. The raw data sets are available in the SEANOE data repository (<https://doi.org/10.17882/91758>).

8. Supplementary information

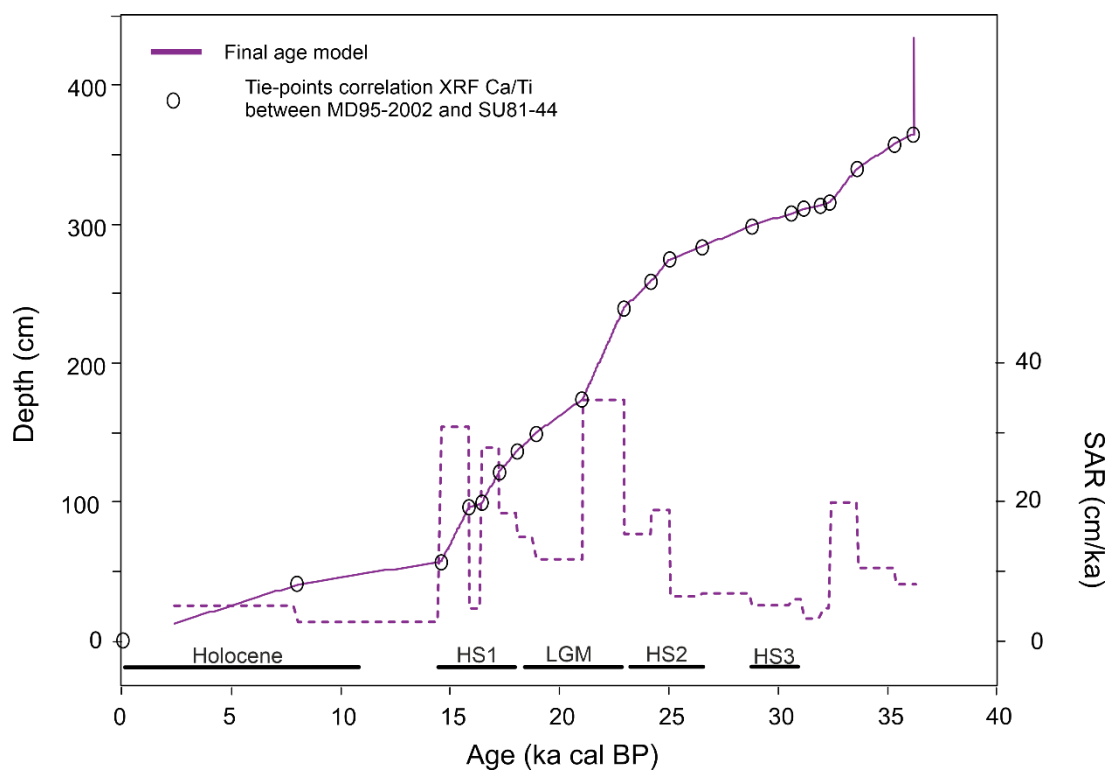


Figure IV-S 1. Age model of core SU81-44 based on synchronization of XRF-Ca/Ti ratios (full purple line) with cores MD95-2002 and BOBGEO-CS05 (Zaragosi *et al.*, 2006; Toucanne *et al.*, 2021; Depuydt *et al.*, 2022). Sediment accumulation rate (SAR; dashed purple line) in SU81-44.

Chapitre IV - New insights into the glacial-interglacial dynamics of the European Slope Current based on a 36,000-year sediment record from the southern Bay of Biscay

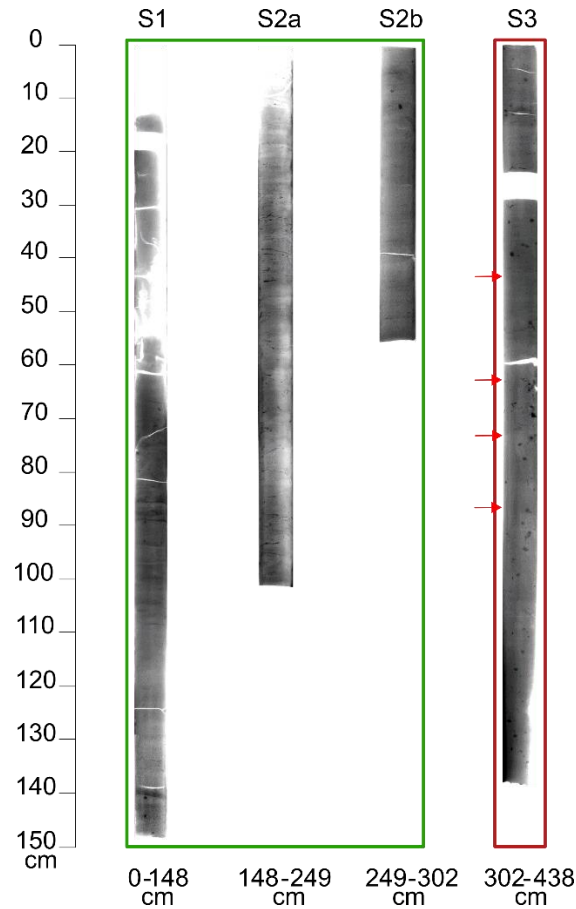


Figure IV-S 2. X-Ray radiographs of core SU81-44. Green box represents the worked sections in this study. Red box (S3) represents the section no-worked since it shows signs of core piston (red arrow)

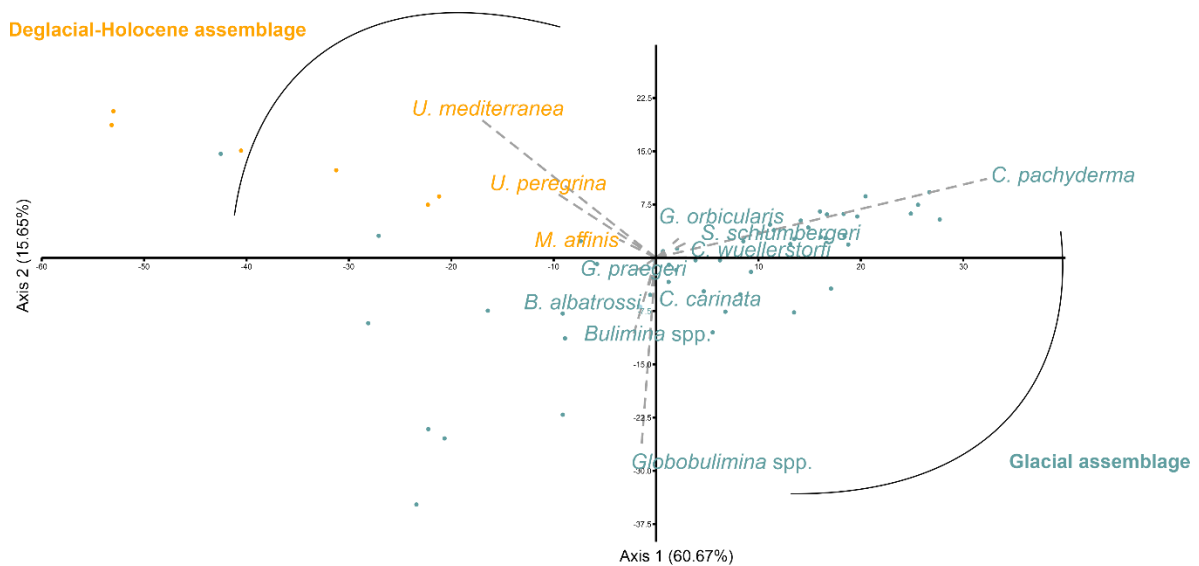


Figure IV-S 3. PCA analysis base on covariance between major species (>10 %).

Chapitre IV - New insights into the glacial-interglacial dynamics of the European Slope Current based on a 36,000-year sediment record from the southern Bay of Biscay

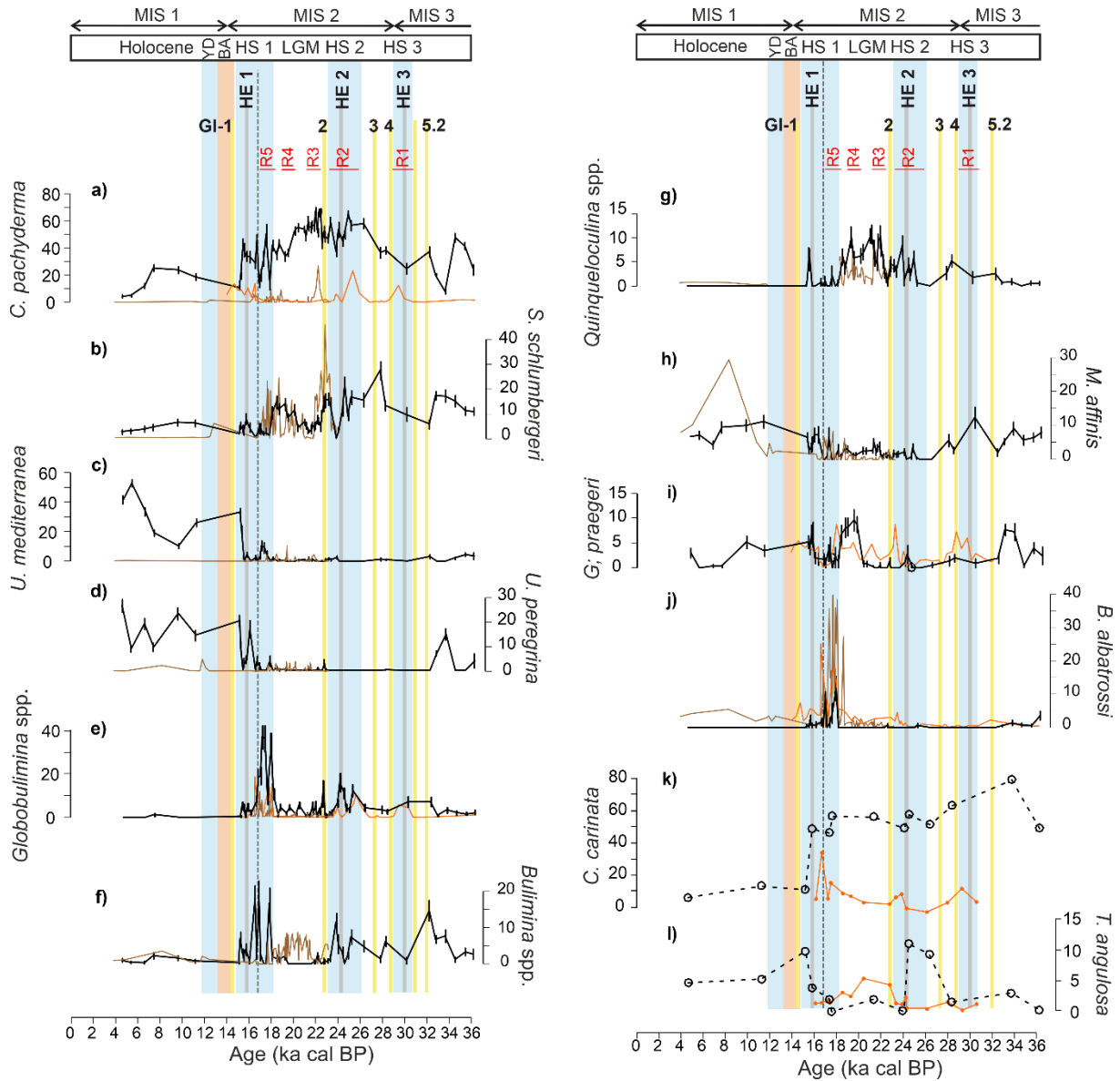


Figure IV-S 4. Relative abundances (%) of the most representative benthic foraminiferal species (>10 %) in core SU81-44 (black line) and nearby cores: MD99-2328 (brown line; Mojtahid et al., 2017) and BOBGEO-CS05 (orange line; Depuydt et al., 2022). Full lines and dashed lines represent respectively, the >150 µm and >63 µm fractions. Greenland Interstadials (GI); grey bands: Heinrich Events (HEs); blue bands: Heinrich Stadial (HSs); orange band: Bølling-Allerød (BA); Marine Isotope Stage (MIS) and R (1-5) in red represent the Channel River runoff events. The vertical dashed grey line represents the limit between early HS1 (ca. 18.2–16.7 cal ka BP) and late HS1 (ca. 16.7–14.7 cal ka BP). To better highlight the variations of the different species groups, the scale of the ordinate axis is not constant.

Chapitre IV - New insights into the glacial-interglacial dynamics of the European Slope Current based on a 36,000-year sediment record from the southern Bay of Biscay

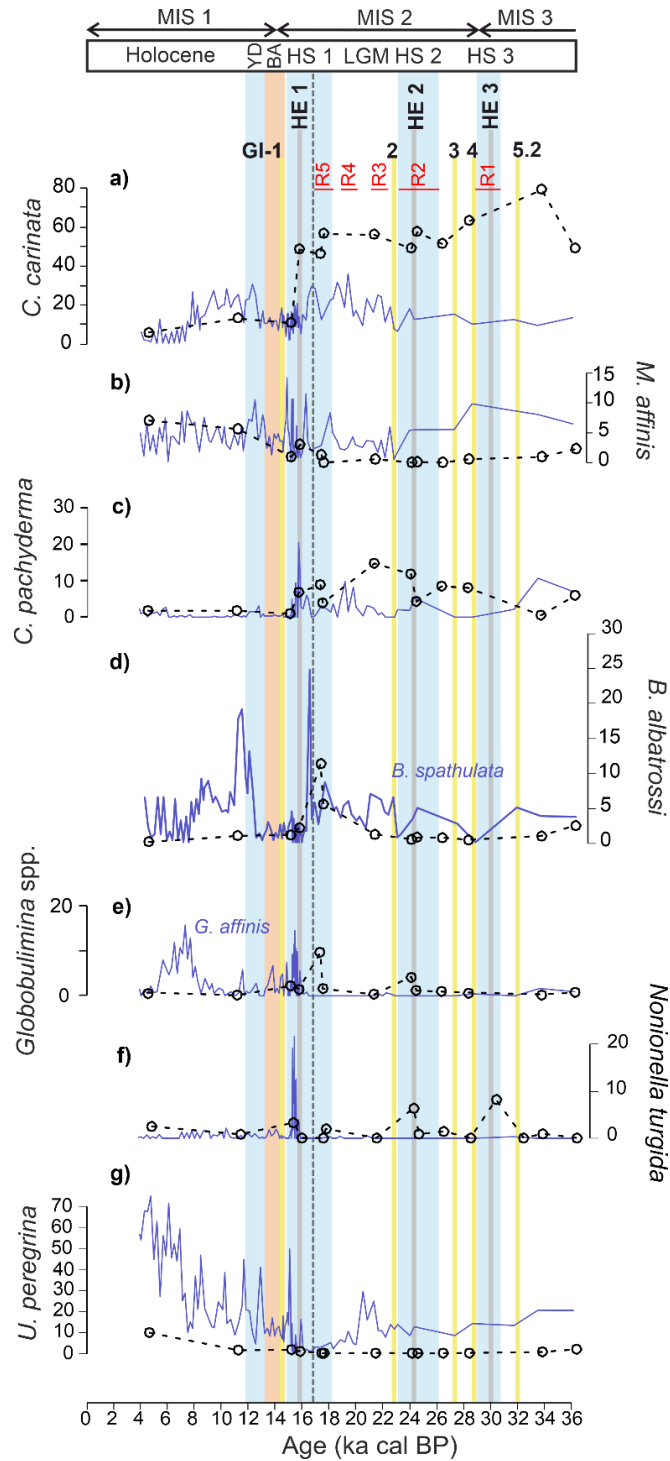


Figure IV-S 5. Relative abundances (%) of the most representative benthic foraminiferal species (>10 %) in core SU81-44 (dashed black line) and nearby core PP10-12 (blue line; Pascual et al., 2020) in the >63 μm fraction. Greenland Interstadials (GI); grey bands: Heinrich Events (HEs); blue bands: Heinrich Stadial (HSs); orange band: Bølling-Allerød (BA); Marine Isotope Stage (MIS) and R(1-5) in red represent the Channel River runoff events. The vertical dashed grey line represents the limit between early HS1 (i.e. 18.2–16.7 ka cal BP) and late HS1 (i.e. 16.7–14.7 ka cal BP). To better highlight the variations of the different species groups, the scale of the ordinate axis is not constant.

Chapitre IV - New insights into the glacial-interglacial dynamics of the European Slope Current based on a 36,000-year sediment record from the southern Bay of Biscay

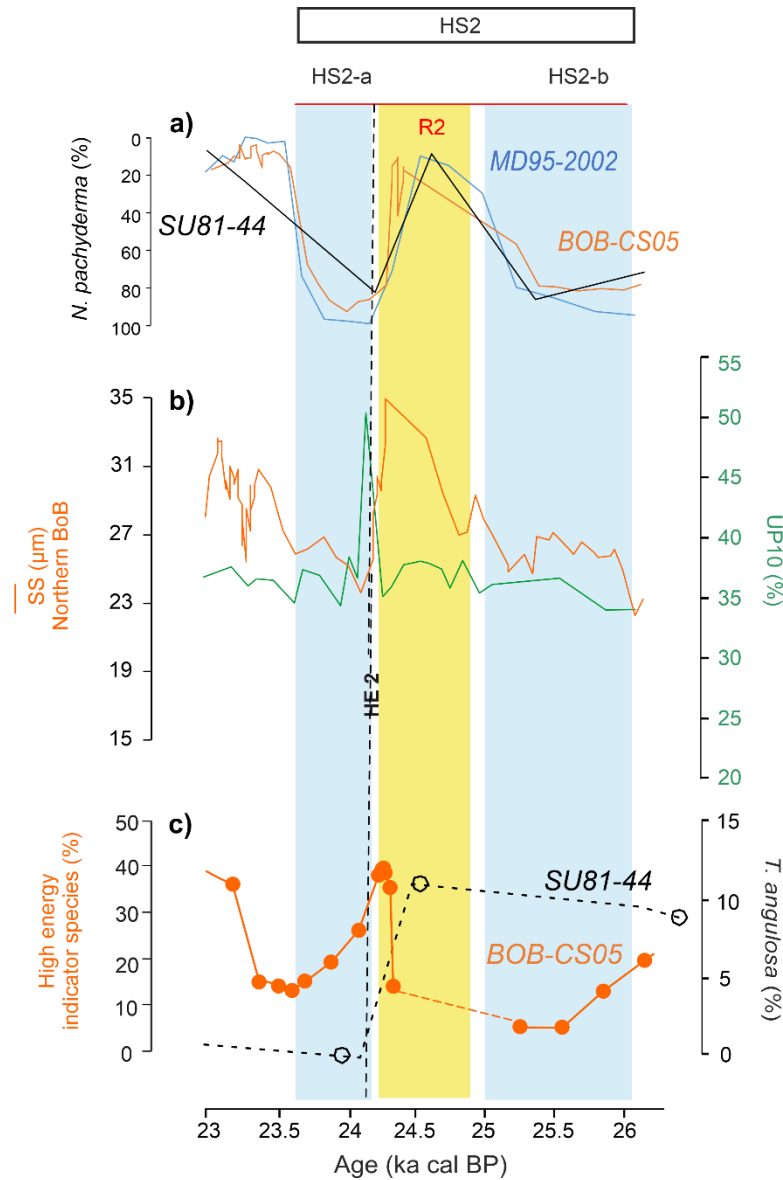


Figure IV-S 6. Focus on HS2 in core SU81-44. a) Relative abundances (%) of the planktonic species *N. pachyderma* s. in core SU81-44 (black line; this study), BOBGEO-CS05 (orange line; Depuydt et al., 2022) and MD95-2002 (blue line; Grousset et al., 2000). b) (SS) composite records from the northern Bay of Biscay (Toucanne et al., 2021) and UP10 data from this study as proxies for the reconstruction of GEBC flow speed changes (Frigola et al., 2008; Toucanne et al., 2021). c) Relative abundances of high-energy indicator species (% *C. lobatulus* + % *T. angulosa*) in core SU81-44 (dashed black line; this study) and in core BOBGEO-CS05 (orange line; Depuydt et al., 2022). Dashed vertical line: Heinrich Event 2 (HE2) sensu-stricto according to the regional Ca/Ti synchronization (see Table IV-S 2 in Toucanne et al., 2021); blue bands: the HS2a,b cold events (Bard et al., 2000); yellow band: the mid-HS2 reventilation event; R2 in red: the Channel Runoff event 2. To better highlight the variations of the different species groups, the scale of the ordinate axis is not constant.

Chapitre IV - New insights into the glacial-interglacial dynamics of the European Slope Current based on a 36,000-year sediment record from the southern Bay of Biscay

| MD95-2002 | | | SU81-44 |
|-----------------------|---------------|------------------------|---------------|
| Stratigraphic label* | depth (cm) | age* (cal ka BP) | depth (cm) |
| - | 0 | 0 | 0 |
| - | 105 | 8.07 | 40 |
| HS1-7 / Onset GI-1 | 385 | 14.63 | 56.5 |
| | 455 | 15.92 | 96 |
| HS1-5 | 515 | 16.48 | 98.5 |
| HS1-3 | 690 | 17.29 | 121 |
| HS1-1 | 865 | 18.11 | 136 |
| LGM-7 | 1000 | 18.99 | 149 |
| LGM-3 | 1260 | 21.12 | 173.5 |
| LGM-1 | 1355 | 23.02 | 239 |
| HS2-3 / HE2 <i>ss</i> | 1460 | 24.24 | 257.5 |
| HS2-2 | 1495 | 25.12 | 274 |
| HS2-1 / End GI-3 | 1550 | 26.57 | 283 |
| HS3-4 / Onset GI-4 | 1635 | 28.85 | 298 |
| HS3-2 / End GI-5.1 | 1745 | 30.7 | 307 |
| - | 1758 | 31.21 | 310 |
| HS3-1 | 1779 | 32.01 | 312.5 |
| Onset GI-5.2 | 1793 | 32.45 | 314.5 |
| Onset GI-6 | 1825 | 33.69 | 339 |
| Onset GI-7 | 1858 | 35.43 | 357 |
| - | 1873 | 36.3 | 364 |

*: Ages given by the age modelling from Toucanne et al. (2021)

Table IV-S 1. Main tie-points for SU81-44 based on their synchronization to reference core MD95-2002 (see age scale in Toucanne et al., 2021) with the XRF log (Ca/Ti) ratio. HS (HS1 to 3) refers to Heinrich Stadials. HE refers to Heinrich Event sensu-stricto (i.e. discharge of iceberg from the Laurentide Ice Sheet to the Northeast Atlantic); GI- (1 to 7) refers to Greenland Interstadials. LGM- (1 to 7) refers to the Last Glacial Maximum.

Chapitre IV - New insights into the glacial-interglacial dynamics of the European Slope Current based on a 36,000-year sediment record from the southern Bay of Biscay

| Core label | Core SU81-44 depth (cm) | Lab. Number ^a | Species ^b | ¹⁴ C age (yr BP) | error (1σ) | Core MD95-2002 depth (cm) | Calendar age range (yr BP, 2σ) | |
|------------|-------------------------|--------------------------|----------------------|-----------------------------|------------|---------------------------|--------------------------------|-------|
| SU81-44 | 5 | SacA-60322 | <i>G. bull</i> | 1640 | 35 | - | - | - |
| SU81-44 | 40 | SacA-60323 | <i>G. bull</i> | 7610 | 40 | 105 | 7615 | 8603 |
| SU81-44 | 100 | SacA-60324 | <i>N. pch</i> | 14770 | 70 | 521 | 16034 | 17069 |
| SU81-44 | 110 | SacA-60325 | <i>N. pch</i> | 14810 | 60 | 605 | 16200 | 17594 |
| SU81-44 | 130 | SacA-60326 | <i>N. pch</i> | 15160 | 70 | 795 | 17369 | 18187 |
| SU81-44 | 150 | SacA-60327 | <i>bulk pl.</i> | 15220 | 70 | 1012 | 18675 | 19487 |
| SU81-44 | 220 | SacA-60328 | <i>bulk pl.</i> | 18670 | 100 | 1325 | 22087 | 22868 |
| SU81-44 | 260 | SacA-60329 | <i>N. pch</i> | 18940 | 100 | 1466 | 23875 | 25004 |
| SU81-44 | 280 | SacA-60330 | <i>N. pch</i> | 21830 | 130 | 1532 | 25720 | 26536 |
| SU81-44 | 300 | SacA-60331 | <i>N. pch</i> | 24560 | 180 | 1651 | 28686 | 29857 |
| SU81-44 | 340 | SacA-60332 | <i>G. bull</i> | 43100 | 1700 | 1826 | 32586 | 34899 |
| SU81-44 | 430 | SacA-60334 | <i>bulk pl.</i> | 42200 | 1500 | - | - | - |

a : SacA- (SMA Artemis, France)

b : planktonic foraminifera (*Globigerina bulloides*; *Neogloboquadrina pachyderma* or bulk of planktonic foraminifera)

Table IV-S 2. ¹⁴C dates of core SU81-44 and calendar age range following age model of core MD95-2002.

Table IV-S 3. Benthic foraminiferal raw data available in <https://doi.org/10.17882/91758> or see Annexe 2-.

Chapitre IV - New insights into the glacial-interglacial dynamics of the European Slope Current
based on a 36,000-year sediment record from the southern Bay of Biscay

Chapitre V

Implication of size fraction on benthic foraminiferal-based paleo-reconstructions: a case study from the Bay of Biscay (NE Atlantic)

Pauline Depuydt ^{1*}, Christine Barras ¹, Samuel Toucanne ², Eleonora Fossile ¹, Meryem Mojtahid ¹

¹ Univ Angers, Univ Nantes, Univ Le Mans, CNRS, LPG, Laboratoire de Planétologie et Géosciences, UMR 6112, 2 Bd Lavoisier, 49045 Angers Cedex, France

² Univ Brest, CNRS, Ifremer, Geo-Ocean, F-29280 Plouzané, France

* Corresponding author: pauline.depuydt@univ-angers.fr

Manuscript under review in Marine Micropalontology (submitted 22 November 2022)

Résumé en français :

De nombreuses études paléoenvironnementales basées sur les assemblages de foraminifères benthiques utilisent différents protocoles pour l'analyse des échantillons. Un protocole standardisé a été récemment établi pour les applications en bio-monitoring, mais pour les études paléoenvironnementales, l'influence de la fraction de taille sur la composition et la biodiversité des foraminifères benthiques est encore peu documentée. Ici, nous avons étudié les assemblages de foraminifères benthiques fossiles le long de deux enregistrements sédimentaires (BOBGEO-CS05 et SU81-44) du Golfe de Gascogne. Nous avons étudié la diversité et la composition des communautés afin de comparer l'impact de chaque fraction de taille (*i.e.* 63-150 μm , >150 μm , >63 μm) sur les interprétations environnementales. La diversité des foraminifères dans la fraction totale (*i.e.* >63 μm) a été affectée par l'accumulation de petites espèces opportunistes, principalement dans la carotte SU81-44. En termes de composition faunistique et d'analyses multivariées, les enregistrements sédimentaires ont montré des différences selon la fraction de taille sélectionnée. Nos résultats montrent que le rajout de la fraction 63-150 μm a dissimulé la présence certaines espèces indicatrices rares dans les deux carottes. Nos résultats montrent également que i) dans la carotte BOBGEO-CS05, la fraction 63-150 μm n'a apporté aucune information écologique supplémentaire par rapport à la grande fraction alors que ii) dans la carotte SU81-44, elle contenait de petites espèces opportunistes qui n'étaient pas présentes dans la fraction >150 μm , impactant ainsi l'interprétation paléoenvironnementale. Selon ces résultats, nous recommandons : i) de se concentrer sur la grande fraction (>150 μm) pour une détermination taxonomique approfondie et une analyse détaillée des assemblages benthiques, et ii) d'analyser la petite fraction (63-150 μm) séparément après une identification taxonomique des principales espèces et une sélection stratégique des échantillons étudiés. Nos résultats soulignent également que le choix d'étudier une fraction unique est difficile dans les archives fossiles, car il semble dépendre de la localisation géographique et des paramètres environnementaux.

Idées majeures :

- Dans le sud du Golfe de Gascogne (carotte SU81-44), la reconstitution du niveau trophique général de la zone d'étude est largement influencée par la fraction de taille considérée (mésoligotrophe versus eutrophe).
- Dans le nord du Golfe de Gascogne (carotte BOBGEO-CS05), les paléo-reconstructions sont globalement similaires quel que soit la fraction de taille considérée puisqu'elles sont constituées des mêmes assemblages d'espèces majeures.
- Dans les deux carottes, la fraction 63-150 μm , constitué d'une accumulation plus ou moins importante d'espèces opportunistes, atténue le signal d'espèces rares (>150 μm) telles que les espèces indicatrices de faible oxygénation qui renseignent sur la ventilation des eaux de fond.
- Ces résultats nous ont permis de proposer un protocole standardisé pour les études paléoenvironnementales avec une analyse séparée des deux fractions de taille.

Abstract

Many paleoenvironmental studies based on benthic foraminiferal assemblages use different protocols for sample analysis. A standardized protocol has been recently established for biomonitoring applications, but for paleostudies, the influence of size fraction on benthic foraminiferal composition and biodiversity is still little documented. Here, we studied fossil benthic foraminiferal assemblages along two paleorecords (BOBGEO-CS05 and SU81-44) from the Bay of Biscay. We investigated diversity and community composition to compare the impact of each size fraction (*i.e.* 63-150 μm , >150 μm , >63 μm) on environmental interpretations. Foraminiferal diversity for the total fraction (*i.e.* >63 μm) was affected by the accumulation of small opportunistic species, mainly in SU81-44. In terms of faunal composition and multivariate analyses, both paleorecords displayed a different pattern depending on the size fraction selected. While in both cores, the 63-150 μm fraction blurred the signal of some rare indicator species, our results show that i) in BOBGEO-CS05, it yielded no extra ecological information compared to the large fraction whereas ii) in SU81-44, it contained small opportunistic species that were not present in the >150 μm , impacting therefore paleoenvironmental interpretation. According to these findings, we recommend: i) to focus on the large fraction (>150 μm) for a thorough taxonomic determination and a detailed analysis of benthic assemblages, and ii) to analyse the small fraction (63-150 μm) separately after a taxonomical identification of major species and strategic selection of studied samples. Our results also highlight that the choice to study a unique fraction is difficult in fossil record, as it seems to depend on geographical location and environmental parameters.

Keywords

Benthic foraminifera; Fossil faunas; Size fractions; Paleo-records, Holocene, Deglacial, Last glacial period

1. Introduction

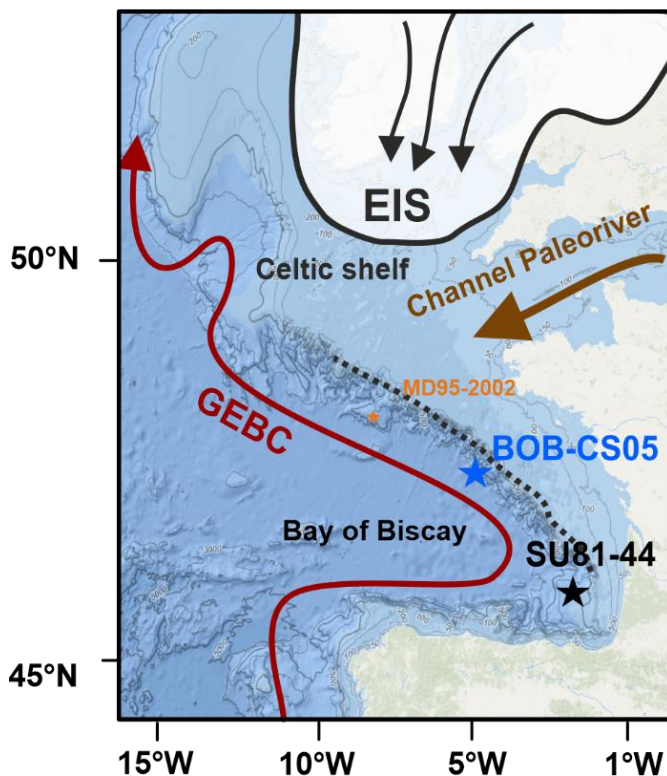
Benthic foraminiferal assemblages are widely studied to characterize modern environmental conditions (*e.g.*, Buzas, 1969; Alve, 1995; Jorissen, 1999; Murray, 2006; Bouchet et al., 2012; Pati and Patra, 2012) and to reconstruct past environments (*e.g.*, Alve, 1999; Gooday and Rathburn, 1999; Van der Zwaan et al., 1999; Gooday, 2003; Jorissen et al., 2007). The analysis of benthic foraminiferal faunas implies some sieving procedures to remove clays and fine silts from the sample and extract foraminifera of a given size fraction from the sediment. Specimens smaller than the chosen threshold (*i.e.* size fraction) are ignored. The smaller the foraminifera, the more difficult it is to identify the species (Bé, 1959, 1960), or even impossible for juvenile benthic foraminifera <32 μm or propagules (*i.e.* dormant stages consisting of a proloculus or few chambers; Alve and Goldstein, 2002, 2003, 2010). Different size fractions may be chosen depending on sampling regions, environmental characteristics, authors, and institutions (*e.g.*, >32 μm , >63 μm , >100 μm , >125 μm , >150 μm , >250 μm and >500 μm). According to the review of Schönfeld (2012), the most frequently used fractions are >63 μm , >125 μm and >150 μm . The variety of used size fractions in paleo-studies implies that different proportions of the total foraminiferal assemblage are considered and therefore it is challenging to compare data between publications. Several studies based on modern samples discuss the influence of foraminiferal size fraction on the environmental interpretations (Jennings and Helgadottir, 1994; Schroder-Adams et al., 1987; Bouchet et al., 2012; Lo Giudice Cappelli and Austin, 2019; Fossile et al., 2022; Klootwijk and Alve, 2022). For example, Bouchet et al. (2012) and Klootwijk and Alve (2022) focused on the differences in diversity indices between the >63 μm and >125 μm fractions in samples from Skagerrak basin (northeast North Sea) and Norwegian fjords, respectively. They show that although the >125 μm size fraction describes the general trends in biodiversity and it is therefore enough for an overview of environmental changes, the smaller size fraction provides a less biased estimate of this diversity. Lo Giudice Cappelli and Austin (2019) reached similar conclusions while comparing the 63-150 μm and >150 μm fractions in samples from Shetland Island (Scotland). They specified that a certain number of species were exclusively present in one of the two size fractions. Therefore, they proposed to combine the two fractions to obtain a statistically more robust reconstruction. Recently, Fossile et al. (2020) showed that similar foraminiferal-based biozones were identified in Storfjorden (Svalbard) whatever the considered size fraction (*i.e.* 63-150, >63 or >150 μm), although the 63-150 μm fraction provides a more precise estimation of diversity. The authors recommended to neglect the 63-150 μm fraction for future studies in this area considering the time-consuming character inherent to its analysis unless it is studied with the aim of answering some very specific questions. In the same logic, the standardized protocol proposed by the FOBIMO group for biomonitoring studies based on living benthic foraminifera recommended the use of the >125 μm fraction as the best compromise between processing time and precision in ecological interpretations (Schönfeld et al., 2012).

In paleoceanography, the choice of the most relevant size fraction is still debated. Initially, and for standardization purposes, the CLIMAP group recommended to use the >149 μm fraction to study planktonic foraminifera (CLIMAP Project Members, 1981, 1984; Kellogg, 1984), a limit that was probably adopted for benthic studies afterwards. This may explain why the >150 μm fraction is commonly used in paleo-records (*e.g.*, Rohling et al., 1997; Jian et al., 2000; Huang et al., 2003; Gupta et al., 2004; Milker et al., 2017) although several studies are also based on the total >63 μm

Chapitre V – Implication of size fraction on benthic foraminiferal-based paleo-reconstructions: a case study from the Bay of Biscay (NE Atlantic)

fraction (*e.g.*, Thomas et al., 1995; Hayward et al., 2004, 2006; Kang et al., 2010; de Almeida et al., 2015). Few studies discuss the influence of size fraction on paleo-records interpretations and, to our knowledge, only Weinkauf and Milker (2018) precisely compared fossil assemblages and diversity data from two size fractions (*i.e.* >125 and >150 μm). These authors conclude that the difference in term of biodiversity is small, and the reduction of the limit by 25 μm only improves the representation of the total assemblage. To our knowledge, no statistical comparison exists between the most commonly used fractions in paleo-records (>63 μm vs >150 μm).

The aim of this work is to contribute to filling this gap by comparing benthic fossil foraminiferal assemblages between the >63 μm and >150 μm size fractions, and as such, to highlight the potential implications on the environmental interpretations. We believe that the obtained results are the first stepping-stones towards the building of a standardized protocol for future palaeoceanographic studies in the northeast (NE) Atlantic. To this end, we studied biodiversity and assemblage composition from two sedimentary cores collected from the Bay of Biscay, at similar water depths (*i.e.* ~1000 m) (*Figure V- 1*) and covering comparable time periods (*i.e.* the last ~35 ka cal BP). The objectives of this study are therefore: 1) to identify differences in major species assemblages depending on the size fraction by using multivariate statistical analyses, 2) to evaluate the *plus* value of including the smaller size fraction, 3) to compare the findings between the two different geographical sites and 4) to determine whether the choice of size fractions could effectively have an impact on environmental reconstructions. The results highlight that the discrepancy in the choice of size fraction may hamper the possibility of comparing paleo-records between published studies and call for a standardization of protocols in this field.



*Figure V- 1. Bathymetric map of the study area representing the paleogeographic and paleoceanographic configuration (*i.e.* EIS : European Ice Sheet; the Channel Paleoriver; GEBC : Glacial Eastern Boundary Current) of the Bay of Biscay during the Last Glacial Period and showing the location of our study cores: BOBGEO-CS05 (blue star; Toucanne et al., 2021; Depuydt et al. 2022) and SU81-44 (black star; this study) with a nearby core at 1000 m water depth (orange star) MD95-2002 (Ménot et al., 2006; Eynaud et al., 2012; Toucanne et al., 2015).*

2. Materials and methods

2.1. Core locations, sampling and foraminiferal analyses

Two marine sediment cores from the Bay of Biscay (NE Atlantic) were investigated: core BOBGEO-CS05 (46°18.850'N, 5°56.988'W, 1473 cm length, 1015 m water depth) retrieved during the BOBGEO cruise in 2009 (doi.org/10.17600/9030060; R/V Pourquoi pas?; Bourillet, 2009) and core SU81-44 (44° 15.4'N, 2° 41.7'W, 436 cm length, 1173 m water depth) retrieved during the CEPAG cruise in 1981. Cores BOBGEO-CS05 and SU81-44 are located on the upper slope at about 200 km and 100 km from the French Atlantic coast, respectively (*Figure V- 1*). A total of 56 and 65 samples were studied for core BOBGEO-CS05 (Depuydt et al., 2022) and SU81-44, respectively. These samples were washed through 63 µm and 150 µm mesh sieves, dried, and each fraction was analyzed separately (63-150 µm and >150 µm). Due to high foraminiferal abundances from the >150 µm size fraction, the dry samples were split with an Otto microsplitter reaching, at least ~250 specimens from a single split, then standardized to the total sample. All the samples were then stored in Plummer cell slides. Wherever possible, we identified specimens to species level, although in a few cases we combined species under their genus to avoid misrepresentation and/or misidentification of rare species. For the 63-150 µm fraction, 16 out of the 56 samples in core BOBGEO-CS05 and 15 out of the 65 samples in core SU81-44 were investigated. The depths of these samples were selected based on major changes observed in the >150 µm fraction. Dry samples were split with a dry Otto microsplitter to reach a minimum of ~250 specimens in the analyzed split. In 3 samples out of 16 and 4 samples out of 14 (cores BOBGEO-CS05 and SU81-44, respectively), foraminifera were picked out from the entire split, stored in Plummer cell slides and each specimen was identified. Major species from the fraction 63-150 µm (>5 % of the assemblage) were identified from these seven samples. For the rest of the 63-150 µm samples, major species >5 % were identified and counted whereas minor species (<5 %) were only counted and gathered as 'others'. The complete raw data sets are available as supplementary material in Table V-S 1 and in the SEANOE data repository (<https://doi.org/10.17882/88029> for BOBGEO-CS05; <https://doi.org/10.17882/91758> for SU81-44).

The diversity indices (Shannon and equitability) were determined for each of size fraction using PAST software (Paleontological Statistics; Version 2.14; Hammer et al., 2001). The Shannon diversity index (H' ; Shannon, 1948) allows to characterize the structure of a community and the distribution of these individuals within this community. It is calculated according to the following formula:

$$H' = - \sum_{i=1}^S p_i \ln p_i$$

Where S is the total number of species (also called species richness) and p_i is the proportion of each species i in the community. It is important to note that the higher the H' value is, the higher is the diversity. The modern H' values for benthic communities in the Atlantic are often between ~1.1 and ~3.8 (John W. Murray, 2006). The equitability index (J ; Pielou, 1966) indicates how similar are the proportion of the species of an assemblage and it is calculated according to:

$$J = \frac{H'}{\ln S}$$

Chapitre V – Implication of size fraction on benthic foraminiferal-based paleo-reconstructions: a case study from the Bay of Biscay (NE Atlantic)

J index varies between 0 and 1 where the maximum represents the most equal distribution of taxa in a given assemblage. As such, it was necessary to apply these diversity indices on fully picked samples (*i.e.* 3 samples and 4 samples for cores BOBGEO-CS05 and SU81-44, respectively).

The relative abundances of benthic species were calculated for each size fraction (*i.e.* 63-150 µm, >150 µm and their sum, *i.e.* >63 µm) and for all samples in both cores. We computed a binomial standard error according to the following formula (Buzas, 1990; Fatela and Taborda, 2002):

$$\text{Binomial standard error} = \frac{\sqrt{p * (1 - p)}}{n}$$

Where *p* is the species proportion estimate (number of counted individuals for a given species/*n*) and *n* the total number of specimens counted. Several ecological groups that may indicate particular environmental conditions established in Depuydt et al. (2022) for core BOBGEO-CS05 were applied to core SU81-44 for comparison (Table V- 1).

Table V- 1. Classification of major species from cores BOBGEO-CS05 and SU81-44 according to ecological indicators groups as proposed by Depuydt et al. (2022). (*) Species identified as major in core SU81-44 and added into the list published in Depuydt et al. (2022).

| Ecological species groups | Major Species/Genera |
|--|---|
| Glacier-proximal indicator species | <i>Elphidium excavatum</i> cf. <i>clavatum</i> <i>Cassidulina crassa</i> d'Orbigny, 1839 |
| Low oxygen indicator species | <i>Globobulimina</i> spp. <i>Chilostomella oolina</i> Schwager, 1878 |
| High organic flux indicator species | <i>Alabaminella weddellensis</i> Earland, 1936* <i>Bolivina</i> spp. <i>Cassidulina carinata</i> Silvestri, 1896 <i>Uvigerinia mediterranea</i> Hofker, 1932* <i>Uvigerina peregrina</i> Cushman, 1923* |
| Epiphytic species | <i>Gavelinopsis praegeri</i> Heron-Allen & Earland, 1913 <i>Planorbulina mediterranea</i> d'Orbigny, 1826 |
| Meso-oligotrophic indicator species | <i>Cibicides pachyderma</i> Rzehak, 1886 |
| High energy indicator species | <i>Cibicides lobatulus</i> Walker & Jacob, 1798 <i>Trifarina angulosa</i> Williamson, 1858 |

2.2. Stratigraphic framework

The chronostratigraphic framework of core BOBGEO-CS05 is based on the synchronization of its XRF-elements with those of the well dated nearby core MD95-2002 (Toucanne et al., 2021; Depuydt et al., 2022). For core SU81-44, the polar planktonic taxon *Neogloboquadrina pachyderma* was used to identify the Deglacial/Holocene and the Last glacial periods, as well as some remarkable events such as the Heinrich Stadials (HSs) (Figure V- 2) (Eynaud et al., 2009). A minimum of ~300 specimens of planktonic foraminiferal tests were counted in the >150 μm fraction from a single sample split.

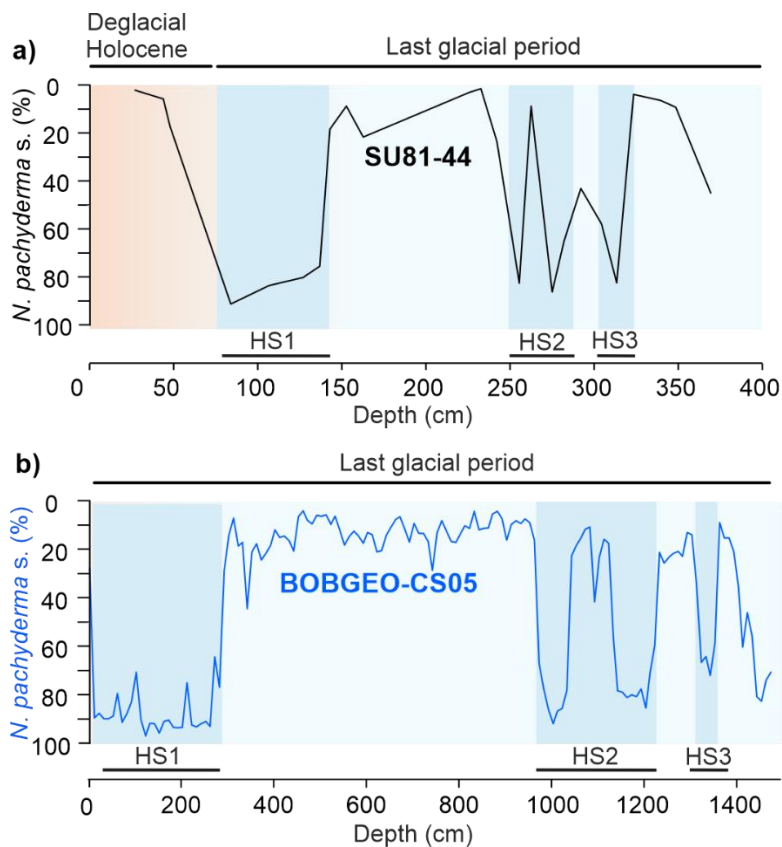


Figure V- 2. Percentages of the polar planktonic species *N. pachyderma* according to sediment depths for a) core SU81-44 (black line) and b) core BOBGEO-CS05 (blue line). Blue color represents the Last glacial period and the orange color represents the Deglacial/Holocene period. The dark blue bands show Heinrich Stadials.

2.3. Multivariate analyses

In order to get a visual comparison of the differences in major species compositions (*i.e.* relative abundance >5 %) between size fractions (>63 μm and >150 μm) for each core, a non-metric multidimensional scaling (nMDS) analysis (Taguchi and Oono, 2005) based on Bray-Curtis dissimilarity (Bray and Curtis, 1957) was performed using PAST software (Oyvind Hammer et al., 2001). The species per sample matrix used for this analysis was based on the relative percentage of

major species (>5 %) of the 16 and 14 samples analyzed for both size fractions for cores BOBGEO-CS05 and SU81-44, respectively. We chose to compare the results of >63 μm and >150 μm fractions because the 63-150 μm fraction is rarely used for paleo-record interpretations on its own (supplementary information about the comparison between 63-150 μm and >150 μm are available in Figure V-S 1 and Table V-S 2). The quality of our nMDS is assessed according to a) stress values (Kruskal, and Wish, 1978) that consider ordination as suspect (>0.2), correct (0.1-0.2), good (0.05-0.1) or excellent (<0.05), and b) Shepard's diagram (actual distances vs. ordination distances between samples) that shows a linear trend with little spread (Figure V-S 2). This visualization for each of the cores is accompanied by an ANOSIM statistical test to discuss the dissimilarity matrices (Clarke, 1993). This was done with 999 permutations on the Bray-Curtis dissimilarity matrices in each core using the *anosim()* function in the R package *vegan* (Oksanen et al., 2020), with the aim of comparing both size fractions to detect differences in major species composition. The ANOSIM test give an R value: if R is close to 1, the test suggests a strong dissimilarity between the fractions whereas an R close to 0 suggests that the distribution is equal between the fractions.

A similarity percentages breakdown (SIMPER) procedure (Clarke, 1993) was also applied to our species-by-sample matrix to identify the main contributing species to the Bray-Curtis dissimilarities detected between the samples of the two fractions studied. This analysis was performed using the *simper()* function of the R package *vegan* (Oksanen et al., 2020) giving an average contribution which we transformed into a percentage. Only the major species with the most influence on the dissimilarities between samples of the two fractions studied (*i.e.* representing ~90 % cumulative contribution) were extracted and displayed on the nMDS biplot.

3. Results

3.1. Core SU81-44

Considering the four fully analyzed samples (*i.e.* assemblages picked out and identified in both fractions) from core SU81-44, the 63-150 μm and >150 μm fractions show similar values of species richness varying between 15 and 25 species (Figure V- 3a). Nevertheless, these fractions contain partly different species since the >63 μm fraction (*i.e.* >150 μm + 63-150 μm) exhibits a higher number of species varying between 25 and ~40. The Shannon (H') and equitability (J) indices exhibit different trends through time between the >150 μm fraction on one side and 63-150 μm and >63 μm fractions on the other side, with a greater difference during the last glacial period at 350 cm depth. Indeed, this sample shows higher diversity indices values when considering only the >150 μm fraction.

In core SU81-44, foraminiferal fauna is characterized by a total of 22 major species (>5 % of the total fauna): 8 species out of 22 species are >5 % whatever the size fraction considered (*Bolivina* spp., *Cassidulina carinata*, *Cibicidoides pachyderma*, *Cibicides lobatulus*, *Elphidium* spp., *Gavelinopsis praegeri*, *Melonis affinis*, *Osangularia umbonifera*). Ten species out of 22 species are >5 % when considering only the >150 μm size fraction (*Bulimina* spp., *Cibicidoides robertsonianus*, *Cibicides wuellerstorfi*, *Globobulimina* spp., *Gyroidina orbicularis*, *Quinqueloculina* spp, *Sigmoilopsis schlumbergeri*, *Spiroloculina tenuiseptata*, *Uvigerina mediterranea*, *Uvigerina peregrina*). Four

Chapitre V – Implication of size fraction on benthic foraminiferal-based paleo-reconstructions: a case study from the Bay of Biscay (NE Atlantic)

species are present only in the 63-150 μm size fraction (*Alabaminella weddellensis*, *Epistominella exigua*, *Nonionella turgida* and *Trifarina angulosa*).

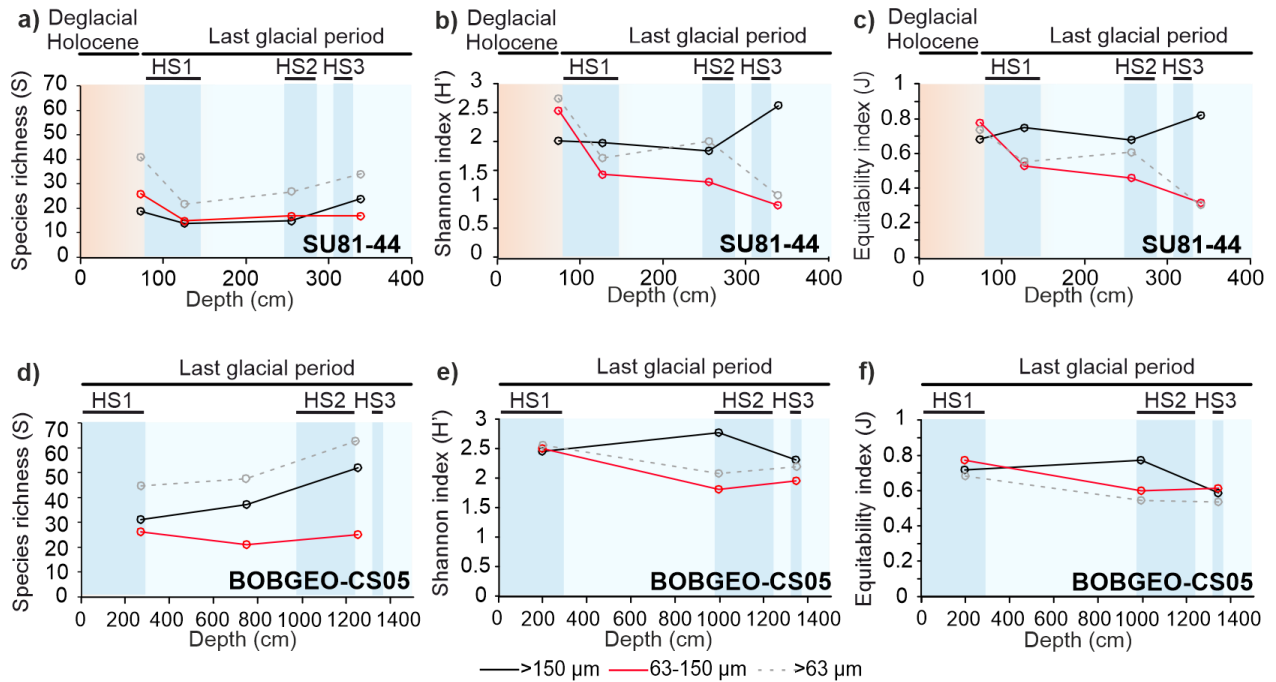


Figure V- 3. Biodiversity indices based on benthic foraminiferal faunas calculated separately for the three size fractions: $>150 \mu\text{m}$ (full black line), $63-150 \mu\text{m}$ (full red line) and $>63 \mu\text{m}$ fraction (dashed grey line) in a-c) core SU81-44 and d-f) core BOBGEO-CS05. Blue color represents the Last glacial period and the orange color represents the Deglacial/Holocene period. The dark blue bands show Heinrich Stadials.

The nMDS of core SU81-44 shows a high-quality data with a Shepard plot having a linear trend without strong propagations and a stress value = 0.119 (Figure V-S 2a). The ordinations of this analysis are therefore representative and can be considered as reliable. The nMDS ordination in core SU81-44 (Figure V- 4a) shows that the first dimension (NMDS1) separates the $>63 \mu\text{m}$ fraction from the $>150 \mu\text{m}$ fraction while NMDS 2 clearly differentiates between Deglacial/Holocene and the last glacial period (with HSs and without HSs). We can also see that the polygonal areas of each convex hull of the size fractions do not overlap. This shows a significant difference between the two fractions, tested statistically by ANOSIM with an $R = 0.966$ ($p = 0.0001$). SIMPER analysis identified 8 species contributing significantly ($p < 0.01$) to this observed difference: *Cibicidoides pachyderma*, *C. wuellerstorfi*, *Bulimina* spp., *Gyroidina orbicularis*, *Sigmoilipsis schlumbergeri* correlated positively with NMDS1, *Cassidulina carinata*, *Elphidium* spp., *Trifarina angulosa* correlated negatively with NMDS1. Despite their $p > 0.01$, *U. mediterranea*, *U. peregrina* and *M. affinis* correlate negatively with NMDS 2 and positively with nMDS1, and *A. weddellensis* correlates negatively with NMDS 1 and 2 (Figure V- 4a, Table V-S 3a).

The evolution of the relative densities of major species shows that the large fraction (*i.e.* $>150 \mu\text{m}$) is largely dominated by *C. pachyderma* with high values between 20 and 80 % of the fauna during

Chapitre V – Implication of size fraction on benthic foraminiferal-based paleo-reconstructions: a case study from the Bay of Biscay (NE Atlantic)

the last glacial period (Figure V- 5b). This species was replaced by *U. peregrina* and *U. mediterranea* (about 20 and 40 %, respectively) during the Deglacial/Holocene period (Figure V- 5c & d). In the small fraction, *C. carinata* dominated the faunas at ~65 % during the last glacial period (Figure V- 5a), and it was replaced by *A. weddellensis* and *E. exigua* varying around 35 % together during the Deglacial/Holocene period (Figure V- 5e & f). *Alabaminella weddellensis*, *E. exigua* and *T. angulosa* (Figure V- 5g) are the only species exclusively present in the 63-150 μm fraction.

The ecological groups based on indicator species (Figure V- 6a) show that the meso-oligotrophic group dominates the large fraction whereas the high organic matter flux indicator group dominates the small fraction. Moreover, the low oxygen indicator group occurring during the HSs in the $>150 \mu\text{m}$ are completely minimized in the $>63 \mu\text{m}$ since they are almost absent in the 63-150 μm .

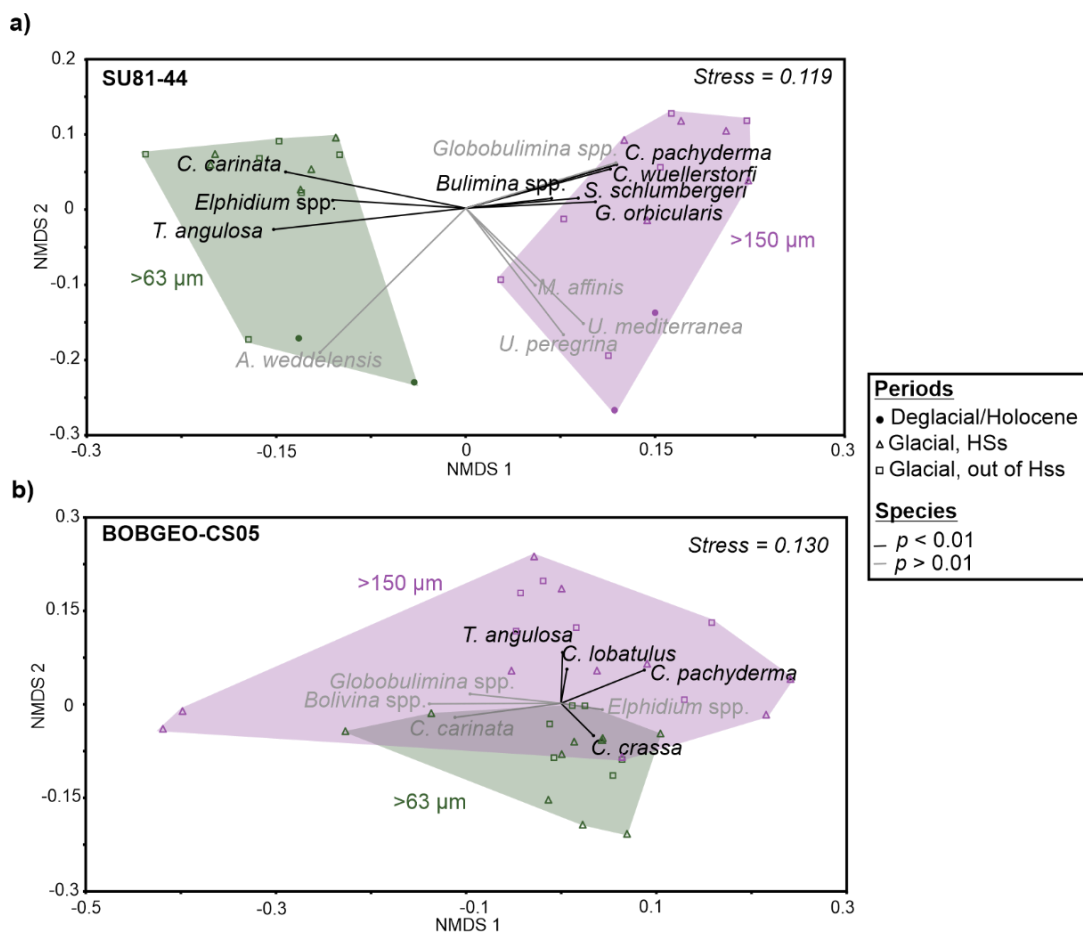


Figure V- 4. Non-metric multidimensional scaling (nMDS) analysis (Bray-Curtis dissimilarity) calculated on relative densities of major species ($>5\%$) considering two size fraction groups ($>63 \mu\text{m}$ in green and $>150 \mu\text{m}$ in pink) for a) core SU81-44 and b) core BOBGEO-CS05. Triangles correspond to samples from the Heinrich Stadials, squares represent samples from the Last glacial period out of Heinrich Stadials, and circles represent the Deglacial/Holocene period. The convex hulls enclosed each size fraction group. The displayed vectors are the species explaining 90 % of the dissimilarity between the groups based on SIMPER analysis, with $p < 0.01$ (black) and $p > 0.01$ (grey).

Chapitre V – Implication of size fraction on benthic foraminiferal-based paleo-reconstructions: a case study from the Bay of Biscay (NE Atlantic)

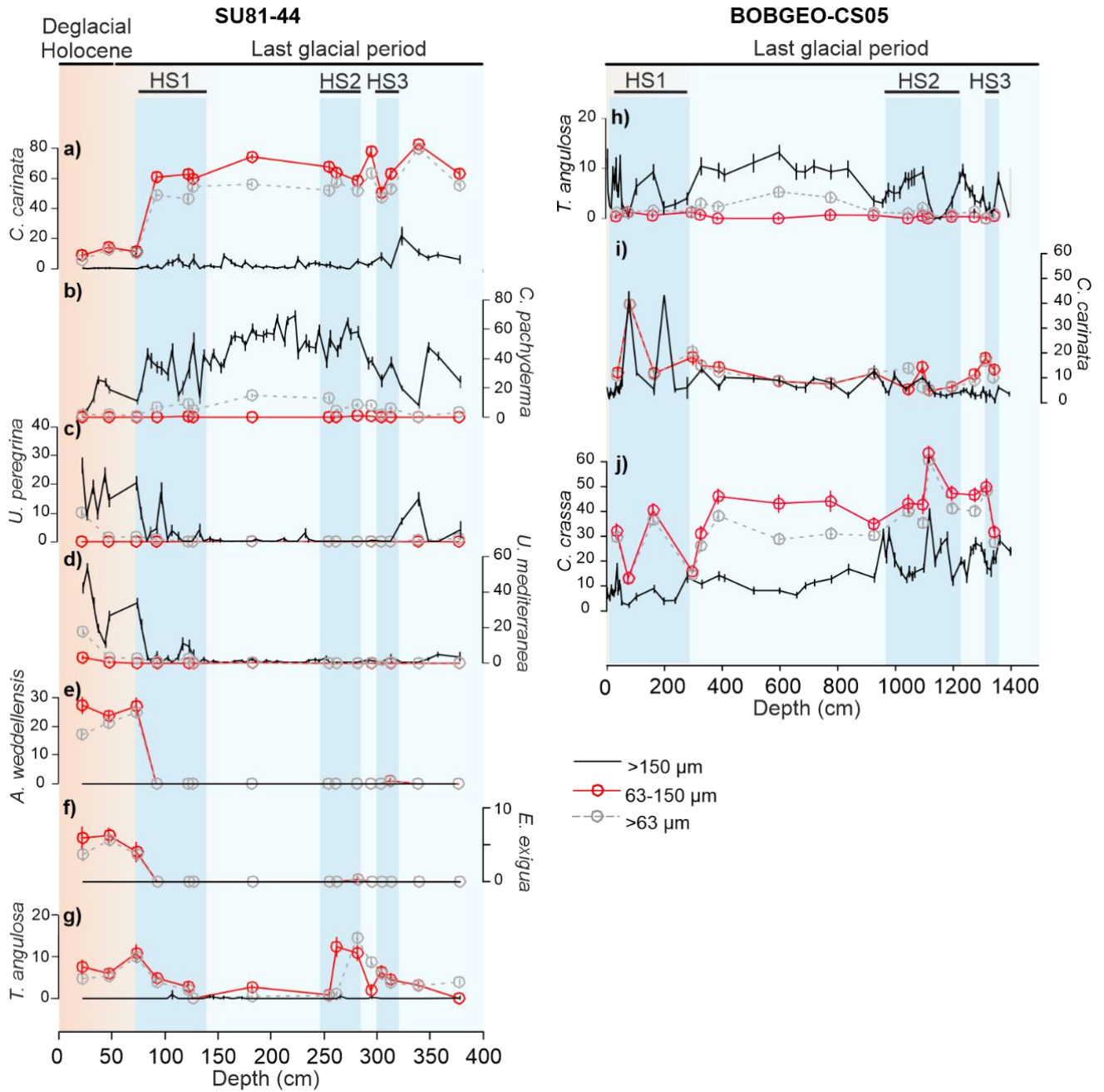


Figure V- 5. Relative abundances (%) of benthic foraminiferal faunas from a-g) core SU81-44 and h-j) core BOBGEO-CS05. Full black lines, full red lines and dashed grey lines represent respectively the >150 μm, 63-150 μm and >63 μm. Blue color represents the Last glacial period and the orange color represents the Deglacial/Holocene period. The dark blue bands show Heinrich Stadials. To better highlight the variations of the different species, the scale of the ordinate axis is not constant. Error bars correspond to the binomial standard errors.

3.2. Core BOBGEO-CS05

In the three analyzed samples of core BOBGEO-CS05 (Figure V- 3d), the species richness shows lower values in the 63-150 μm fraction (~30 species) than in the >150 μm fraction (~40 species). Overall, the values of Shannon and Equitability indices in both fractions are similar for two out of three samples, varying respectively around 2.2 and 0.65 (Figure V- 3e-f). When considering only the >150 μm , the sample at ~1000 cm sediment depth is different with a higher diversity fraction.

Foraminiferal fauna is characterized by a total of 15 major species (*i.e.* contributing with >5 % to the total fauna): 5 species are found whatever the size fraction considered (*Bolivina* spp., *Cassidulina carinata*, *Cassidulina crassa*, *Cibicides lobatulus*, *Elphidium* spp.). Ten species are found only in the >150 μm fraction (*Cibicidoides pachyderma*, *Chilostomella oolina*, *Gavelinopsis praegeri*, *Globobulimina* spp., *Hoeglundina elegans*, *Nonionella turgida*, *Planorbulina mediterraneensis*, *Pullenia quinqueloba*, *Trifarina angulosa*, *Textularia sagittula*). No species is classified as major only in the 63-150 μm fraction.

The nMDS analysis shows a high-quality data with Shepard plot and a stress value of 0.130 (Figure V-S 2b). In general, the faunal assemblages between size fractions are less distinct for BOBGEO-CS05 than for SU81-44 (Figure V- 4b). For core BOBGEO-CS05, the different size fractions (*i.e.* >63 μm and >150 μm) are separated on the NMDS2 ordination. Figure V- 4b shows that the convex hulls identifying the two size fractions overlap and that the area is reduced with increasing fraction resolution. This result shows that, in core BOBGEO-CS05, dissimilarity between samples decreases when including the 63-150 μm fraction in addition to the >150 μm and the dissimilarity is not as marked as in core SU81-44. The ANOSIM test for this core shows an R of around 0.514 ($p = 0.0001$), which is lower than that of SU81-44. Moreover, the faunal assemblage variations between different sediment depths are enhanced when considering only the >150 μm fraction. Here, the SIMPER analysis identifies only 4 species contributing significantly (p value < 0.01) to the difference between the two size fractions (Figure V- 4b; Table V-S 3b): *C. lobatulus*, *T. angulosa* and *C. pachyderma* correlated positively with NMDS2 (*i.e.* >150 μm fraction) and *C. crassa* correlated negatively with NMDS2, largely representing the 63-150 μm . Indeed, *C. crassa* dominated the faunal assemblage in the 63-150 μm fraction representing in average about 40 % while it represented about 15 % of the benthic composition in the large fraction (Figure V- 5j). In contrast, *T. angulosa* is almost absent in the 63-150 μm fraction while it reaches about 10 % along the record in the >150 μm fraction (Figure V- 5h). *Cassidulina carinata* occurred with high percentages during HS1 in both size fractions (Figure V- 5i). This species together with *Globobulimina* and *Bolivina* species are correlated negatively with NMDS 1 (p value > 0.01) showing a higher contribution to HS sample assemblages (Figure V- 4b).

Finally, there is little change in the distribution of the ecological groups according to the size fraction (Figure V- 6b). Indeed, the glacier-proximal indicator group, high organic matter flux indicator group and high energy indicator group are well represented regardless of the size fraction. However, the percentages of the anoxic group and the epiphytic group, comprising naturally rare species, are very low or absent in the small fraction.

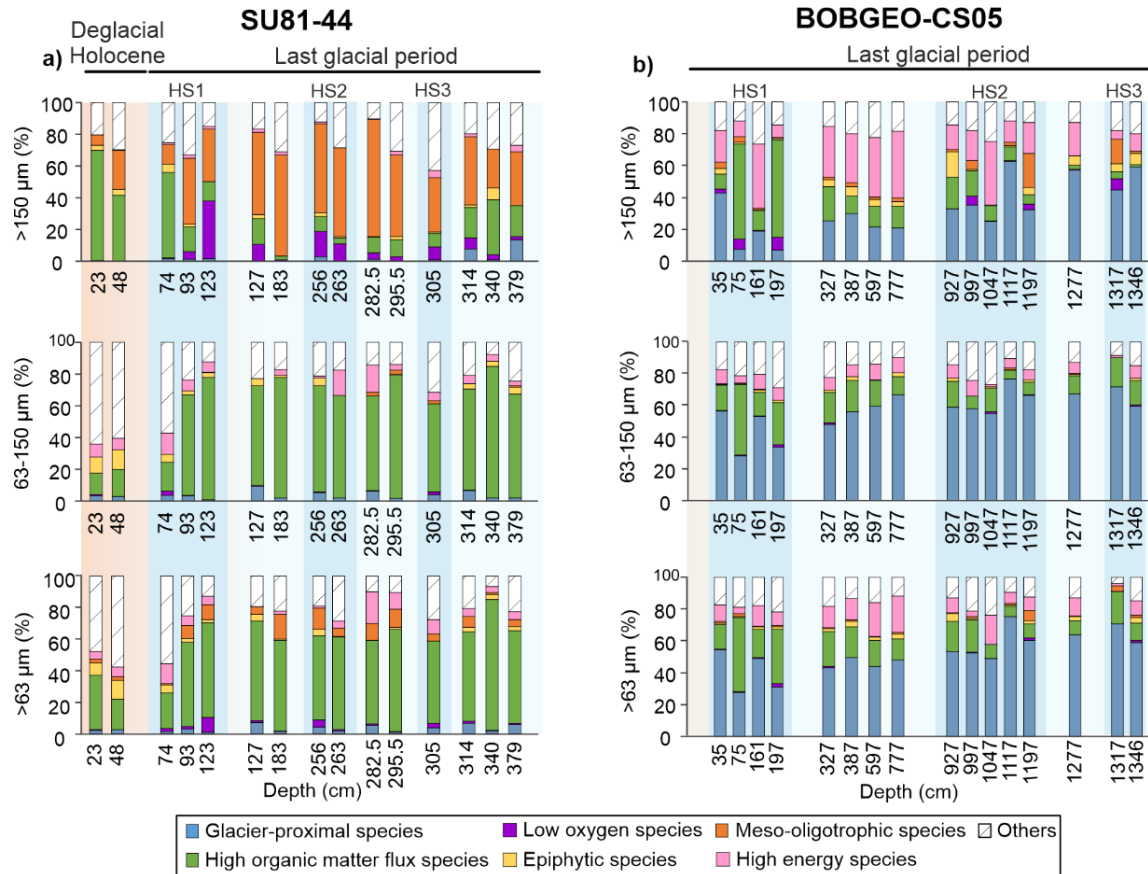


Figure V- 6. Relative abundances (%) of benthic foraminiferal indicator groups in each size fraction (>150 µm, 63-150 µm and >63 µm) for each sample from a) core SU81-44 and b) core BOBGEO-CS05. Blue color represents the Last glacial period and the orange color represents the Deglacial/Holocene period. The dark blue bands show Heinrich Stadials.

4. Discussion

4.1. Size fraction effect on foraminiferal biodiversity

In the present study, 15 % of the total fossil foraminiferal abundance and 67 % of the species richness is recorded in the >150 µm fraction compared to the >63 µm fraction. So considering the small fraction allows considering more individuals and species (Figure V- 3a and 3d). According to the review of Schönfeld et al. (2012), only 27 % of the living individuals in the deep-sea and 11 % in the shallow waters are captured when only the >150 µm size fraction is studied compared to the >63 µm fraction. Regarding the number of species, the ratio is 47 % in the deep-sea and 61 % in shallow waters. Our results are therefore in the same range as for living foraminifera.

In addition, biodiversity indices show the same trend through time when considering the small fraction 63-150 µm alone or the >63 µm fraction (Figure V- 3a-c and 3e-f) but the observed trend is different when considering the larger fraction alone. This indicates that the 63-150 µm does not co-evolve with the >150 µm and the small fraction (63-150 µm) drives the trend observed for the total

fraction (*i.e.* >63 μm). In the literature, the addition of the small size fraction to the large one usually results in higher diversity indices (*e.g.*, >30 vs >125 μm in Kurbjeweit et al., 2000; >63 vs >125 μm in Alve, 2010; Klootwijk and Alve, 2022); > 63 vs >150 μm in Schönfeld et al., 2012, Gooday and Goineau, 2019; >125 vs >150 μm in Weinkauf and Milker, 2018). This is not always the case in our dataset where the opposite is observed for half of the data points. Some authors report contrasted results in their study area as well. For instance, Fossile et al. (2020) recorded higher diversity and lower dominance in the >150 μm compared to the >63 μm in the deep basin of Storfjorden (Svalbard) and the opposite for the inner and outer fjord. Phipps et al. (2012) also show contrasting results along a bathymetric transect between stations at <1000 m water depths close to the Portuguese margin (*i.e.* higher diversity in the 63-150 μm fraction) and those at >1000 m water depths (*i.e.* higher diversity in >150 μm fraction). In both cases, the authors suggest that the driving parameter could be the availability or quality of organic matter. In our study, the lower diversity (and higher dominance) observed in the >63 μm fraction, driven by the 63-150 μm size fraction, is the result of high percentages of small opportunistic species (*e.g.*, *Cassidulina carinata*, *Epistominella exigua*), probably developing in response to fluctuations in organic matter fluxes. These species, due to high reproduction potential and turnover rate usually would accumulate in fossil records and lead to amplified effect on diversity and equitability indices. This potential accumulation effect in response to population dynamics was suggested by Duros et al. (2012) to explain the higher percentages of opportunistic species observed in the dead assemblages compare to the living one in the Whittard canyon, north of site BOBGEO-CS05. Taphonomic processes such as loss of some non-fossilizing species (*e.g.*, agglutinated species) or transport of tests could also influence the diversity indices. However, these taphonomic effects should affect both the small and large size fractions. More studies based on fossil fauna comparing biodiversity of different size fractions would allow verifying if this observation is systematic. Understanding the effects of seasonal variability and taphonomic mechanisms on size fraction are important since the accumulation/removal of indicator species could completely affect paleoenvironmental interpretations.

4.2. Environmental interpretations driven from assemblages according to the analysed size fraction

4.2.1. Core SU81-44

In the southeastern Bay of Biscay foraminiferal record, the lower diversity and higher dominance driven by the small size fraction is mainly due to the high presence of *C. carinata* (more than 60 % of the total >63 μm assemblage) during the last glacial period (Figure V- 5a) and *A. weddellensis* (about 30 %) during the Holocene (Figure V- 5e). These species were present only in low proportions or even absent in the large size fraction. This is supported by the nMDS analysis showing a clear difference between the faunal composition of the >63 μm and the >150 μm size fractions considering the major species (Figure V- 4a).

In the Bay of Biscay, *C. carinata* (also called *C. laevigata*) is abundant in recent living faunas in the 63-150 μm size fraction (10-15 %; Fontanier et al., 2003). However, it reached up to 40 % of the large fraction (>150 μm) during the last glacial and Deglacial/Holocene periods in paleo-records from the Bay of Biscay (Mojtahid et al., 2013, 2017a). This species can dominate the deepest areas

of continental shelves exposed to high organic matter input (*e.g.*, Hayward et al., 2002; Fontanier et al., 2003; Hess and Jorissen, 2009). *Alabaminella weddellensis* is a small species restricted to the 63-150 μm size fraction in our study and also observed in the <125 μm fraction in the living fauna from the NE Atlantic (Gooday, 1988) and in fossil records in Antarctica (Thomas and Gooday, 1996). This species is usually found in association with *Epistominella exigua* responding to seasonal organic matter inputs (Thomas and Gooday, 1996; Gooday and Hughes, 2002; Sun et al., 2006; Smart, 2008; Smart et al., 2019). Opportunistic species, such as *Cassidulina* and *Epistominella* species are often found in small size fractions (Perez-Cruz and Machain-Castillo, 1990; Alve, 2003; Lo Giudice Cappelli and Austin, 2019). Some authors suggested that opportunistic species adopt a r-strategy lifestyle (*e.g.*, Gooday et al., 1990; Gooday, 1993; Jorissen, 1988) responding to high organic matter inputs with fast growth and precocious reproductions to colonize rapidly their habitat (Phleger and Soutar, 1973; Gooday et al., 1990; Melki et al., 2010). Due to this strategy, opportunistic species are able to reach very high densities in the 63-150 μm fraction, influencing significantly the >63 μm assemblage.

Core SU81-44 is located on the Landes Plateau, influenced by important fluvial inputs from the Adour-Gironde river system (Koutsikopoulos and Le Cann, 1996), known for its strong seasonal variations (Coynel et al., 2005). Because river discharges bring a significant quantity of nutrients, they trigger strong primary production in surface waters (*e.g.*, Nausch et al., 1999; Labry et al., 2001, 2002; Gohin et al., 2003; Guillaud et al., 2008). The benthic communities affected by these seasonal organic matter vertical fluxes may respond with a dominance of opportunistic species.

In the paleo-record of core SU81-44, interpretations in terms of environmental changes are definitely influenced by the size fraction considered. On one hand, when only the >150 μm fraction is considered, the faunal composition during the last glacial period is largely dominated by meso-oligotrophic species (*e.g.*, *C. pachyderma*) (Figure V- 5b and Figure V- 6a). The Deglacial/Holocene period is characterised by the presence of *Uvigerina* species which are identified as species living in organic-matter rich environments (Jorissen et al., 2007) suggesting a potential shift in surface productivity between the last glacial and Holocene periods (Schönfeld and Altenbach, 2005) (Figure V- 5e & d). Moreover, the group of low oxygen tolerant species exhibit higher percentages in the last glacial period (during HSs in particular) compared to Deglacial/Holocene samples (Figure V- 6a). On the other hand, when the total >63 μm assemblage is considered, the fauna is dominated by small opportunistic species indicative of high organic matter inputs throughout the record (Figure V- 6a) whereas the meso-oligotrophic indicator species become poorly represented. Based on the total >63 μm assemblage, the study area can be considered as an environment receiving high organic matter fluxes. This is coherent with the nearby study of Pascual et al. (2020), based on the >63 μm fraction, that showed an overall dominance of species appreciating high organic matter environments. In our >63 μm dataset, the transition between the last glacial and Deglacial/Holocene periods can still be highlighted by the shift in major species composition (*i.e.* *C. carinata* vs *A. weddellensis*) (Figure V- 5a & e) and the increase in diversity indices (Figure V- 3b). However, the low oxygen indicator species group is not anymore usable to distinguish low ventilation events when the >63 μm fraction is considered. Indeed, the proportion of opportunistic species completely "overwrite" the information that could be taken from "rare" species which may be excellent environmental indicators.

4.2.2. Core BOBGEO-CS05

The results of the multivariate analyses for core BOBGEO-CS05 data, which covers only the last glacial period, are very different from SU81-44 data. The convex hulls overlap of the two size fractions show that the faunal assemblages are proportionally more similar between fractions in BOBGEO-CS05 than in SU81-44. The dissimilarity between both fractions is mainly driven by the presence of *Cassidulina crassa* in the small fraction. This species contributes in average to ~35 % of the total fauna in the >63 μm fraction and only 15 % in the >150 μm fraction. According to Depuydt et al. (2022), *C. crassa* responds to large amounts of organic material arriving to the study site during episodes of EIS melting.

The dominant ecological groups, previously determined by Depuydt et al. (2022) in the same core, remain the same regardless of the size fraction studied (>150 μm and >63 μm) (Figure V- 6b), although the percentages are slightly changing. Indeed, whatever the size fraction considered, there is always a dominance of glacier-proximal indicator and high energy indicator species. Additionally, the addition of the small fraction (63-150 μm) dilutes the signal of the rare “large-size” species from the anoxia indicator group (*i.e.* *Globobulimina* and *Chilostomella*) that are well represented by the >150 μm fraction during specific low ventilation events (*i.e.* HSs) (Mojtahid et al., 2017 ; Depuydt et al., 2022). This is also the case for the epiphytic group (Figure V- 6b). This “dilution effect” is also highlighted by the nMDS results since the >150 μm fraction exhibits higher dissimilarity in the faunal community between samples, *i.e.* over time, than the >63 μm fraction (Figure V- 4b).

4.3. Recommendations in the choice of the size fraction

Our results show that the impact of the used size fraction on paleo-environmental interpretations is not the same depending on the site location. This difference is probably due to the different environmental conditions (*e.g.*, trophic conditions, proximity to the ice sheet influence, bottom-current velocity, nature of sediments) between the two study sites. Core BOBGEO-CS05 is located on a topographically steep slope, relatively well ventilated during the last glacial period due to the influence of the strong North Atlantic Glacial Eastern Boundary current, as testified by sedimentological and geochemical proxies (Toucanne et al., 2021). Core SU81-44, however, is located on a gentle slope and is composed of homogeneous fine sediments. This indicates a lower current velocity than at site BOBGEO-CS05 allowing the settlement organic-rich fine sediments. This seems to be confirmed by the lower proportion of the “High energy indicator group” in core SU81-44 compared to core BOBGEO-CS05. Benthic foraminiferal community seems to respond differently between the two sites, by exhibiting a higher proportion of small opportunistic specimens in the organic-rich fine sediments of core SU81-44. It is also interesting to note that *Cassidulina carinata* and *Trifarina angulosa*, two species, present in both records, have different sizes depending on the location. These species are almost exclusively found in the 63-150 μm fraction in SU81-44 (~45 % and ~5 % respectively) whereas they are mainly present in the >150 μm fraction in BOBGEO-CS05 (~7,5 % and ~6 % respectively). This behaviour may be explained by generally higher organic matter fluxes in the southern part of the Bay of Biscay which favour an opportunistic r-type strategy resulting in smaller individuals. Mojtahid et al. (2009) also observed a difference in size within one taxa depending on their geographical location for species such as *C. carinata*, *N. turgida*, *R. phlegeri* or *N. scaphum* in the Rhône prodelta. Smaller specimens of a given species were abundant in the area

influenced by the river plume, whereas larger specimens were concentrated close to the river mouth. They suggested that it could be related to an earlier reproductive maturity in the ontogenetic stage in areas under strong organic matter influences. Several planktonic foraminiferal studies also showed a relationship between shell size and surrounding ecological conditions, where some species tend to be relatively larger under optimal conditions for reproduction (*e.g.*, Hecht, 1976; Schmidt et al., 2003; Iwasaki et al., 2017).

Our results show that, even in the same geographic area (*i.e.* Bay of Biscay) and a similar water depth (*i.e.* 1000 m), it is still complicated to draw straightforward conclusions about the choice of the size fraction for benthic foraminiferal-based paleoenvironmental reconstructions. For sure, the addition of the 63-150 μm size fraction allows to include a greater number of specimens and species that are absent from the large fraction, and therefore be more representative of the “real” diversity as it has been shown in modern ecological studies (*e.g.*, Schroder-Adams et al., 1987; Lo Giudice Cappelli and Austin, 2019; Klootwijk and Alve, 2022). However, paleoenvironmental interpretations cannot only be based on diversity indices because those are biased by taphonomic processes. Therefore, paleoenvironmental studies rely rather on distribution patterns of single species or groups of indicative species than on diversity indices. However, these patterns may be blurred by the dominance of small opportunistic species. For living foraminifera, Lo Giudice Cappelli and Austin (2019) recommended combining both fractions to achieve high-resolution environmental reconstructions. Our results based on fossil records highlight that the accumulation of opportunistic species shells may dilute the signal of other indicative taxa and therefore reduce the quality of the interpretations. We therefore suggest to systematically analyse both size fractions (63-150 μm and >150 μm) separately to account for the signal provided 1) by rare large species and 2) by small-sized opportunistic species. In addition, this approach allows a more relevant comparison between studies using different size fractions. In fact, some studies on living assemblages had already considered to study the 63-150 μm fraction in a limited number of samples in addition to the >150 μm fraction (*e.g.*, Rathburn et al., 2001; Fontanier et al., 2008; Mojtahid et al., 2009; Gooday and Goineau, 2019). To our opinion, the >150 μm size fraction should be done systematically and thoroughly to reach high time resolution, because it is less time consuming and requires less taxonomic expertise than the study of the small fraction. The small fraction 63-150 μm should be analysed following a strategic selection of samples depicting the environmental gradient encountered in the core (*e.g.*, glacial/Holocene periods, specific periods as HSs, Bølling-Allerød, etc.). These samples would not necessarily need to be fully sorted/picked, and sample processing could be simplified by only counting major species, once they have been identified for this fraction separately. Depending on the relevance of the small fraction fauna for the paleo-environmental interpretations, a more detailed analysis of the 63-150 μm may be essential. As some studies used the >125 μm fraction in other paleoceanographic areas (*e.g.*, Hasegawa et al., 1990; Gupta and Thomas, 2003; Diz and Barker, 2016; Das et al., 2021), we think that it is also possible to apply the same recommendation on the smaller size fraction (*i.e.* >125 μm and 63-125 μm).

5. Conclusions

Our results show that it is complex to process a unique size fraction to reconstruct accurately paleoenvironments. The inclusion of the small fraction allows to be closer to the real diversity when considering living fauna but the average image given by the fossil fauna, subject to taphonomic processes, may follow a different pattern. In terms of faunal assemblages, BOBGEO-CS05 core located in relatively well-dynamic environment, shows that the small fraction blurred the signal of rare indicator species from the $>150\ \mu\text{m}$ fraction and provides no additional information compared to the large fraction. Core SU81-44 however, located in a calmer environment and influenced by seasonal inputs of organic matters, shows that it is essential to study the 63-150 μm fraction since the faunal composition from each fraction provides different paleoenvironmental interpretations. Therefore, our research highlights the need to follow a harmonized protocol for paleoenvironmental studies based on benthic foraminifera as the one proposed by Schönfeld et al. (2012) for the biomonitoring studies. In view of our results in the NE Atlantic at 1000 m water depth, our recommendations for the paleoenvironmental reconstructions are:

- 1) To separate the 63-150 μm from the $>150\ \mu\text{m}$ fraction during sample preparation and treatment;
- 2) To focus systematically on the large fraction ($>150\ \mu\text{m}$) for high time resolution analysis of benthic assemblages;
- 3) To make a strategic choice in the selection of samples to study the 63-150 μm fraction by simply counting after a thorough taxonomical identification of major species;
- 4) Depending on the study purpose, a more detailed analysis of the 63-150 μm might be essential.

More studies comparing the difference between size fractions (especially >63 vs $>150\ \mu\text{m}$) in other geographic areas, water depths and time intervals are necessary in order to validate or improve the above proposed procedure. Moreover, the systematic availability (in open databases) of distinct databases for each size fraction studied will definitely help to reach a standardized protocol for paleoenvironmental studies.

6. Acknowledgements

This study was sponsored by the CNRS-INSU-LEFE-IMAGO program (STING project), the ARTEMIS 14C AMS French INSU project, and the Region Pays de la Loire program (Rising Star project TANDEM). S.T. was funded by French National Research Agency (ANR) via the LabexMER program (ANR-10-LABX-19-01) and the PIA TANDEM project (ANR-11-RSNR-00023-01). Salary and research support for the PhD student (First author) were provided by the French Ministry of Higher Education and Research. We thank S. Le Houedec for core sampling, and F. Rihani, L. Dahhan (internship students) and S. Sanchez (University of Angers) for benthic foraminifera picking. Finally, the authors are thankful to Elisabeth Michel (LSCE) for providing the well-preserved core SU81-44 and J-F. Bourillet (Ifremer) for the recovery of core BOBGEO-CS05 during the BOBGEO cruise (doi.org/10.17600/9030060). The foraminiferal raw data sets are available as supplementary material

S1 for SU81-44 and in the SEANOE data repository (<https://doi.org/10.17882/88029> for BOBGEO-CS05; <https://doi.org/Adress to come for SU81-44>).

7. Supplementary materials

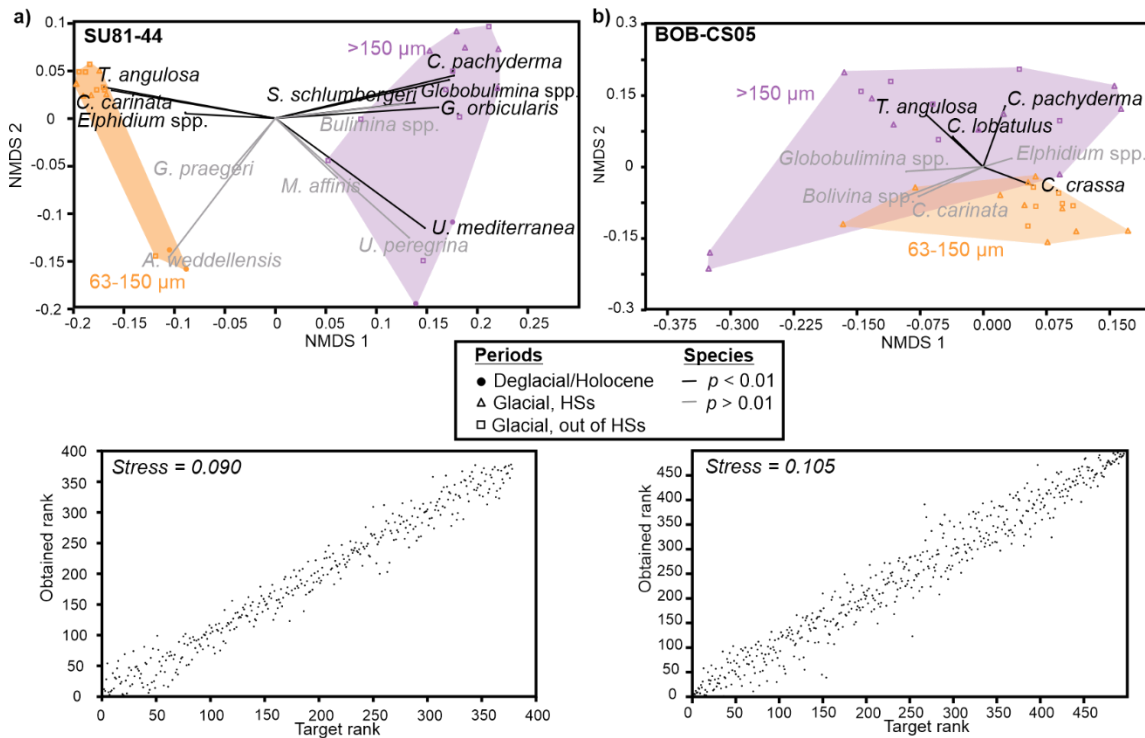


Figure V-S 1. Non-metric multidimensional scaling (nMDS) analysis (Bray-Curtis dissimilarity) calculated on relative densities of major species (>5 %) considering two size fraction groups (63-150 μm in orange and >150 μm in pink) for a) core SU81-44 and b) core BOBGEO-CS05. Triangles correspond to samples from the Heinrich Stadials, squares represent samples from the Last glacial period out of Heinrich Stadials, and circles represent the Deglacial/Holocene period. The convex hulls enclosed each size fraction group. The displayed vectors are the species explaining 90% of the dissimilarity between the groups based on SIMPER analysis, with $p < 0.01$ (black) and $p > 0.01$ (grey). Shepard's diagrams (actual distances vs. ordination distances between samples) and stress values are presented below.

Chapitre V – Implication of size fraction on benthic foraminiferal-based paleo-reconstructions: a case study from the Bay of Biscay (NE Atlantic)

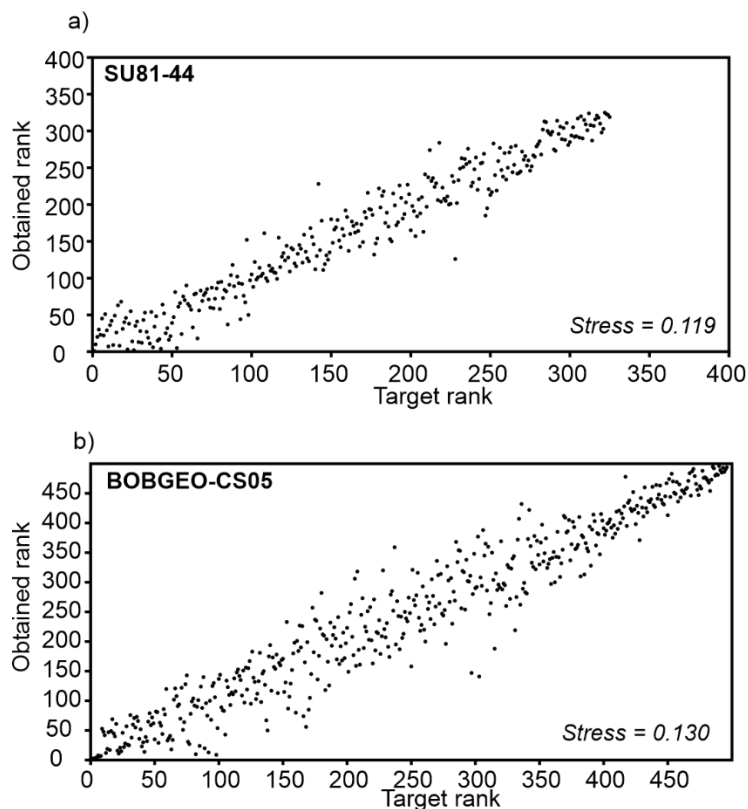


Figure V-S 2. Shepard's diagrams (actual distances vs. ordination distances between samples) and stress values of a) core SU81-44 and b) core BOBGEO-CS05 to observe the quality of each nMDS analysis.

Table V-S 1. Raw foraminiferal count available in <https://doi.org/10.17882/91758> or see Annexe 2

Chapitre V – Implication of size fraction on benthic foraminiferal-based paleo-reconstructions: a case study from the Bay of Biscay (NE Atlantic)

Table V-S 2. Results of the SIMPER test of core a) SU81-44 and b) BOBGEO-CS05. Lines highlighted in grey correspond to species explaining 90 % of dissimilarity between 63-150 µm and >150 µm size fractions. Green species have $p < 0.01$ and red species have $p > 0.01$.

| a) | SU81-44 | average | sd | ratio | ava | avb | cumsum | p value | Contrib. % | % Cum contrib. |
|----|------------------------------------|---------|------|-------|-------|-------|--------|---------|------------|----------------|
| | <i>Cassidulina carinata</i> | 0.27 | 0.15 | 1.88 | 50.83 | 3.07 | 0.32 | 0.0001 | 31.72 | 31.72 |
| | <i>Cibicidoides pachyderma</i> | 0.19 | 0.10 | 1.76 | 2.61 | 33.76 | 0.53 | 0.0001 | 21.44 | 53.16 |
| | <i>Uvigerina mediterranea</i> | 0.05 | 0.08 | 0.72 | 0.48 | 9.81 | 0.60 | 0.0008 | 6.42 | 59.58 |
| | <i>Sigmoilopsis schlumbergeri</i> | 0.04 | 0.03 | 1.30 | 0.67 | 7.4 | 0.64 | 0.0001 | 4.61 | 64.19 |
| | <i>Globobulimina</i> spp. | 0.04 | 0.05 | 0.71 | 0.88 | 6.99 | 0.69 | 0.0032 | 4.51 | 68.70 |
| | <i>Uvigerina peregrina</i> | 0.04 | 0.05 | 0.72 | 0.01 | 6.42 | 0.73 | 0.0001 | 4.25 | 72.95 |
| | <i>Alabaminella weddelensis</i> | 0.03 | 0.06 | 0.50 | 5.25 | | 0.76 | 0.5399 | 3.57 | 76.52 |
| | <i>Trifarina angulosa</i> | 0.02 | 0.02 | 1.09 | 4.48 | 0.06 | 0.79 | 0.0019 | 2.97 | 79.49 |
| | <i>Melonis affinis</i> | 0.02 | 0.02 | 1.17 | 1.63 | 4.37 | 0.82 | 0.0258 | 2.75 | 82.24 |
| | <i>Gyroidina orbicularis</i> | 0.02 | 0.01 | 2.22 | 0.07 | 4.21 | 0.85 | 0.0001 | 2.74 | 84.98 |
| | <i>Elphidium</i> spp. | 0.02 | 0.01 | 1.23 | 3.56 | 0.7 | 0.87 | 0.0056 | 2.14 | 87.12 |
| | <i>Gavelinopsis praegeri</i> | 0.02 | 0.02 | 1.07 | 3.92 | 2.31 | 0.89 | 0.6052 | 2.12 | 89.25 |
| | <i>Bulimina</i> spp. | 0.02 | 0.02 | 0.94 | 1.34 | 2.63 | 0.91 | 0.0394 | 2.07 | 91.32 |
| | <i>Bolivina dilatata</i> | 0.01 | 0.02 | 0.67 | 2.34 | 0.74 | 0.93 | 0.4128 | 1.49 | 92.80 |
| | <i>Osangularia umbonifera</i> | 0.01 | 0.01 | 0.95 | 2.01 | 0.62 | 0.94 | 0.234 | 1.38 | 94.19 |
| | <i>Cibicides wuellerstorfi</i> | 0.01 | 0.01 | 1.06 | 0.33 | 2.07 | 0.96 | 0.0018 | 1.36 | 95.55 |
| | <i>Quinqueloculina</i> spp. | 0.01 | 0.01 | 0.80 | 0.47 | 1.67 | 0.97 | 0.0599 | 1.15 | 96.70 |
| | <i>Cibicides lobatulus</i> | 0.01 | 0.01 | 1.14 | 2.00 | 1.22 | 0.98 | 0.5825 | 1.00 | 97.70 |
| | <i>Nonionella turgida</i> | 0.01 | 0.01 | 0.64 | 1.29 | 0.11 | 0.99 | 0.2527 | 0.87 | 98.57 |
| | <i>Epistominella exigua</i> | 0.01 | 0.01 | 0.50 | 1.10 | 0.00 | 0.99 | 0.5299 | 0.75 | 99.32 |
| | <i>Cibicidoides robertsonianus</i> | 0.00 | 0.00 | 0.53 | 0.37 | 0.19 | 1.00 | 0.9845 | 0.34 | 99.66 |
| | <i>Spiroloculina tenuiseptata</i> | 0.00 | 0.00 | 0.57 | 0.03 | 0.50 | 1.00 | 0.0388 | 0.34 | 100 |
| | BOBGEO-CS05 | | | | | | | | | |
| | <i>Cassidulina crassa</i> | 0.15 | 0.08 | 1.96 | 39 | 14.48 | 0.33 | 0.0001 | 33.42 | 33.42 |
| | <i>Cibicides lobatulus</i> | 0.07 | 0.05 | 1.27 | 6.67 | 17.05 | 0.48 | 0.0001 | 14.59 | 48.02 |
| | <i>Cassidulina carinata</i> | 0.06 | 0.06 | 0.97 | 13.06 | 11.31 | 0.61 | 0.2009 | 13.36 | 61.38 |
| | <i>Elphidium</i> spp. | 0.05 | 0.04 | 1.37 | 17.93 | 18.16 | 0.73 | 0.5647 | 11.17 | 72.56 |
| | <i>Trifarina angulosa</i> | 0.03 | 0.02 | 1.38 | 0.45 | 5.58 | 0.79 | 0.0001 | 6.83 | 79.39 |
| | <i>Bolivina</i> spp. | 0.02 | 0.02 | 1.05 | 3.82 | 3.54 | 0.85 | 0.2223 | 5.34 | 84.73 |
| | <i>Cibicidoides pachyderma</i> | 0.02 | 0.03 | 0.68 | 0.2 | 3.23 | 0.89 | 0.0002 | 4.09 | 88.82 |
| | <i>Globobulimina</i> spp. | 0.01 | 0.01 | 0.84 | 0.36 | 1.95 | 0.91 | 0.0277 | 2.56 | 91.40 |
| | <i>Gavelinopsis praegeri</i> | 0.01 | 0.01 | 0.99 | 1.15 | 2.44 | 0.94 | 0.0254 | 2.33 | 93.71 |
| | <i>Planorbulina mediterranea</i> | 0.01 | 0.01 | 0.81 | 0.02 | 1.59 | 0.96 | 0.0001 | 2.07 | 95.78 |
| | <i>Nonionella turgida</i> | 0.01 | 0.01 | 1.25 | 0.31 | 1.48 | 0.98 | 0.0007 | 1.86 | 97.63 |
| | <i>Pullenia quinqueloba</i> | 0.01 | 0.01 | 0.88 | 0.83 | 0.45 | 0.99 | 0.0838 | 1.35 | 98.99 |
| | <i>Textularia sagittula</i> | 0.00 | 0.01 | 0.38 | 0.00 | 0.56 | 1.00 | 0.0312 | 0.75 | 99.74 |
| | <i>Chilostomella ovoidea</i> | 0.00 | 0.00 | 0.57 | 0.02 | 0.19 | 1.00 | 0.1511 | 0.26 | 100 |

Chapitre V – Implication of size fraction on benthic foraminiferal-based paleo-reconstructions: a case study from the Bay of Biscay (NE Atlantic)

Table V-S 3. Results of the SIMPER test of core a) SU81-44 and b) BOBGEO-CS05. Lines highlighted in grey correspond to species explaining 90 % of dissimilarity between >63 µm and >150 µm size fractions. Green species have $p < 0.01$ and red species have $p > 0.01$.

| a) SU81-44 | average | sd | ratio | ava | avb | cumsum | p value | Contrib. % | Cum contrib. |
|-----------------------------------|---------|------|-------|-------|-------|--------|---------|------------|--------------|
| <i>Cassidulina carinata</i> | 0.25 | 0.11 | 2.19 | 46.14 | 3.06 | 0.31 | 0.0001 | 31.22 | 31.22 |
| <i>Cibicoides pachyderma</i> | 0.16 | 0.10 | 1.65 | 5.60 | 33.14 | 0.51 | 0.0001 | 20.30 | 51.52 |
| <i>Uvigerina mediterranea</i> | 0.05 | 0.07 | 0.70 | 1.91 | 8.49 | 0.58 | 0.0892 | 6.52 | 57.87 |
| <i>Sigmoilopsis schlumbergeri</i> | 0.04 | 0.03 | 1.24 | 1.19 | 7.34 | 0.62 | 0.0001 | 4.54 | 62.41 |
| <i>Uvigerina peregrina</i> | 0.04 | 0.05 | 0.77 | 1.05 | 5.96 | 0.67 | 0.0331 | 4.53 | 66.95 |
| <i>Globobulimina</i> spp. | 0.03 | 0.05 | 0.71 | 1.78 | 6.57 | 0.71 | 0.0287 | 4.50 | 71.44 |
| <i>Trifarina angulosa</i> | 0.03 | 0.02 | 1.19 | 4.52 | 0.02 | 0.75 | 0.0001 | 3.24 | 74.68 |
| <i>Alabaminella weddellensis</i> | 0.02 | 0.05 | 0.50 | 4.26 | 0.00 | 0.78 | 0.1612 | 3.11 | 77.79 |
| <i>Melonis affinis</i> | 0.02 | 0.02 | 1.20 | 1.71 | 4.57 | 0.81 | 0.0301 | 3.03 | 80.83 |
| <i>Gyroidina orbicularis</i> | 0.02 | 0.01 | 1.70 | 0.40 | 4.18 | 0.83 | 0.0001 | 2.56 | 83.38 |
| <i>Elphidium</i> spp. | 0.02 | 0.02 | 1.22 | 3.22 | 1.70 | 0.86 | 0.0056 | 2.47 | 85.86 |
| <i>Bulimina</i> spp. | 0.02 | 0.02 | 0.91 | 0.91 | 3.30 | 0.88 | 0.0074 | 2.17 | 88.02 |
| <i>Cibicides wuellerstorfi</i> | 0.02 | 0.02 | 0.74 | 0.45 | 3.08 | 0.90 | 0.0019 | 2.03 | 90.05 |
| <i>Gavelinopsis praegeri</i> | 0.02 | 0.01 | 1.06 | 3.18 | 2.09 | 0.92 | 0.5508 | 2.01 | 92.07 |
| <i>Bolivina dilatata</i> | 0.01 | 0.02 | 0.90 | 2.70 | 0.73 | 0.94 | 0.0271 | 1.90 | 93.96 |
| <i>Nonionella turgida</i> | 0.01 | 0.01 | 0.72 | 1.76 | 0.12 | 0.95 | 0.0063 | 1.26 | 95.22 |
| <i>Quinqueloculina</i> | 0.01 | 0.01 | 0.85 | 0.43 | 1.76 | 0.96 | 0.0293 | 1.24 | 96.46 |
| <i>Osangularia umbonifera</i> | 0.01 | 0.01 | 0.88 | 1.33 | 0.75 | 0.98 | 0.5410 | 1.16 | 97.62 |
| <i>Cibicides lobatulus</i> | 0.01 | 0.01 | 1.29 | 1.94 | 1.56 | 0.99 | 0.6042 | 1.10 | 98.71 |
| <i>Epistominella exigua</i> | 0.00 | 0.01 | 0.50 | 0.89 | 0.00 | 0.99 | 0.1367 | 0.65 | 99.36 |
| <i>Spiroloculina tenuiseptata</i> | 0.00 | 0.00 | 0.56 | 0.07 | 0.44 | 1.00 | 0.1560 | 0.34 | 99.70 |
| <i>Cibicoides robertsonianus</i> | 0.00 | 0.00 | 0.468 | 0.36 | 0.07 | 1.00 | 0.3510 | 0.30 | 100 |

| b) BOBGEO-CS05 | average | sd | ratio | ava | avb | cumsum | p value | Contrib. % | Cum contrib. |
|----------------------------------|---------|------|-------|-------|-------|--------|---------|------------|--------------|
| <i>Cassidulina crassa</i> | 0.12 | 0.07 | 1.73 | 33.71 | 14.48 | 0.30 | 0.0001 | 30.11 | 30.11 |
| <i>Cibicides lobatulus</i> | 0.06 | 0.05 | 1.25 | 9.18 | 17.05 | 0.45 | 0.0053 | 14.67 | 44.78 |
| <i>Cassidulina carinata</i> | 0.06 | 0.06 | 0.92 | 12.56 | 11.31 | 0.59 | 0.3127 | 14.44 | 59.22 |
| <i>Elphidium</i> spp. | 0.05 | 0.04 | 1.36 | 18.16 | 18.16 | 0.72 | 0.4729 | 12.54 | 71.76 |
| <i>Trifarina angulosa</i> | 0.03 | 0.02 | 1.22 | 1.77 | 5.58 | 0.78 | 0.0002 | 6.27 | 78.03 |
| <i>Bolivina</i> spp. | 0.02 | 0.02 | 0.99 | 3.49 | 3.54 | 0.84 | 0.3428 | 5.73 | 83.76 |
| <i>Cibicoides kullenbergi</i> | 0.02 | 0.03 | 0.65 | 0.68 | 3.23 | 0.88 | 0.0025 | 4.26 | 88.02 |
| <i>Globobulimina</i> spp. | 0.01 | 0.01 | 0.86 | 0.48 | 1.95 | 0.91 | 0.0345 | 2.83 | 90.85 |
| <i>Gavelinopsis praegeri</i> | 0.01 | 0.01 | 1.00 | 1.42 | 2.44 | 0.93 | 0.0982 | 2.51 | 93.37 |
| <i>Planorbulina mediterranea</i> | 0.01 | 0.01 | 0.86 | 0.43 | 1.59 | 0.96 | 0.0289 | 2.21 | 95.58 |
| <i>Nonionella turgida</i> | 0.01 | 0.01 | 1.18 | 0.58 | 1.48 | 0.97 | 0.022 | 1.84 | 97.42 |
| <i>Pullenia quinqueloba</i> | 0.01 | 0.00 | 0.85 | 0.72 | 0.45 | 0.99 | 0.0949 | 1.35 | 98.77 |
| <i>Textularia sagittula</i> | 0.00 | 0.01 | 0.44 | 0.14 | 0.56 | 1.00 | 0.5845 | 0.93 | 99.70 |
| <i>Chilostomella ovoidea</i> | 0.00 | 0.00 | 0.61 | 0.03 | 0.19 | 1 | 0.1482 | 0.30 | 100 |

Chapitre V – Implication of size fraction on benthic foraminiferal-based paleo-reconstructions: a case study from the Bay of Biscay (NE Atlantic)

Chapitre VI

Assessing the impact of different carbonate system parameters on benthic foraminifera from controlled growth experiments

M. Mojtahid^{1,*}, P. Depuydt¹, A. Mouret¹, S. Le Houedec^{1,2}, S. Fiorini³, S. Chollet³, F. Massol³, F. Dohou³, H.L. Filipsson⁴, W. Boer⁵, G-J. Reichart^{5,6}, C. Barras¹

¹ Univ Angers, Univ Nantes, Univ Le Mans, CNRS, LPG, Laboratoire de Planétologie et Géosciences, UMR 6112, 2 Bd Lavoisier, 49045 Angers Cedex, France

² Now at Department of Earth Sciences, University of Geneva, 13 rue des Maraichers, Genève, Switzerland

³ Centre de recherche en écologie expérimentale et prédictive (CEREPEP-Ecotron IleDeFrance), Ecole normale supérieure, CNRS, PSL Research University, UAR 3194

⁴ Department of Geology, Lund University, Lund, Sweden

⁵ Dept. of Ocean Sciences, Royal Netherlands Institute for Sea Research (NIOZ), Texel, The Netherlands

⁶ Dept. of Earth Sciences, Faculty of Geosciences, Utrecht University, The Netherlands

* Corresponding author: meryem.mojtahid@univ-angers.fr

Revised in Chemical Geology Journal, 11 November 2022

Résumé en français :

Il est possible d'obtenir des informations sur le cycle du carbone marin et les propriétés passées des masses d'eaux grâce à des proxies géochimiques calibrés par des expériences en laboratoire (conditions contrôlées) permettant des manipulations précises du système des carbonates de l'eau de mer (système C). Ici, nous avons exploré l'utilisation du rapport strontium/calcium (Sr/Ca) des coquilles de calcite des foraminifères benthiques comme un proxy potentiel du système C de l'eau de mer par le biais d'une expérience de croissance contrôlée avec deux espèces d'eau profonde (*Bulimina marginata* et *Cassidulina laevigata*) et une espèce intertidale (*Ammonia* T6). Dans ce but, nous avons utilisé deux montages expérimentaux pour découpler autant que possible les composants du système des carbonates (*i.e.* changer le pH en gardant le carbone inorganique dissous constant (DIC) et changer le DIC en gardant le pH constant). Quatre chambres climatiques ont été utilisées avec différentes concentrations contrôlées de $p\text{CO}_2$ atmosphérique (180 ppm, 410 ppm, 1000 ppm, 1500 ppm). Nos résultats ont démontré que le pH n'a pas influencé la survie et la croissance des trois espèces. Cependant, les conditions de faible DIC ($879 \mu\text{mol kg}^{-1}$) ont affecté négativement la croissance de *B. marginata* et *C. laevigata*, alors qu'aucun effet n'a été observé pour *Ammonia* T6. Nos résultats ont également montré que le rapport Sr/Ca était positivement corrélé avec l'alcalinité totale (TA), le DIC et la concentration en ions bicarbonate ($[\text{HCO}_3^-]$) pour *Ammonia* T6 et *B. marginata*. Puisque l'alcalinité n'a aucune réalité physique pour les organismes, nous avons conclu que le DIC et/ou $[\text{HCO}_3^-]$ étaient les principaux facteurs de contrôle. Pour ces deux espèces, les modèles de régression étaient cohérents avec les données publiées (existant jusqu'à présent seulement pour *Ammonia* T6) et montraient des pentes globalement similaires mais des intercepts différents, impliquant un effet spécifique à l'espèce. En outre, la relation Sr/Ca - système C n'a pas été affectée par les tendances ontogénétiques entre les différentes loges, ce qui est un avantage considérable pour les paléo-applications. Cependant, aucune corrélation entre le Sr/Ca et l'un des paramètres du système C n'a été observée chez *C. laevigata*. Cela pourrait impliquer soit un effet spécifique important de l'espèce et/ou une faible tolérance aux conditions de laboratoire conduisant à un stress physiologique ayant eu un impact sur l'incorporation du Sr.

Idées majeures :

- Cette étude présente une expérimentation en laboratoire faite sur des foraminifères benthiques en culture permettant de déconvoluer partiellement l'effet des différents paramètres de la chimie des carbonates ($p\text{CO}_2$, pH, DIC, $[\text{CO}_3^{2-}]$, $[\text{HCO}_3^-]$, Alcalinité totale, Ω)
- Les capacités de survie et de calcification ne semblent pas être influencées par les faibles pH testés dans cette étude (7,76 – 8,4)
- Les conditions de faible DIC ($879,4 \mu\text{mol kg}^{-1}$) affectent fortement la calcification des espèces profondes (signes de dissolution) ce qui ne semble pas être le cas pour l'espèce estuarienne *Ammonia* T6 (plus adaptée aux conditions stressantes)
- L'incorporation du Sr dans les coquilles d'*Ammonia* T6 et *Bulimina marginata* est principalement contrôlée par le DIC et la concentration en ions bicarbonates ($[\text{HCO}_3^-]$)
- Il n'y a pas d'effet ontogénétique (*i.e.* mesures sur des loges successives) sur le rapport Sr/Ca pour *Ammonia* sp.

Abstract

Insights into past marine carbon cycling and water mass properties can be obtained by means of geochemical proxies calibrated through controlled laboratory experiments with accurate seawater carbonate system (C-system) manipulations. Here, we explored the use of strontium/calcium ratio (Sr/Ca) of the calcite shells of benthic foraminifera as a potential seawater C-system proxy through a controlled growth experiment with two deep-sea species (*Bulimina marginata* and *Cassidulina laevigata*) and one intertidal species (*Ammonia* T6). To this aim, we used two experimental set-ups to decouple as much as possible the individual components of carbonate system, *i.e.* changing pH at constant dissolved inorganic carbon (DIC) and changing DIC at constant pH. Four climatic chambers were used with different controlled concentrations of atmospheric $p\text{CO}_2$ (180 ppm, 410 ppm, 1000 ppm, 1500 ppm). Our results demonstrated that pH did not influence the survival and growth of the three species. However, low DIC conditions ($879 \mu\text{mol kg}^{-1}$) negatively affected *B. marginata* and *C. laevigata* through reduced growth, whereas no effect was observed for *Ammonia* T6. Our results also showed that Sr/Ca was positively correlated with total Alkalinity (TA), DIC and bicarbonate ion concentration ($[\text{HCO}_3^-]$) for *Ammonia* T6 and *B. marginata*; *i.e.* DIC and/or $[\text{HCO}_3^-]$ were the main controlling factors. For these two species, the regression models were coherent with published data (existing so far only for *Ammonia* T6) and showed overall similar slopes but different intercepts, implying species-specific effect. Furthermore, the Sr/Ca - C-system relationship was not impacted by ontogenetic trends between chamber stages, which is a considerable advantage for paleo-applications. However, no correlation with any of the C-system parameters was observed for Sr/Ca in *C. laevigata*. This might imply either a strong species-specific effect and/or a low tolerance to laboratory conditions leading to physiological stress, thereby impacting the Sr incorporation into the calcite lattice for *C. laevigata*.

Keywords

Carbonate system; Culture experiment; Sr/Ca; Benthic foraminifera; Ocean acidification; Biomineralisation

1. Introduction

In Earth's geological history, carbon cycle perturbations have had severe consequences (*i.e.* warming, acidification, and deoxygenation) and their interactive effects were often coupled with extinctions of major species' groups (*e.g.* Bijma et al., 2013). Moreover, because the ocean is one of the largest carbon reservoir, the strength of the production of deep and intermediate waters and their consequent carbon content, is a significant control on atmospheric $p\text{CO}_2$ (*e.g.* Stocker and Schmittner, 1997; Ganopolski and Rahmstorf, 2001; Qin et al., 2022). Therefore, accurate reconstructions of past seawater carbonate chemistry are fundamental for i) understanding carbon cycle-climate interactions and feedbacks, either induced naturally or by anthropogenic carbon emissions (*e.g.* Hönisch et al., 2012; Bijma et al., 2013; Martínez-Botí et al., 2015), and ii) elucidating critical processes and mechanisms in past ocean thermohaline circulation, which have global climate implications (*e.g.* Yu et al., 2008, 2014).

Insights into past marine carbon cycling crucially depend on robust proxies for the seawater carbonate system (C-system), and well-designed experiments permit to deconvolve the co-varying parameters (Zeebe and Wolf-Gladrow, 2001). In the ocean, calcifying micro-organisms, such as foraminifera, incorporate various chemical elements from the seawater during calcification. Elements (El/Ca and isotopic ratios) that have been shown to be linked with the C-system in foraminifera are B/Ca and $\delta^{11}\text{B}$ (*e.g.* Hönisch et al., 2009; Yu et al., 2007, 2010; Howes et al., 2017; Levi et al., 2019), Li/Ca and $\delta^7\text{Li}$ (*e.g.* Vigier et al., 2015; Roberts et al., 2018), U/Ca (*e.g.* Raitzsch et al., 2011; Keul et al., 2013), Zn/Ca (*e.g.* Marchitto et al., 2005; van Dijk et al., 2017b) and Sr/Ca (*e.g.* Dissard et al., 2010a; Dueñas-Bohórquez et al., 2011b; Diz et al., 2012; Yu et al., 2014b; Keul et al., 2017). Still, many of these elemental ratios suffer either from analytical constraints (*e.g.* limited amount of B and Li in small-sized foraminifera usually used in paleoceanography) and/or the limited understanding of the fundamental mechanisms controlling element incorporation in carbonates (*e.g.* Kaczmarek et al., 2015).

When studying the impact of the C-system on trace and minor element incorporation, strontium has the advantage to be one of the major elements incorporated in foraminiferal calcite, making it analytically very robust with high accuracy and precision (*e.g.* Dueñas-Bohórquez et al., 2011a; de Nooijer et al., 2014). Foraminiferal Sr/Ca was first proposed as a temperature proxy, mostly from core-top calibration studies (*e.g.* Rathburn and De Deckker, 1997; Reichert et al., 2003; Mortyn et al., 2005; Rosenthal et al., 2006). Most of these studies, however, emphasized the possibility that Sr/Ca might reflect other parameters co-varying with temperature such as water depth, pressure, dissolution, and/or carbonate ion concentration $[\text{CO}_3^{2-}]$. More recent controlled growth experiments showed a link with seawater Sr/Ca ratio (Langer et al., 2016) and a strong control of the C-system on foraminiferal Sr/Ca (*e.g.* Dissard et al., 2010a; Dueñas-Bohórquez et al., 2011b; Yu et al., 2014; Raitzsch et al., 2010; Allen et al., 2016; Keul et al., 2017; van Dijk et al., 2017b; Levi et al., 2019). However, the conclusions of these studies are sometimes contradictory regarding the major C-system parameter controlling Sr incorporation. For instance, while the study of Dissard et al. (2010a) showed that the incorporation of Sr increases with increasing $[\text{CO}_3^{2-}]$ (increasing pH), Keul et al. (2017) found that $[\text{HCO}_3^-]$ is the main controlling factor. Inconsistencies in interpretation are mainly due to incomparable experimental designs. Indeed, the complexity of the C-system necessitates to

experimentally deconvolving the impact of the co-varying C-system parameters ($p\text{CO}_2$, bicarbonate ion concentration- $[\text{HCO}_3^-]$, carbonate ion concentration- $[\text{CO}_3^{2-}]$, pH, total alkalinity-TA, dissolved inorganic carbon-DIC, and calcium carbonate saturation state of seawater- Ω_{cc}). Such designs are very complex to set-up, and therefore, except for Keul et al. (2017) and van Dijk et al. (2017b) (mostly focusing on Zn/Ca), to our knowledge, experimental studies investigating the link between foraminiferal Sr/Ca and the C-system employed classical C-system manipulation, *i.e.* either DIC (injection of CO_2 enriched air or water or $\text{NaHCO}_3/\text{Na}_2\text{CO}_3$ additions) or TA (changing $p\text{CO}_2$ with HCl/NaOH additions) manipulation. In both cases, pH and $[\text{CO}_3^{2-}]$ co-vary and cannot be decoupled. Moreover, these studies were conducted on either planktonic, intertidal benthic and/or large tropical foraminifera, which could be impacted differently from deep-sea benthic foraminifera.

In this study, we used a decoupled C-system experimental setup (where pH and $[\text{CO}_3^{2-}]$ are decoupled), similar to that of Keul et al. (2017) and van Dijk et al. (2017b) to investigate the relationship between Sr/Ca and the C-system in two species *Bulimina marginata* and *Cassidulina laevigata* (also referred to as *Cassidulina carinata*; Murray, 2006). For potential comparison with previous studies and to test reproducibility of the results, we added *Ammonia* molecular type T6 (*Ammonia* T6), the same species used by Keul et al. (2017) and van Dijk et al. (2017b). To improve the stability and the monitoring of the set-up, our experiment was performed for the first time with a new generation of environmental ecological experiment simulators (Ecolab system; CEREEP – ECOTRON Île de France) using four climatic chambers with different concentrations of atmospheric $p\text{CO}_2$ (180 ppm, 410 ppm, 1000 ppm, 1500 ppm). In addition to the Sr/Ca-C-system relationship, we explored the survival and growth of foraminifera under different pH and DIC conditions and tested the effect of ontogeny between chamber stages on the incorporation of Sr into foraminiferal calcite.

2. Material and methods

2.1 Prior to culturing experiments

Two hundred liters of natural seawater were sampled in open waters of the Bay of Biscay (45°18.86 N, 01°43.31 W; salinity = 34.7; DIC ~ 2200 $\mu\text{mol kg}^{-1}$; TA ~ 2400 $\mu\text{mol kg}^{-1}$; pH total scale = 7.95) the 29th of November 2019 during the ORHAGO 19 cruise (IFREMER) onboard the R/V Côtes De La Manche. In the laboratory, seawater was filtered using 0.45 μm WHATMAN filters membranes and autoclaved (at 121 °C for 20 min) to limit bacterial proliferation. This process did not affect the seawater elemental chemistry since values found after the autoclave process (*e.g.* Sr_{sw} ~82 $\mu\text{mol kg}^{-1}$) were very similar to values found for Atlantic waters (*e.g.* Wakaki et al., 2017) and no precipitation was observed. To prevent possible foraminiferal dissolution in the most extreme $p\text{CO}_2$ condition (1500 ppm), we increased slightly the alkalinity and DIC of seawater stock by adding Na_2CO_3 (200 $\mu\text{mol L}^{-1}$) to obtain DIC values of ~ 2350 $\mu\text{mol kg}^{-1}$, TA of ~ 2700 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ and pH total scale ~ 8.06. Seawater was stored at 4°C until the experiments started.

Foraminiferal specimens were harvested alive from their natural environment. *Bulimina marginata* and *Cassidulina laevigata* were collected from the surface sediments of the Gullmar Fjord (58°16.86 N, 11°30.514 E; Sweden) at 30-50 m water depth, using the R/V Skagerak on the 14th of January 2020. Although these species were harvested at shallow water depths, their depth range

Chapitre VI - Assessing the impact of different carbonate system parameters on benthic foraminifera from controlled growth experiments

extends to outer continental shelf and slope environments in many areas (*e.g.* ~200-1500 m water depths; Mackensen and Hald, 1988; Van Marle, 1988; Murray, 1991; Fontanier et al., 2003), which make them good candidates for paleoceanographic applications. In the following, we will refer to them as “deep-sea species”. The shallow water species *Ammonia* T6 was harvested from the intertidal mudflat of Bourgneuf bay (France) on the 13th of January 2020. Sediments were sieved in the field over 63 μm or 125 μm mesh sieves (using onsite seawater) to remove fine particles and 500 μm to remove macrofauna, all with the aim of concentrating foraminifera.

Once in the laboratory (LPG, Angers, France), the collected sediments were placed in 12°C incubators for 2-3 weeks in a solution containing calcein (10 mg L⁻¹ of calcein stain in Instant Ocean artificial seawater-35 psu) with freeze-dried algae *Chlorella*. This way, specimens that calcified new chambers were labelled with calcein and appeared fluorescent under the epifluorescence microscope. This was used as a criterion to select and isolate only active specimens (*i.e.* specimens that grew new chambers) to be introduced later in the experiment. Therefore, chambers that calcified afterwards in the controlled experiment would appear non-fluorescent (cf. Figure VI-S 1). A total of 1320 adult specimens of labelled *Ammonia* T6, 2176 adult specimens of labelled *B. marginata* and 1176 adult specimens of *C. laevigata* were picked out from the 150-250 μm fraction of the sediment under epifluorescent stereomicroscope. Once harvested, the foraminifera were transported in Falcon vials to the Ecolab facility (CEREEP Ecotron, Ile de France), with calcein solution and a small quantity of in situ <38 μm sediment to reduce stress during transportation.

2.2 Experimental set-up and culturing in the Ecolab facility

The Ecolab is a modular structure that includes three gas-tight environmental chambers and one laboratory room (cf. Figure VI-S 2). Each environmental chamber (13 m³ in volume and 5 m² in surface) can be independently and precisely controlled for different conditions (*e.g.* air temperature, humidity, *p*CO₂, lighting). For this study, we had access to two Ecolabs and used four climate controlled chambers with four concentrations of atmospheric *p*CO₂ (180 ppm, 410 ppm, 1000 ppm, 1500 ppm). Temperature and humidity were set respectively at ~12 °C and ~90 % to limit evaporation. The experimental design is presented in Figure VI- 1.

Besides precise monitoring and control of air temperature, humidity, *p*CO₂, the large space provided permitted i) manipulation inside each chamber, ii) the use of a large quantity of seawater, iii) culturing a large number of foraminifera and iv) continuous monitoring of pH of the culture media. Indeed, in each climatic chamber, we placed two aquaria (A and B) filled with 12 L of seawater from our 200 L stock. To ensure homogenization of seawater and equilibration with *p*CO₂, two bubblers were placed in each aquarium. To further limit evaporation, the aquaria were covered by Plexiglas lids. Variability in pH was monitored at 5 min intervals using glass pH electrodes (Consort SP21) continually immersed in each aquarium. Via an externally connected computer, this continuous measurement allowed early detection of any potential problem in the stability of the system. Absolute pH measurements in total scale were performed using a multimeter (cf. below).

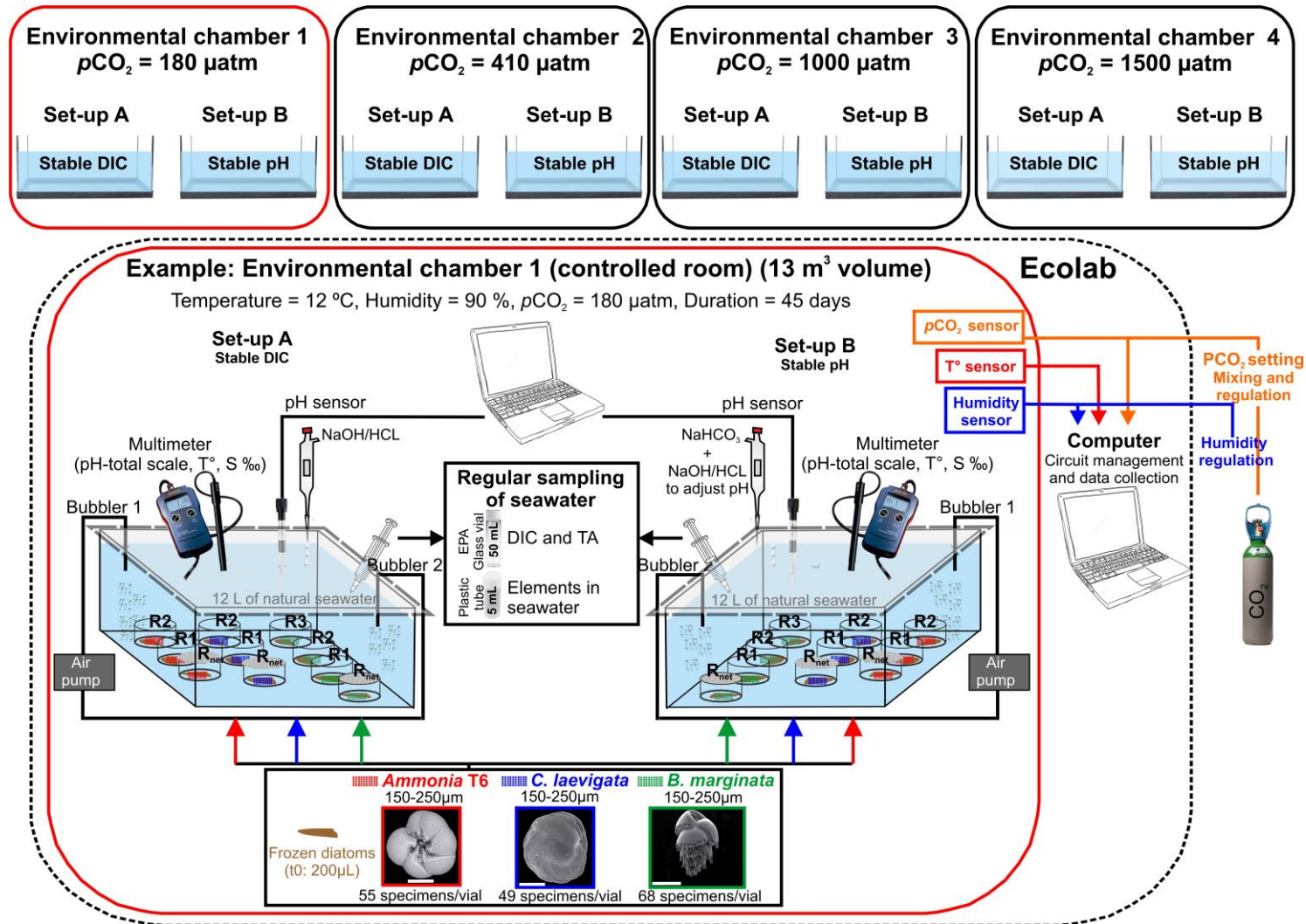


Figure VI- 1. Schematic of the experimental design. Four climate-controlled chambers with four concentrations of atmospheric $p\text{CO}_2$ (180 ppm, 410 ppm, 1000 ppm, 1500 ppm) were used. Temperature and humidity were set respectively at $\sim 12^\circ\text{C}$ and $\sim 90\%$. In each chamber, two aquaria corresponding to set-up A (DIC-stable manipulation) and set-up B (pH-stable manipulation) were present. In each aquarium, we put several replicates of specimens of the three cultured species. Cf. Material and methods for the details.

Chapitre VI - Assessing the impact of different carbonate system parameters on benthic foraminifera from controlled growth experiments

Before adding the foraminiferal specimens, two weeks of pre-test phase were necessary to optimize the geochemistry and the stability of the C-system in the four climatic chambers. During the pre-test phase, and after few days of equilibration with the ambient $p\text{CO}_2$ conditions in each climatic chamber, the carbonate chemistry of seawater was modified chemically following the protocol of Keul et al. (2013, 2017) to decouple as much as possible the co-varying parameters of the C-system (Figure VI-S 3).

- i) Set-up A (DIC-stable manipulation): we added NaOH or HCl to obtain a range of pH and $[\text{CO}_3^{2-}]$ while maintaining constant DIC.
- ii) Set-up B (pH-stable manipulation): we added NaHCO_3 to modify DIC, TA and $[\text{CO}_3^{2-}]$, while maintaining a stable pH value.

In the case of the $p\text{CO}_2$ condition at 180 ppm (set-up B), the targeted DIC value was below the DIC value of the seawater. Therefore, seawater had to be acidified first with HCl and bubbled with nitrogen to remove excess CO_2 from the seawater. Then, the targeted pH and DIC were readjusted with adding NaHCO_3 . For all treatments, the added volumes of chemicals were estimated using Seacarb package in R software (Gattuso et al., 2019).

After stabilization of seawater chemical parameters during the pre-test phase, foraminifera were put in small glass vials and introduced into the aquaria. Three replicates (named R_{net} , R1, R2) containing each 55 and 49 specimens of *Ammonia* T6 and *C. laevigata* respectively, were set-up in each aquarium. For *B. marginata*, four replicates (named R_{net} , R1, R2, R3) containing 68 specimens each were set-up in each aquarium. We covered one of the replicate glass vials (R_{net}) with 100 μm mesh net in case foraminifera were able to climb out of the glass vials. This was to ensure that in at least one of the glass vials, we could recover all specimens easily at the end of the experiment. All glass vials were not covered in case the net creates a microenvironment in which the seawater is not totally in equilibrium with the ambient water of the aquarium. The culturing experiment lasted ~45 days, during which the foraminifera were fed three times with 200 μL of frozen cells of the algae *Phaeodactylum tricurnutum*, diluted in seawater.

In the aquaria, pH, TA, DIC, salinity, and temperature of the seawater were measured daily or once every two days. For pH, salinity, and temperature, we used a multimeter WTW 3620 ID equipped with a Tetracon sensor for conductivity (and associated temperature) and a SENTIX sensor for pH (and associated temperature). Parallel measurements of seawater pH buffers (Tris purchased from the Certified Reference Materials Laboratory of SCRIPPS and AMP prepared according to the recipe of Dickson et al. (2007)) allowed conversion of the measured potential difference values to pH values on the total scale. For DIC and TA measurements, we sampled ~45 mL of seawater in each aquarium using a 50 mL syringe. The sampled seawater was placed in borosilicate vials with PTFE/silicone septa, that we overfilled to avoid air bubbles, and closed inside the climatic chambers under the correspondent $p\text{CO}_2$ conditions. Then, DIC was measured directly after sampling with a Shimadzu TOC-L analyzer. After DIC measurement, the seawater was analyzed for TA by automated titration with a Titrino 785 (Methrom) with certified 0.1 mol kg^{-1} HCl (and 0.6 mol kg^{-1} NaCl) as titrant (Dickson). The accuracy of DIC and TA analyses was verified with a reference seawater standard (Dickson batch 182). The precision of individual samples, reference seawater standard (Dickson batch 182) and in-house seawater standards assessed by three injections for DIC and by three replicate analyses per measurement for TA, was 0.6 % and 0.2 %, respectively. In our

Chapitre VI - Assessing the impact of different carbonate system parameters on benthic foraminifera from controlled growth experiments

experiment, we used pH total scale, DIC, water temperature and salinity values to calculate C-system parameters using CO₂ SYS program (Lewis and Wallace, 1998) with equilibrium constants of Lueker et al. (2000). Because only two C-system parameters are needed as inputs for the CO₂ SYS program, TA measurements were only used as an additional control for the outputs of the CO₂ SYS program.

For the elemental composition of seawater (Sr, Mg, Ca...), we sampled 5 mL of seawater using a syringe equipped with a cellulose acetate filter (0.2 µm). The filtered water samples were placed in plastic tubes, acidified with concentrated ultrapure nitric acid, and stored at 4°C for later analyses.

At the end of the experiment, each glass vial containing foraminifera was filtered through a 38 µm sieve with natural seawater. Specimens from each vial were transferred to a falcon tube and fixed with ethanol (96 %). All vials and sieves were checked under stereomicroscope for the presence of attached specimens.

2.3 Foraminiferal and seawater elements/Ca analyses

In the laboratory, all specimens were checked under epifluorescent microscope to assess their survival (*i.e.* the percentage of specimens with a full yellow/orange cytoplasm) and growth (*i.e.* the percentage of specimens that calcified new chambers) at the end of the experiment. Specimens that calcified one or more chambers during the experiments were cleaned with 5 % NaOCl (~1 h incubation) to remove organic material. Specimens were rinsed before and after with ultra-pure water. The newly formed chambers were analyzed for elemental concentrations using laser ablation–inductively coupled plasma–mass spectrometry (LA-ICP-MS).

For *Ammonia* T6, measurements were performed at LPG (Nantes, France) using an Excimer laser Analyte.G2 (Photon Machine) at a wavelength of 193 nm, coupled with a quadrupole ICP-MS (Varian). The ablation was conducted in a helium atmosphere. Pulse repetition rate was set at 5 Hz, with a fluence of 0.91 J cm⁻² (10 % of the laser energy output). Depending on the size of the analyzed chamber, ablation spots were 50 or 65 µm in diameter. ⁴³Ca isotope was used as an internal standard, and the SRM NIST 610 glass standard (National Institute of Science and Technology, USA) (Jochum et al., 2011) was used for the calibration of minor and trace elements. The NIST standard was measured every 10-15 samples with a fluence of 0.91 J cm⁻², a repetition rate of 5 Hz and ablation spots of 85 µm (cf. Figure VI-S 4a for the total operating parameters). The abundance of the following isotopes was measured: ²⁴Mg, ²⁵Mg, ²⁷Al, ⁴³Ca, ⁴⁴Ca, ⁶⁶Zn, ⁸⁸Sr, and ¹³⁸Ba and used to calculate elemental concentrations using average cosmic isotope ratios. The quality of trace elemental analyses of the foraminiferal calcite was further checked using the matrix-matched calcite standard MACS-3 (MicroAnalytical Carbonate Standard, United States Geological Survey, 2012), and one NIOZ foraminifera in-house standard, NFHS, measured every 10-15 samples. Standardization was performed by bracketing analyses of SRM NIST 610 associated with each block of 10-15 samples. The elements/Ca (El/Ca) ratios were determined assuming 56 wt% CaO in CaCO₃. Raw counts were converted to element concentrations using the Glitter data reduction software developed by the GEMOC ARC National Key Centre and CSIRO. Repeatability, expressed as the relative standard deviation (RSD), of all MACS-3analyses (average of the four sessions; 44 data points), was 3 % for ²⁵Mg/Ca, 6 % for Zn/Ca, 3 % for Sr/Ca, and 3 % Ba/Ca, and accuracies were 99 %, 128 %, 104 %, and 105 % respectively (Figure VI-S 4b; c).

Chapitre VI - Assessing the impact of different carbonate system parameters on benthic foraminifera from controlled growth experiments

The newly formed chambers of *B. marginata* and *C. laevigata* were ablated and measured at NIOZ using LA-ICP-MS. The system used consists of a NWR193UC (Elemental Scientific Lasers) with an ArF Excimer laser (Coherent Excistar XS) with deep UV (193 nm wavelength) coupled with a quadrupole ICP-MS (iCAP-Q, Thermo Fisher Scientific). Single chambers of *B. marginata* were ablated with a laser energy of 1 J cm^{-2} , a repetition rate of 6 Hz, and an ablation spot size of $40 \mu\text{m}$ in diameter, whereas single chambers of *C. laevigata* were ablated with a laser energy of 0.5 J cm^{-2} , a repetition rate of 4 Hz, and a spot size of $40 \mu\text{m}$ (cf. Figure VI-S 4a for the total operating parameters). At the start of each series, calibration SRMs and quality control reference material carbonate standards were analyzed, including JcT-1 (giant clam), JcP-1 (coral, *Porites* sp.; Okai et al., 2002), MACS-3 (synthetic calcium carbonate) and a foraminifera standard NFHS-2-NP (Boer et al., 2022). Carbonate standards were ablated with the same laser settings as used for the foraminifera. NFHS-2-NP standard was used to monitor drift after every fourth sample. Although instrumental drift was small, drift corrections were made to improve the accuracy. SRM NIST610 was ablated using an energy of 4 J cm^{-2} . The isotopes of ^{24}Mg , ^{25}Mg , ^{43}Ca , ^{66}Zn , and ^{88}Sr were measured for *B. marginata* and ^{25}Mg , ^{43}Ca , ^{66}Zn , and ^{88}Sr for *C. laevigata*. Backgrounds were measured for 60 s and number of shots were 120. Raw counts were converted to element concentrations using an adapted version of the MATLAB based program Signal Integration for Laboratory Laser Systems (Guillong et al., 2008). This modification allows to import Thermo Qtegra software sample list and ICP-MS data files, screen shots, and laser LOG files (as described in Mezger et al., 2016 and van Dijk et al., 2017a). The region of interest of the signal is automatically set by the Matlab scripts and fine-tuned manually using the intensity signals and screen shots of the ablation foraminifera (made automatically every 1.5 s). Drift corrections were applied and calibration of the ratios, using ^{43}Ca as an internal standard, was performed against the SRM NIST610, because MACS-3 was found to be too inhomogeneous at a spot size of $40 \mu\text{m}$. Repeatability, expressed as the relative standard deviation (RSD), of all NFHS-2-NP analyses (average of the five sessions; 325 data points), was 2 % for $^{25}\text{Mg}/\text{Ca}$, 11 % for Zn/Ca , and 2% for Sr/Ca , and accuracies were 94 %, 99 %, and 102 % respectively (Figure VI-S 4b; c).

For the three species, integration profiles were manually selected, by discarding the initial part of the signals showing Al and/or Mg peaks, which can be used as a sign of contamination or diagenesis, and by monitoring the decrease in Ca counts. In total, 436 ablation measurements were performed on chambers of *Ammonia* T6 calcified under experimental conditions, 285 on *B. marginata* and 288 on *C. laevigata*. In all, 13 %, 17 % and 46 % of these profiles, for *Ammonia* T6, *B. marginata*, and *C. laevigata* respectively, were not included in the final analyses (cf. raw data <https://doi.org/10.17882/89623>) because they were either too short or because there was doubt on the fluorescence of the newly formed chambers, especially for *C. laevigata*. As such, and for each condition, between 6 and 57 measurements were obtained for each species (Table VI- 1). When several chambers were calcified under controlled conditions, it was possible to perform LA-ICP-MS measurements on successively added chambers, from chamber n (latest calcified chamber) to older ones (n - 1, n - 2...). This allowed evaluating a potential ontogenetic effect. Measurements of the elemental composition of seawater (Sr, Mg, Ca...) were performed by an ICP-OES ICAP 6300 Thermo-Fischer in LPG (Nantes). Samples were diluted 1:50 with 1 % HNO_3 . Calibration was performed with seven multi-element standards, covering the concentration range of the samples, prepared by properly diluting single-element stock solutions ($1000 \mu\text{g g}^{-1}$). All standards and the blank were measured at the beginning, midpoint, and end of the analytical run; three replicate readings

Chapitre VI - Assessing the impact of different carbonate system parameters on benthic foraminifera from controlled growth experiments

were performed on standards, blank and samples. The partitioning coefficients of strontium (D_{Sr}) and magnesium (D_{Mg}) were calculated following the equations: $D_{El} = (El/Ca)_{\text{calcite}} / (El/Ca)_{\text{seawater}}$.

Scanning Electron Microscope (SEM) pictures (Figure VI-S 5) were obtained at LPG (Angers, France) using a Tabletop Microscope Hitachi TM4000Plus.

Table VI- 1. Number of LA-ICP-MS for Sr/Ca measurements per species, condition and replicate. “Initial” refers to the total performed measurements. “Final” refers to the measurements selected after discarding the profiles with very short counting time (chambers that broke rapidly), with high contamination and doubtful chambers in terms of calcification (cf. In? in Figure VI- 3). “Not available” refers to the absence of the replicate, and “Not measured” refers to the fact that the measurements were not performed.

| | Number of LA-ICP-MS measurements | | | | | | | | | |
|---------------------|----------------------------------|-------|---------|-------|---------|-------|---------|-------|---------|-------|
| | R_{net} | | R1 | | R2 | | R3 | | Total | |
| | Initial | Final | Initial | Final | Initial | Final | Initial | Final | Initial | Final |
| <i>Ammonia</i> T6 | | | | | | | | | | |
| A180 | 26 | 23 | 10 | 8 | 10 | 8 | | | 46 | 39 |
| A410 | 31 | 24 | 8 | 8 | 13 | 10 | | | 52 | 42 |
| A1000 | 30 | 29 | 10 | 4 | 15 | 12 | | | 55 | 45 |
| A1500 | 27 | 27 | 10 | 9 | 0 | 0 | | | 37 | 36 |
| B180 | 29 | 24 | 10 | 6 | 28 | 25 | | | 67 | 55 |
| B410 | 21 | 18 | 12 | 12 | 24 | 23 | | | 57 | 53 |
| B1000 | 27 | 26 | 9 | 7 | 23 | 20 | | | 59 | 53 |
| B1500 | 31 | 29 | 11 | 10 | 12 | 8 | | | 54 | 47 |
| <i>B. marginata</i> | | | | | | | | | | |
| A180 | 40 | 27 | | | 13 | 13 | | | 53 | 40 |
| A410 | 17 | 14 | | | 7 | 7 | | | 24 | 21 |
| A1000 | 19 | 18 | | | 7 | 7 | | | 26 | 25 |
| A1500 | 33 | 21 | | | 6 | 2 | | | 39 | 23 |
| B180 | 2 | 2 | | | 4 | 4 | | | 6 | 6 |
| B410 | 51 | 36 | | | 8 | 8 | | | 59 | 44 |
| B1000 | 29 | 28 | | | 17 | 16 | | | 46 | 44 |
| B1500 | 22 | 22 | | | 10 | 10 | | | 32 | 32 |
| <i>C. laevigata</i> | | | | | | | | | | |
| A180 | 9 | 0 | 3 | 0 | 16 | 7 | | | 28 | 7 |
| A410 | 10 | 5 | 13 | 5 | 12 | 6 | | | 35 | 16 |
| A1000 | 14 | 9 | 5 | 3 | 14 | 1 | | | 33 | 13 |
| A1500 | 11 | 7 | 22 | 4 | 11 | 10 | | | 44 | 21 |
| B180 | 0 | 0 | 6 | 0 | 11 | 6 | | | 17 | 6 |
| B410 | 27 | 21 | 4 | 4 | 13 | 4 | | | 44 | 29 |
| B1000 | 29 | 16 | 14 | 7 | 14 | 2 | | | 57 | 25 |
| B1500 | 13 | 8 | 13 | 4 | 4 | 4 | | | 30 | 16 |

2.4. Statistical analyses

To compare survival and growth and El/Ca ratios between treatments and replicates, we tested first the data for normality (Shapiro-Wilk’s test). Because a normal distribution was not observed for all data sets, we performed pairwise comparison with Kruskal Wallis (*i.e.* a nonparametric test that does not assume a normal distribution of the underlying data). A p-value of 0.05 was considered as significant for all statistical tests. These tests were performed using Past software (O. Hammer et al., 2001). Linear regression analyses between foraminiferal Sr/Ca and respective C-system parameters were performed using the statistics environment R (R Development Core Team, 2012; <http://www.R->

project.org). To test the differences between regression models, we performed a one-way ANCOVA using Past software (O. Hammer et al., 2001).

3. Results

3.1. Stability of the experimental set-up

In each environmental chamber, the measured $p\text{CO}_2$ was similar to the nominal $p\text{CO}_2$ (<1.5% difference) and showed stable values over the experimental period with a relative standard deviation (RSD) of <5% (Table VI- 2). Air temperature was stable in each environmental chamber with a RSD of $\leq 6\%$ and ranged between chambers from an average of 11.7 ± 0.7 to 12.2 ± 0.12 °C (Table VI- 2). In each aquarium, temperature and salinity values were stable with a RSD of <2.5% (Table VI- 2). Between the eight aquaria, the culture media temperatures and salinities varied from an average of 11.3 ± 0.2 to 11.8 ± 0.1 °C and 34.9 ± 0.1 to 35.5 ± 0.1 respectively (Table VI- 2). The measured C-system parameters (DIC, TA and pH total scale) were stable in each of the eight conditions with a <5% RSD (Table VI- 2; Figure VI-S 3). For set-up A, DIC was stable at an average of 2387 ± 48 $\mu\text{mol kg}^{-1}$, TA and the calculated $[\text{HCO}_3^-]$ slightly varied between 2539 ± 28 and 2912 ± 15 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ and between 2018 ± 41 and 2306 ± 25 $\mu\text{mol kg}^{-1}$, respectively and a wide range was obtained for pH total scale (7.56 ± 0.02 – 8.40 ± 0.04), the calculated $[\text{CO}_3^{2-}]$ (55 ± 3 – 328 ± 29 $\mu\text{mol kg}^{-1}$) and the calculated Ω_{cc} (1.3 ± 0.1 – 7.8 ± 0.8). For set-up B, pH total scale was constant at an average of 8.02 ± 0.04 while a wide range was obtained for DIC (879 ± 22 - 7131 ± 71 $\mu\text{mol kg}^{-1}$), TA (1029 ± 13 - 7812 ± 15 $\mu\text{mol kg}^{-1}$), $[\text{HCO}_3^-]$ (819 ± 30 - 6615 ± 68 $\mu\text{mol kg}^{-1}$), $[\text{CO}_3^{2-}]$ (52 ± 8 – 457 ± 18 $\mu\text{mol kg}^{-1}$), and Ω_{cc} (1.2 ± 0.2 – 10.9 ± 0.7) (Table VI- 2). Sr_{sw} , Mg_{sw} , Ca_{sw} , $\text{Sr}/\text{Ca}_{\text{sw}}$ and $\text{Mg}/\text{Ca}_{\text{sw}}$ values were stable in each aquarium and similar between the eight aquaria (81.8 ± 0.5 – 83.1 ± 0.6 $\mu\text{mol kg}^{-1}$, 51.8 ± 0.3 – 52.8 ± 0.4 mmol kg^{-1} , 9.9 ± 0.05 – 10.1 ± 0.05 mmol kg^{-1} , 8.23 – 8.31 mmol mol^{-1} and 5199 – 5346 mmol mol^{-1} , respectively) (Table VI- 2).

Chapitre VI - Assessing the impact of different carbonate system parameters on benthic foraminifera from controlled growth experiments

Table VI- 2. C-system parameters, climatic chambers parameters, Sr, Ca and Mg concentrations in seawater, Sr/Ca, Mg/Ca in both seawater and foraminifera and D_{Sr} and D_{Mg} (calculated partition coefficient). SD: Standard deviation (1SD).

| | Set-up A: DIC-stable manipulation | | | | Set-up B: pH-stable manipulation | | | |
|---|-----------------------------------|----------------------|----------------------|----------------------|----------------------------------|----------------------|----------------------|----------------------|
| | A180 | A410 | A1000 | A1500 | B180 | B410 | B1000 | B1500 |
| pCO_2 (μatm) "nominal" | 180 | 410 | 1000 | 1500 | 180 | 410 | 1000 | 1500 |
| pCO_2 (μatm) "measured" | 180,8 | 415,9 | 998,1 | 1496,3 | 180,8 | 415,9 | 998,1 | 1496,3 |
| SD pCO_2 (μatm) "measured" | 5,7 | 19,6 | 45,5 | 63,2 | 5,7 | 19,6 | 45,5 | 63,2 |
| DIC ($\mu mol\ kg^{-1}\ SW$) | 2354,4 | 2398,2 | 2372,2 | 2421,8 | 879,4 | 2399,0 | 4782,1 | 7131,7 |
| SD DIC ($\mu mol\ kg^{-1}\ SW$) | 36,3 | 42,6 | 54,9 | 26,6 | 22,1 | 33,9 | 38,2 | 71,2 |
| TA ($\mu mol\ kg^{-1}\ SW$) | 2911,8 | 2733,9 | 2558,1 | 2539,2 | 1028,8 | 2719,4 | 5274,4 | 7811,8 |
| SD TA ($\mu mol\ kg^{-1}\ SW$) | 15,5 | 19,3 | 17,1 | 28,5 | 12,6 | 25,8 | 17,9 | 15,0 |
| pH (total scale) | 8,40 | 8,07 | 7,73 | 7,56 | 7,99 | 8,06 | 8,02 | 8,02 |
| SD pH (total scale) | 0,04 | 0,03 | 0,02 | 0,02 | 0,07 | 0,03 | 0,01 | 0,01 |
| $[CO_3^{2-}]$ ($\mu mol\ kg^{-1}\ SW$) | 328,2 | 169,4 | 79,7 | 55,0 | 52,2 | 165,6 | 304,9 | 457,8 |
| SD $[CO_3^{2-}]$ ($\mu mol\ kg^{-1}\ SW$) | 28,4 | 12,7 | 4,9 | 3,2 | 8,3 | 12,3 | 12,2 | 18,4 |
| $[HCO_3^-]$ ($\mu mol\ kg^{-1}\ SW$) | 2018,5 | 2210,9 | 2253,0 | 2306,9 | 819,3 | 2215,1 | 4437,2 | 6614,6 |
| SD $[HCO_3^-]$ ($\mu mol\ kg^{-1}\ SW$) | 41,4 | 40,8 | 52,2 | 25,4 | 21,7 | 33,1 | 37,2 | 68,2 |
| Omega calcite (Ω_{cc}) | 7,8 | 4,0 | 1,9 | 1,3 | 1,2 | 3,9 | 7,2 | 10,9 |
| SD Omega calcite (Ω_{cc}) | 0,8 | 0,4 | 0,1 | 0,1 | 0,2 | 0,3 | 0,4 | 0,7 |
| Temperature climatic chamber ($^{\circ}C$) | 12,1 | 11,7 | 12,1 | 12,2 | 12,1 | 11,7 | 12,1 | 12,2 |
| SD Temperature climatic chamber ($^{\circ}C$) | 0,4 | 0,7 | 0,34 | 0,12 | 0,4 | 0,7 | 0,34 | 0,12 |
| Humidity climatic chamber (%) | 88,1 | 84,6 | 81,9 | 89,3 | 88,1 | 84,6 | 81,9 | 89,3 |
| SD Humidity climatic chamber (%) | 6,4 | 5,3 | 12,0 | 1,2 | 6,4 | 5,3 | 12,0 | 1,2 |
| Temperature aquaria ($^{\circ}C$) | 11,5 | 11,4 | 11,6 | 11,7 | 11,6 | 11,3 | 11,5 | 11,8 |
| SD Temperature aquaria ($^{\circ}C$) | 0,22 | 0,27 | 0,17 | 0,05 | 0,19 | 0,25 | 0,13 | 0,05 |
| Salinity | 34,9 | 35,4 | 35,5 | 35,2 | 35,0 | 35,5 | 35,5 | 35,3 |
| SD Salinity | 0,12 | 0,27 | 0,07 | 0,12 | 0,15 | 0,09 | 0,07 | 0,09 |
| Sr_{sw} ($\mu mol\ kg^{-1}$) | 81,77 | 82,38 | 82,27 | 82,77 | 82,15 | 81,90 | 83,13 | 81,90 |
| SD Sr_{sw} ($\mu mol\ kg^{-1}$) | 0,55 | 1,07 | 0,57 | 0,61 | 0,64 | 0,52 | 0,65 | 0,63 |
| Mg_{sw} (mmol kg^{-1}) | 51,81 | 52,79 | 52,82 | 52,43 | 51,89 | 52,70 | 52,60 | 51,79 |
| SD Mg_{sw} (mmol kg^{-1}) | 0,47 | 0,44 | 0,40 | 0,35 | 0,64 | 0,40 | 0,25 | 0,26 |
| Ca_{sw} (mmol kg^{-1}) | 9,89 | 9,99 | 9,94 | 10,03 | 9,98 | 9,86 | 10,09 | 9,88 |
| SD Ca_{sw} (mmol kg^{-1}) | 0,04 | 0,12 | 0,05 | 0,05 | 0,06 | 0,05 | 0,05 | 0,05 |
| Sr/Ca_{sw} (mmol mol^{-1}) | 8,27 | 8,23 | 8,25 | 8,31 | 8,27 | 8,24 | 8,25 | 8,29 |
| Sr/Ca <i>Ammonia</i> T6 (mmol mol^{-1}) | 1,51 | 1,45 | 1,37 | 1,35 | 1,16 | 1,41 | 1,53 | 1,72 |
| D_{Sr} <i>Ammonia</i> T6 | 0,18 | 0,18 | 0,17 | 0,16 | 0,14 | 0,17 | 0,19 | 0,21 |
| Sr/Ca <i>B. marginata</i> (mmol mol^{-1}) | 1,30 | 1,27 | 1,28 | 1,24 | 1,16 | 1,22 | 1,44 | 1,52 |
| D_{Sr} <i>B. marginata</i> | 0,16 | 0,15 | 0,15 | 0,15 | 0,14 | 0,15 | 0,17 | 0,18 |
| Sr/Ca <i>C. laevigata</i> (mmol mol^{-1}) | 1,18 | 1,10 | 1,11 | 1,09 | 1,22 | 1,13 | 1,25 | 1,20 |
| D_{Sr} <i>C. laevigata</i> | 0,14 | 0,13 | 0,13 | 0,13 | 0,15 | 0,14 | 0,15 | 0,15 |
| Mg/Ca_{sw} (mmol mol^{-1}) | 5238,7 | 5199,5 | 5284,7 | 5346,3 | 5312,1 | 5212,3 | 5226,5 | 5239,9 |
| Mg/Ca <i>Ammonia</i> T6 (mmol mol^{-1}) | 1,12 | 1,30 | 1,10 | 1,17 | 1,44 | 1,02 | 0,92 | 1,05 |
| D_{Mg} <i>Ammonia</i> T6 | $2.13 \cdot 10^{-4}$ | $2.49 \cdot 10^{-4}$ | $2.09 \cdot 10^{-4}$ | $2.19 \cdot 10^{-4}$ | $2.70 \cdot 10^{-4}$ | $1.96 \cdot 10^{-4}$ | $1.75 \cdot 10^{-4}$ | $2.01 \cdot 10^{-4}$ |
| Mg/Ca <i>B. marginata</i> (mmol mol^{-1}) | 2,87 | 2,60 | 2,45 | 2,91 | 2,44 | 2,44 | 2,22 | 1,69 |
| D_{Mg} <i>B. marginata</i> | $5.47 \cdot 10^{-4}$ | $5.00 \cdot 10^{-4}$ | $4.63 \cdot 10^{-4}$ | $5.45 \cdot 10^{-4}$ | $4.59 \cdot 10^{-4}$ | $4.68 \cdot 10^{-4}$ | $4.24 \cdot 10^{-4}$ | $3.23 \cdot 10^{-4}$ |
| Mg/Ca <i>C. laevigata</i> (mmol mol^{-1}) | 1,96 | 2,32 | 2,30 | 1,81 | 2,18 | 2,53 | 2,33 | 2,67 |
| D_{Mg} <i>C. laevigata</i> | $3.75 \cdot 10^{-4}$ | $4.46 \cdot 10^{-4}$ | $4.35 \cdot 10^{-4}$ | $3.39 \cdot 10^{-4}$ | $4.10 \cdot 10^{-4}$ | $4.84 \cdot 10^{-4}$ | $4.47 \cdot 10^{-4}$ | $5.10 \cdot 10^{-4}$ |

3.2. Survival and growth

Many specimens of the three species survived and grew new chambers in all experimental conditions (Figure VI- 2a). Nevertheless, lower survival and growth percentages on average were found for *B. marginata* ($55\pm 10\%$ and $20\pm 15\%$, respectively) and *C. laevigata* ($66\pm 19\%$ and $16\pm 15\%$, respectively) compared to *Ammonia* T6 ($87\pm 16\%$ and $84\pm 11\%$, respectively) (Figure VI- 2a). When considering the eight experimental conditions together, there was no significant difference between replicates in terms of survival and growth, except for R1 where *Ammonia* T6 recorded the lowest values (Figure VI- 2b; c). Survival percentages were similar in the eight conditions for the three species, whereas the lowest growth rates were recorded in the DIC condition B180, only for *B. marginata* and *C. laevigata* (Figure VI- 3). Although survival and growth rates of the three species in replicate R_{net} were not significantly different from the other replicates when considering the eight conditions together (Figure VI- 2), we observed that no specimens of *C. laevigata* survived and calcified new chambers in the R_{net} of the low DIC condition B180. In the same condition (B180) and replicate (R_{net}), the survival rate of *B. marginata* was not significantly different from the other conditions and replicates (69 %), but the lowest growth (1.6 %) was found compared to the other replicates of B180 (~12 %). For *Ammonia* T6, the net had no effect on its survival and growth in the B180 condition. In terms of shell aspect however, the three species showed high degrees of dissolution in the B180-R_{net} condition whereas no consistent dissolution patterns were found in the other replicates and conditions (cf. SEM images Figure VI-S 5).

Amongst the total *Ammonia* T6 specimens cultured in our experiment, ~68% calcified between one and five chambers, and ~16% between six and eleven chambers (cf. details in Figure VI- 3a). For some specimens of *C. laevigata* and *B. marginata* that calcified only one chamber, the identification of the newly calcified chamber under epifluorescence microscope was problematic. This was because the fluorescence of the old calcein-labelled chambers (*i.e.* not formed during our experiment) reflected on the last one (*i.e.* formed during our experiment), which explains the presence of doubtful chambers (~2 % on average for *B. marginata* and ~10 % for *C. laevigata*; cf. “1?” in Figure VI- 3b; c). Amongst the total *B. marginata* specimens cultured in our experiment, ~18 % on average calcified one to two chambers and ~2 % three to five chambers. For *C. laevigata*, ~5 % calcified one chamber and only ~1 % calcified two chambers. There is no clear pattern in terms of the number of calcified chambers between the eight experimental conditions for each species (Figure VI- 3).

Chapitre VI - Assessing the impact of different carbonate system parameters on benthic foraminifera from controlled growth experiments

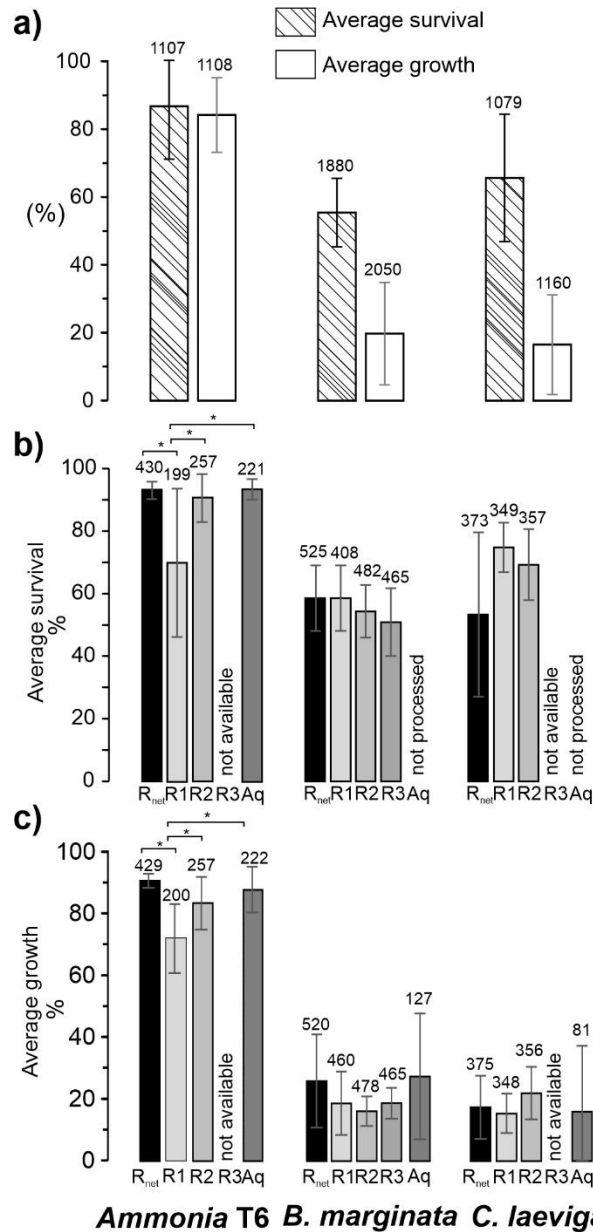


Figure VI- 2; Survival and growth. (a) Average survival (i.e. average percentages of specimens with full cytoplasm) and growth (i.e. average percentages of specimens that calcified i new chambers) for each species, all replicates and conditions combined. (b; c) Average survival and growth for each species and each replicate, all conditions combined. R_{net}, R1, R2 and R3 are the used replicates (Figure VI- 1). Aq corresponds to specimens found at the end of the experiment outside of the glass vials in the aquarium seawater. The number of data points (i.e. specimens) is indicated on top of the histogram. The slight difference in the number of data points (indicated on top of the histograms) between survival and growth data is due to the loss of some specimens between the two manipulations. The absence of data is either due to the initial absence of the replicate or the non-processing of the data. The pairwise significant differences ($p < 0.05$) are indicated with a bracket and an asterisk (Kruskal Wallis test).

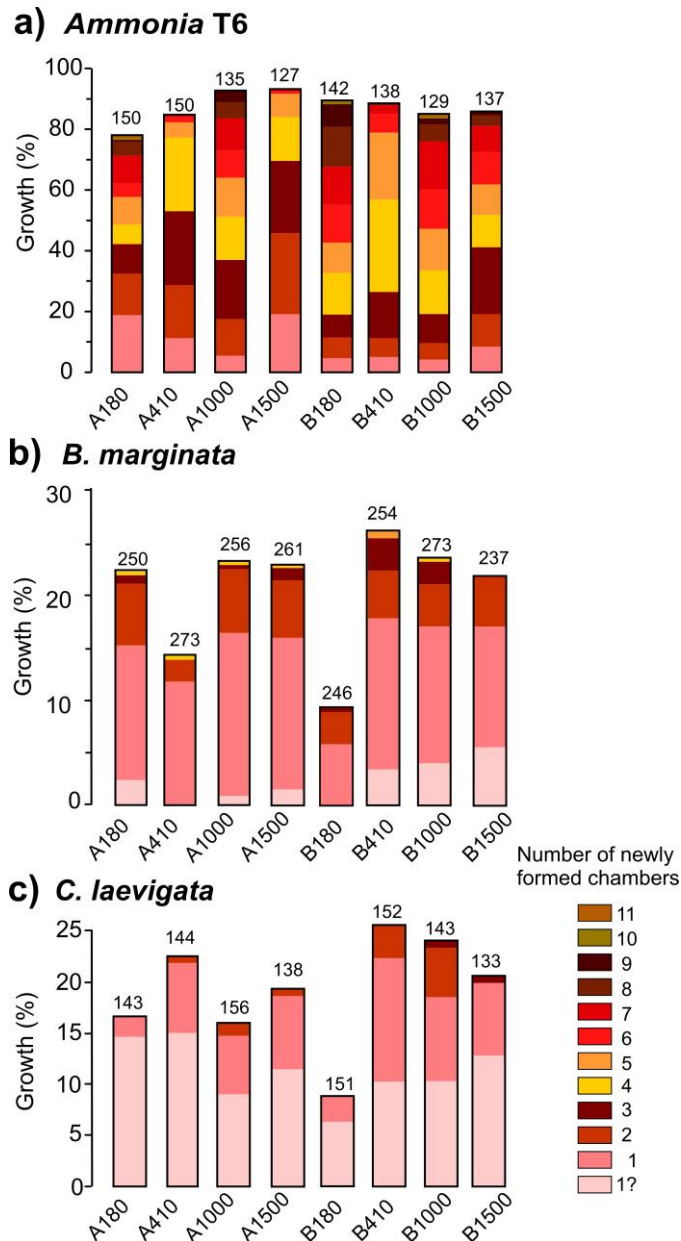


Figure VI- 3. Total percentages of specimens that calcified 1 to 11 new chambers in each condition for *Ammonia T6*, *B. marginata* and *C. laevigata* respectively, all replicates combined. Growth refers to the percentages of specimens that calcified *i* new chambers. “1?” indicates a doubt in the determination of the newly calcified chamber. Be aware of the different scaling between the graphs. The number of data points is indicated on top of the histograms.

3.3. Link between foraminiferal Sr/Ca and C-system

To analyse the correlation between the individual C-system parameters and foraminiferal Sr/Ca for each species, linear regression analyses were first performed using data from both set-ups A and B. The results of the regression analyses (intercepts and slopes) and the statistical outputs (*p*, and R^2) are summarized in Table VI- 3. For *Ammonia T6* and *B. marginata*, all the regressions were strongly significant ($p < 0.05$), except for Sr/Ca_{B. marginata} vs. pH and explained, depending on the C-system

Chapitre VI - Assessing the impact of different carbonate system parameters on benthic foraminifera from controlled growth experiments

parameter, between 5% and 53% of the observed variability in Sr/Ca. For *C. laevigata*, although the regressions were significant ($p < 0.05$) except for Sr/Ca vs. $p\text{CO}_2$ and pH, they only explained 6% of the observed variability in Sr/Ca.

The ANCOVA tests analyses showed no significant difference between intercepts of *Ammonia* T6 regression models (Sr/Ca vs $[\text{HCO}_3^-]$ and DIC) in our study and that of Keul et al. (2017) ($F=2.1$, $p=0.15$), but shows a significant difference in the slopes ($F=40.4$, $p=3.8 \cdot 10^{-10}$) (Table VI- 4). The ANCOVA tests analyses showed a significant difference between intercepts of *Ammonia* T6 and *B. marginata* (this study) regression models ($F=200.7$, $p=8.7 \cdot 10^{-40}$). There was a statistically significant, but weak, difference between the slopes of the two species ($F=5.4$, $p=0.02$) (Table VI- 4).

To narrow down the main controlling parameters, Figure VI- 4 presents linear regression models for each set-up and the results of the regression analyses (intercepts and slopes) and the statistical outputs (p , and R^2) are summarized in Table VI- 3. The results of *Ammonia* T6 and *B. marginata* showed significant correlations ($p < 0.05$) in set-up B between Sr/Ca and all the measured parameters. These correlations present a high R^2 (>0.60), except for pH. Significant correlations ($p < 0.05$) were also found in set-up A between Sr/Ca and all the measured parameters for *Ammonia* T6, although with lower R^2 (<0.24). For *B. marginata*, no significant correlations ($p < 0.05$) were found in set-up A with any of the C-system parameters except for the DIC but with a very weak R^2 ($= 0.04$). For TA, DIC and $[\text{HCO}_3^-]$, all data points from set-up A fall on the regression lines of set-up B. For *C. laevigata*, no trends were recorded between Sr/Ca and individual parameters of the C-system.

Chapitre VI - Assessing the impact of different carbonate system parameters on benthic foraminifera from controlled growth experiments

Table VI- 3. Linear regression analyses between foraminiferal Sr/Ca and respective C-system parameters. Listed are the intercept with the y-axis and the slope together with the associated standard errors (SE) for these parameters, and the p-values, and R² of the regression analyses.

| | | All treatments combined | | | | | | Set-up A: DIC-stable manipulation | | | | | | Set-up B: pH-stable manipulation | | | | | |
|---------------------|---|-------------------------|------|-----------------------|-----------------------|-------------------------|----------------|-----------------------------------|------|-------------------------|-----------------------|------------------------|----------------|----------------------------------|------|-----------------------|-----------------------|-------------------------|----------------|
| | | Intercept | SE | Slope | SE | p | R ² | Intercept | SE | Slope | SE | p | R ² | Intercept | SE | Slope | SE | p | R ² |
| <i>Ammonia T6</i> | p CO ₂ (µatm) "measured" | 1,30 | 0,02 | 1.75 10 ⁻⁴ | 1.97 10 ⁻⁵ | < 2.2 10 ⁻¹⁶ | 0,18 | 1,52 | 0,02 | -1.22 10 ⁻⁴ | 1.79 10 ⁻⁵ | 1.86 10 ⁻¹⁰ | 0,22 | 1,14 | 0,02 | 4.09 10 ⁻⁴ | 2.05 10 ⁻⁵ | < 2.2 10 ⁻¹⁶ | 0,66 |
| | DIC (µmol kg ⁻¹ SW) | 1,19 | 0,01 | 8.11 10 ⁻⁵ | 4.07 10 ⁻⁶ | < 2.2 10 ⁻¹⁶ | 0,52 | 4,69 | 4,69 | -1.37 10 ⁻³ | 3.91 10 ⁻⁴ | 6.04 10 ⁻⁴ | 0,07 | 1,12 | 0,02 | 8.95 10 ⁻⁵ | 4.28 10 ⁻⁶ | < 2.2 10 ⁻¹⁶ | 0,69 |
| | TA (µmol kg ⁻¹ SW) | 1,17 | 0,01 | 7.60 10 ⁻⁵ | 3.69 10 ⁻⁶ | < 2.2 10 ⁻¹⁶ | 0,54 | 0,33 | 0,16 | 4.09 10 ⁻⁴ | 5.89 10 ⁻⁵ | 9.56 10 ⁻¹¹ | 0,23 | 1,11 | 0,02 | 8.28 10 ⁻⁵ | 3.94 10 ⁻⁶ | < 2.2 10 ⁻¹⁶ | 0,69 |
| | pH (total scale) | -0,27 | 0,39 | 2.13 10 ⁻¹ | 4.90 10 ⁻² | 1.45 10 ⁻⁵ | 0,05 | -0,12 | 0,22 | 1.95 10 ⁻¹ | 2.78 10 ⁻² | 7.10 10 ⁻¹¹ | 0,24 | -21,71 | 5,30 | 2,89 | 0,66 | 2.02 10 ⁻⁵ | 0,09 |
| | [CO ₃ ²⁻] (µmol kg ⁻¹ SW) | 1,22 | 0,01 | 1.10 10 ⁻³ | 5.46 10 ⁻⁵ | < 2.2 10 ⁻¹⁶ | 0,53 | 1,34 | 0,02 | 5.54 10 ⁻⁴ | 8.35 10 ⁻⁵ | 5.06 10 ⁻¹⁰ | 0,22 | 1,11 | 0,02 | 1.42 10 ⁻³ | 6.59 10 ⁻⁵ | < 2.2 10 ⁻¹⁶ | 0,70 |
| | [HCO ₃ ⁻] (µmol kg ⁻¹ SW) | 1,19 | 0,01 | 8.62 10 ⁻⁵ | 4.44 10 ⁻⁶ | < 2.2 10 ⁻¹⁶ | 0,51 | 2,56 | 0,18 | -5.16 10 ⁻⁴ | 8.41 10 ⁻⁵ | 6.81 10 ⁻⁹ | 0,19 | 1,12 | 0,02 | 9.64 10 ⁻⁵ | 4.61 10 ⁻⁶ | < 2.2 10 ⁻¹⁶ | 0,69 |
| | Omega calcite (Ω _{cc}) | 1,21 | 0,01 | 4.60 10 ⁻² | 2.30 10 ⁻³ | < 2.2 10 ⁻¹⁶ | 0,53 | 1,34 | 0,02 | 2.32 10 ⁻² | 3.50 10 ⁻³ | 5.22 10 ⁻¹⁰ | 0,22 | 1,11 | 0,02 | 5.96 10 ⁻² | 2.77 10 ⁻³ | < 2.2 10 ⁻¹⁶ | 0,70 |
| <i>B. marginata</i> | p CO ₂ (µatm) "measured" | 1,21 | 0,02 | 1.15 10 ⁻⁴ | 1.68 10 ⁻⁵ | 5.13 10 ⁻¹¹ | 0,15 | 1,27 | 0,01 | -2.46 10 ⁻⁵ | 1.49 10 ⁻⁵ | 0,10 | 0,02 | 1,09 | 0,02 | 3.14 10 ⁻⁴ | 2.12 10 ⁻⁵ | < 2.2 10 ⁻¹⁶ | 0,62 |
| | DIC (µmol kg ⁻¹ SW) | 1,08 | 0,01 | 6.71 10 ⁻⁵ | 3.87 10 ⁻⁶ | < 2.2 10 ⁻¹⁶ | 0,52 | 2,85 | 0,70 | -6.70 10 ⁻⁴ | 2.92 10 ⁻⁴ | 0,02 | 0,04 | 1,06 | 0,02 | 7.05 10 ⁻⁵ | 4.87 10 ⁻⁶ | < 2.2 10 ⁻¹⁶ | 0,61 |
| | TA (µmol kg ⁻¹ SW) | 1,07 | 0,01 | 6.25 10 ⁻⁵ | 3.57 10 ⁻⁶ | < 2.2 10 ⁻¹⁶ | 0,53 | 1,06 | 0,14 | 6.90 10 ⁻⁵ | 4.99 10 ⁻⁵ | 0,17 | 0,01 | 1,05 | 0,02 | 6.54 10 ⁻⁵ | 4.52 10 ⁻⁶ | < 2.2 10 ⁻¹⁶ | 0,61 |
| | pH (total scale) | 1,00 | 0,29 | 3.78 10 ⁻² | 3.59 10 ⁻² | 0,29 | 0,00 | 0,96 | 0,18 | 3.62 10 ⁻² | 2.32 10 ⁻² | 0,12 | 0,02 | 36,09 | 4,78 | -4,32 | 0,59 | 2.58 10 ⁻¹¹ | 0,28 |
| | [CO ₃ ²⁻] (µmol kg ⁻¹ SW) | 1,15 | 0,01 | 6.80 10 ⁻⁴ | 5.80 10 ⁻⁵ | < 2.2 10 ⁻¹⁶ | 0,33 | 1,23 | 0,01 | 1.02 10 ⁻⁴ | 6.85 10 ⁻⁵ | 0,14 | 0,02 | 1,05 | 0,02 | 1.13 10 ⁻³ | 8.01 10 ⁻⁵ | < 2.2 10 ⁻¹⁶ | 0,60 |
| | [HCO ₃ ⁻] (µmol kg ⁻¹ SW) | 1,09 | 0,01 | 7.13 10 ⁻⁵ | 4.16 10 ⁻⁶ | < 2.2 10 ⁻¹⁶ | 0,52 | 1,49 | 0,14 | -1.10 10 ⁻⁴ | 6.63 10 ⁻⁵ | 0,10 | 0,02 | 1,06 | 0,02 | 7.59 10 ⁻⁵ | 5.23 10 ⁻⁶ | < 2.2 10 ⁻¹⁶ | 0,61 |
| | Omega calcite (Ω _{cc}) | 1,15 | 0,01 | 2.85 10 ⁻² | 2.44 10 ⁻³ | < 2.2 10 ⁻¹⁶ | 0,33 | 1,23 | 0,01 | 4.26 10 ⁻³ | 2.87 10 ⁻³ | 0,14 | 0,02 | 1,05 | 0,02 | 4.77 10 ⁻² | 3.37 10 ⁻³ | < 2.2 10 ⁻¹⁶ | 0,60 |
| <i>C. laevigata</i> | p CO ₂ (µatm) "measured" | 1,16 | 0,02 | 2.10 10 ⁻⁵ | 1.92 10 ⁻⁵ | 0,277 | 0,01 | 1,16 | 0,02 | -1.07 10 ⁻⁵ | 2.14 10 ⁻⁵ | 0,62 | 0,005 | 1,14 | 1,14 | 6.08 10 ⁻⁵ | 2.98 10 ⁻⁵ | 0,05 | 0,05 |
| | DIC (µmol kg ⁻¹ SW) | 1,13 | 0,02 | 1.49 10 ⁻⁵ | 5.22 10 ⁻⁶ | 0,005 | 0,06 | 0,68 | 1,09 | -1.97 10 ⁻⁵⁴ | 4.53 10 ⁻⁴ | 0,67 | 0,003 | 1,14 | 0,03 | 1.23 10 ⁻⁵ | 6.72 10 ⁻⁶ | 0,07 | 0,04 |
| | TA (µmol kg ⁻¹ SW) | 1,12 | 0,02 | 1.38 10 ⁻⁵ | 4.79 10 ⁻⁶ | 0,005 | 0,06 | 0,92 | 0,22 | 8.76 10 ⁻⁵ | 8.41 10 ⁻⁵ | 0,30 | 0,019 | 1,14 | 0,03 | 1.13 10 ⁻⁵ | 6.23 10 ⁻⁶ | 0,07 | 0,04 |
| | pH (total scale) | 0,78 | 0,34 | 4.98 10 ⁻² | 4.34 10 ⁻² | 0,253 | 0,01 | 0,92 | 0,29 | 2.95 10 ⁻² | 3.75 10 ⁻² | 0,44 | 0,011 | 16,30 | 4,54 | -1,88 | 0,57 | 0,001 | 0,13 |
| | [CO ₃ ²⁻] (µmol kg ⁻¹ SW) | 1,14 | 0,02 | 1.97 10 ⁻⁴ | 6.92 10 ⁻⁵ | 0,005 | 0,06 | 1,14 | 0,02 | 1.18 10 ⁻⁴ | 1.22 10 ⁻⁴ | 0,34 | 0,017 | 1,14 | 0,03 | 1.81 10 ⁻⁴ | 1.09 10 ⁻⁴ | 0,10 | 0,04 |
| | [HCO ₃ ⁻] (µmol kg ⁻¹ SW) | 1,13 | 0,02 | 1.60 10 ⁻⁵ | 5.62 10 ⁻⁶ | 0,005 | 0,06 | 1,35 | 0,27 | -8.95 10 ⁻⁵ | 1.22 10 ⁻⁴ | 0,47 | 0,010 | 1,14 | 0,03 | 1.33 10 ⁻⁵ | 7.23 10 ⁻⁶ | 0,07 | 0,04 |
| | Omega calcite (Ω _{cc}) | 1,14 | 0,02 | 8.28 10 ⁻³ | 2.91 10 ⁻³ | 0,005 | 0,06 | 1,14 | 0,02 | 4.94 10 ⁻³ | 5.11 10 ⁻³ | 0,34 | 0,017 | 1,14 | 0,03 | 7.64 10 ⁻³ | 4.57 10 ⁻³ | 0,10 | 0,04 |

Chapitre VI - Assessing the impact of different carbonate system parameters on benthic foraminifera from controlled growth experiments

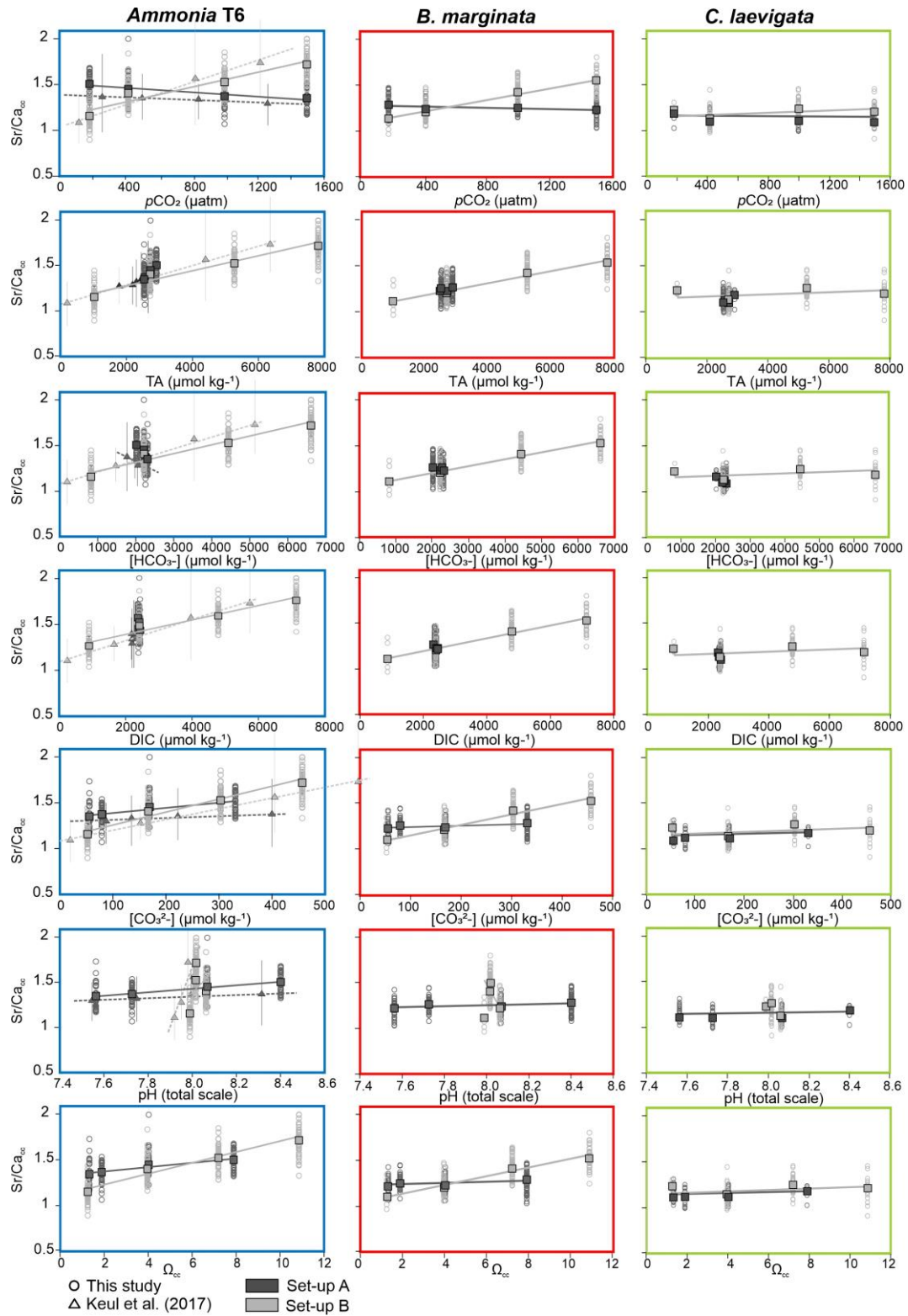


Figure VI- 4. Foraminiferal Sr/Ca (mmol mol^{-1}) versus individual C-system parameters for *Ammonia T6*, *B. marginata* and *C. laevigata*. Squares represent the mean values. Lines represent linear regressions. *Ammonia T6* data from the study of Keul et al. (2017) are plotted with *Ammonia T6* from this study. The error bars in the data of Keul et al. (2017) represent the maximum dispersion of points around the means (triangles). Dashed lines represent linear regressions.

3.4. Variability in Sr/Ca and Mg/Ca ratios between chamber stages and replicates

To evaluate a potential ontogenetic effect (chamber stages) on Sr and Mg incorporation, we present in Figure VI- 5 the average of Sr/Ca and Mg/Ca ratios calculated for the different chambers of each species. In Figure VI-S 6, we present the same results for Sr/Ca displayed for each condition. Our results showed no ontogenetic trends in Sr/Ca and Mg/Ca ratios. Caution should be taken for *B. marginata* and *C. laevigata* that calcified fewer chambers compared to *Ammonia* T6.

In Figure VI- 6a and 6b, we plotted Sr/Ca ratios against Mg/Ca ratios by species and replicate, using respectively all measurements, and average data from each experimental condition. The results demonstrated that *Ammonia* T6 had higher Sr/Ca ratios and lower Mg/Ca ratios than the two other species showing equivalent absolute El/Ca values. There was also no significant correlation between Sr/Ca and Mg/Ca ratios for each species. The variability of Sr/Ca in *Ammonia* T6, *B. marginata* and *C. laevigata* (relative standard errors of 1.4, 1.3 and 2 % on average, respectively) was much smaller than the variability observed in Mg/Ca (relative standard errors of 19.1, 11.3 and 12.4 % on average, respectively).

Figure VI- 6 (c-e) presents box plots of Sr/Ca and Mg/Ca ratios per species and replicate, considering the eight experimental conditions together. In general, the results displayed similar values between replicates for each species. Statistical analyses showed however a significant difference ($p = 0.01$) between Sr/Ca values in R_{net} and R1 for *Ammonia* T6 but since there was no significant difference between R_{net} and R2, we cannot conclude on an effect of the covering net. For *C. laevigata*, Sr/Ca values in R_{net} were significantly different from R1 and R2 but with p values close to 0.05, meaning that the difference was very low. For Mg/Ca ratios in the same species, R2 was significantly different from R_{net} and R1.

4. Discussion

4.1. Survival and growth of benthic foraminifera

Many specimens of the three cultured benthic species survived and calcified new chambers in the eight controlled conditions, with however higher survival and growth percentages for *Ammonia* T6 compared to the two other species studied (Figure VI- 2). It is well known that shallow-water foraminifera adapt more easily (growth and reproduction) to laboratory cultures (*e.g.* Raitzsch et al., 2010; Dueñas-Bohórquez et al., 2011b; van Dijk et al., 2019; Geerken et al., 2022) than most deep-sea species. This is likely because shallow-water taxa have a natural adaptability to stressful and variable conditions characterizing their natural environments (*e.g.* variable salinity and temperature) (*e.g.* Bradshaw, 1961; Murray, 1991; Pascal et al., 2008; Geslin et al., 2014) whereas deep-sea species live in more stable settings (*e.g.* high pressure, stable salinity, and temperature). Unlike many other deep-sea foraminiferal taxa, *B. marginata* usually shows a rather good adaptation to laboratory conditions (*e.g.* Barras et al., 2009, 2010, 2018; Filipsson et al., 2010; Wit, 2012; Geslin et al., 2014; Nardelli et al., 2014). *Cassidulina laevigata* has only been used to a limited extent in culture studies and it has typically low tolerance to anoxic conditions (*e.g.* Nardelli et al., 2014).

Chapitre VI - Assessing the impact of different carbonate system parameters on benthic foraminifera from controlled growth experiments

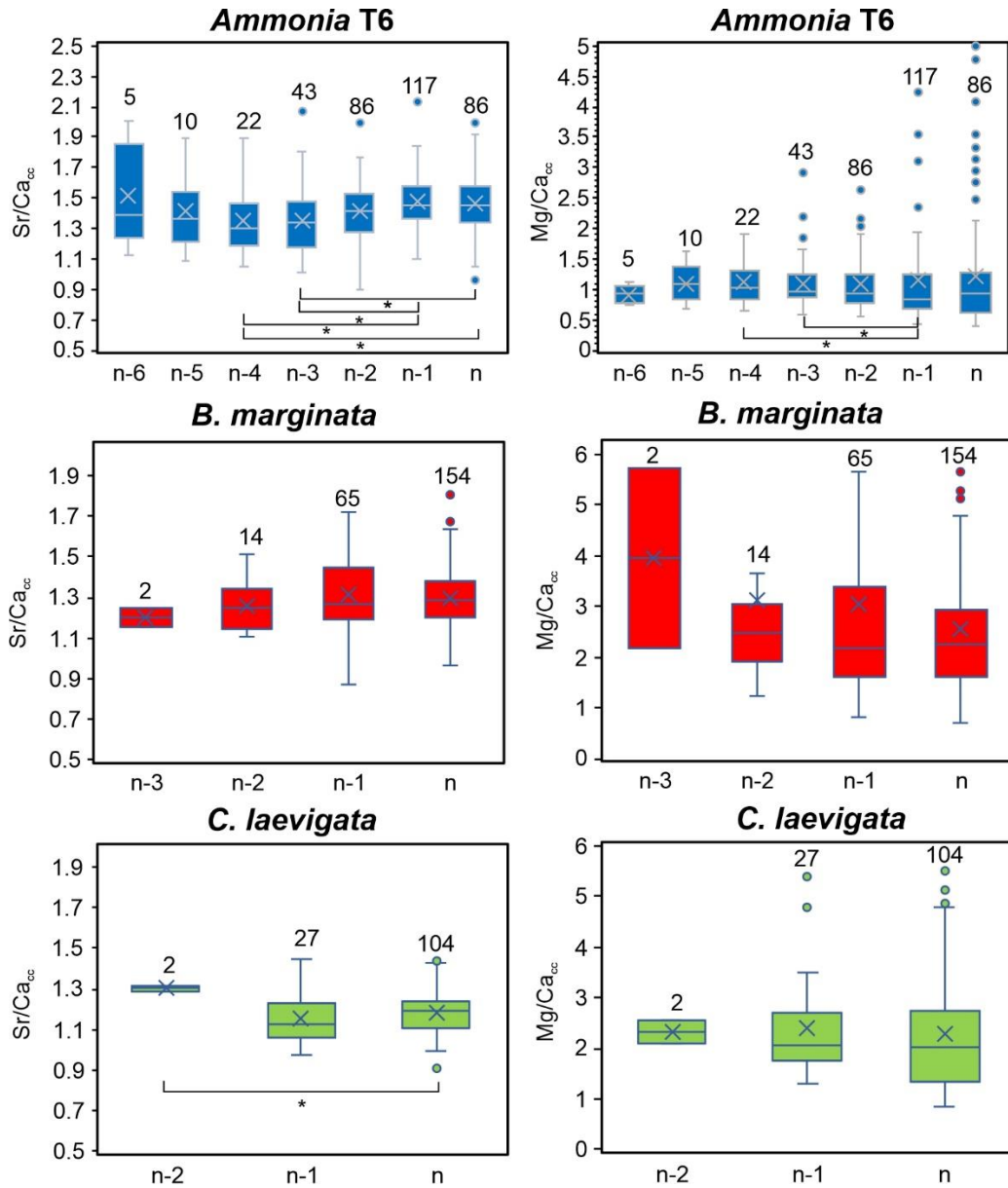


Figure VI- 5. Box plots showing Sr/Ca and Mg/Ca ratios (mmol mol⁻¹) measured in foraminiferal calcite as a function of the position of the newly formed chambers; “n-6” being the oldest and “n” the last chamber formed. The number of data points is indicated on top of the histograms. The pairwise significant differences (p < 0.05) are indicated with a bracket and an asterisk (Kruskal Wallis test).

Chapitre VI - Assessing the impact of different carbonate system parameters on benthic foraminifera from controlled growth experiments

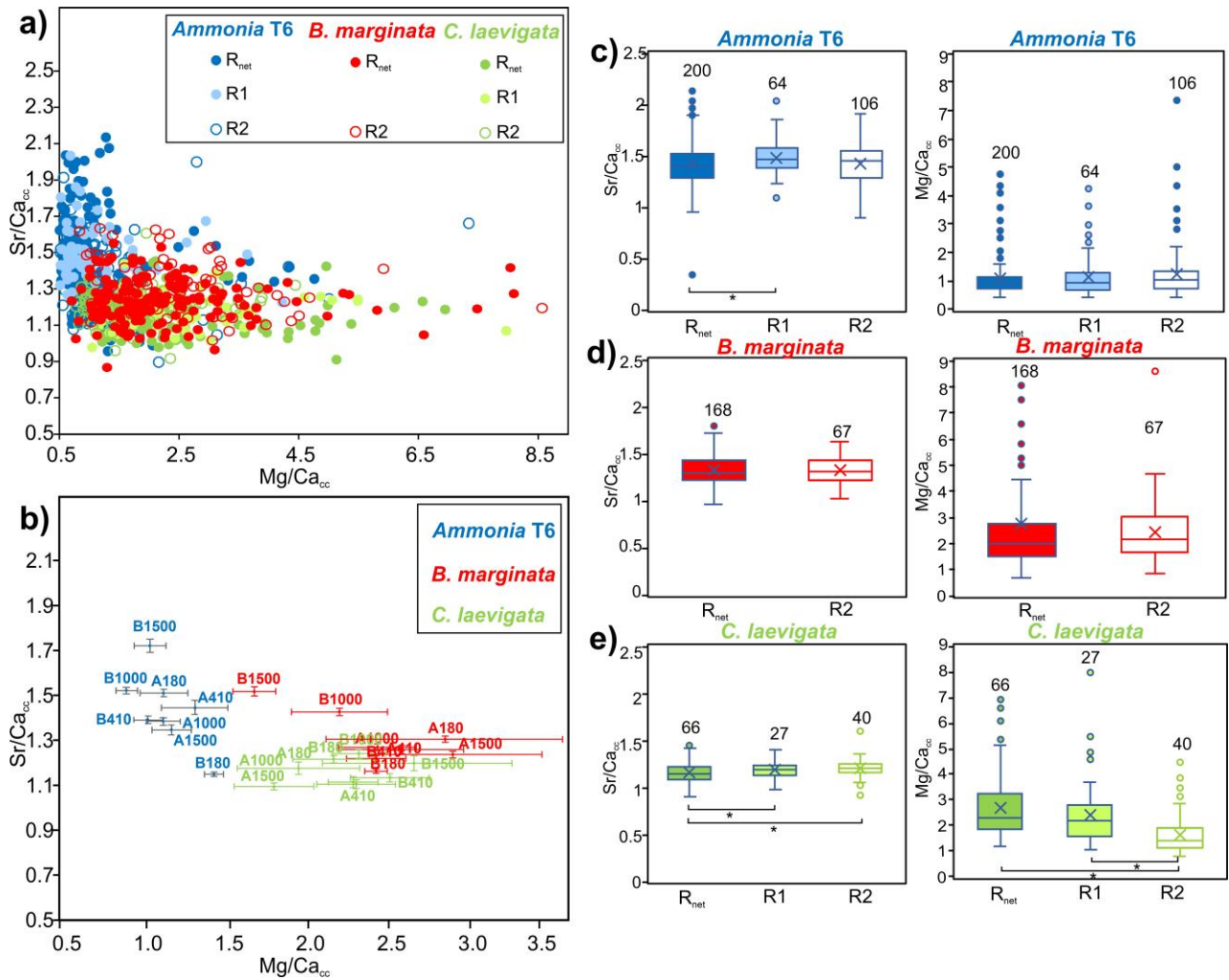


Figure VI- 6. Sr/Ca and Mg/Ca (mmol mol^{-1}) measured in the calcite formed in the experiment of the three cultured benthic species. a) all data points from the eight treatments and different replicates are plotted together, b) average values per treatment. Error bars correspond to standard errors. (c-e) Sr/Ca and Mg/Ca plotted for each replicate and each cultured species. The number of data points is indicated on top of the box plots. The pairwise significant differences ($p < 0.05$) are indicated with a bracket and an asterisk (Kruskal Wallis test).

Amongst the eight controlled conditions, we expected possible negative effects (*i.e.* decalcification, reduced growth) on the cultured species under low pH conditions A1000 (pH=7.73) and A1500 (pH=7.56). Instead, no significant difference was observed compared to the other conditions (Figure VI- 3). Responses of calcifying benthic foraminifera to pH changes are not consistent and laboratory studies show that calcification/dissolution rates under varying pH concentrations differ between and within species. Guamán-Guevara et al. (2019) report increased mortality of *Elphidium williamsoni* under low pH conditions ($7.3 \leq \text{pH} \leq 7.7$), and Charrieau et al. (2018) further document severe decalcification for *Ammonia* sp. and *Elphidium crispum* ($7.25 \leq \text{pH} \leq 7.5$). Several studies observe continuing growth under low pH conditions while reporting a reduction in shell weight, size or the number of newly added chambers in several species, including *Ammonia tepida* (*e.g.* Dissard et al., 2010a; Knorr et al., 2015; Prazeres et al., 2015; Guamán-Guevara

et al., 2019; Oron et al., 2020). On the contrary, other studies do not report any low pH-related negative effects on several species of benthic foraminifera, including *B. marginata* (e.g. McIntyre-Wressnig et al., 2013, 2014; Haynert et al., 2014; Wit et al., 2016; Weinmann et al., 2021). While enhanced dissolution due to acidification is mainly an inorganic process, Toyofuku et al. (2017) suggest that the calcification in some species might be largely unaffected by decreasing pH as they find that *Ammonia* sp. reduces its surrounding pH during chamber formation until 6.9. Our results are in line with these findings, suggesting that there is a strong organismal control over biomineralisation during foraminiferal calcification that possibly makes them more adaptive and robust in coping with acidification (e.g. Toyofuku et al., 2017; Kawahata et al., 2019). While this is certainly true for *Ammonia* T6 showing successful calcification (> 80% of the cultured specimens calcified), caution should be taken for the two deep-sea species of which only ~20% of the specimens grew in culture. It is therefore possible that the minority that did calcify were also those able to withstand/resist the varying pH conditions. Still, the survival and growth percentages that we recorded for *B. marginata* for example are in line with other culture experiments (e.g. ~30-40 % and 15-30 %, respectively; Geslin et al., 2014), meaning that this is a common feature in culture regardless of the controlled parameters. For a broader perspective, the fact that the studied species calcified well under low pH conditions might be coherent with geological records showing the resistance of some species to high $p\text{CO}_2$ time periods (e.g. Foster et al., 2013), although these occurred over evolutionary timescales, and were associated with a covariance in other factors.

In the low DIC condition B180 (DIC=880 $\mu\text{mol kg}^{-1}$, TA=1029 $\mu\text{mol kg}^{-1}$), characterized by a normal pH (7.99), *B. marginata* and *C. laevigata* calcified fewer chambers (Figure VI- 3b-c). *Ammonia* T6, however, did not show any significant difference compared to the other conditions (Figure VI- 3a). These results seem to indicate a higher vulnerability of the two deep-sea species to low DIC concentrations than the shallow water species *Ammonia* T6 (Figure VI- 3a). Yet, Keul et al. (2013) report the lowest growth rate and size-normalized weight of *Ammonia* T6 under low DIC conditions (246 $\mu\text{mol kg}^{-1}$), although lower than in our case study. This might indicate a DIC threshold value below which *Ammonia* struggles to calcify. Additionally, and only in the R_{net} replicate of the B180 condition, the three species showed severe signs of dissolution (Figure VI-S 5), especially for *B. marginata* and *C. laevigata* specimens that were very fragile and sometimes broke during manipulation. This indicates that the net aggravated the impact of low DIC seawater on benthic foraminifera by creating a more isolated micro-environment where the seawater DIC is depleted faster.

One could argue that we decreased/increased the seawater DIC in our experiment beyond typical modern values in the ocean (~1800 – 2300 $\mu\text{mol kg}^{-1}$; e.g. Wu et al., 2019). This is first justified by the fact that low/high DIC concentrations were probably encountered in the past in open marine waters during specific climatic periods (e.g. Vigier et al., 2015; Zeebe and Tyrrell, 2019), although the recent reconstructions of Zeebe and Tyrrell (2019) suggest that long-term DIC and TA were similar to modern values across the past 100 Myr regardless of the varying atmospheric $p\text{CO}_2$. Furthermore, in coastal waters, the carbonate chemistry is substantially more dynamic than the open ocean due, amongst others, to seasonal fluctuations and freshwater discharges (e.g. Borges and Gypens, 2010; Rheuban et al., 2019). The DIC and TA of near-river waters are largely governed by the type of bedrock of the catchment area, with high values (>3000 $\mu\text{mol kg}^{-1}$) associated with limestone or carbonate bedrock and low values (<1000 $\mu\text{mol kg}^{-1}$) linked to sandstones and volcanic

rocks (e.g. McGrath et al., 2016). Additionally, there is a close connection to salinity, especially for waters with low DIC and TA concentrations that increase with increasing salinity in the outer estuary (e.g. McGrath et al., 2016). As such, and unlike deep-sea species, the low vulnerability of the intertidal *Ammonia* T6 to low DIC concentrations in our experiment might be due to organismal adaptability in its natural environment with variable salinities and freshwater input.

4.2. Effect of the C-System on Sr incorporation

Our results showed that Sr/Ca in *Ammonia* T6 and *B. marginata* vary in a similar fashion (i.e. trends) with respect to the C-system parameters as the Sr/Ca in *Ammonia* T6 of Keul et al. (2017) grown in a comparable decoupled C-system experiment (Figure VI- 4). In the decoupled C-system study of van Dijk et al. (2017b), Sr/Ca values of *Ammonia* T6 did not show any correlation with the C-system. However, when considering the partition coefficient (D_{Sr}), van Dijk et al. (2017b) found similar trends (Figure VI-S 7). Because Sr/Ca in foraminifera correlates with Sr/Ca_{sw} (e.g. Langer et al., 2016), the discrepancy in the trends between Sr/Ca and D_{Sr} in the study of van Dijk et al. (2017b) might be due to unstable Sr/Ca_{sw} values between the experimental conditions (4.4 – 6.4 mmol mol⁻¹) (cf. additional discussion *Additional discussion VI-S 8*). The overall consistency between the results issued from comparable C-system experiments validates the positive correlation between foraminiferal Sr/Ca and the C-system, at least for *Ammonia* T6 and *B. marginata*. However, caution should be taken in paleo-applications with respect to spatio-temporal Sr/Ca_{sw} variability (e.g. Lebrato et al., 2020), even on time-scales shorter than Sr residence time in seawater (~3 Myrs; Richter and Turekian, 1993).

Sr/Ca ratio in *C. laevigata* did not record any C-system dependency (Figure VI- 4), even though we had a conservative approach by discarding the Sr/Ca values of the doubtful chambers from the calculation of regression models. We can hypothesize that this species poorly tolerated our laboratory conditions (e.g. lack of sediment, high range of pH and DIC, etc.). This might have resulted in a physiological stress that impacted biomineralisation pathways and incorporation of Sr into the calcite. We can also assume a strong species-specific effect, affecting not only the nature of the correlation with the forcing parameter (e.g. slope, intercept, linear, exponential, etc.), such as in the case of Mg/Ca vs temperature (e.g. Toyofuku et al., 2000; Lowenstein and Hönisch, 2012), but also the existence/absence of such relationship (i.e. the mechanism that drives the Sr/Ca-C-System relationship in the other species is not present in *C. laevigata*). Such a drastic species-specific effect would be an issue for paleo-reconstructions based on foraminiferal Sr/Ca, since typically culture calibrations are based on very few species and the results are extrapolated to other species hypothesizing that, although the absolute values change, the relative response to the environmental parameter would be similar. Based on that, Mojtahid et al. (2017) hypothesize that the low Sr/Ca in *C. laevigata* recorded during the last Heinrich event (~16.5 cal ka BP) indicates a change in water mass carbonate chemistry in the northeast Atlantic. Based on our findings, this hypothesis might not be valid. Instead, the recorded anomaly in Sr/Ca in *C. laevigata* might indicate a small-scale change of Sr/Ca_{sw}, deviating from seawater Sr conservative behavior (e.g. Lebrato et al., 2020). More experimental and core top studies involving *C. laevigata* should help elucidating the observed deviation and confirm whether it is a common pattern for *C. laevigata* once put in laboratory conditions, or whether this was specific to our experimental conditions.

4.3. DIC-[HCO₃⁻] as the main controlling factors for Sr/Ca ratio

We can assume that if a certain C-system parameter is controlling incorporation of Sr into foraminiferal calcite, the correlation between Sr/Ca and this parameter should be similar in both set-ups A and B. As such, for *Ammonia* T6 and *B. marginata*, we can exclude $p\text{CO}_2$, $[\text{CO}_3^{2-}]$ and Ω_{cc} (Figure VI- 4). pH can also be excluded because, although a trend can be observed in treatment A, the R^2 value is very small (Figure VI- 7a; Table VI- 3) indicating that there is no predictive power of pH on foraminiferal Sr/Ca. This leaves us with $[\text{HCO}_3^-]$, TA and DIC as potential controlling factors. In set-up A (*i.e.* stable DIC), all $[\text{HCO}_3^-]$ and TA values fall within a narrow range, which is not surprising since HCO_3^- is the major constituent of both TA and DIC. Despite the narrow range of values, we can observe a decreasing trend of Sr/Ca with the slight increase in $[\text{HCO}_3^-]$ in set-up A for *Ammonia* T6 (Figure VI- 4), oppositely to set-up B. However, because the R^2 value is very small, and because this trend is not existent for *B. marginata* (Table VI- 3), we cannot exclude $[\text{HCO}_3^-]$. Furthermore, since all $[\text{HCO}_3^-]$ and TA values from set-up A fall overall on the regression line of set-up B (Figure VI- 4), this means that $[\text{HCO}_3^-]$, TA and/or DIC might control Sr/Ca incorporation (high R^2 values; Figure VI- 7a). The data presented here cannot empirically disentangle the effects of these parameters. However, because TA has no “physical reality” which could be used by an organism, we can narrow it down to DIC and/or $[\text{HCO}_3^-]$ as the main driving forces behind the Sr incorporation in the calcite of *Ammonia* T6 and *B. marginata*. This is in line with the conclusions of Keul et al. (2017) for *Ammonia* T6.

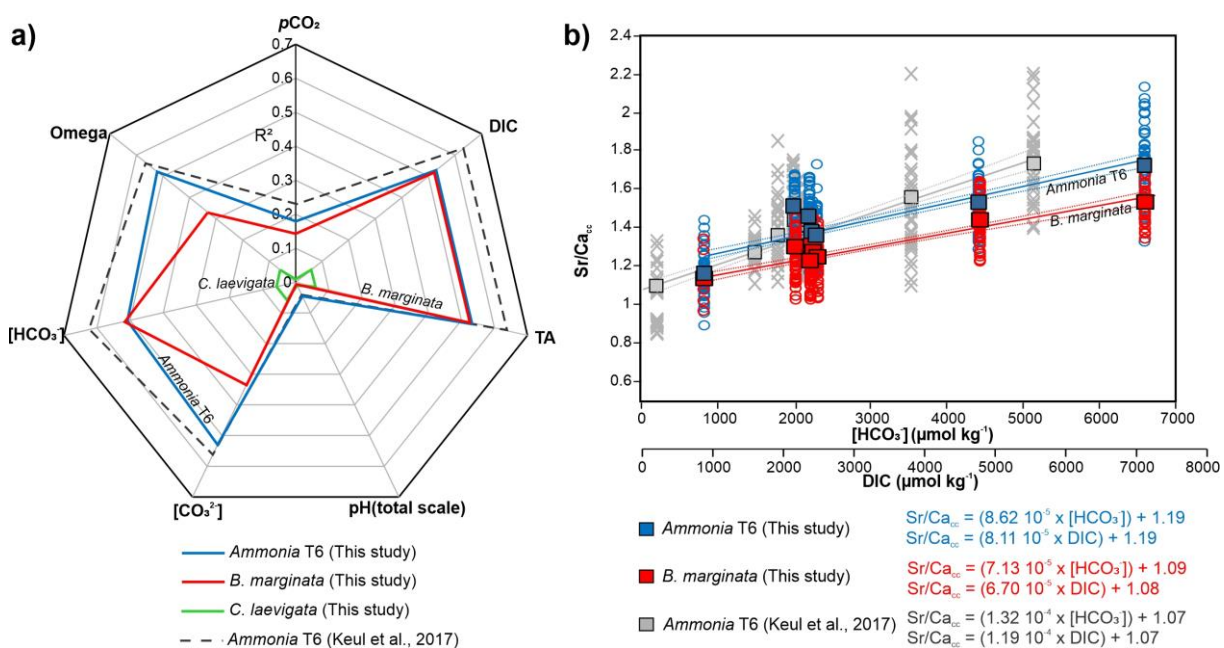


Figure VI- 7. Linear regression analyses. a) radar chart representing the R^2 values of the regression analyses between foraminiferal Sr/Ca and respective C-system parameters. The R^2 values reported by Keul et al. (2017) are also plotted, b) Calibration equations of foraminiferal Sr/Ca vs $[\text{HCO}_3^-]$ for our study and the study of Keul et al. (2017). Linear regression parameters of the calibration equations from the study of Keul et al. (2017) were recomputed from raw data because of an error in the publication. The dotted lines represent 95% confidence level.

Chapitre VI - Assessing the impact of different carbonate system parameters on benthic foraminifera from controlled growth experiments

When plotting Sr/Ca values against DIC and $[\text{HCO}_3^-]$ for *Ammonia* T6 and *B. marginata*, the regression models were overall similar and consistent with that published by Keul et al. (2017) for *Ammonia* T6 (Figure VI- 7b). Furthermore, there was no significant difference between the intercepts of *Ammonia* T6 regression models from both studies (Table VI- 4). Though, a significant difference in the slopes was found and might be explained by slight instabilities in the chemical system of Keul et al. (2017) (e.g. differences between nominal and measured $p\text{CO}_2$ and between set-ups A and B, irregular Sr/Ca_{sw}, possible effects of food and bacteria on the culture media chemistry) that we were able to improve thanks to the Ecolab system. The regression models of *Ammonia* T6 and *B. marginata* (this study) showed overall parallel trends but a significant offset between the main values of Sr/Ca (Figure VI- 7b). This is a common feature in most elemental incorporation in foraminiferal test during calcification, due to biological processes that are often species dependent. This means that there is a species-specific effect that will affect absolute values estimations (i.e. different intercept) in paleo-reconstructions but not the relative $[\text{HCO}_3^-]$ variations (i.e. similar slope). That said, and although the trends observed here are robust, the sensitivity of the Sr/Ca to DIC - $[\text{HCO}_3^-]$ seems to be low ($\sim 0.04 \text{ mmol mol}^{-1}/500 \mu\text{mol kg}^{-1} \text{ DIC}$), and as such, it does not form a strong paleo-proxy, especially for small shifts in DIC - $[\text{HCO}_3^-]$. This low sensitivity, however, can be partly counterbalanced by the fact that Sr is analytically robust (e.g. Dueñas-Bohórquez et al., 2011a; de Nooijer et al., 2014), and with very little inter- and intra-individual variability as discussed in Section 4.4.

Table VI- 4; Results of ANCOVA test analyses between foraminiferal Sr/Ca and $[\text{HCO}_3^-]$ comparing *Ammonia* T6 (this study) and *Ammonia* T6 (Keul et al., 2017) regression models and *Ammonia* T6 and *B. marginata* (this study) regression models.

| | Sum of squares | df | Mean square | F | p (same) |
|---|---|----------------------|-------------|-------|-----------------------|
| <i>Ammonia</i> T6 (this study) vs <i>Ammonia</i> T6 (Keul et al., 2017) | Adjusted mean | 0,06 | 0,06 | 2,1 | 0,15 |
| | Adjusted error | 16,9 | 0,03 | | |
| | Adjusted total | 17,0 | 637 | | |
| | Homogeneity (equality) of slopes | | | | |
| | F | 40,4 | | | |
| | p (same) | $3.9 \cdot 10^{-10}$ | | | |
| | Sum of squares | df | Mean square | F | p (same) |
| <i>Ammonia</i> T6 (this study) vs <i>B. marginata</i> (this study) | Adjusted mean | 3,33 | 3,33 | 200,7 | $8.73 \cdot 10^{-40}$ |
| | Adjusted error | 10,5 | 0,02 | | |
| | Adjusted total | 13,9 | 636 | | |
| | Homogeneity (equality) of slopes | | | | |
| | F | 5,4 | | | |
| | p (same) | 0,02 | | | |

Keul et al. (2017) explored the transmembrane transport model to explain the impact of DIC - $[\text{HCO}_3^-]$ on Sr/Ca in *Ammonia* T6. According to these authors, $p\text{CO}_2$ and HCO_3^- enter the biomineralisation space (i.e. site of calcification), created by the pseudopodial network (i.e. protective envelop), where they are converted to CO_3^{2-} . Keul et al. (2017) further hypothesize that in order to

keep Ω constant, foraminifera have to decrease Ca causing increasing Sr/Ca in the calcite (Keul et al., 2017). Alternatively, Toyofuku et al. (2017) emphasize that HCO_3^- is externally transformed into CO_2 due to active proton pumping, meaning that biomineralisation does not rely on the availability of CO_3^{2-} . Once inside the biomineralisation space, calcification is driven by rapid transformation of CO_2 into CO_3^{2-} due to the high pH sustaining CaCO_3 precipitation by reacting with Ca^{2+} (Toyofuku et al., 2017). Therefore, we can suppose that the more DIC - HCO_3^- is available, the more CO_2 diffuses inside the biomineralisation space, which will increase precipitation rate of calcite. This has been shown for inorganic precipitation of calcite, where the rate increases with increasing DIC and with it Sr incorporation into calcite (e.g. Lorens, 1981; AlKhatib and Eisenhauer, 2017). We can suppose that this mechanism might be responsible for higher Sr/Ca ratios in foraminiferal calcite at higher DIC - HCO_3^- concentrations. Alternatively, if we consider the seawater vacuolization model (i.e. closed pool of seawater) (e.g. Erez, 2003; Evans et al., 2018), when there is more DIC, potentially more calcite can be formed necessitating utilizing more of the Ca pool, resulting in higher Sr/Ca ratio in foraminiferal shells. Mean D_{Sr} values in the present study for the three species (~ 0.13 - $0.21 \text{ mmol mol}^{-1}$) plot near the highest D_{Sr} values measured for inorganic precipitation calcite (e.g. 0.02-0.14; Lorens, 1981; Tesoriero and Pankow, 1996; Nehrke et al., 2007), meaning probably a non-negligible role of inorganic processes (i.e. a relatively weak biological control) as hypothesized by Evans et al. (2018).

To test whether other divalent cations display the same relationship to DIC - $[\text{HCO}_3^-]$, we measured alongside with Sr/Ca in *Ammonia* T6, Ba/Ca, Zn/Ca and Mg/Ca and in *B. marginata*, Mg/Ca. None of these ratios show a relationship with any of the C-system parameters (Figure VI-9). This may imply other biomineralisation pathways for these specific elements. Although it was only possible to measure $\text{Mg}/\text{Ca}_{\text{sw}}$ ($\sim 5260 \text{ mmol mol}^{-1}$) in our culture study, it is well known that, in contrast to D_{Sr} , perforate foraminiferal D_{Zn} and D_{Mg} are below inorganic calcite values (e.g. Rosenthal et al., 1997; van Dijk et al., 2017b), meaning a high discrimination against Zn and Mg by exerting perhaps a strong biological control. Moreover, van Dijk et al. (2017b) show that Zn/Ca in *Ammonia* T6 decreased with increasing $[\text{CO}_3^{2-}]$. Because we used a similar decoupled experiment as van Dijk et al. (2017b), this discrepancy can partly be explained by the fact that Zn concentration of the culture media in the study of van Dijk et al. (2017b) was increased by ~ 15 times compared to open ocean seawater [Zn]. Some studies reported a certain link between Mg/Ca and the C-system, but this link is not systematic, especially for the *Ammonia* group *tepida*, where several culture studies show no effect of the carbonate chemistry on Mg/Ca (e.g. Dissard et al., 2010; Dueñas-Bohórquez et al., 2011b; Allison et al., 2011; van Dijk et al., 2017b). It appears therefore that the mechanisms responsible for the partitioning against Mg and Zn are most likely decoupled from the mechanisms responsible for Sr incorporation. Foraminiferal D_{Ba} , on the other hand, lies on the high side of the range of inorganic precipitation (Lea and Spero, 1994), similarly to Sr and in consistency with inorganic calcite precipitation according to Evans et al. (2018). Following the same logic, Sr and Ba should display similar relationships to the C-system. Yet, in in symbiont-bearing high Mg content hyaline tropical foraminifera, van Dijk et al. (2017a) report the same behavior of Zn and Ba with increasing $p\text{CO}_2$, and conclude that their incorporation in foraminiferal calcite might be depending on the availability of free ions and the formation of carbonate complexes, unlike the unaffected Sr/Ca since the availability of Sr^{2+} does not change with $p\text{CO}_2$. This shows the high complexity and variety of possible biomineralisation pathways that seem to differ between species, and for each element. More

decoupled C-system experimental studies with benthic foraminifera are necessary to test and refine the proposed biomineralisation models.

4.4. Sr/Ca and Mg/Ca ratios between and within specimens and species

Despite stable culturing conditions, the variability observed in Sr/Ca ratios between and within specimens (relative standard errors of 1.4, 1.3 and 2 % on average) was much smaller than the variability observed in Mg/Ca ratios (relative standard errors of 19.1, 11.3 and 12.4 % on average) for *Ammonia* T6, *B. marginata* and *C. laevigata* respectively (Figure VI- 6). This is in line with previous findings showing generally uniform Sr/Ca ratios within the carbonate tests of foraminifera compared to Mg/Ca and seems to be inherent to the process of bio-calcification itself in the incorporation of these two elements (*e.g.* Eggins et al., 2003; Dueñas-Bohórquez et al., 2011a; de Nooijer et al., 2014) and the potential Mg-related diagenetic contamination even in the inner layers of the calcite for fossil specimens (*e.g.* Sexton et al., 2006; Schneider et al., 2017). This implies that Sr is analytically very robust, with high accuracy and precision (*i.e.* only few ablation spots are sufficient to estimate the average with low uncertainty), not easily contaminated, and more importantly with little variability in the shells.

To test for a potential ontogenetic effect on Sr and Mg incorporation into foraminiferal tests, and since we did not obtain reproduction allowing to investigate different size fractions, we analyzed the ratios in the successive chambers in single specimens. No detectable ontogenetic effect was observed in Sr/Ca and Mg/Ca ratios for the last chamber stages of the three studied species (Figure VI- 5), suggesting that i) there was no significant chamber stage-related impact on Sr/Ca and Mg/Ca and ii) precipitation rates were probably similar during production of the last seven to three chambers. This is in line with Geerken et al. (2022) who showed, using Sr-labeling, that precipitation rate is uniform among specimens and within chamber walls of *Ammonia beccarii*. Our results strongly suggest that we can exclude possible effects of ontogeny, at least between different chamber stages, to explain the differential incorporation of Sr/Ca in experimentation, which is crucial for paleo-reconstructions of the C-system. For *Ammonia* spp. and *Bulimina* spp., the lack of ontogenetic trends in foraminiferal Sr/Ca and Mg/Ca has been reported in several studies investigating this effect in successive chambers in single specimens (*e.g.* Wit et al., 2012; de Nooijer et al., 2014). Some studies also report a lack of ontogenetic trend in Sr/Ca and Mg/Ca of *Bulimina* spp. between individual specimens from different size fractions (*e.g.* ~100-500 μm , 300-600 μm ; Hintz et al., 2006; Wit et al., 2012, respectively), whereas Diz et al. (2012) report a size-related trend Sr/Ca for *Ammonia* sp. between 150-600 μm in size. However, when considering only sizes between 150 and 250 μm in the study of Diz et al. (2012), equivalent to the approximate range of growth of *Ammonia* T6 in our study (adding on average 5 to 6 chambers), the trend is no longer clear. For application of Sr/Ca ratios in paleostudies, this may imply that measurements can be performed regardless of the chamber stage in single specimens, using laser ablation or even bulk analyses, provided the use of a restricted size fraction.

Amongst the three species, *Ammonia* T6 recorded the highest Sr/Ca ratios on average and the lowest Mg/Ca ratios (Figure VI- 6a; b). Lower incorporation of Mg by *Ammonia* spp. than *Bulimina* spp. is a common feature reported in several studies (*e.g.* Dissard et al., 2010b; Filipsson et al., 2010; Toyofuku et al., 2011; Wit et al., 2012; Groeneveld et al., 2018). This seems also to be the case for other elements such as Mn (Barras et al., 2018). In our case study, this feature seems to be inverted

for Sr between *Ammonia* T6 and *B. marginata*. Several studies argue that Sr/Ca of foraminiferal calcite is associated with increased shell Mg content, distorting the calcite lattice and weakening the discrimination against Sr (e.g. Mewes et al., 2015; Langer et al., 2016; Yu et al., 2019). Yet, our results show no significant correlation between Mg/C_{acc} and Sr/C_{acc} ratios for the three cultured species (Figure VI- 6a; b). It is possible that the close relationship between Sr incorporation and Mg content is only robust for high Mg content species (e.g. large tropical hyaline foraminifera) vs low Mg species (e.g. temperate small benthic foraminifera) (van Dijk et al., 2017a), and not systematic within the low Mg group. The absence of correlation between Sr/Ca and Mg/Ca values for every species seems to confirm that the mechanism responsible for the partitioning against Mg is at least partly decoupled from that for Sr incorporation. This has been also hypothesized for the planktonic foraminifer *G. sacculifer* (e.g. Dueñas-Bohórquez et al., 2011a).

5. Conclusions

- Growth and survival of *Ammonia* T6, *B. marginata* and *C. laevigata* were unaffected by a pH as low as 7.5 under open marine-like DIC and TA conditions. However, at a normal pH (~8.0), growth of *B. marginata* and *C. laevigata* was negatively impacted by low DIC conditions (879 $\mu\text{mol kg}^{-1}$). The absence of such an impact on *Ammonia* T6 growth demonstrates the high tolerance of this shallow water species to extreme DIC conditions, probably as a result of its variable natural environment. The decoupling of DIC and pH impacts are in line with the transport of CO₂ to the site of calcification as proposed in Toyofuku et al. (2017).
- There was a clear positive correlation between foraminiferal Sr/Ca and the C-system for *Ammonia* T6 and *B. marginata*. Sr/Ca ratio in *C. laevigata* however did not record any C-system dependency. We hypothesized either i) a strong species-specific effect that should be considered in paleo-studies or ii) a poor tolerance to laboratory conditions which resulted in a physiological stress that impacted Sr incorporation.
- Our results confirmed that DIC and/or [HCO₃⁻] are the driving forces behind Sr incorporation in the calcite of *Ammonia* T6 and *B. marginata*. The regression models showed similar slopes, confirming the reproducibility of such complicated experimentations, but different intercepts, suggesting that there is a species-specific effect between these two species that needs to be considered in paleo-applications. These paleo-applications would be limited by the low sensitivity of the Sr/Ca ratio to DIC - [HCO₃⁻].
- The inter-chamber and inter-individual variability of Mg/Ca was larger than that of Sr/Ca for the three cultured species, which is in line with previous studies. No detectable ontogenetic effect was observed in Sr/Ca and Mg/Ca ratios for the last chamber stages of the three studied species. Hence, Sr/Ca is analytically robust, not easily contaminated, and measurements can be made regardless of the chamber stage (within a narrow size range), which can be advantageous for paleo-applications.

6. Acknowledgments

The study was funded by the CNRS-INSU-LEFE-IMAGO program (STING project), the Region Pays de Loire programs (Rising Star project TANDEM) and the Ecotron Ile De France incentive research projects (ECOFOR project). Salary and research support for the PhD student (Second author) were provided by the French Ministry of Higher Education and Research. The authors warmly thank the Ecotron Ile De France team for their extraordinary commitment and for giving us access to laboratory facilities. We acknowledge the support for the Captain and the crew of *R/V Skagerak* and the staff at Kristineberg Marine Station. We thank A. Elofsson and K. Ljung for help with the fjord sampling. H.L. Filipsson acknowledges support from the Swedish Research Council VR (2017-04190). We thank F. Rihani and S. Quinchar (University of Angers) for their help with foraminifera picking and experimental work, C. La (University of Nantes) for her assistance with LA-ICPMS analyses, Y. Coupeau (IFREMER) for providing us with seawater from the Bay of Biscay, and Nina Keul for providing us the raw data of the publication Keul et al. (2017). Raw data is available on SEANOE data repository (<https://doi.org/10.17882/89623>).

7. Supplementary materials

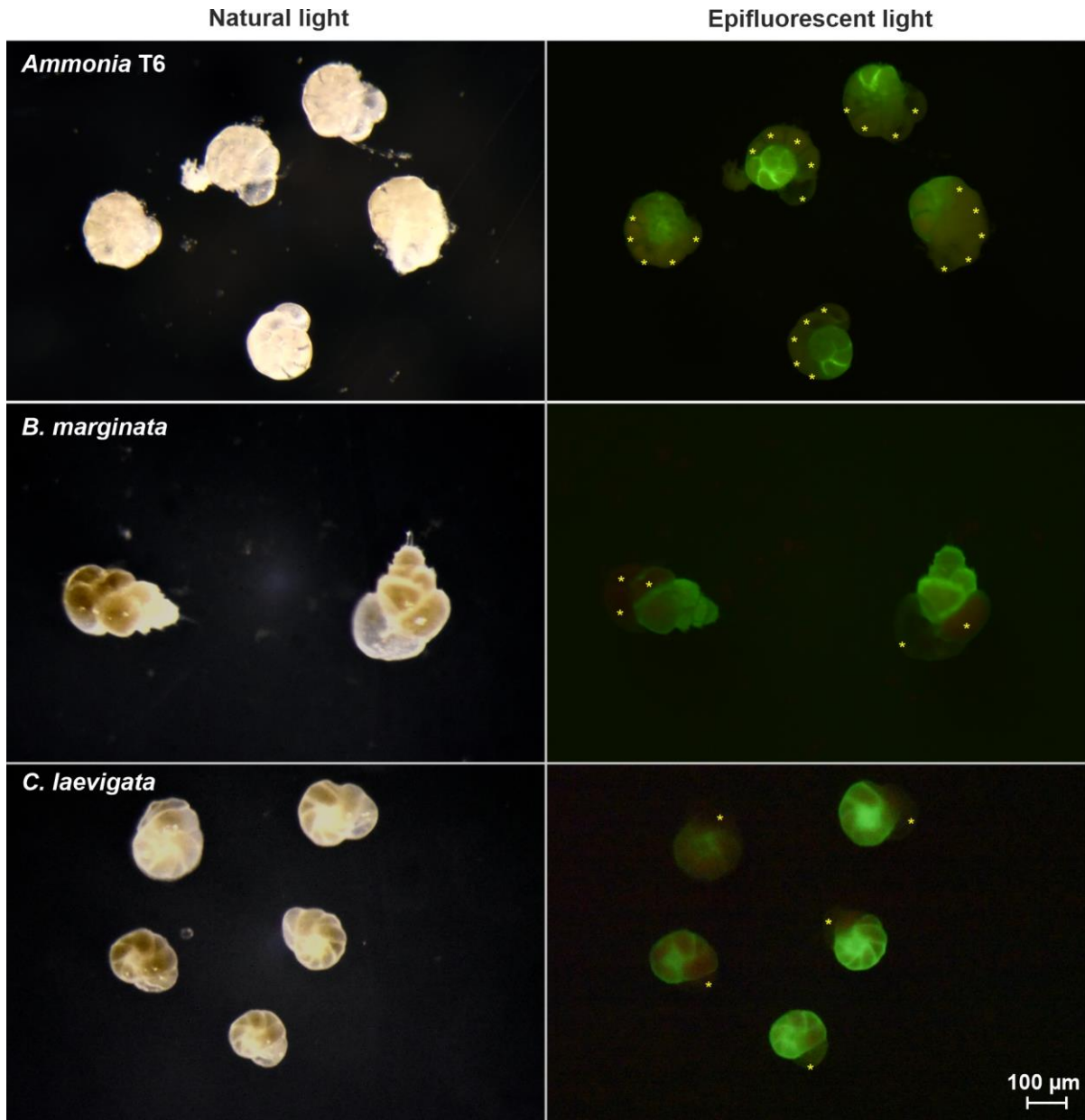


Figure VI-S 1. Images of the three cultured species under natural and epifluorescent lights. Asterisks indicate the newly formed chambers that appear non-fluorescent

Chapitre VI - Assessing the impact of different carbonate system parameters on benthic foraminifera from controlled growth experiments

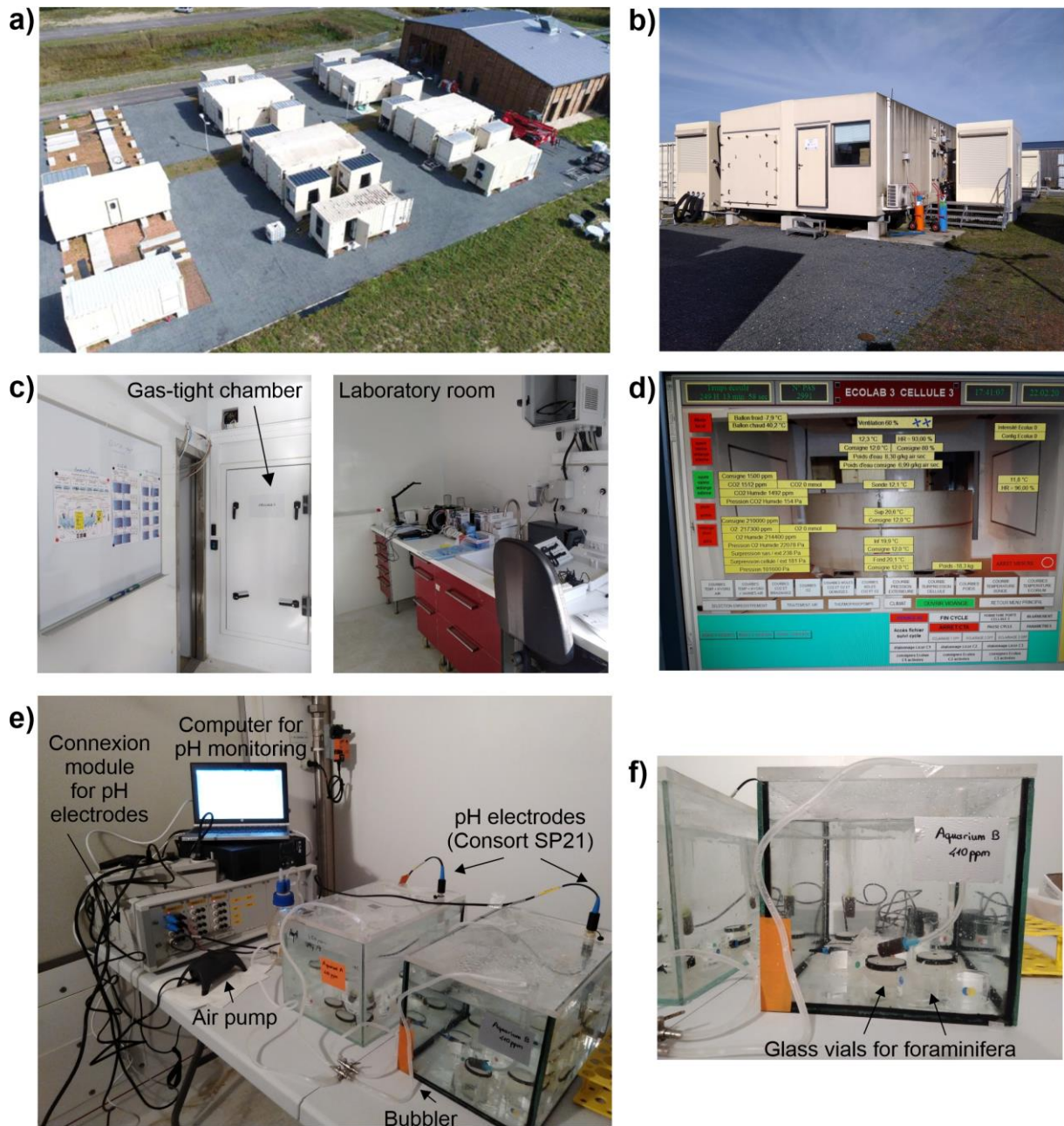


Figure VI-S 2. Illustrations of the Ecolab structure and the experimental set-up. a) Aerial view of the Ecolab parc (© CEREEP Ecotron, Ile de France); b) Ecolab structure; c) Illustrations of the inside Ecolab structure; d) Screen of the computer monitoring and controlling temperature, humidity and pCO_2 placed in the laboratory room; e) Illustration of the experimental design inside each gas-tight environmental chamber; f) Zoom on one of the two aquaria.

Chapitre VI - Assessing the impact of different carbonate system parameters on benthic foraminifera from controlled growth experiments

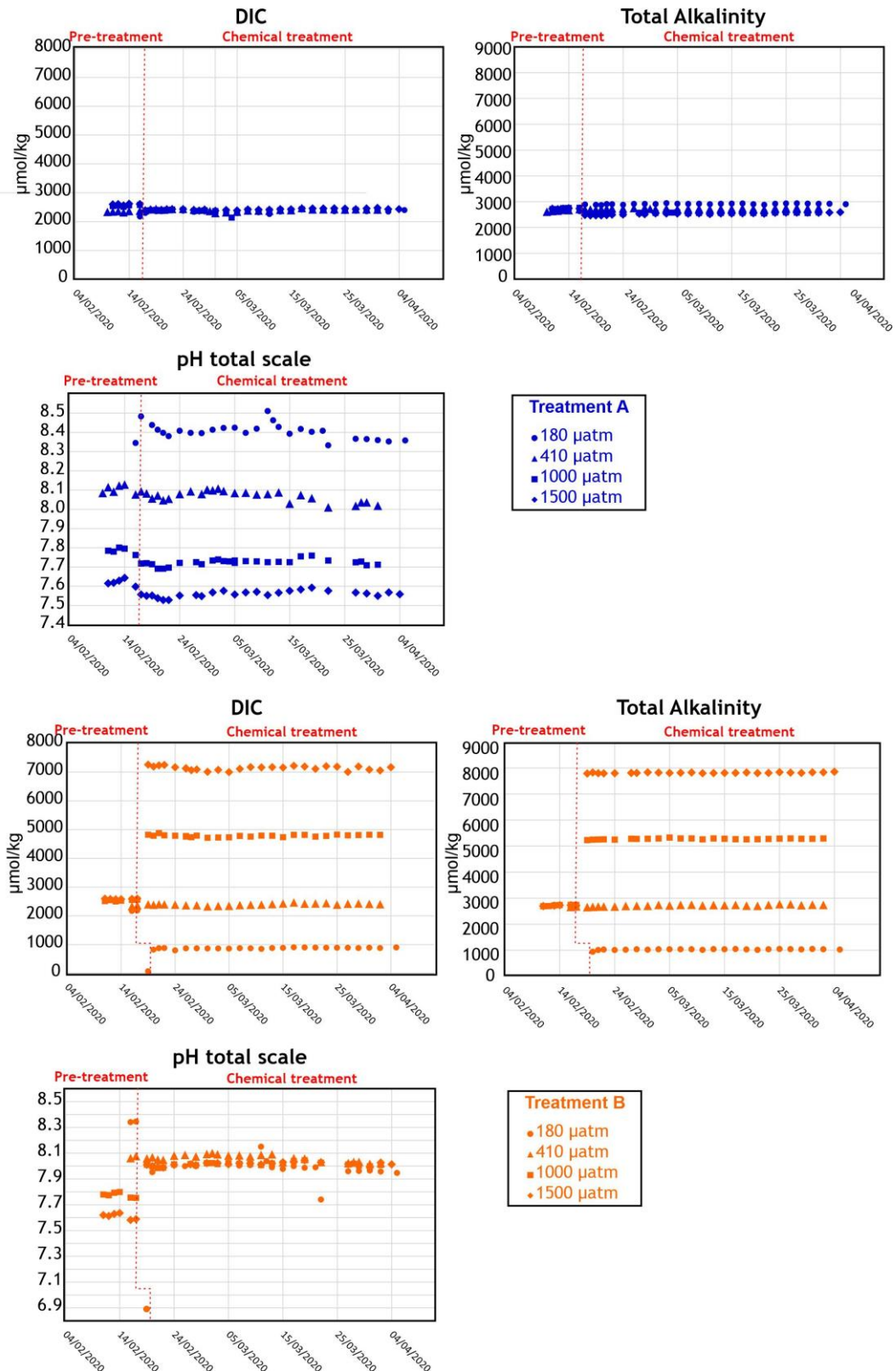


Figure VI-S 3. Graphics showing the three measured parameters of the C-system during the experiment.

Chapitre VI - Assessing the impact of different carbonate system parameters on benthic foraminifera from controlled growth experiments

a)

| Parameters | Species | | |
|------------------------------------|---|--|--|
| | <i>Ammonia</i> T6 | <i>B. marginata</i> | <i>C. laevigata</i> |
| Analytical device location | LPG, Nantes University, France | | NIOZ, Netherlands |
| Laser ablation system | Excimer laser Analyte G2 (Photon Machine) | | ESI NWR193UC |
| Sample cell | Two-Vol2 | | Two-Vol2 |
| Wavelength | 193 nm | | 193 nm |
| Pulse duration | 4 ns | | 4 ns |
| Laser fluence | 0.91 J cm ⁻² | 1 J cm ⁻² | 0.5 J cm ⁻² |
| Laser spot size | 50 or 65 μm | 40 μm | |
| Laser repetition rate | 5 Hz | 6 Hz | 4 Hz |
| Carrier gas flow rate (He) | 1 l min ⁻¹ | 0.6 l min ⁻¹ | |
| Gas blank time | 30 s | 60 s | |
| Number of shots | Adapted to shell thickness | 120 | |
| ICP-MS | Quadrupole ICP-MS (820MS Varian) | Thermo Fisher Scientific iCAP-Q | |
| Measuring mode | Standard (no collision gas) | | Standard (no collision gas) |
| Cooling gas flow rate | 17.5 l min ⁻¹ | 17.5 l min ⁻¹ | |
| RF power | 1150 W | 1550 W | |
| Auxiliary gas flow rate | 1.65 l min ⁻¹ | 0.75 l min ⁻¹ | |
| Sample gas flow rate (Ar) | 0.95 l min ⁻¹ | 0.45 l min ⁻¹ | |
| Monitored isotopes | ²⁵ Mg, ²⁷ Al, ⁴³ Ca, ⁴⁴ Ca, ⁶⁶ Zn, ⁸⁸ Sr, ¹³⁸ Ba | ²⁴ Mg, ²⁵ Mg, ⁴³ Ca, ⁶⁶ Zn, ⁸⁸ Sr | ²⁵ Mg, ⁴³ Ca, ⁶⁶ Zn, ⁸⁸ Sr |
| Integration time (ms) | 20 ms for each isotope | 20, 40, 20, 10, 10 | 50, 30, 10, 10 |
| Time per pass | 200 ms | 100 ms | |
| ThO/Th | 0.006 | 0.006 | |
| Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶ | not measured | 0.002 | |
| U/Th | 0.96 | 1.05 | |

b)

| LA-ICP-MS location | Sequence name | Standard | | ²⁴ Mg/ ⁴³ Ca | ²⁵ Mg/ ⁴³ Ca | ⁶⁶ Zn/ ⁴³ Ca | ⁸⁸ Sr/ ⁴³ Ca | ¹³⁷ Ba/ ⁴³ Ca | |
|------------------------|--------------------------|---------------------------|-----------------------|------------------------------------|------------------------------------|------------------------------------|------------------------------------|-------------------------------------|----------------------|
| LPG (France) | 06/01/2020_am | MACS-3 | Average | 7.46 | 7.46 | 0.23 | 8.18 | 0.046 | |
| | | | STD | 0.47 | 0.40 | 0.01 | 0.29 | 0.001 | |
| | | | RSD | 6% | 5% | 5% | 4% | 3% | |
| | | | n | 14 | 14 | 14 | 14 | 14 | |
| | 08/07/2020_am | MACS-3 | Average | 7.16 | 7.21 | 0.22 | 8.10 | 0.045 | |
| | | | STD | 0.12 | 0.06 | 0.02 | 0.13 | 0.001 | |
| | | | RSD | 2% | 1% | 8% | 2% | 3% | |
| | | | n | 7 | 7 | 7 | 7 | 7 | |
| | 08/07/2020_pm | MACS-3 | Average | 7.05 | 7.08 | 0.22 | 8.03 | 0.045 | |
| | | | STD | 0.23 | 0.25 | 0.01 | 0.26 | 0.001 | |
| | | | RSD | 3% | 4% | 5% | 3% | 3% | |
| | | | n | 12 | 12 | 12 | 12 | 12 | |
| 09/07/2020_am | MACS-3 | Average | 6.94 | 6.99 | 0.21 | 7.92 | 0.044 | | |
| | | STD | 0.20 | 0.19 | 0.01 | 0.26 | 0.002 | | |
| | | RSD | 3% | 3% | 5% | 3% | 4% | | |
| | | n | 11 | 11 | 11 | 11 | 11 | | |
| | All sequences LPG | MACS-3 | mean RSD count | 4% 44 | 3% 44 | 6% 44 | 3% 44 | 3% 44 | |
| NIOZ (The Netherlands) | 320 | NFHS-2-NP | Average | 2.47 | 2.46 | 0.024 | 1.39 | | |
| | | | STD | 0.05 | 0.04 | 0.001 | 0.02 | | |
| | | | RSD | 2% | 2% | 6% | 2% | | |
| | 322 | NFHS-2-NP | Average | 2.82 | 2.82 | 0.032 | 1.40 | | |
| | | | STD | 0.05 | 0.004 | 0.03 | | | |
| | | | RSD | 2% | 13% | 2% | | | |
| | 323 | NFHS-2-NP | Average | 2.53 | 2.54 | 0.026 | 1.39 | | |
| | | | STD | 0.03 | 0.03 | 0.002 | 0.03 | | |
| | | | RSD | 1% | 1% | 7% | 2% | | |
| | 324 | NFHS-2-NP | Average | 2.46 | 2.46 | 0.029 | 1.36 | | |
| | | | STD | 0.11 | 0.005 | 0.03 | | | |
| | | | RSD | 4% | 17% | 2% | | | |
| | 325 | NFHS-2-NP | Average | 2.54 | 2.54 | 0.029 | 1.40 | | |
| | | | STD | 0.05 | 0.004 | 0.02 | | | |
| | | | RSD | 2% | 12% | 2% | | | |
| | | All sequences NIOZ | NFHS-2-NP | mean RSD count | 2% 108 | 2% 325 | 11% 325 | 2% 325 | - - |

c)

| Location | Sequence name | Standards | Accuracies (%) | | | | | Average accuracies (%) | | | | | |
|------------------------|---------------|-----------|------------------------------------|------------------------------------|------------------------------------|------------------------------------|-------------------------------------|------------------------------------|------------------------------------|------------------------------------|------------------------------------|-------------------------------------|-----|
| | | | ²⁴ Mg/ ⁴³ Ca | ²⁵ Mg/ ⁴³ Ca | ⁶⁶ Zn/ ⁴³ Ca | ⁸⁸ Sr/ ⁴³ Ca | ¹³⁷ Ba/ ⁴³ Ca | ²⁴ Mg/ ⁴³ Ca | ²⁵ Mg/ ⁴³ Ca | ⁶⁶ Zn/ ⁴³ Ca | ⁸⁸ Sr/ ⁴³ Ca | ¹³⁷ Ba/ ⁴³ Ca | |
| LPG (France) | 06/01/2020_am | MACS-3 | 103 | 103 | 134 | 106 | 107 | Average | 99 | 99 | 128 | 104 | 105 |
| | 08/07/2020_am | MACS-3 | 99 | 100 | 127 | 105 | 106 | SD | 3 | 3 | 5 | 1 | 2 |
| | 08/07/2020_pm | MACS-3 | 98 | 98 | 127 | 104 | 104 | | | | | | |
| | 09/07/2020_am | MACS-3 | 96 | 97 | 122 | 103 | 102 | | | | | | |
| NIOZ (The Netherlands) | 322 | JCp-1 | | 86 | | 104 | | Average | 90 | 87 | | 103 | |
| | 324 | JCp-2 | | 79 | | 104 | | SD | 9 | 6 | | 1 | |
| | 323 | JCp-3 | 84 | 85 | | 103 | | | | | | | |
| | 320 | JCp-4 | 97 | 96 | | 102 | | | | | | | |
| | 325 | JCp-5 | | 86 | | 104 | | | | | | | |
| | 322 | JCt-1 | | 96 | | 99 | | Average | 89 | 126 | | 185 | |
| | 324 | JCt-2 | | 80 | | 99 | | SD | 1 | 84 | | 190 | |
| | 323 | JCt-3 | 88 | 87 | | 100 | | | | | | | |
| | 320 | JCt-4 | 90 | 89 | | 101 | | | | | | | |
| | 325 | JCt-5 | | 277 | | 525 | | | | | | | |
| | 322 | MACS-3 | | 89 | 83 | 95 | | Average | 94 | 89 | 82 | 96 | |
| | 324 | MACS-4 | | 79 | 68 | 90 | | SD | 4 | 7 | 11 | 5 | |
| | 323 | MACS-5 | 97 | 98 | 98 | 104 | | | | | | | |
| | 320 | MACS-6 | 91 | 91 | 85 | 97 | | | | | | | |
| | 325 | MACS-7 | | 89 | 79 | 93 | | | | | | | |
| | 322 | NFHS-2-NP | | 97 | 129 | 102 | | Average | 93 | 94 | 99 | 102 | |
| | 324 | NFHS-2-NP | | 88 | 88 | 104 | | SD | 3 | 4 | 18 | 1 | |
| | 323 | NFHS-2-NP | 95 | 95 | 88 | 101 | | | | | | | |
| 320 | NFHS-2-NP | 92 | 92 | 88 | 102 | | | | | | | | |
| 325 | NFHS-2-NP | | 98 | 102 | 102 | | | | | | | | |

Figure VI-S 4. a) Operating parameters of the LA-ICP-MS analyses, b) repeatability, and c) accuracy of standards *El/Ca* analyses.

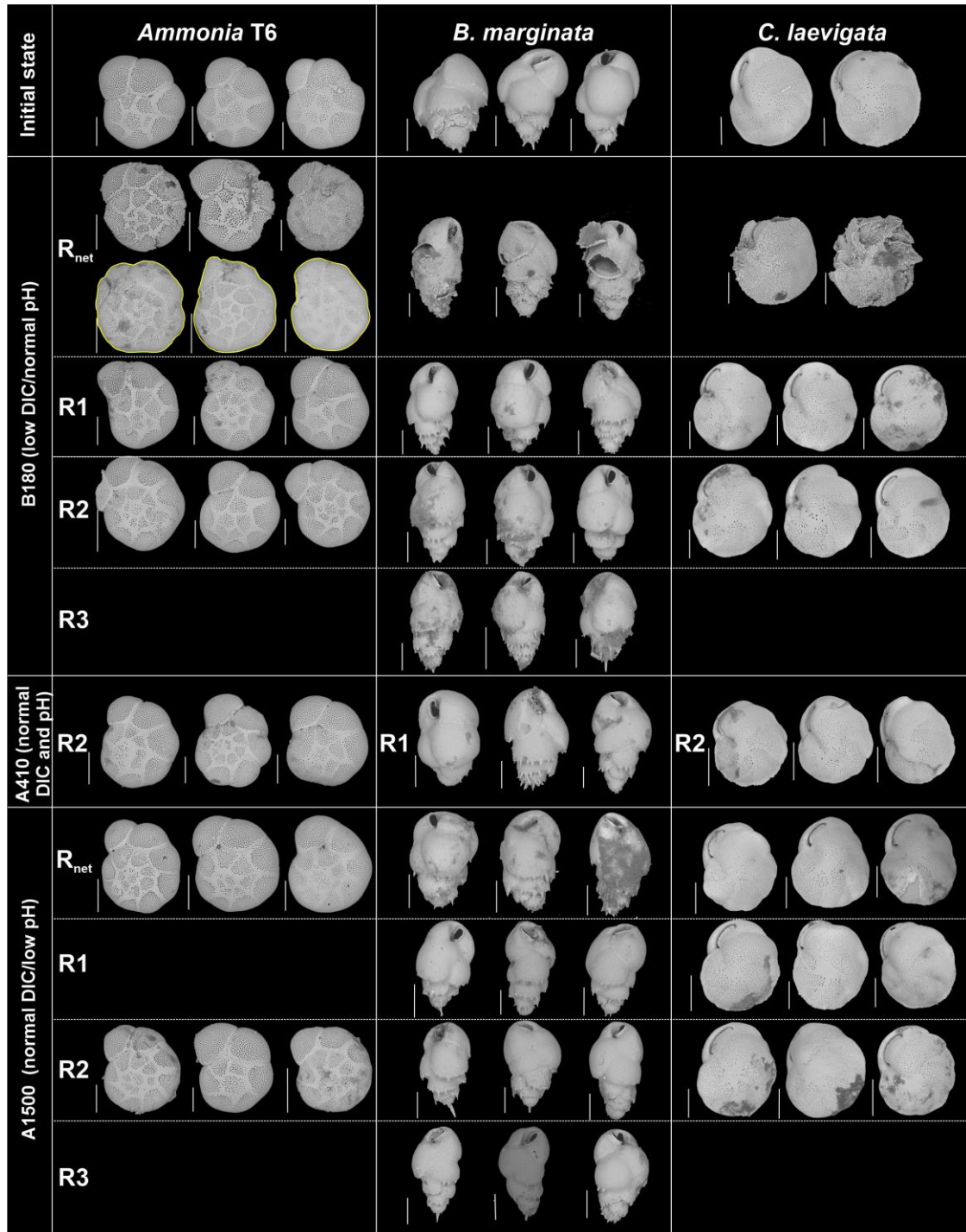


Figure VI-S 5. SEM pictures of the three studied species in various replicates, at the initial state (before experimentation), and at B180, A410 and A1500 conditions. All pictures represent living specimens that did not calcify new chambers (because most calcifying specimens were used for LA-ICPMS analyses) except for the *Ammonia* T6 specimens outlined in yellow. The dark spots on some specimens represent the food gathered around them.

Chapitre VI - Assessing the impact of different carbonate system parameters on benthic foraminifera from controlled growth experiments

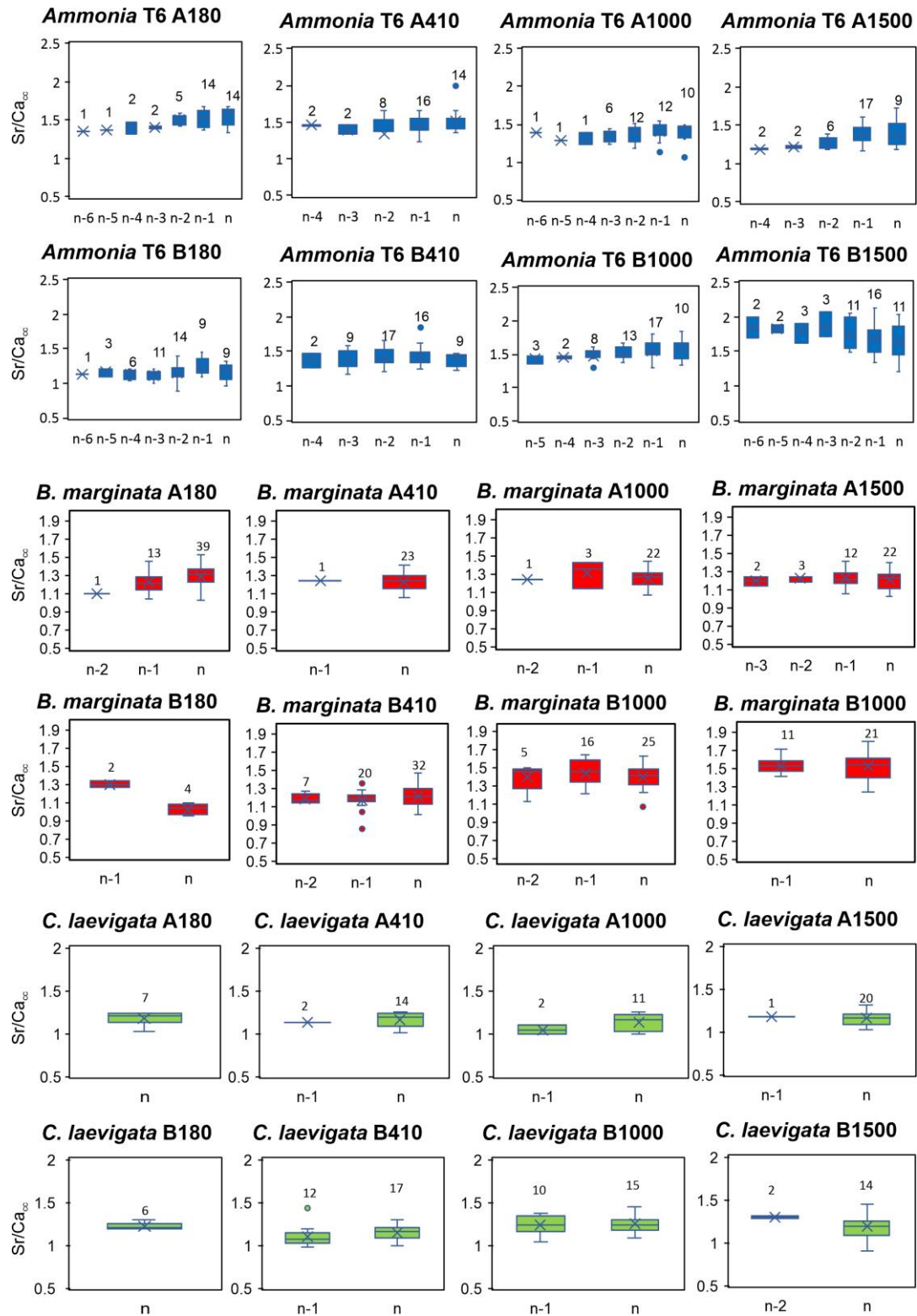


Figure VI-S 6. Box plots showing Sr/Ca (mmol mol⁻¹) measured in foraminiferal calcite as a function of the position of the newly formed chambers in each experimental condition; “n-6” being the oldest and “n” the last chamber formed. The number of data points is indicated on top of the histograms.

Chapitre VI - Assessing the impact of different carbonate system parameters on benthic foraminifera from controlled growth experiments

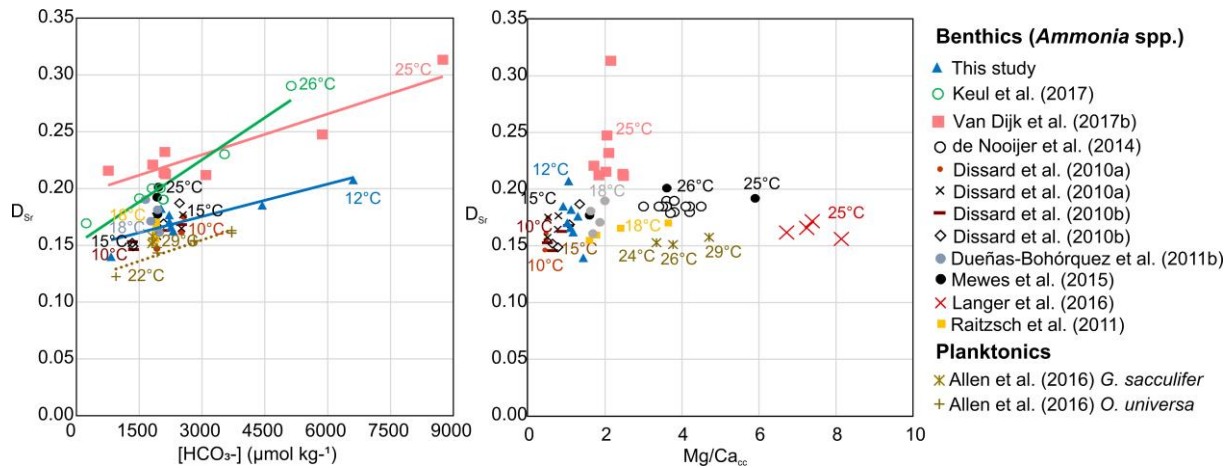


Figure VI-S 7. Plots of D_{Sr} values vs $[HCO_3^-]$ and Mg/Ca_{cc} comparing our data of *Ammonia* T6 with data reported in different culture studies using *Ammonia* spp. and some planktonic species.

Additional discussion VI-S 8. Additional discussion on Sr partition coefficient (D_{Sr})

To consider the differences in Sr/Ca_{sw} , we used D_{Sr} to compare Sr incorporation in our cultured foraminifera with the existing literature. For *B. marginata* and *C. laevigata*, no studies to our knowledge report D_{Sr} values. However, the mean D_{Sr} values for these two species in our experiment (0.14-0.18 and 0.13-0.15 respectively) were consistent with the values (0.10-0.20) reported for other deep-sea species (*Uvigerina* spp., *Cibicides* spp., *Melonis barleeanum* and *Hoeglundina elegans*) collected from core top studies (McCorkle et al., 1995; Elderfield et al., 1996; Rosenthal et al., 1997; Reichart et al., 2003; Lear et al., 2003; Yu et al., 2014).

Mean D_{Sr} values of *Ammonia* T6 in the present study (~0.14-0.20) were overall in the range of several published values for the *Ammonia* group *tepida* (~0.15-0.20) (e.g. Dissard et al., 2010a, 2010b; Raitzsch et al., 2010; Dueñas-Bohórquez et al., 2011; de Nooijer et al., 2014; Langer et al., 2016). These are however significantly lower than the published values of Keul et al. (2017) (~0.17-0.29 $mmol\ mol^{-1}$) and van Dijk et al. (2017b) (~0.21-0.31 $mmol\ mol^{-1}$) using the same experimental set-up, and the same molecular type of *Ammonia* (Figure VI-S 7). Because we record similar Sr/Ca_{cc} values (Figure VI- 7b) than Keul et al. (2017), this difference is mathematically explained by the fact that their culture media had a lower Sr/Ca_{sw} ($Sr/Ca_{sw} \sim 4.4 - 6.9\ mmol\ mol^{-1}$) compared to the present study and the studies of Dissard et al. (2010), Dueñas-Bohórquez et al. (2011b) and de Nooijer et al., 2014 ($Sr/Ca_{sw} \sim 8.3\ mmol\ mol^{-1}$). Sr/Ca_{sw} values of ~8.3 $mmol\ mol^{-1}$ are more in line with open-ocean seawater Sr/Ca (~7.7 to 8.8 $mmol\ mol^{-1}$), whereas the North Sea seawater used for the studies of Keul et al. (2017) and van Dijk et al. (2017b) have Sr/Ca_{sw} values that can be encountered in coastal seas (Lebrato et al., 2020). Several potential factors could explain these differences:

i) Experimental studies show that Sr/Ca in foraminifera linearly correlates with Sr/Ca_{sw} (e.g. Raitzsch et al., 2010; Langer et al., 2016). From this linear relationship, we would expect lower Sr/Ca_{cc} values in the study Keul et al. (2017) compared to our study and the previous publications, and constant D_{Sr} values, whereas we obtain exactly the opposite (i.e. similar Sr/Ca_{cc} and different D_{Sr} values). This might signify that the $El/Ca_{cc} - El/Ca_{sw}$ relationship is not necessarily linear for all species and for all elements as reported in Hauzer et al. (2018). For other elements (e.g. Mn, Zn),

Chapitre VI - Assessing the impact of different carbonate system parameters on benthic foraminifera from controlled growth experiments

Nardelli et al. (2016) and Barras et al. (2018) observed increasing partition coefficients at low El/Ca_{sw} and stable values at high El/Ca_{sw} .

ii) The higher temperatures used in Keul et al. (2017) (26°C) and van Dijk et al. (2017b) (25°C) experiments, might have accelerated the incorporation of Sr into foraminiferal calcite leading to the observed higher D_{Sr} values. This would be in line with Lorens (1981) emphasizing that temperature increases calcite growth rate that allows Sr to incorporate more easily. Furthermore, our *Ammonia* T6 D_{Sr} values were coherent with several studies culturing *Ammonia* spp. between 10 and 18°C (Dissard et al., 2010a, 2010b; Raitzsch et al., 2010; Dueñas-Bohórquez et al., 2011b), a temperature range close to our setting (Figure VI-S 5). However, other culture studies show a weak/undetectable link between Sr/Ca and temperature (e.g. Russell et al., 2004; Kısakürek et al., 2008; Diz et al., 2012; de Nooijer et al., 2017; Geerken et al., 2018), and for *Ammonia* T6 specifically, the culture study of Yu et al. (2019) (referred to as *A. aomoriensis* clade T6) report that temperature has no significant effect on Sr/Ca, and salinity has only a weak effect (~1% per salinity unit).

iii) We could suspect a possible effect of the shell Mg content that distort the calcite lattice and weakened the discrimination against Sr (e.g. Mewes et al., 2015; Langer et al., 2016; Yu et al., 2019). Yet, our results show no significant correlation between Mg/Ca_{cc} and Sr/Ca_{cc} ratios for the three cultured species as discussed before (Figure VI- 6a; b), and no correlation seems to exist either for *Ammonia* spp. between D_{Sr} values and Mg/Ca_{cc} (Figure VI-S 5).

This needs to be further experimented in order to better emphasize biomineralization processes in foraminifera for Sr incorporation.

Chapitre VI - Assessing the impact of different carbonate system parameters on benthic foraminifera from controlled growth experiments

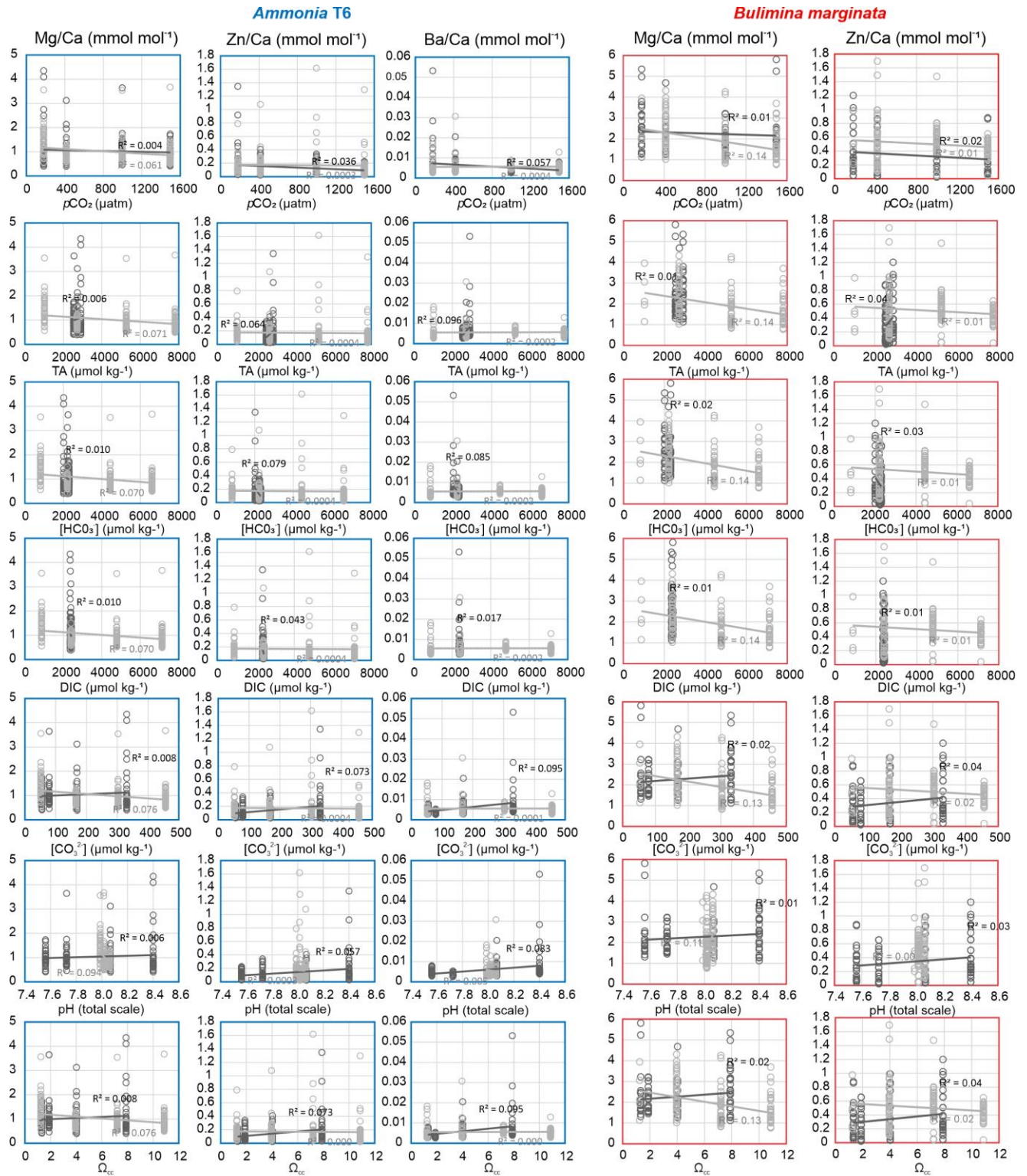


Figure VI-S 9. Foraminiferal Mg/Ca, Zn/Ca and Ba/Ca (mmol mol⁻¹) versus individual C-system parameters for *Ammonia T6* and *B. marginata*. Lines represent linear regressions.

Chapitre VI - Assessing the impact of different carbonate system parameters on benthic foraminifera from controlled growth experiments

Chapitre VII

Synthèse générale et perspectives

1. Rappels des objectifs de la thèse

Cette thèse a pour but de faire une reconstitution à la fois temporelle et spatiale de l'évolution des paléoenvironnements benthiques de haut de pente de la marge du Golfe de Gascogne baignés par les eaux intermédiaires de l'Atlantique Nord-Est. Cette approche a permis de renforcer les connaissances sur la dynamique des courants des profondeurs intermédiaires en Atlantique Nord-Est. En effet, ces courants jouent un rôle important, mais pas suffisamment contraint, dans les variations climatiques millénaires qui ont ponctué la fin de la période glaciaire et la Terminaison 1. Cette étude est à l'interface entre différentes disciplines scientifiques permettant d'obtenir des résultats basés à la fois sur les foraminifères benthiques mais également sur divers proxys sédimentaires (*e.g.* taille de grains) et géochimiques (isotopes radiogéniques du Nd, isotopes stables du carbone et de l'oxygène).

Dans ce but, nous avons étudié deux carottes sédimentaires, localisées sur le haut de la pente continentale du Golfe de Gascogne (nord : BOBGEO-CS05 ; et sud : SU81-44) à environ 1 000 m de profondeur et couvrant les derniers ~36 000 ans. Les résultats de ces études ont été présentés dans quatre chapitres (Figure VII-16) dont les principaux objectifs étaient de :

- Reconstituer la dynamique des courants des profondeurs intermédiaires lors des oscillations climatiques rapides millénaires ponctuant ces derniers 36 000 ans afin d'avoir une vision plus globale de la dynamique de l'AMOC dans l'Atlantique Nord-Est ;
- Comprendre l'évolution des conditions environnementales benthiques influencées par les masses d'eaux intermédiaires au cours de la fin de la dernière période glaciaire jusqu'à aujourd'hui, en utilisant des outils micropaléontologiques et sédimentologiques ;
- Etudier l'impact du choix de la fraction de taille des assemblages de foraminifères benthiques fossiles utilisés dans les reconstitutions paléoenvironnementales et proposer un protocole standardisé ;
- Obtenir en laboratoire une nouvelle courbe de calibration du proxy Sr/Ca des foraminifères benthiques afin de retracer la chimie des carbonates des masses d'eaux environnantes, en se focalisant sur deux espèces profondes rencontrées dans nos enregistrements paléo.

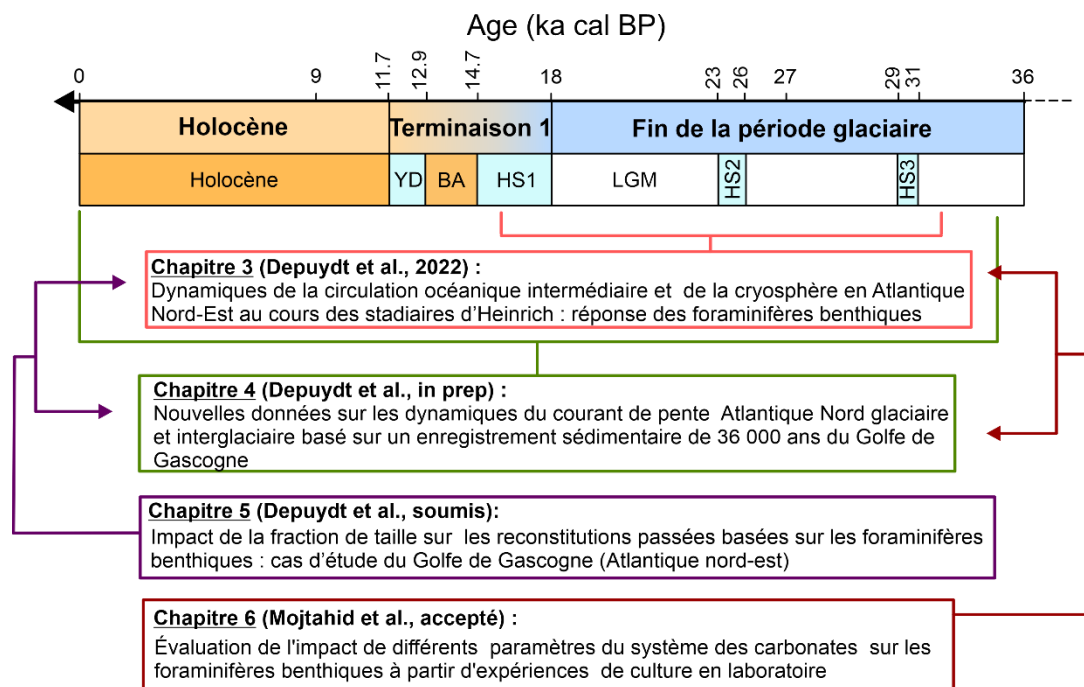


Figure VII-16. Schéma synthétique des quatre chapitres étudiés au cours de cette thèse. YD: Younger Dryas; BA : Bølling–Allerød ; HS : Heinrich Stadial ; LGM : Last Glacial Maximum

2. Synthèse des principaux résultats

2.1 Dynamique du courant de pente ouest européen au cours des derniers 36 000 ans et implications sur la variabilité de l'AMOC

Il est bien connu depuis plusieurs décennies qu'au cours des grands épisodes froids du dernier cycle glaciaire et lors de la déglaciation (*i.e.* évènements d'Heinrich et Younger Dryas), la circulation océanique profonde ralentissait de manière significative en Atlantique Nord (Elliot et al., 2002; McManus et al., 2004), sa plus grande réduction étant observée lors des débâcles d'icebergs issues de la calotte laurentidienne (Vidal et al., 1997; Henry et al., 2016). Cependant, l'association entre les cycles Dansgaard-Oeschger (DO) et les perturbations de l'AMOC n'a été documentée par des preuves physiques que plus récemment (*e.g.* Hoogakker et al., 2007; Böhm et al., 2015; Henry et al., 2016; Waelbroeck et al., 2018) et les mécanismes à l'origine des changements climatiques rapides restent débattus (Menviel et al., 2020). Menviel et al. (2020) ont récemment synthétisé les mécanismes possibles expliquant les cycles (DO). Parmi les processus responsables, on trouve : les apports d'eaux de fontes (Bond and Lotti, 1995; Menviel et al., 2014), les changements dans la concentration de CO₂ atmosphérique (Zhang et al., 2017), ainsi que l'extension ou la hauteur des calottes pouvant entraîner des instabilités de glaces ou des effondrements de banquise (Petersen et al., 2013), voire même influencer sur le forçage du vent (Zhang et al., 2014). Il est également admis que la teneur en chaleur océanique et la salinité des masses d'eaux transportées par la branche supérieure de l'AMOC (Rasmussen and Thomsen, 2004) et les vents océaniques jouent un rôle fondamental dans les

variabilités millénaires de la vigueur de l'AMOC (*e.g.* Krebs and Timmermann, 2007) et les oscillations climatiques DO (Arzel et al., 2010; Peltier and Vettoretti, 2014; Boers et al., 2018).

Bien que cette branche supérieure (Gulf-stream et « *North Atlantic Current* ») a pu être bien documentée en Atlantique Ouest (Hoogakker et al., 2013; Lynch-Stieglitz et al., 2014), jusque dans les mers nordiques (Lehman and Keigwin, 1992; Rasmussen and Thomsen, 2004, 2008), la partie de cette branche longeant la pente de la marge européenne ne présente que très peu de preuves directes à l'échelle millénaire (*e.g.* Peck et al., 2006, 2007; Mojtahid et al., 2017; Toucanne et al., 2021). À travers l'étude d'assemblages de foraminifères benthiques dans le nord du Golfe de Gascogne (Mojtahid et al., 2017) et d'analyses géochimiques sur les tests des foraminifères au large de l'Irlande (Peck et al., 2006, 2007), il a été montré que les environnements de haut de pente sous influence des masses d'eaux intermédiaires étaient largement impactés par la fonte de la calotte glaciaire européenne au cours du HS1 récent. Ceci semble également coïncider avec les perturbations de l'AMOC enregistrées à cette période (McManus et al., 2004). Très récemment, une étude basée sur une compilation de plusieurs carottes sédimentaires au nord du Golfe de Gascogne, a permis d'obtenir, grâce aux proxies sédimentaires et géochimiques (*i.e.* \overline{SS} , $\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$ et ϵNd), une reconstitution haute résolution du courant de pente GEBC (analogue glaciaire du courant de pente européen) balayant les masses d'eaux intermédiaires le long de la marge européenne (Toucanne et al., 2021). Ils ont ainsi pu mettre en avant la diminution (ou l'augmentation) de la vigueur de ce courant à chaque épisode DO stadiaire (ou interstadiaire) et un lien étroit avec les fluctuations de la calotte glaciaire européenne.

Le Chapitre I de cette thèse visait donc, à travers l'étude de la carotte BOBGEO-CS05 (nord du Golfe de Gascogne, mais à une position plus méridionale que l'étude de Mojtahid et al. (2017), à i) utiliser les foraminifères benthiques comme proxies biotiques capables d'intégrer les impacts cumulatifs des changements physico-chimiques de leurs habitats décrits précédemment par Toucanne et al. (2021) et ii) établir dans quelle mesure les informations précédemment obtenues sur l'interaction entre l'AMOC et l'EIS pendant les HSs à partir des sédiments et des proxies géochimiques sont cohérents avec nos données biotiques benthiques. Ceci a permis finalement de documenter l'évolution du courant de pente ouest européen au cours des trois derniers HSs et de confirmer son lien étroit avec les instabilités de la calotte européenne dans cette partie nord du Golfe de Gascogne. Le Chapitre V a permis de compléter à partir d'une nouvelle archive sédimentaire située plus au sud du Golfe de Gascogne (SU81-44), les informations obtenues sur les fluctuations de ce courant de pente dès la fin de la dernière période glaciaire, durant la Terminaison 1 (*i.e.* HS1 et Bølling-Allerød) et de fournir de nouvelles informations sur la dynamique du courant de pente européen pendant l'Holocène.

2.1.1 Les stadiaires d'Heinrich

L'un des résultats marquants de ces travaux de thèse est notamment lié aux proxies de paléocourant basés sur la taille des grains (UP10, Frigola et al., 2008, 2007 ; \overline{SS} , (McCave et al., 1995a). Pour la partie glaciaire de nos deux enregistrements sédimentaires, les données de paléocourant entre les deux zones nord et sud du Golfe de Gascogne covarient au cours du temps (Figure VII-17). Ces résultats confirment la dimension régionale des données précédemment obtenues par Toucanne et al. (2021) sur la dynamique du courant de pente glaciaire. Et comme ce

courant représente la branche supérieure de l'AMOC la plus orientale du bassin Nord Atlantique, nous pouvons intégrer ces données à la question de la relation entre les fluctuations de l'AMOC et les variabilités climatiques millénaires.

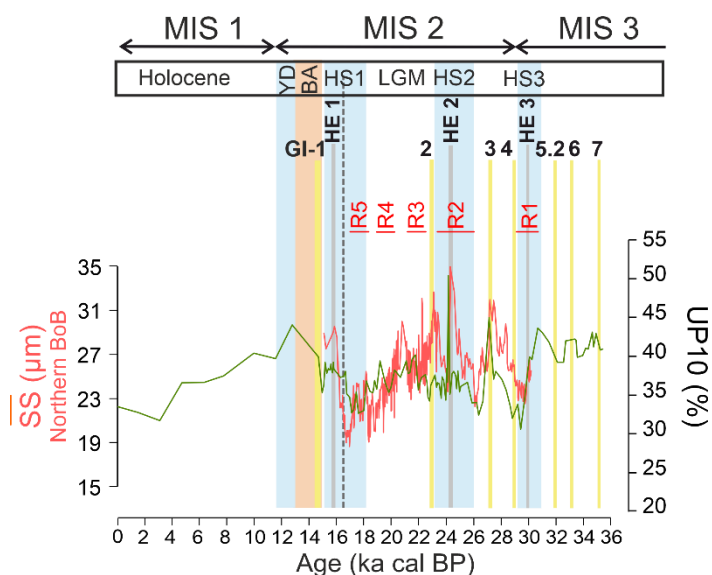


Figure VII-17. Ralentissement du courant de pente européen selon les proxies de paléocourant basés sur le \overline{SS} issu d'une compilation de carottes sédimentaires au nord du Golfe de Gascogne (Toucanne et al., 2021) et les valeurs UP10 de la carotte SU81-44 (cette thèse). HS : Stadias d'Heinrich (bande bleue) ; HE : Evènements d'Heinrich (bande grise) ; LGM : Dernier Maximum Glaciaire ; GI : interstadaire (bande jaune) repéré sur les carottes de glace du Groenland (Rasmussen et al., 2014) ; R : évènement de décharge fluviale de la Manche (Toucanne et al., 2015).

Dans le nord du Golfe de Gascogne, la diminution d'abondance des espèces *C. lobatulus* et *T. angulosa*, indicatrices d'environnements caractérisés par un hydrodynamisme élevé (cf. Chapitre III ; Figure VII-18), suggère un ralentissement systématique du courant de pente européen lors des trois derniers HSs. La carotte SU81-44 au sud du Golfe de Gascogne enregistre également ce signal courantologique glaciaire à travers la présence de *T. angulosa* et des diminutions systématiques du proxy sédimentologique de paléocourant (UP10). D'autres espèces indicatrices de milieux faiblement oxygénés (*i.e.* *Globobulimina* spp. et *Chilostomella ovoidea*) témoignent également de masses d'eaux peu ventilées ou d'un ralentissement de ventilation dans les fonds marins lors de ces périodes (Figure VII-18). L'ensemble de ces résultats ont alors permis de renforcer la corrélation observée entre la dynamique d'écoulement près du fond et la ventilation des profondeurs intermédiaires enregistrée sur la marge européenne. Ces preuves sédimentaires et biotiques montrent également que ce ralentissement systématique du GEBC (et donc de la branche supérieure de l'AMOC) était enregistré avant les évènements d'Heinrich sensu-stricto et ceci en raison de forts apports d'eaux douces provenant des calottes glaciaires adjacentes. Ces données biotiques sont donc cohérentes avec les résultats obtenus des études antérieures sur les variabilités millénaires de la vigueur de l'AMOC (*e.g.* Zahn et al., 1997; Henry et al., 2016; Toucanne et al., 2021).

Il existe également des spécificités liées aux instabilités de la calotte européenne lors de ces stadiers d'Heinrich, impactant le dynamisme de l'AMOC (Figure VII-18). Par exemple, les proxies de paléocourant (*i.e.* \overline{SS} , UP10) et les espèces benthiques indicatrices d'hydrodynamisme élevé (*i.e.* *C. lobatulus* et *T. angulosa*) dans nos enregistrements nord et sud ont montré que, pendant le HS2 et peu de temps avant la débâcle d'icebergs provenant de la calotte laurentidienne (*i.e.* 24.2 ka BP), une revigoration du courant GEBC est enregistrée tout le long du Golfe de Gascogne. Cette réactivation est accompagnée d'un réchauffement des eaux de surface interprété comme preuve d'un arrêt d'apport d'eaux de fontes de la calotte européenne. L'augmentation d'espèces indicatrices d'important flux de matière organique (*i.e.* *C. carinata*, *Bolivina* spp., *Bulimina* spp.) observée dans nos études au cours du HS1, concordante avec d'autres données comme le BIT-Index (proxy d'apport de bactéries d'origine continentale; Ménot et al., 2006) ou encore les flux turbiditiques enregistrés proche du paléofleuve de la Manche (Zaragosi et al., 2001b; Toucanne et al., 2008, 2012), montre que les apports d'eaux de fontes injectées en Atlantique Nord-Est atteignent leur paroxysme dès le début du stadaire d'Heinrich 1 (« *Early HS1* »). Les instabilités des calottes s'intensifiant de plus en plus avec l'augmentation de l'insolation boréale lors de la Terminaison 1, montrent également un réel impact sur la dynamique du courant de pente à travers la diminution importante de sa vigueur lors de cet épisode.

| | Holocène | YD | BA | HSs | Entre les Hss |
|--------------------|--|----|---|---|---|
| Vigueur du courant | Diminution progressive de l'intensité du ESC | | Très forte intensité du GEBC | Faible intensité du GEBC | Forte intensité du GEBC |
| Masses d'eaux | Remontée progressive de la MOW dans nos latitudes | | | Masse d'eau intermédiaire glaciaire de source inconnue | |
| Résultats | <ul style="list-style-type: none"> - Diminution progressive des valeurs de proxies sédimentaires du paléocourant - Augmentation des uvigerinidés | | <ul style="list-style-type: none"> - Forte valeurs des proxies sédimentaires du paléocourant - Absence d'espèces indicatrice de faible oxygénation - Apparition des uvigerinidés | <ul style="list-style-type: none"> - Faibles valeurs des proxies sédimentaires du paléocourant - Faible % des espèces indicatrices de fort hydrodynamisme - Fort % d'espèces indicatrice de faible oxygénation | <ul style="list-style-type: none"> - Forte valeurs des proxies sédimentaires du paléocourant - Fort % des espèces indicatrices de fort hydrodynamisme - Absence d'espèces indicatrices de faible oxygénation |

Figure VII-18. Synthèse des résultats retraçant le ralentissement du courant de pente européen avec (a) des proxies de tailles de grains, (b) proxies biotiques indicateur d'hydrodynamisme élevé et (c) proxies biotiques indicateur de faible ventilation. Les courbes roses correspondent aux données du nord du Golfe de Gascogne et les courbes vertes correspondent à celles du sud du Golfe de Gascogne. HS : Stadiers d'Heinrich (bande bleue) ; HE : Evènements d'Heinrich (bande grise) ; LGM : Dernier Maximum Glaciaire ; GI : interstadaire (bande jaune) repéré sur les carottes de glace du

Groenland (Rasmussen et al., 2014) ; R : évènement de décharge fluviale de la Manche (Toucanne et al., 2015).

2.1.2. La Terminaison I

Les données de cette étude (sédimentaire et biotique) ont également montré que la réactivation rapide de la branche supérieure de l'AMOC a débuté dès la fin du HS1 et a atteint son maximum à la fin de l'évènement chaud Bølling-Allerød et au début de l'évènement froid Younger Dryas. En effet, l'abondance des espèces indicatrices d'un fort hydrodynamisme *C. lobatulus* et *T. angulosa* et des proxys sédimentologiques de paléocourant enregistrés dans nos carottes sédimentaires augmentent dès ~17-16.5 ka cal BP (Figure VII-19). Ces résultats enregistrent donc la réactivation du courant le long de la pente européenne et ce malgré l'arrivée en Atlantique Nord Est d'icebergs provenant de la calotte laurentidienne vers 16.7 ka BP (Grousset et al., 2000; Zaragosi et al., 2001a). Cette revigoration du courant de pente en Atlantique Nord-Est précède celle de la branche profonde de l'AMOC en Atlantique Nord-Ouest d'environ ~1 500 ans (*i.e.* au début du réchauffement Bølling-Allerød ; McManus et al., 2004; Ng et al., 2018). Ce déphasage peut être dû aux eaux de surface chaudes qui, transportées par des courants plus vigoureux, auraient pu induire une accélération de la fonte d'inlandsis et ainsi décaler la réactivation des sites de convection en eau profonde dans les hautes latitudes. Le mécanisme responsable de la réactivation de la branche supérieure de l'AMOC malgré les apports d'eau douce sont difficiles à contraindre. Cependant, l'augmentation du CO₂ atmosphérique pourrait baisser la sensibilité de l'AMOC aux rejets d'eaux de fontes en Atlantique nord et donc conduire à la revigoration brutale de l'AMOC à la fin du HS1 sans un arrêt des apports d'eaux de fonte (Sun et al., 2022; Vettoretti et al., 2022).

2.1.3. L'Holocène

Les données sédimentologiques (*i.e.* UP10) du sud du Golfe de Gascogne (cf. Chapitre V) montrent que la vitesse du courant de pente européen (ESC ; analogue holocène) tend à diminuer progressivement depuis le début de l'Holocène (Figure VII-17). Pour rappel, les facteurs qui contrôlent aujourd'hui l'intensité de ce courant de pente sont reliés au gradient de densité entre les masses d'eaux froides au nord et les masses d'eaux chaudes au sud, aux vents et à la dynamique du gyre subpolaire (SPG), les trois éléments étant fortement liés (Marsh et al., 2017). Un transport fort d'un courant de pente serait donc lié à un fort SPG (plus étendu vers l'est) avec des eaux plus froides au nord créant alors un gradient de densité plus important (Marsh et al., 2017). Nous émettons une première hypothèse où la diminution progressive de l'intensité de l'ESC que nous observons durant l'Holocène pourrait être associée à une tendance à long terme vers un affaiblissement progressif du SPG. En effet, certaines études montrent un affaiblissement à long terme du SPG, surimposé à une variabilité millénaire de sa dynamique (entre ~8 et 2-3 ka BP ; Colin et al., 2019) et un affaiblissement progressif de la branche profonde de l'AMOC (les derniers 7 ka ; Thornalley et al., 2013). D'autres études ne montrent que la variabilité millénaire de la dynamique du SPG sans cette tendance à long terme (*e.g.* Thornalley et al., 2009; Penaud et al., 2020). Ces différences peuvent être dues aux différences de proxys utilisés pour la caractérisation de cette dynamique. Ceci étant dit, pour la période de l'Holocène avant 8 ka, pendant laquelle nous enregistrons un ESC très vigoureux, les études concordent sur le fait que le SPG était plutôt rétracté vers l'ouest en raison d'apports importants

d'eau douce venant de la fonte de glaciers en haute latitude (*e.g.*, Hillaire-Marcel et al., 2001; Thornalley et al., 2009). Nous émettons une seconde hypothèse où cet excès d'apport d'eau douce froide au début de l'Holocène en haute latitude aurait créé un fort gradient de densité avec les eaux plus méridionales qui se réchauffent avec l'augmentation de l'insolation, et ce indépendamment de la dynamique du SPG, ce qui expliquerait un ESC intense et donc une AMOC active. En effet, des auteurs suggèrent que l'AMOC pouvait rester active et ce malgré un SPG réduit (*e.g.* Hoogakker et al., 2011; McCave and Andrews, 2019; Sicre et al., 2021). Zhang and Zhang (2015) ont montré dans un de leur modèle avec une simulation de contrôle de 1000 ans, qu'un déphasage entre l'AMOC et le SPG était possible.

2.2. *Evolution des environnements benthiques aux profondeurs intermédiaires lors des stadiers d'Heinrich*

De fortes augmentations des pourcentages d'espèces indicatrices de forts flux de matières organiques (*i.e.* *Bolivina* spp., *C. carinata* ou *Bulimina* spp.) sont enregistrées lors d'importants événements de décharges d'eau douce issues de l'EIS et drainées par le paléofleuve Manche (Toucanne et al., 2015). La décantation de la matière organique produite en surface, liée à la diffusion du panache turbide à l'embouchure de la Manche tout le long de la marge française, aurait pu atteindre les fonds marins en raison d'un courant de pente fortement ralenti par les apports d'eau de fonte lors de ces périodes (Figure VII-19). Mais bien que ces similarités aient été enregistrées lors de ces trois stadiers d'Heinrich enregistrés, les assemblages de foraminifères benthiques montrent des environnements de haut de pente avec certaines spécificités d'un Heinrich à l'autre. Par exemple, la dominance de *M. affinis* et *C. wuellerstorfi* dans le sud du Golfe de Gascogne pendant le HS3, montre que les conditions de fond étaient plus méso-oligotrophiques à cette période par rapport aux autres HSs. En effet, ces derniers montrent une abondance plus forte d'espèces indicatrices d'un fort flux de matière organique telles que *Bulimina* spp. dans le sud du Golfe de Gascogne au cours de HS2 et du HS1 ou, *C. carinata* et *Bolivina* spp. dans le nord du Golfe de Gascogne au cours du HS1. Nos résultats montrent également que les conditions de fond s'enrichissent en matière organique quand on avance vers la Terminaison 1 (Figure VII-19). Ces différences dans les apports de matière organique au fil du temps pourraient résulter d'interactions complexes entre les conditions climatiques, la glace et la couverture végétale (Ménot et al., 2006). L'EIS s'étendant de plus en plus sur la plaine européenne pendant la période glaciaire (Hughes et al., 2016), la quantité d'eau de fonte transportant les nutriments pourrait augmenter à chaque stadaire d'Heinrich. Ceci permettrait alors le développement croissant de la productivité primaire et ainsi le développement d'espèces appréciant les flux importants de matière organique. Des différences d'apports relatifs d'eau douce des calottes glaciaires ont déjà été observées au cours de H3 et H6 (*i.e.* où l'étendue des calottes étaient plus faibles), à travers une diminution du flux de carbonates détritiques provenant de la baie d'Hudson et atteignant l'Atlantique Nord (*e.g.* Bond et al., 1992; Hemming, 2004; Hodell and Curtis, 2008).

Au cours du HS2, seule la carotte SU81-44 au sud du Golfe de Gascogne présente une augmentation d'espèces indicatrices de flux de matière organique. Ceci peut être le résultat d'une source différente de matière organique entre les sites nord et sud à cette période. En effet, le bassin de l'Adour-Garonne drainant le versant nord de la chaîne pyrénéenne (*e.g.* Ruch et al., 1993; Jouanneau et al., 1999), la dynamique du flux organique vers les fonds marins dans le sud du Golfe

de Gascogne pourrait également dépendre de la dynamique des glaciers pyrénéens lors des HSs. Ainsi, chaque stadaire d'Heinrich enregistré dans nos carottes sédimentaires peut être associé à différents volumes, débits et/ou voies d'acheminement d'eau douce en Atlantique Nord (Figure VII-19).

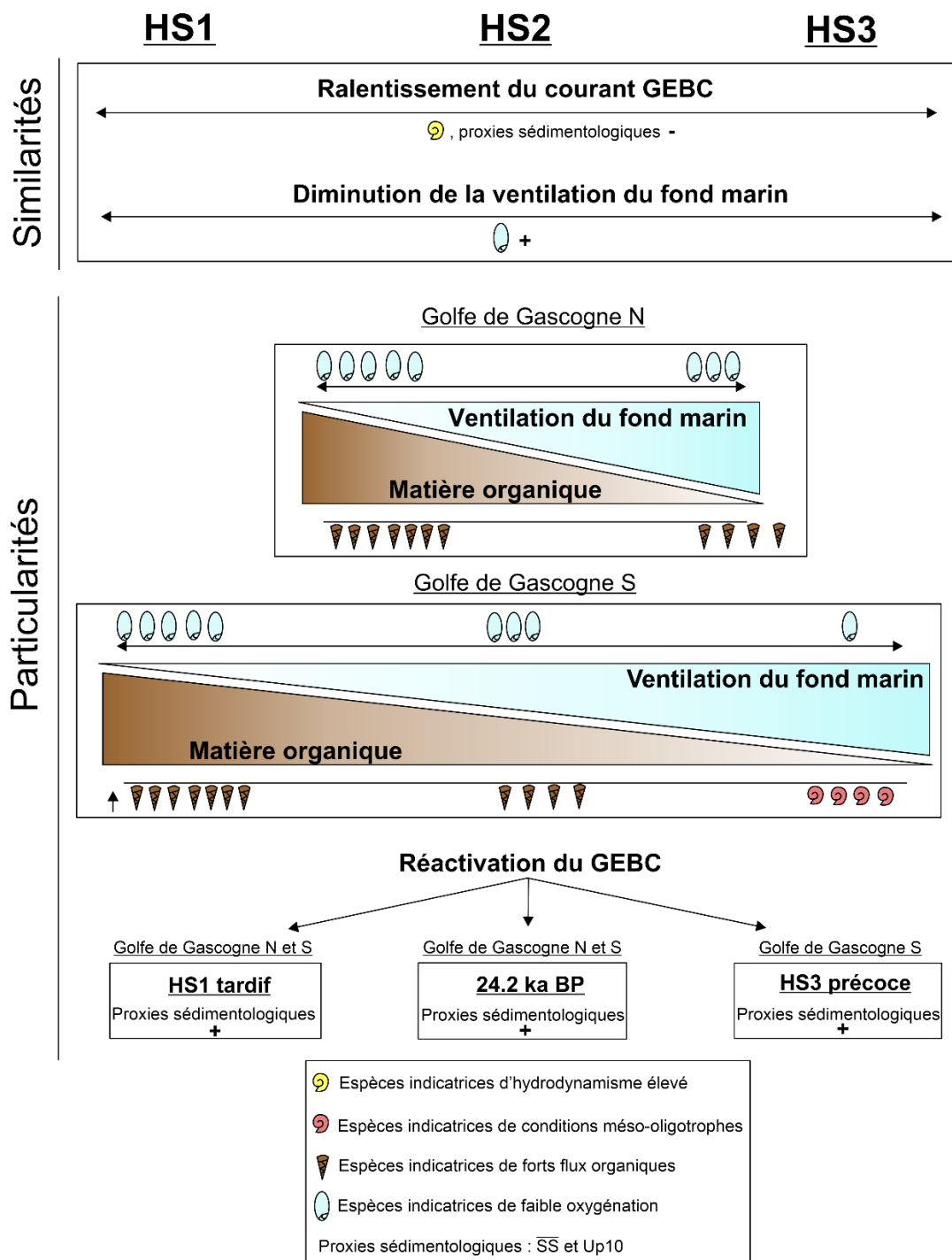


Figure VII-19. Synthèse des similarités et des particularités pour les trois derniers stadiers d'Heinrich suivant nos deux enregistrements sédimentaires.

2.3. Changement de configuration des masses d'eaux intermédiaires pendant la déglaciation ?

La MSW est aujourd'hui localisée aux profondeurs intermédiaires le long de la marge européenne jusqu'à $\sim 50^\circ\text{N}$ (e.g. Pingree et al., 1999; van Aken, 2000). Cependant, pendant la dernière période glaciaire, cette masse d'eau n'aurait pas été présente à nos latitudes et se cantonnait au Golfe de Cadix et à l'Ouest de la Péninsule Ibérique en raison d'un niveau marin plus bas (e.g. Schönfeld and Zahn, 2000; Rogerson et al., 2012). Les données ϵNd marquant la signature géochimique des masses d'eaux intermédiaires dans nos deux sites d'étude montrent des valeurs comprises entre ~ -9 et -8 pendant la période, ce qui est plus radiogénique mais proche de la signature de la MSW moderne (~ -9 à -11 ; Dubois-Dauphin et al., 2017). Ainsi, il semble complexe d'identifier uniquement à partir de la signature du néodyme, l'arrivée de cette MSW moderne à nos latitudes et de suivre son déplacement au cours du temps.

Dès la fin du HS1 (~ 15.5 ka BP) dans le sud du Golfe de Gascogne, les uvigerinidés commencent à dominer les assemblages alors que dans le nord du Golfe de Gascogne, les espèces de ce groupe sont toujours absentes. En effet, ces espèces commencent à apparaître (bien qu'en faible proportion) dans le nord du Golfe de Gascogne que vers l'Holocène (Mojtahid et al., 2017). Aujourd'hui présentes dans de plus hautes latitudes entre 500 et 2 000 m de profondeur, Schönfeld and Altenbach (2005) ont interprété la présence des uvigerinidés comme marqueur de conditions interglaciaires caractérisées par une productivité primaire différente de la période glaciaire (e.g. nature des producteurs primaires, saisonnalité, etc). Bien que le lien possible entre la nature de la masse d'eau et une faune spécifique de foraminifères ait été progressivement abandonné au profit de la matière organique et de l'oxygène comme paramètres environnementaux majeurs de contrôle (Jorissen et al., 2007), nous avons remarqué à travers les résultats de cette thèse que l'installation des uvigerinidés dans notre zone d'étude semble coïncider avec l'arrivée potentielle de la MSW. Aujourd'hui, ces espèces typiques du Golfe de Gascogne et de la Méditerranée, semblent apprécier les milieux plutôt riches en matière organique. Dans nos résultats du sud du Golfe de Gascogne, ces espèces apparaissent au moment où la vigueur du courant augmente et où d'autres petites espèces opportunistes (i.e., *Allabaminella weddellensis* et *Epistominella exigua*) apparaissent. Il est possible qu'à la fin du HS1, le courant de pente plus vigoureux déplace progressivement la MSW (produite en plus grande quantité au vu de l'élévation du niveau marin) vers le nord en transportant avec lui de possibles propagules d'uvigerinidés. Ces dernières finissent par s'installer, grandir et se reproduire lorsqu'elles trouvent des conditions environnementales optimales. Au vu de ces résultats, il serait intéressant de pouvoir reconstituer le moment de l'arrivée de la MSW à des plus hautes latitudes que nos sites d'étude en combinant l'approche faunistique citée et la signature ϵNd . Plusieurs études couvrant l'Holocène ont travaillé sur la signature ϵNd des masses d'eaux entre 400 et 800 m de profondeur dans de plus hautes latitudes (Colin et al., 2010, 2019; Copard et al., 2012) mais à notre connaissance, seule la thèse en cours de Solène Pourtout (LSCE, Gif-sur-Yvette, France) combine la composition faunistique des foraminifères et la signature ϵNd des masses d'eaux intermédiaires (i.e., Porcupine) sur des périodes de temps plus longues (derniers 30 ka BP).

2.4. Implication du choix des fractions de taille des foraminifères benthiques sur les interprétations paléoenvironnementales

Afin d'essayer de mieux comprendre les raisons de l'utilisation d'une multitude de fractions de tailles en paléocéanographie, j'ai recensé de manière non exhaustive une quarantaine d'études focalisées sur les assemblages de foraminifères benthiques fossiles (Figure VII-20 et Figure VII-21). La figure 6 montre des histogrammes représentant le pourcentage d'études utilisant les différentes fractions recensées de manière globale et l'évolution en fonction du temps. Nous constatons qu'il y a environ une dizaine de méthodes utilisées (Figure VII-20a; Annexe 3). Les fractions généralement utilisées sont : soit uniquement la fraction $>63 \mu\text{m}$, $>125 \mu\text{m}$ ou $>150 \mu\text{m}$, soit une combinaison de plusieurs fractions séparées (*e.g.* $>300 \mu\text{m}$, $150\text{--}300 \mu\text{m}$, $63\text{--}150 \mu\text{m}$ ou encore $1\ 000 \mu\text{m}\text{--}100 \mu\text{m}$) (Figure VII-20a; Annexe 3). Ceci montre qu'il n'existe pas de consensus général dans la communauté paléocéanographique sur le choix de taille de tamis à utiliser. Les raisons pour lesquelles ces différents choix de taille de fraction existent peuvent varier. La répartition géographique des études recensées (Figure VII-21) permet de proposer quelques éléments de réponse. En effet, nous constatons une répartition des différentes tailles recensées par zones géographiques. Par exemple, dans le Golfe de Gascogne, l'analyse des foraminifères benthiques dans la fraction $>150 \mu\text{m}$ gouverne les études environnementales (Figure VII-21) (*e.g.* Fontanier et al., 2002, 2003, 2006; Hess and Jorissen, 2009; Mojtahid et al., 2010; Duros et al., 2011, 2012, 2013, 2014) et paléoenvironnementales (*e.g.* Garcia et al., 2013; Mojtahid et al., 2013, 2017) même si quelques travaux utilisent la fraction $>63 \mu\text{m}$ (*e.g.* Rodriguez-Lazaro et al., 2017; Pascual et al., 2020). Cette zonation géographique peut être issue d'un historique de pratiques d'équipes de recherches couplé à une nécessité de comparaison avec des études géographiquement proches, ou encore d'une bonne connaissance de l'écologie des espèces permettant de dire que la fraction $>150 \mu\text{m}$ est suffisante pour des études environnementales. Nous pouvons également remarquer que l'étude exclusive des grandes fractions (*i.e.* $>150 \mu\text{m}$ et $>250 \mu\text{m}$) a tendance à être de moins en moins utilisée au fur et à mesure des années, au profit d'analyses simultanées de plusieurs fractions (piquage complet ou comptage de certaines fractions) (Figure VII-20b). Ceci a certainement été le résultat d'une meilleure connaissance de l'écologie de certaines espèces de petite taille qui complète les interprétations environnementales, et d'une meilleure détermination taxonomique grâce à des outils microscopiques et d'imagerie de plus en plus performants.

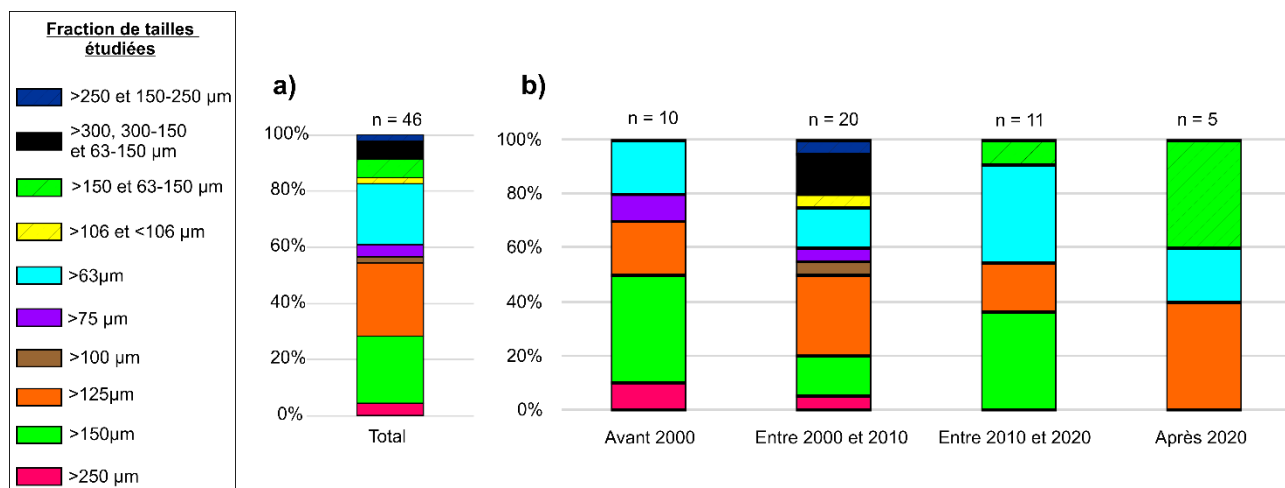


Figure VII-20. Pourcentage d'études paléocéanographiques basées sur les foraminifères benthiques fossiles et ayant travaillé sur une fraction de taille donnée : (a) au total (46 études recensées), (b) recensement en fonction des années de publication. Cette recherche non exhaustive d'études s'est principalement basée sur des articles disponibles sur le moteur de recherche « Google scholar », en utilisant des mots clés tels que « benthic foraminifera », « paleoenvironmental studies », « assemblage ».

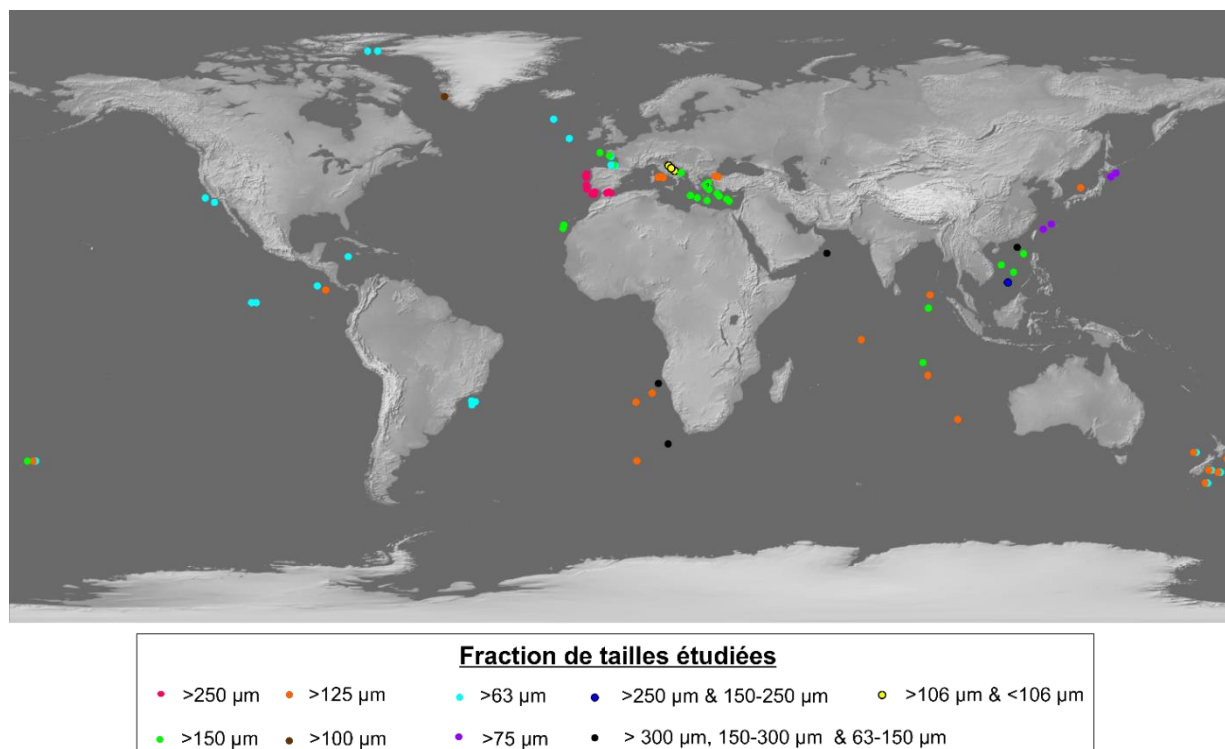


Figure VII-21. Carte non exhaustive de localisation de carottes dans le monde issues d'études paléoenvironnementales ayant utilisé différentes fractions de taille pour les assemblages de foraminifères benthiques. Les études ayant étudié la fraction >150 μm principalement et pour lesquelles la fraction 63-150 μm ont été analysées par comptage, ont été classé dans la catégorie >150 μm .

En raison de ces différences méthodologiques dans le choix de la fraction à analyser, une partie de ce travail de thèse s'est focalisée sur l'étude de l'influence des différentes fractions de taille ($>150\ \mu\text{m}$; $63\text{-}150\ \mu\text{m}$ et $>63\ \mu\text{m}$) sur les reconstitutions paléoenvironnementales dans nos deux sites d'étude. A travers l'étude de la diversité, de la composition faunistique et des analyses multivariées établies sur nos deux enregistrements fossiles, nous avons constaté que le site du nord (BOBGEO-CS05) et le site du sud (SU81-44) du Golfe de Gascogne présentaient des résultats différents. Dans la carotte SU81-44, les espèces opportunistes de la fraction $63\text{-}150\ \mu\text{m}$ (*C. carinata*, *A. weddelensis* ou encore *E. exigua*) sont rares voire absentes de la fraction $>150\ \mu\text{m}$, ce qui influence largement la reconstitution des fonds marins passés. Au contraire, dans la carotte BOBGEO-CS05, la fraction $>150\ \mu\text{m}$ contient les mêmes assemblages majeurs que dans la petite fraction, ce qui ne change donc pas les interprétations environnementales. Ceci implique que dans le nord du Golfe de Gascogne, l'étude de la fraction $>150\ \mu\text{m}$ aurait suffi pour les objectifs de notre étude alors que dans le sud, écarter la fraction $63\text{-}150\ \mu\text{m}$ aurait faussé nos interprétations. Les raisons pour lesquelles ces différences existent, sont propres aux environnements étudiés, puisque malgré le fait que les deux carottes aient été prélevées à 1 000 m de profondeur, la topographie et les conditions de fond diffèrent d'une zone à l'autre. En effet, la pente abrupte d'où a été prélevée la carotte BOBGEO-CS05 génère des conditions hydrodynamiques plus fortes que la pente plus douce de la carotte SU81-44. Ceci a pour conséquence une granulométrie plus fine dans la zone au sud impliquant un environnement plus riche en matière organique, et donc plus propice au développement d'espèces opportunistes de petite taille. Il est également intéressant de noter que deux espèces majeures présentes dans les deux carottes, *Cassidulina carinata* et *Trifarina angulosa*, ont des tailles différentes selon la localisation. Ces espèces se trouvent presque exclusivement dans la fraction $63\text{-}150\ \mu\text{m}$ dans la carotte SU81-44, alors qu'elles sont principalement présentes dans la fraction $>150\ \mu\text{m}$ dans la carotte BOBGEO-CS05. Ceci voudrait dire que les mêmes espèces peuvent adopter différentes stratégies écologiques en fonction de l'environnement dans lequel elles se trouvent, et donc influencer sur le choix de la fraction de taille. Cependant, les résultats ont montré que dans nos deux archives sédimentaires, l'investigation des espèces majeures de la fraction totale $>63\ \mu\text{m}$ ($>150\ \mu\text{m}$ + $63\text{-}150\ \mu\text{m}$) pouvait occulter le signal des espèces indicatrices naturellement rares dans la fraction $>150\ \mu\text{m}$ (e.g. *Chilostomella ovoidea* dans la BOBGEO-CS05) ou d'espèces importantes dans les interprétations paléoenvironnementales (e.g. les uvigerinidés dans la carotte SU81-44).

Au vu de nos résultats et afin d'essayer de palier le risque d'omettre les espèces opportunistes naturellement petites, celui d'occulter les espèces de grande taille naturellement rares mais étant de bons bio-indicateurs, et le temps de tri sous binoculaire, nous avons proposé une ébauche de protocole standardisé pour les futures études dans le Golfe de Gascogne. Ainsi, nous proposons d'analyser et piquer essentiellement la fraction $>150\ \mu\text{m}$ à haute résolution temporelle et de seulement compter la fraction $63\text{-}150\ \mu\text{m}$ sur quelques échantillons sélectionnés dans des périodes clés des enregistrements (sauf si l'analyse de cette dernière est nécessaire pour l'objectif scientifique).

Elargir ce protocole à l'échelle mondiale est possible mais pose quelques problématiques. En effet, même si notre protocole paraît être un bon compromis entre le temps d'analyse dédié et la finalité des interprétations, il est basé seulement sur deux carottes sédimentaires fossiles et dans une zone d'étude restreinte (Golfe de Gascogne). De plus, la grande variabilité des fractions en fonction des régions et des auteurs peut être due en partie à des variations de taille des foraminifères en fonction des régions.

Par exemple, dans les hautes latitudes de l'Atlantique Nord, les équipes de recherche ont eu pour tradition de travailler sur la fraction $>125 \mu\text{m}$, $>100 \mu\text{m}$ ou $>63 \mu\text{m}$ en raison de la petite taille des foraminifères, surtout planctoniques, dans cette zone. Les récentes études de Fossile et al. (2020 ; 2022) dans les îles Svalbard en Arctique, ont néanmoins montré que l'utilisation de la fraction $>150 \mu\text{m}$ pouvait être largement suffisante dans les interprétations environnementales modernes. Il serait donc intéressant de vérifier l'impact de la fraction de taille dans d'autres études paléocéanographiques issues d'autres zones géographiques et à des profondeurs différentes. Nous pourrions alors voir s'il est systématique d'observer des espèces opportunistes de petite taille dans les environnements propices aux forts dépôts de matières organiques ou si c'est le cas dans d'autres types d'environnements. Il serait également intéressant de voir s'il est nécessaire, en raison de l'accumulation des petites coquilles de foraminifères benthiques, d'analyser entièrement la petite fraction, où ne vaudrait-il pas mieux s'y attarder en fonction des objectifs des études paléoenvironnementales.

2.5. Rapport Sr/Ca de la calcite des foraminifères benthiques : un bon proxy du système des carbonates et donc de l'origine des masses d'eaux ?

Pour compléter les informations obtenues à partir du proxy ϵNd retraçant la signature chimique des masses d'eaux passées, nous avons testé expérimentalement le rapport Sr/Ca des coquilles de foraminifères benthiques profonds comme proxy potentiel des sources des masses d'eaux. Cette idée a été initiée à la suite de l'hypothèse proposée par Mojtahid et al. (2017) qui ont observé dans un enregistrement fossile proche de la carotte BOBGEO-CS05 ($\sim 1\,000$ m de fond) une anomalie dans les valeurs Sr/Ca mesurées sur *C. carinata* lors du HS1. Au cours de la période glaciaire, les valeurs Sr/Ca de cette espèce ($\sim 1,15 \text{ mmol}\cdot\text{mol}^{-1}$) ont diminué significativement au HS1 tardif ($\sim 1,06 \text{ mmol}\cdot\text{mol}^{-1}$). Cette anomalie pourrait indiquer un changement de la chimie des eaux en lien avec une signature des eaux d'origine méridionale (Mojtahid et al., 2017). Cette conclusion est appuyée par l'une des rares calibrations « core top » existantes sur quelques espèces de foraminifères benthiques profonds (Yu et al., 2014) qui montre un contrôle positif du $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ ($[\text{CO}_3^{2-}] - [\text{CO}_3^{2-}]_{\text{sat}}$) sur le Sr/Ca de la calcite. Compte tenu du fait que les masses d'eaux formées dans le nord et dans le sud peuvent être différenciées par leur signature $[\text{CO}_3^{2-}]$ (Yu et al., 2008), il est donc possible que le Sr/Ca puisse discriminer les sources des eaux intermédiaires dans notre zone d'étude pendant les périodes de la dernière déglaciation où l'AMOC était très ralentie. Plus récemment, des études de culture en laboratoire ont remis en cause cette relation avec $\Delta[\text{CO}_3^{2-}]$ et ont montré un lien entre le Sr/Ca et d'autres paramètres du système des carbonates (e.g. Allen et al., 2016; Keul et al., 2017; van Dijk et al., 2017a; Levi et al., 2019). Cependant, les conclusions de ces études sont parfois contradictoires en ce qui concerne le paramètre majeur contrôlant l'incorporation du Sr. Les incohérences dans l'interprétation sont principalement dues à des conceptions expérimentales différentes. En effet, la complexité du système des carbonates nécessite de déconvoluer expérimentalement l'impact des paramètres covariants du système ($p\text{CO}_2$, concentration en ions bicarbonates- $[\text{HCO}_3^-]$, concentration en ions carbonates- $[\text{CO}_3^{2-}]$, pH, alcalinité totale-TA, carbone inorganique dissous-DIC et état de saturation en carbonate de calcium $-\Omega_{\text{cc}}$). Ce type de setup expérimental est compliqué et n'a été que très peu utilisé pour explorer le lien Sr/Ca – système des carbonates (Keul et al., 2017; van Dijk et al., 2017a). De plus, ces études ont été menées sur des

foraminifères planctoniques, benthiques intertidaux et/ou de grands foraminifères tropicaux, qui pourraient être influencés différemment des foraminifères benthiques profonds (qui sont les plus utilisés en paléocéanographie).

Dans une partie de ce travail de thèse, nous avons donc exploré expérimentalement (en culture) l'influence de la chimie des carbonates sur le rapport Sr/Ca dans la calcite d'espèces benthiques profondes, dont l'espèce *C. carinata* utilisée dans l'étude de Mojtahid et al. (2017) et présente dans nos enregistrements BOBGEO-CS05 et SU81-44, et ce afin de produire une courbe de calibration permettant une application dans les études paléocéanographiques. Dans ce but, nous avons mis en place un setup expérimental permettant de découpler au maximum les paramètres du système des carbonates, similaire à celui utilisé dans les études de Keul et al. (2017) et van Dijk et al. (2017a). Nous avons ainsi étudié l'incorporation du Sr dans les coquilles de trois espèces *C. carinata* (aussi appelée *C. laevigata*), *B. marginata* (deux espèces benthiques profondes) et *Ammonia* T6 (espèce intertidale de contrôle). Afin d'améliorer la stabilité et le suivi du dispositif, notre expérience a été réalisée pour la première fois à l'aide de simulateurs d'expériences écologiques environnementales (système Ecolab ; CEREEP – ECOTRON Île de France) en utilisant quatre chambres climatiques avec différentes concentrations de $p\text{CO}_2$ (180 ppm, 410 ppm, 1 000 ppm, 1 500 ppm). Ces chambres climatiques (13 m³) ont permis de contrôler, en plus de la $p\text{CO}_2$, différents paramètres environnementaux (*i.e.* humidité, température), et de faire grandir les spécimens dans des mésocosmes (13 L d'eau de mer) et non des microcosmes (boîtes de pétri) permettant un suivi presque en continu du DIC, TA et pH. A l'aide du programme CO₂ SYS, il a été possible de calculer les autres paramètres du système des carbonates (Tableau VII-3). En plus de la relation Sr/Ca – système des carbonates, nous avons exploré la survie et la croissance des foraminifères dans différentes conditions de pH et de DIC et testé l'effet de l'ontogénie entre les différentes loges sur l'incorporation de Sr dans la calcite des foraminifères.

Tableau VII-3. Liste des paramètres mesurés lors de l'expérimentation pour la culture des foraminifères benthiques et des paramètres calculés à partir du programme CO₂sys.

| Paramètres mesurés | Paramètres calculés par CO ₂ SYS |
|---|--|
| - $p\text{CO}_2$ (µatm) | - $[\text{CO}_3^{2-}]$ (µmol kg ⁻¹ de l'eau de mer) |
| - DIC (µmol.kg ⁻¹ de l'eau de mer) | - $[\text{HCO}_3^-]$ (µmol kg ⁻¹ de l'eau de mer) |
| - TA (µmol.kg ⁻¹ d'eau de mer) | - Omega calcite (Ω_{cc}) |
| - pH (de l'eau de mer) | |
| - Température (°C) et Salinité | |

Nos résultats montrent que le pH n'influence ni la survie ni la croissance des trois espèces, ce qui signifierait que les foraminifères benthiques peuvent s'adapter à l'acidification des océans jusqu'à des pH aussi bas que 7,6 (valeur minimale testée dans notre expérience). Cependant, les faibles conditions de DIC ont affecté négativement les deux espèces profondes *B. marginata* et *C. laevigata* qui montrent une croissance réduite, alors qu'aucun effet n'a été observé pour l'espèce intertidale *Ammonia* T6. L'absence d'un tel impact sur la croissance de *Ammonia* T6 démontre la grande tolérance de cette espèce d'eau peu profonde aux conditions extrêmes de DIC, probablement en raison

de son environnement qui est naturellement variable. Nos résultats ont également montré que le Sr/Ca était positivement corrélé avec la TA, le DIC et $[\text{HCO}_3^-]$ pour *Ammonia* T6 et *B. marginata*. Parce que l'alcalinité n'a aucune réalité physique qui pourrait être expérimentée par le foraminifère au cours de la biominéralisation, nous concluons que les paramètres principaux contrôlant l'incorporation du Sr dans ces deux espèces seraient le DIC et/ou le $[\text{HCO}_3^-]$. Pour les deux espèces *Ammonia* T6 et *B. marginata*, les modèles de régression sont cohérents avec les données publiées (existant jusqu'à présent uniquement pour *Ammonia* T6, Keul et al., 2017) et montrent des pentes globalement similaires mais des intercepts différents, ce qui implique un effet spécifique, qui est habituellement retrouvé pour d'autres éléments (e.g. Mg/Ca ; Toyofuku et al., 2000). Néanmoins, même si les tendances enregistrées sont robustes, la faible pente traduit une faible sensibilité de ce proxy (i.e. $\sim 0,04 \text{ mmol.mol}^{-1}/500 \text{ }\mu\text{mol.kg}^{-1}$ pour le DIC), ce qui pourrait limiter son application pour des paléoreconstitutions, particulièrement pour des petites variations de DIC et/ou le $[\text{HCO}_3^-]$. Nos données montrent que cette faible sensibilité pourrait être en partie contrebalancée par le fait que le Sr est analytiquement robuste, avec très peu de variabilité inter- et intra-individuelle (erreur standard de 1,4 - 2 % en moyenne). En effet, on pourrait argumenter que nous avons diminué/augmenté le DIC de l'eau de mer dans notre expérience au-delà des valeurs modernes typiques dans l'océan ($\sim 1\ 800 - 2\ 300 \text{ }\mu\text{mol kg}^{-1}$; e.g. Wu et al., 2019), et que de ce fait, le Sr/Ca ne pourrait pas être assez robuste pour détecter des variations au sein de cette gamme de DIC. Par contre, des variations plus importantes ont pu ponctuer des périodes climatiques passées, caractérisées par des plus fortes valeurs de $p\text{CO}_2$ atmosphérique qu'actuellement par exemple. De plus, dans les eaux côtières, la chimie des carbonates est nettement plus dynamique (sous influence des rejets d'eaux douces et des fluctuations saisonnières ; e.g. (Borges and Gypens, 2010). Le DIC dans ces zones présente une gamme de variations bien plus importante dépendante de la nature du bassin versant : calcaire/carbonaté (DIC $>3\ 000 \text{ }\mu\text{m.kg}^{-1}$), volcaniques ou gréseux (DIC $<1\ 000 \text{ }\mu\text{mol.kg}^{-1}$) (McGrath et al., 2016). Ainsi, il est possible que ce proxy puisse être intéressant pour ces zones particulières.

Un autre résultat intéressant, voire inattendu, issue de cette étude concerne la troisième espèce étudiée, *C. carinata* ou *C. laevigata*, pour laquelle Mojtahid et al. (2017) avaient mesuré le Sr/Ca dans l'enregistrement fossile du nord du Golfe de Gascogne et qui est à l'origine de cette étude. En effet, cette espèce a calcifié peu de loges au cours de notre expérience et surtout le Sr/Ca dans ces nouvelles loges ne présente de relation avec aucun des paramètres du système des carbonates. Pour expliquer cette différence avec les deux autres espèces, nous avons émis deux hypothèses :

- i) Cette espèce a mal toléré nos conditions de laboratoire (e.g. manque de sédiments, gamme élevée de pH et de DIC, etc.). Cela aurait peut-être entraîné un stress physiologique qui a eu un impact sur les voies de biominéralisation et l'incorporation de Sr dans la calcite.
- ii) Il existe un fort effet spécifique lié à l'espèce, affectant non seulement la nature de la corrélation avec le paramètre forçant (e.g. pente, intercept, relation linéaire, exponentielle, etc.), mais aussi l'existence/absence d'une telle relation (c'est-à-dire que le mécanisme qui régit la relation Sr/Ca - système des carbonates chez les autres espèces n'est pas présent chez *C. carinata*). Un tel effet drastique spécifique à l'espèce serait un problème pour les paléo-reconstructions. En effet, les calibrations de culture sont généralement basées sur très peu d'espèces (surtout les espèces profondes qui sont difficiles à faire grandir en culture). De ce fait, les résultats sont potentiellement extrapolés à d'autres espèces en

supposant que, bien que les valeurs absolues changent, la réponse relative au paramètre environnemental serait en quelque sorte similaire.

En se basant donc sur cette dernière hypothèse, il est fort possible que l'anomalie dans le Sr/Ca de *C. carinata* enregistrée à la fin de HS1 par Mojtabid et al. (2017) ne soit pas liée à un changement dans la chimie des eaux. Cette anomalie, bien réelle, pourrait traduire d'autres changements comme celui du Sr/Ca de l'eau par exemple, montrant une déviation par rapport à son comportement conservateur dans l'eau de mer (e.g. Lebrato et al., 2020). Par ailleurs, au vu de la première hypothèse concernant la faible tolérance de cette espèce à nos conditions de laboratoire, il est possible qu'en répétant la même expérimentation avec la même espèce et en contraignant mieux ses exigences pour mieux grandir dans des conditions de culture, on puisse trouver la même relation enregistrée pour les deux autres espèces. En effet, cette espèce a été très peu étudiée en culture et de ce fait, les conditions pour optimiser sa croissance dans des conditions expérimentales restent à étudier, comme ce qui a été fait pour l'autre espèce profonde *B. marginata* (e.g. Barras et al., 2010).

3. Conclusion générale de la thèse

Les proxies biotiques, sédimentaires et géochimiques obtenus au cours de cette thèse pour la fin de la dernière période glaciaire et l'Holocène offrent une reconstitution détaillée des environnements de profondeurs intermédiaires, jusque-là très peu documentés, le long de la marge française. Ce travail a pu apporter de nouvelles connaissances sur les événements climatiques rapides (tels que les stadias d'Heinrich, le Bølling-Allerød) ou encore sur l'Holocène. Ainsi, nous avons pu mettre en avant le lien réel entre le courant de pente européen glaciaire (GEBC) et les variabilités climatiques millénaires, et donc par extension l'important rôle de la branche supérieure de l'AMOC dans ces événements. Nous avons pu mettre notamment en évidence la forte interaction cryosphère – océan, à travers l'affaiblissement systématique du GEBC lors des derniers stadias d'Heinrich, et ce bien que des spécificités aient été observées en raison d'instabilités des glaciers européens. Nous avons également pu enregistrer une re-ventilation de la branche supérieure en Atlantique Nord-Est dès la fin du HS1, se déroulant ainsi avant même la re-ventilation de la branche profonde de l'AMOC à l'ouest de l'Atlantique (i.e. Bølling-Allerød). Nos résultats ont montré également que lors de la période Holocène, l'affaiblissement graduel du courant de pente européen enregistré dans le Sud du Golfe de Gascogne pourrait être lié à la dynamique à long terme du SPG. Nos travaux ont permis également de montrer que les données d'assemblages de foraminifères benthiques nous offrent non seulement un excellent moyen de retracer les conditions paléoenvironnementales de chaque site étudié, mais également de retracer la dynamique des masses d'eaux intermédiaires passées, voire l'arrivée potentielle de la MSW moderne. Cette thèse a également montré à quel point il était essentiel de bien contraindre la méthode d'analyse de ces organismes à cause de l'accumulation des petites espèces opportunistes dans la fraction 63-150 μm . Il a donc été proposé un protocole standardisé conciliant à la fois le temps d'analyse et les interprétations paléoenvironnementales. Enfin, nous avons pu adopter une approche expérimentale afin de calibrer le lien entre le Sr/Ca dans la coquille des foraminifères et la chimie des carbonates, dans le but initial de retracer les sources des masses d'eaux intermédiaires dans notre zone d'étude. Bien que l'expérimentation fût un grand succès, nos résultats ont montré une faible sensibilité du rapport Sr/Ca aux paramètres forçants (DIC et/ou $[\text{HCO}_3^-]$

]), ce qui pourrait rendre difficile son application pour des reconstitutions paléoenvironnementales en océan ouvert où la gamme de variation de DIC est restreinte, mais possible dans les zones côtières enregistrant des fortes variations de ce paramètre.

4. Perspectives générales

A l'issue de ce travail, des interrogations demeurent. Des travaux précurseurs ont déjà été entrepris pour répondre à certaines de ces questions alors que pour d'autres, des investigations complémentaires seront nécessaires. Ainsi, il serait intéressant de :

- (1) Etendre le transect N-S permettant de retracer la dynamique des environnements intermédiaires le long de la marge européenne. En effet, le lien avec la dynamique de la branche supérieure de l'AMOC à ces profondeurs durant la dernière période glaciaire reste encore peu étudié le long de cette marge (*e.g.*, Porcupine, Peck et al., 2007; Golfe de Cadiz, Dubois-Dauphin et al., 2017; Golfe de Gascogne; Mojtahid et al., 2017; Toucanne et al., 2021; Depuydt et al., 2022). Dans ce but, la thèse en cours de Solenne Pourtout (LSCE) permettra de compléter ce transect avec une carotte au large de la marge ibérique et une autre au large de l'Irlande en adoptant la même méthodologie que notre travail. A l'issue de la thèse de S. Pourtout, nous disposerons d'assez d'enregistrements à 1 000 m de profondeur et couvrant une période comparable pour faire une compilation de toutes ces données sous forme d'un papier de synthèse. Celui-ci donnera une vision plus complète de la circulation de l'AMOC à ces profondeurs et le long de la marge Atlantique Nord-Est.
- (2) Mieux documenter des stadias d'Heinrich de la dernière période glaciaire qui sont plus vieux que HS3. Ceux-ci restent en effet très peu étudiés et la configuration des calottes était potentiellement différente. Ceci permettra de les comparer avec les Heinrich plus récents et relever donc les similitudes et les particularités.
- (3) Explorer la fluctuation verticale des masses d'eaux intermédiaires avec le temps. Ceci pourrait être possible en ciblant des carottes sédimentaires localisées topographiquement plus bas ou plus haut que nos carottes.

Sur ces deux derniers points, nous avons des débuts de réponse grâce à l'analyse d'une carotte au large de la marge ibérique (entre 30 et 65 ka cal BP). En effet, un stagiaire de master 2 que j'ai co-encadré, a travaillé sur les foraminifères benthiques (>150 µm) dans une carotte sédimentaire prélevée au nord-ouest de la marge ibérique (~2 500 m de profondeur). Même si cette carotte est plus profonde, elle a tout de même permis de mettre en exergue des similarités flagrantes avec nos données, surtout pendant les stadias d'Heinrich. Par exemple, de fortes proportions d'espèces tolérantes aux faibles oxygénations, *Globobulimina* spp. (30-55 %) et *Chilostomella ovoidea* (5-10 %), sont retrouvées au cours des HS3, HS4, HS5 et HS6 (Figure VII-22). Ceci pourrait signifier qu'il y a eu des masses d'eaux moins ventilées lors de ces épisodes de refroidissement et/ou un apport très important en matière organique qui a épuisé l'oxygène sur le fond. Mais, à la différence des résultats obtenus dans cette thèse, la forte proportion de l'espèce indicatrice d'un fort

hydrodynamisme *T. angulosa* ainsi que les hautes valeurs du proxy UP10 calculé sur la taille des grains semblent indiquer un courant de fond actif à ces profondeurs pendant les stadias d'Heinrich. Ces résultats préliminaires, tendent à montrer un déphasage entre la vigueur du courant de pente à 1 000 m de fond et celui à 2 500 m, alors même que les espèces indicatrices de faible oxygénation sont présentes dans les deux sites au même moment. Ces différentes questions seront approfondies prochainement et feront l'objet d'une publication scientifique.

(4) Approfondir la compréhension des processus de biominéralisation des foraminifères puisque la calcification des espèces profondes a montré une très forte sensibilité (dissolution) aux faibles DIC, et explorer l'ultrastructure des coquilles dans les différentes conditions à l'aide d'outils innovants (e.g., μ CT scan au synchrotron). Un projet ciblant ce point précis est en cours de montage avec nos collègues de l'Université de Lund sur les foraminifères issus de nos expériences. Il serait également judicieux d'explorer d'autres proxies du système des carbonates issus encore une fois des mêmes foraminifères cultivés dans notre expérience, ou de tester l'effet des paramètres du système des carbonates sur des proxies utilisés en routine en paléocéanographie (e.g., $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$). Pour cela, des projets sont en cours pour répondre à ces questions. Notamment, des collègues sont en train de calibrer le rapport B/Ca comme proxy de pH sur *Ammonia* T6 et sur des espèces tropicales que nous avons cultivées en même temps. D'autres collègues sont également en train d'analyser le $\delta^{18}\text{O}$ des loges nouvellement formées de *Ammonia* T6 pour détecter une éventuelle influence des paramètres du système des carbonates. C'est la première fois que cet effet est testé expérimentalement. Cette expérience ouvre aussi plein de perspectives sur l'utilisation et l'adaptation de ces chambres climatiques (système ECOTRON) à de nouvelles expériences innovantes.

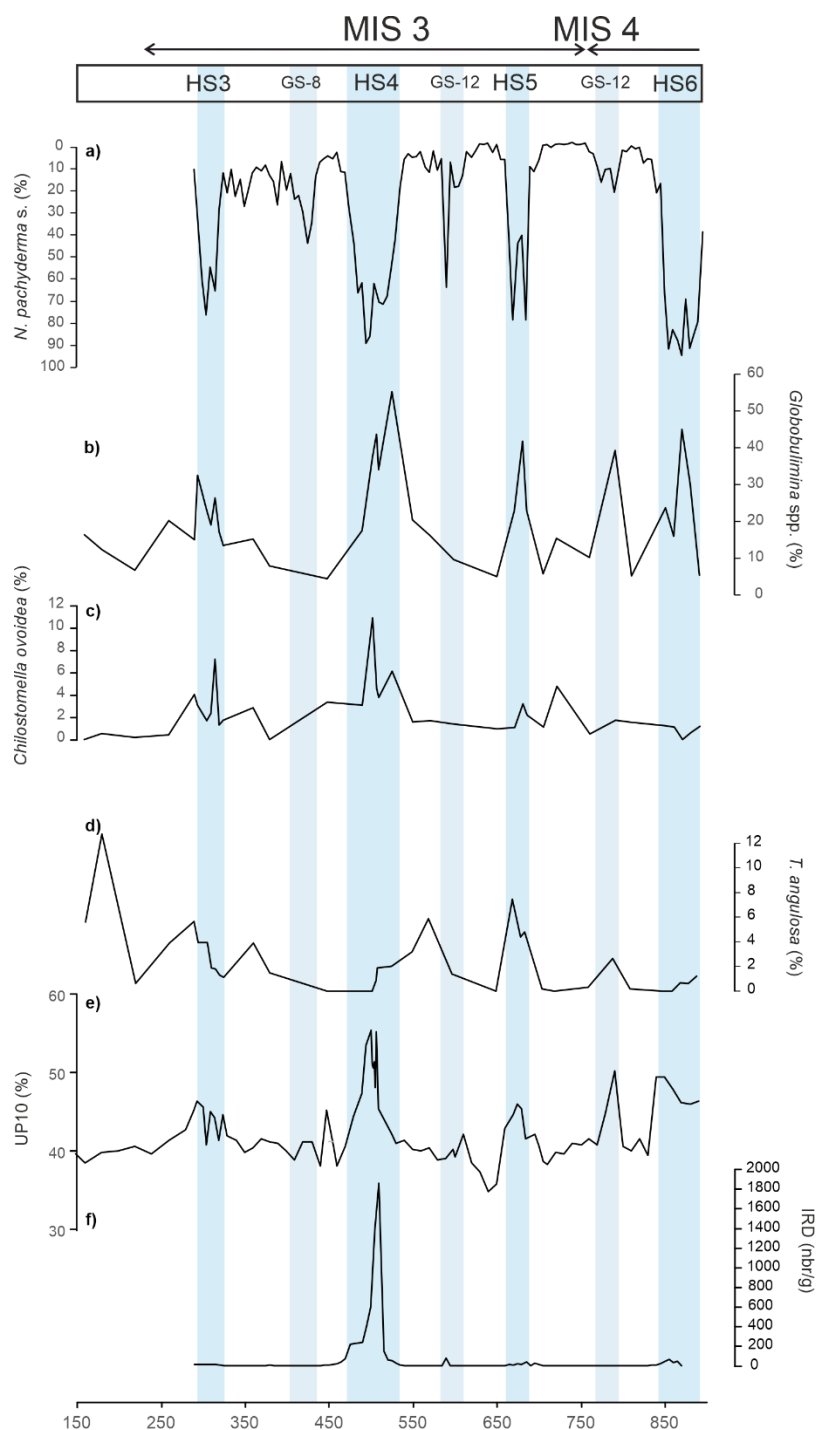


Figure VII-22. Résultats préliminaires de la carotte MD04-2815 issue de 2 500 m de profondeur en bordure de la marge ibérique. (a) Comptage des *N. pachyderma* permettant de replacer stratigraphiquement les stadiers d'Heinrich (bandes bleues). Abondances relatives de foraminifères benthiques (%) permettant de (b – c) retracer la ventilation des eaux et (d) l'hydrodynamisme de fond. (e) proxy UP10 pour retracer le paléocourant et (f) IRD repérés (nbr de grains détritiques/g de sédiments).

Références bibliographiques

- Adolphi, F., Muscheler, R., Svensson, A., Aldahan, A., Possnert, G., Beer, J., Sjolte, J., Björck, S., Matthes, K., Thiéblemont, R., 2014. Persistent link between solar activity and Greenland climate during the Last Glacial Maximum. *Nat. Geosci.* 7, 662–666. <https://doi.org/10.1038/ngeo2225>
- Aksu, A.E., Yaşar, D., Mudie, P.J., Gillespie, H., 1995. Late glacial-Holocene paleoclimatic and paleoceanographic evolution of the Aegean Sea: micropaleontological and stable isotopic evidence. *Mar. Micropaleontol.* 25, 1–28. [https://doi.org/10.1016/0377-8398\(94\)00026-J](https://doi.org/10.1016/0377-8398(94)00026-J)
- Albaina, A., Irigoien, X., 2007. Fine scale zooplankton distribution in the Bay of Biscay in spring 2004. *J. Plankton Res.* 29, 851–870. <https://doi.org/10.1093/plankt/fbm064>
- AlKhatib, M., Eisenhauer, A., 2017. Calcium and strontium isotope fractionation in aqueous solutions as a function of temperature and reaction rate; I. Calcite. *Geochim. Cosmochim. Acta* 209, 296–319. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2016.09.035>
- Allard, J.L., Hughes, P.D., Woodward, J.C., 2021. Heinrich Stadial aridity forced Mediterranean-wide glacier retreat in the last cold stage. *Nat. Geosci.* 14, 197–205. <https://doi.org/10.1038/s41561-021-00703-6>
- Allen, K.A., Hönisch, B., Eggins, S.M., Haynes, L.L., Rosenthal, Y., Yu, J., 2016a. Trace element proxies for surface ocean conditions: A synthesis of culture calibrations with planktic foraminifera. *Geochim. Cosmochim. Acta* 193, 197–221. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2016.08.015>
- Alley, R.B., Clark, P.U., 1999. The deglaciation of the northern hemisphere : a global perspective. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 27, 149–182. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.27.1.149>
- Alley, R.B., Meese, D.A., Shuman, C.A., Gow, A.J., Taylor, K.C., Grootes, P.M., White, J.W.C., Ram, M., Waddington, E.D., Mayewski, P.A., Zielinski, G.A., 1993. Abrupt increase in Greenland snow accumulation at the end of the Younger Dryas event. *Nature* 362, 527–529. <https://doi.org/10.1038/362527a0>
- Allison, N., Austin, H., Austin, W., Paterson, D.M., 2011. Effects of seawater pH and calcification rate on test Mg/Ca and Sr/Ca in cultured individuals of the benthic, calcitic foraminifera *Elphidium williamsoni*. *Chem. Geol.* 289, 171–178. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2011.08.001>
- 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. *J. Foraminifer. Res.* 29, 173–185.
- Altenbach, A.V., Sarnthein, M., 1989. Productivity Record in Benthic, in: *Productivity of the Ocean: Present and Past*.
- Alvarez, M., Pérez, F.F., Shoosmith, D.R., Bryden, H.L., 2005. Unaccounted role of Mediterranean Water in the drawdown of anthropogenic carbon. *J. Geophys. Res. Oceans* 110. <https://doi.org/10.1029/2004JC002633>
- Alvarez-Solas, J., Charbit, S., Ritz, C., Paillard, D., Ramstein, G., Dumas, C., 2010. Links between ocean temperature and iceberg discharge during Heinrich events. *Nat. Geosci.* 3, 122–126. <https://doi.org/10.1038/ngeo752>
- Alvarez-Solas, J., Robinson, A., Montoya, M., Ritz, C., 2013. Iceberg discharges of the last glacial period driven by oceanic circulation changes. *Proc. Natl. Acad. Sci.* 110, 16350–16354. <https://doi.org/10.1073/pnas.1306622110>
- Alve, E., 2010. Benthic foraminiferal responses to absence of fresh phytodetritus: A two-year experiment. *Mar. Micropaleontol.* 76, 67–75. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2010.05.003>
- Alve, E., 2003. A common opportunistic foraminiferal species as an indicator of rapidly changing conditions in a range of environments. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 57, 501–514. [https://doi.org/10.1016/S0272-7714\(02\)00383-9](https://doi.org/10.1016/S0272-7714(02)00383-9)
- Alve, E., 1999. Colonization of new habitats by benthic foraminifera: a review. *Earth-Sci. Rev.* 46, 167–185. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(99\)00016-1](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(99)00016-1)
- Alve, E., 1995. Benthic foraminiferal responses to estuarine pollution. *J. Foraminifer. Res. - J FORAMINERES* 25, 190–203. <https://doi.org/10.2113/gsjfr.25.3.190>
- Alve, E., Goldstein, S.T., 2010. Dispersal, survival and delayed growth of benthic foraminiferal propagules. *J. Sea Res.* 63, 36–51. <https://doi.org/10.1016/j.seares.2009.09.003>

Références bibliographiques

- Alve, E., Goldstein, S.T., 2003. Propagule transport as a key method of dispersal in benthic foraminifera (Protista). *Limnol. Oceanogr.* 48, 2163–2170. <https://doi.org/10.4319/lo.2003.48.6.2163>
- Alve, E., Goldstein, S.T., 2002. Resting stage in benthic foraminiferal propagules: a key feature for dispersal? Evidence from two shallow-water species. *J. Micropalaeontology* 21, 95–96. <https://doi.org/10.1144/jm.21.1.95>
- Anand, P., Elderfield, H., Conte, M.H., 2003. Calibration of Mg/Ca thermometry in planktonic foraminifera from a sediment trap time series. *Paleoceanography* 18. <https://doi.org/10.1029/2002PA000846>
- Andersen, 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., Grønvold, 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., Steffensen, J.P., Stocker, T., Sveinbjörnsdóttir, A.E., Svensson, A., Takata, M., Tison, J.-L., Thorsteinsson, Th., Watanabe, O., Wilhelms, F., White, J.W.C., North Greenland Ice Core Project members, 2004a. High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. *Nature* 431, 147–151. <https://doi.org/10.1038/nature02805>
- Andersen, Koç, N., Jennings, A., Andrews, J.T., 2004b. Nonuniform response of the major surface currents in the Nordic Seas to insolation forcing: Implications for the Holocene climate variability. *Paleoceanography* 19. <https://doi.org/10.1029/2002PA000873>
- Anderson, J.B., Shipp, S.S., Lowe, A.L., Wellner, J.S., Mosola, A.B., 2002. The Antarctic Ice Sheet during the Last Glacial Maximum and its subsequent retreat history: a review. *Quat. Sci. Rev., EPILOG* 21, 49–70. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(01\)00083-X](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(01)00083-X)
- Andrews, J.T., Voelker, A.H.L., 2018. “Heinrich events” (& sediments): A history of terminology and recommendations for future usage. *Quat. Sci. Rev.* 187, 31–40. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.03.017>
- Arsouze, T., Dutay, J.-C., Lacan, F., Jeandel, C., 2009. Reconstructing the Nd oceanic cycle using a coupled dynamical – biogeochemical model. *Biogeosciences* 6, 2829–2846. <https://doi.org/10.5194/bg-6-2829-2009>
- Arzel, O., Verdière, A.C. de, England, M.H., 2010. The Role of Oceanic Heat Transport and Wind Stress Forcing in Abrupt Millennial-Scale Climate Transitions. *J. Clim.* 23, 2233–2256. <https://doi.org/10.1175/2009JCLI3227.1>
- Ascough, P.L., Cook, G.T., Dugmore, A.J., 2009. North Atlantic marine ¹⁴C reservoir effects: Implications for late-Holocene chronological studies. *Quat. Geochronol.* 4, 171–180. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2008.12.002>
- Auffret, G., Zaragosi, S., Dennielou, B., Cortijo, E., Van Rooij, D., Grousset, F., Pujol, C., Eynaud, F., Siegert, M., 2002. Terrigenous fluxes at the Celtic margin during the last glacial cycle. *Mar. Geol.* 188, 79–108. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(02\)00276-1](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(02)00276-1)
- Auffret, G., Zaragosi, S., Voisset, M., Droz, L., Loubrieu, B., Pelleau, P., Savoye, B., Bourillet, J.-F., Baltzer, A., Bourquin, S., Dennielou, B., Coutelle, A., Weber, N., Floch, G., 2000. Premières observations sur la morphologie et les processus sédimentaires récents de l'Éventail celtique. *Oceanol. Acta* 23, 109–116. [https://doi.org/10.1016/S0399-1784\(00\)00116-X](https://doi.org/10.1016/S0399-1784(00)00116-X)
- Auffret, G.A., Boelaert, A., Vergnaud-Grazzini, C., Müller, C., Kerbrat, R., 1996. Identification of Heinrich Layers in core KS 01 North-Eastern Atlantic (46 °N, 17 °W), implications for their origin. *Mar. Geol., Ice Rafting and Paleocography of the Northeast Atlantic Ocean Selected papers presented at the 7th European Union of Geosciences* 131, 5–20. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(95\)00141-7](https://doi.org/10.1016/0025-3227(95)00141-7)
- Austin, W.E.N., Evans, J.R., 2000. NE Atlantic benthic foraminifera: modern distribution patterns and palaeoecological significance. *J. Geol. Soc.* 157, 679–691. <https://doi.org/10.1144/jgs.157.3.679>
- Austin, W.E.N., Hibbert, F.D., Rasmussen, S.O., Peters, C., Abbott, P.M., Bryant, C.L., 2012. The synchronization of palaeoclimatic events in the North Atlantic region during Greenland Stadial 3 (ca 27.5 to 23.3 kyr b2k). *Quat. Sci. Rev.* 36, 154–163. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.12.014>
- Bard, E., Rostek, F., Turon, J.-L., Gendreau, S., 2000. Hydrological Impact of Heinrich Events in the Subtropical Northeast Atlantic. *Science* 289, 1321–1324. <https://doi.org/10.1126/science.289.5483.1321>
- Barker, S., Chen, J., Gong, X., Jonkers, L., Knorr, G., Thornalley, D., 2015. Icebergs not the trigger for North Atlantic cold events. *Nature* 520, 333–336. <https://doi.org/10.1038/nature14330>
- Barker, S., Diz, P., Vautravers, M.J., Pike, J., Knorr, G., Hall, I.R., Broecker, W.S., 2009. Interhemispheric Atlantic seesaw response during the last deglaciation. *Nature* 457, 1097–1102. <https://doi.org/10.1038/nature07770>
- Barker, S., Knorr, G., Vautravers, M.J., Diz, P., Skinner, L.C., 2010. Extreme deepening of the Atlantic overturning circulation during deglaciation. *Nat. Geosci.* 3, 567–571. <https://doi.org/10.1038/ngeo921>

Références bibliographiques

- Barras, C., Duplessy, J.C., Geslin, E., Michel, E., Jorissen, F.J., 2010. Calibration of $\delta^{18}\text{O}$ of laboratory-cultured deep-sea benthic foraminiferal shells in function of temperature. *Biogeosciences Discuss.* 7, 335–350.
- Barras, Christine, 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, 275–295.
- Barras, C., Geslin, E., Duplessy, J.-C., Jorissen, F.J., 2009. Reproduction and growth of the deep-sea benthic foraminifer *Bulimina marginata* under different laboratory conditions. *J. Foraminifer. Res.* 39, 155–165. <https://doi.org/10.2113/gsjfr.39.3.155>
- Barras, C., Mouret, A., Nardelli, M.P., Metzger, E., Petersen, J., La, C., Filipsson, H.L., Jorissen, F., 2018. Experimental calibration of manganese incorporation in foraminiferal calcite. *Geochim. Cosmochim. Acta* 237, 49–64. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2018.06.009>
- Bartoli, G., Sarnthein, M., Weinelt, M., Erlenkeuser, H., Garbe-Schönberg, D., Lea, D.W., 2005. Final closure of Panama and the onset of northern hemisphere glaciation. *Earth Planet. Sci. Lett.* 237, 33–44. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.06.020>
- Bauch, H.A., Erlenkeuser, H., Spielhagen, R.F., Struck, U., Matthiessen, J., Thiede, J., Heinemeier, J., 2001. A multiproxy reconstruction of the evolution of deep and surface waters in the subarctic Nordic seas over the last 30,000yr. *Quat. Sci. Rev.* 20, 659–678. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(00\)00098-6](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(00)00098-6)
- Bayon, G., Dennielou, B., Etoubleau, J., Ponzevera, E., Toucanne, S., Bermell, S., 2012. Intensifying Weathering and Land Use in Iron Age Central Africa. *Science* 335, 1219–1222. <https://doi.org/10.1126/science.1215400>
- Bé, A.W.H., 1960. Ecology of Recent planktonic foraminifera--Part 2, Bathymetric and seasonal distributions in the Sargasso Sea off Nermuda. *Micropaleontology* 6, 373–392.
- Bé, A.W.H., 1959. Ecology of Recent Planktonic Foraminifera: Part I: Areal Distribution in the Western North Atlantic. *Micropaleontology* 5, 77–100. <https://doi.org/10.2307/1484157>
- Beaufort, L., Heussner, S., 2001. Seasonal dynamics of calcareous nannoplankton on a West European continental margin: the Bay of Biscay. *Mar. Micropaleontol.* 43, 27–55. [https://doi.org/10.1016/S0377-8398\(01\)00020-2](https://doi.org/10.1016/S0377-8398(01)00020-2)
- 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. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 46, 2147–2174. [https://doi.org/10.1016/S0967-0645\(99\)00058-2](https://doi.org/10.1016/S0967-0645(99)00058-2)
- Beer, J., Blinov, A., Bonani, G., Finkel, R.C., Hofmann, H.J., Lehmann, B., Oeschger, H., Sigg, A., Schwander, J., Staffelbach, T., Stauffer, B., Suter, M., Wölfli, W., 1990. Use of ^{10}Be in polar ice to trace the 11-year cycle of solar activity. *Nature* 347, 164–166. <https://doi.org/10.1038/347164a0>
- Bentov, S., Brownlee, C., Erez, J., 2009. The role of seawater endocytosis in the biomineralization process in calcareous foraminifera. *Proc. Natl. Acad. Sci.* 106, 21500–21504. <https://doi.org/10.1073/pnas.0906636106>
- Bereiter, B., Fischer, H., Schwander, J., Stocker, T.F., 2014. Diffusive equilibration of N_2 , O_2 and CO_2 mixing ratios in a 1.5-million-years-old ice core. *The Cryosphere* 8, 245–256. <https://doi.org/10.5194/tc-8-245-2014>
- Berends, C.J., Köhler, P., Lourens, L.J., van de Wal, R.S.W., 2021. On the Cause of the Mid-Pleistocene Transition. *Rev. Geophys.* 59, e2020RG000727. <https://doi.org/10.1029/2020RG000727>
- Berger, A., 1988. Milankovitch Theory and climate. *Rev. Geophys.* 26, 624–657. <https://doi.org/10.1029/RG026i004p00624>
- Berger, A.L., 1977. Support for the astronomical theory of climatic change. *Nature* 269, 44–45. <https://doi.org/10.1038/269044a0>
- Berger, André L., 1978. Long-term variations of caloric insolation resulting from the earth's orbital elements. *Quat. Res.* 9, 139–167. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(78\)90064-9](https://doi.org/10.1016/0033-5894(78)90064-9)
- Berger, W.H., Wefer, G., 1990. Export production: seasonality and intermittency, and paleoceanographic implications. *Glob. Planet. Change, Geosphere Fluctuations: Short Term Instabilities in the Earth's System* 3, 245–254. [https://doi.org/10.1016/0921-8181\(90\)90020-D](https://doi.org/10.1016/0921-8181(90)90020-D)
- Berggren, A.-M., Aldahan, A., Possnert, G., Haltia-Hovi, E., Saarinen, T., 2010. ^{10}Be and solar activity cycles in varved lake sediments, AD 1900–2006. *J. Paleolimnol.* 44, 559–569. <https://doi.org/10.1007/s10933-010-9437-1>
- Berggren, A.-M., Beer, J., Possnert, G., Aldahan, A., Kubik, P., Christl, M., Johnsen, S.J., Abreu, J., Vinther, B.M., 2009. A 600-year annual ^{10}Be record from the NGRIP ice core, Greenland. *Geophys. Res. Lett.* 36. <https://doi.org/10.1029/2009GL038004>

Références bibliographiques

- Bergsten, H., 1994. Recent benthic foraminifera of a transect from the North Pole to the Yermak Plateau, eastern central Arctic Ocean. *Mar. Geol.*, 4th International Conference on Paleooceanography (ICP IV) 119, 251–267. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(94\)90184-8](https://doi.org/10.1016/0025-3227(94)90184-8)
- Bernhard, J.M., 1992. Benthic foraminiferal distribution and biomass related to pore-water oxygen content: central California continental slope and rise. *Deep Sea Res. Part Oceanogr. Res. Pap.* 39, 585–605. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(92\)90090-G](https://doi.org/10.1016/0198-0149(92)90090-G)
- Bernhard, J.M., Alve, E., 1996. Survival, ATP pool, and ultrastructural characterization of benthic foraminifera from Drammensfjord (Norway): response to anoxia. *Mar. Micropaleontol.* 28, 5–17. [https://doi.org/10.1016/0377-8398\(95\)00036-4](https://doi.org/10.1016/0377-8398(95)00036-4)
- Bernhard, J.M., Blanks, J.K., Hintz, C.J., Chandler, G.T., 2004. Use of the fluorescent calcite marker calcein to label foraminiferal tests. *J. Foraminifer. Res.* 34, 96–101. <https://doi.org/10.2113/0340096>
- Bernhard, J.M., Sen Gupta, B.K., 2003. Foraminifera of oxygen-depleted environments, in: Sen Gupta, Barun K. (Ed.), *Modern Foraminifera*. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 201–216. https://doi.org/10.1007/0-306-48104-9_12
- Bertram, C.J., Elderfield, H., 1993. The geochemical balance of the rare earth elements and neodymium isotopes in the oceans. *Geochim. Cosmochim. Acta* 57, 1957–1986. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(93\)90087-D](https://doi.org/10.1016/0016-7037(93)90087-D)
- Berx, B., Hansen, B., Østerhus, S., Larsen, K.M., Sherwin, T., Jochumsen, K., 2013. Combining in situ measurements and altimetry to estimate volume, heat and salt transport variability through the Faroe–Shetland Channel. *Ocean Sci.* 9, 639–654. <https://doi.org/10.5194/os-9-639-2013>
- Berx, B., Payne, M.R., 2017. The Sub-Polar Gyre Index – a community data set for application in fisheries and environment research. *Earth Syst. Sci. Data* 9, 259–266. <https://doi.org/10.5194/essd-9-259-2017>
- Bickert, T., Wefer, G., 1996. Late Quaternary Deep Water Circulation in the South Atlantic: Reconstruction from Carbonate Dissolution and Benthic Stable Isotopes, in: Wefer, Gerold, Berger, W.H., Siedler, G., Webb, D.J. (Eds.), *The South Atlantic: Present and Past Circulation*. Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 599–620. https://doi.org/10.1007/978-3-642-80353-6_30
- Bijma, J., Pörtner, H.-O., Yesson, C., Rogers, A.D., 2013. Climate change and the oceans – What does the future hold? *Mar. Pollut. Bull.*, The Global State of the Ocean; Interactions Between Stresses, Impacts and Some Potential Solutions. Synthesis papers from the International Programme on the State of the Ocean 2011 and 2012 Workshops 74, 495–505. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2013.07.022>
- Bintanja, R., van de Wal, R.S.W., 2008. North American ice-sheet dynamics and the onset of 100,000-year glacial cycles. *Nature* 454, 869–872. <https://doi.org/10.1038/nature07158>
- Blaser, P., Pöppelmeier, F., Schulz, H., Gutjahr, M., Frank, M., Lippold, J., Heinrich, H., Link, J.M., Hoffmann, J., Szidat, S., Frank, N., 2019. The resilience and sensitivity of Northeast Atlantic deep water ϵNd to overprinting by detrital fluxes over the past 30,000 years. *Geochim. Cosmochim. Acta* 245, 79–97. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2018.10.018>
- Bluth, G.J.S., Doiron, S.D., Schnetzler, C.C., Krueger, A.J., Walter, L.S., 1992. Global tracking of the SO_2 clouds from the June, 1991 Mount Pinatubo eruptions. *Geophys. Res. Lett.* 19, 151–154. <https://doi.org/10.1029/91GL02792>
- Boavida, J., Becheler, R., Choquet, M., Frank, N., Taviani, M., Bourillet, J.-F., Meistertzheim, A.-L., Grehan, A., Savini, A., Arnaud-Haond, S., 2019. Out of the Mediterranean? Post-glacial colonization pathways varied among cold-water coral species. *J. Biogeogr.* 46, 915–931. <https://doi.org/10.1111/jbi.13570>
- Bock, M.J., Mayer, L.M., 2000. Mesodensity organo–clay associations in a near-shore sediment. *Mar. Geol.* 163, 65–75. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(99\)00105-X](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(99)00105-X)
- Boer, W., Nordstad, S., Weber, M., Mertz-Kraus, R., Hönisch, B., Bijma, J., Raitzsch, M., Wilhelms-Dick, D., Foster, G.L., Goring-Harford, H., Nürnberg, D., Hauff, F., Kuhnert, H., Lugli, F., Spero, H., Rosner, M., van Gaever, P., de Nooijer, L.J., Reichart, G.-J., 2022. A New Calcium Carbonate Nano-Particulate Pressed Powder Pellet (NFHS-2-NP) for LA-ICP-OES, LA-(MC)-ICP-MS and μXRF . *Geostand. Geoanalytical Res.* <https://doi.org/10.1111/ggr.12425>
- Boers, N., Ghil, M., Rousseau, D.-D., 2018. Ocean circulation, ice shelf, and sea ice interactions explain Dansgaard–Oeschger cycles. *Proc. Natl. Acad. Sci.* 115, E11005–E11014. <https://doi.org/10.1073/pnas.1802573115>
- Böhm, E., Lippold, J., Gutjahr, M., Frank, M., Blaser, P., Antz, B., Fohlmeister, J., Frank, N., Andersen, M.B., Deininger, M., 2015. Strong and deep Atlantic meridional overturning circulation during the last glacial cycle. *Nature* 517, 73–76. <https://doi.org/10.1038/nature14059>
- 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. <https://doi.org/10.1038/365143a0>

Références bibliographiques

- Bond, G., Heinrich, H., Broecker, W., Labeyrie, L., McManus, J., Andrews, J., Huon, S., Jantschik, R., Clasen, S., Simet, C., Tedesco, K., Klas, M., Bonani, G., Ivy, S., 1992. Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period. *Nature* 360, 245–249. <https://doi.org/10.1038/360245a0>
- 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. <https://doi.org/10.1126/science.1065680>
- Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P., deMenocal, 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. <https://doi.org/10.1126/science.278.5341.1257>
- Bond, G.C., Lotti, R., 1995. Iceberg Discharges into the North Atlantic on Millennial Time Scales During the Last Glaciation. *Science* 267, 1005–1010. <https://doi.org/10.1126/science.267.5200.1005>
- Bond, G.C., Showers, W., Elliot, M., Evans, M., Lotti, R., Hajdas, I., Bonani, G., Johnson, S., 1999. The North Atlantic's 1-2 Kyr Climate Rhythm: Relation to Heinrich Events, Dansgaard/Oeschger Cycles and the Little Ice Age, in: *Mechanisms of Global Climate Change at Millennial Time Scales*. American Geophysical Union (AGU), pp. 35–58. <https://doi.org/10.1029/GM112p0035>
- Borges, A.V., Gypens, N., 2010. Carbonate chemistry in the coastal zone responds more strongly to eutrophication than ocean acidification. *Limnol. Oceanogr.* 55, 346–353. <https://doi.org/10.4319/lo.2010.55.1.0346>
- Borja, A., Amouroux, D., Anschutz, P., Gómez-Gesteira, M., Uyarra, M.C., Valdés, L., 2019. Chapter 5 - The Bay of Biscay, in: Sheppard, C. (Ed.), *World Seas: An Environmental Evaluation (Second Edition)*. Academic Press, pp. 113–152. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-805068-2.00006-1>
- Boswell, S.M., Toucanne, S., Pitel-Roudaut, M., Creyts, T.T., Eynaud, F., Bayon, G., 2019. Enhanced surface melting of the Fennoscandian Ice Sheet during periods of North Atlantic cooling. *Geology* 47, 664–668. <https://doi.org/10.1130/G46370.1>
- Bouchet, V.M.P., Alve, E., Rygg, B., Telford, R.J., 2012. Benthic foraminifera provide a promising tool for ecological quality assessment of marine waters. *Ecol. Indic.* 23, 66–75. <https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2012.03.011>
- Bouimetarhan, I., Prange, M., Schefuß, E., Dupont, L., Lippold, J., Mulitza, S., Zonneveld, K., 2012. Sahel megadrought during Heinrich Stadial 1: evidence for a three-phase evolution of the low- and mid-level West African wind system. *Quat. Sci. Rev.* 58, 66–76. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.10.015>
- Bourillet, J.-F., 2009. BOBGEO cruise, Pourquoi pas ? R/V. <https://doi.org/10.17600/9030060>
- Bourillet, J.-F., Lericolais, G., 2003. Morphology and Seismic Stratigraphy of the Manche Paleoriver System, Western Approaches, in: Mienert, J., Weaver, P. (Eds.), *European Margin Sediment Dynamics: Side-Scan Sonar and Seismic Images*. Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 229–232. https://doi.org/10.1007/978-3-642-55846-7_37
- Bourillet, J.-F., Zaragosi, S., Mulder, T., 2006. The French Atlantic margin and deep-sea submarine systems. *Geo-Mar. Lett.* 26, 311–315. <https://doi.org/10.1007/s00367-006-0042-2>
- Bouvier, A., Vervoort, J.D., Patchett, P.J., 2008. The Lu–Hf and Sm–Nd isotopic composition of CHUR: Constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets. *Earth Planet. Sci. Lett.* 273, 48–57. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.06.010>
- Bower, A.S., Le Cann, B., Rossby, T., Zenk, W., Gould, J., Speer, K., Richardson, P.L., Prater, M.D., Zhang, H.-M., 2002. Directly measured mid-depth circulation in the northeastern North Atlantic Ocean. *Nature* 419, 603–607. <https://doi.org/10.1038/nature01078>
- Bradshaw, J.S., 1961. Laboratory experiments on the ecology of foraminifera. *Cushman Found Foram Res Contr* 12, 87–106.
- Brady, E.C., Otto-Bliesner, B.L., 2011. The role of meltwater-induced subsurface ocean warming in regulating the Atlantic meridional overturning in glacial climate simulations. *Clim. Dyn.* 37, 1517–1532. <https://doi.org/10.1007/s00382-010-0925-9>
- Brassell, S.C., Eglinton, G., Marlowe, I.T., Pflaumann, U., Sarnthein, M., 1986. Molecular stratigraphy: a new tool for climatic assessment. *Nature* 320, 129–133. <https://doi.org/10.1038/320129a0>
- Bray, J.R., Curtis, J.T., 1957. An Ordination of the Upland Forest Communities of Southern Wisconsin. *Ecol. Monogr.* 27, 325–349. <https://doi.org/10.2307/1942268>
- Brehm, N., Bayliss, A., Christl, M., Synal, H.-A., Adolphi, F., Beer, J., Kromer, B., Muscheler, R., Solanki, S.K., Usoskin, I., Bleicher, N., Bollhalder, S., Tyers, C., Wacker, L., 2021. Eleven-year solar cycles over the last millennium revealed by radiocarbon in tree rings. *Nat. Geosci.* 14, 10–15. <https://doi.org/10.1038/s41561-020-00674-0>

Références bibliographiques

- Broccoli, A.J., Manabe, S., 1987. The influence of continental ice, atmospheric CO₂, and land albedo on the climate of the last glacial maximum. *Clim. Dyn.* 1, 87–99. <https://doi.org/10.1007/BF01054478>
- Broecker, W.S., 2003. Does the Trigger for Abrupt Climate Change Reside in the Ocean or in the Atmosphere? *Science* 300, 1519–1522. <https://doi.org/10.1126/science.1083797>
- Broecker, W.S., 1998. Paleocean circulation during the Last Deglaciation: A bipolar seesaw? *Paleoceanography* 13, 119–121. <https://doi.org/10.1029/97PA03707>
- Broecker, W.S., 1994. Massive iceberg discharges as triggers for global climate change. *Nature* 372, 421–424. <https://doi.org/10.1038/372421a0>
- Broecker, W.S., 1991. The Great Ocean Conveyor. *Oceanography* 4, 79–89.
- Broecker, W.S., 1982. Ocean chemistry during glacial time. *Geochim. Cosmochim. Acta* 46, 1689–1705. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(82\)90110-7](https://doi.org/10.1016/0016-7037(82)90110-7)
- Broecker, W.S., Denton, G.H., 1990. The role of ocean-atmosphere reorganizations in glacial cycles. *Quat. Sci. Rev.* 9, 305–341. [https://doi.org/10.1016/0277-3791\(90\)90026-7](https://doi.org/10.1016/0277-3791(90)90026-7)
- 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. *J. Hydrol.* 220, 209–221. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(99\)00072-4](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(99)00072-4)
- Buckley, M.W., Marshall, J., 2016. Observations, inferences, and mechanisms of the Atlantic Meridional Overturning Circulation: A review. *Rev. Geophys.* 54, 5–63. <https://doi.org/10.1002/2015RG000493>
- Buizert, C., Schmittner, A., 2015. Southern Ocean control of glacial AMOC stability and Dansgaard-Oeschger interstadial duration. *Paleoceanography* 30, 1595–1612. <https://doi.org/10.1002/2015PA002795>
- Buzas, M.A., 1990. Another look at confidence limits for species proportions. *J. Paleontol.* 64, 842–843. <https://doi.org/10.1017/S002233600001903X>
- Buzas, M.A., 1969. Foraminiferal Species Densities and Environmental Variables in an Estuary. *Limnol. Oceanogr.* 14, 411–422. <https://doi.org/10.4319/lo.1969.14.3.0411>
- Buzas, M.A., Culver, S.J., 1991. Species Diversity and Dispersal of Benthic Foraminifera: Analysis of extant organisms and fossils of the waters around North America. *BioScience* 41, 483–489. <https://doi.org/10.2307/1311806>
- Calvo, E., Grimalt, J., Jansen, E., 2002. High resolution U37K sea surface temperature reconstruction in the Norwegian Sea during the Holocene. *Quat. Sci. Rev.* 21, 1385–1394. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(01\)00096-8](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(01)00096-8)
- Caralp, M., Lamy, A., Pujos, M., 1970. Contribution a la Connaissance de la Distribution bathymetrique des Foraminifères dans le Golfe de Gascogne. *Rev. Esp. Micropaleontol.* 2, 55–84.
- Caralp, M.-H., 1988. Late glacial to recent deep-sea benthic foraminifera from the northeastern Atlantic (Cadiz Gulf) and western Mediterranean (Alboran Sea): Paleoceanographic results. *Mar. Micropaleontol.* 13, 265–289. [https://doi.org/10.1016/0377-8398\(88\)90006-0](https://doi.org/10.1016/0377-8398(88)90006-0)
- Carlson, A.E., Clark, P.U., 2012. Ice sheet sources of sea level rise and freshwater discharge during the last deglaciation. *Rev. Geophys.* 50. <https://doi.org/10.1029/2011RG000371>
- Carlson, A.E., Clark, P.U., Haley, B.A., Klinkhammer, G.P., Simmons, K., Brook, E.J., Meissner, K.J., 2007. Geochemical proxies of North American freshwater routing during the Younger Dryas cold event. *Proc. Natl. Acad. Sci.* 104, 6556–6561. <https://doi.org/10.1073/pnas.0611313104>
- Cavalier-Smith, T., 2003. Protist phylogeny and the high-level classification of Protozoa. *Eur. J. Protistol.* 39, 338–348. <https://doi.org/10.1078/0932-4739-00002>
- Cesbron, F., Geslin, E., Jorissen, F.J., Delgard, M.L., Charrieau, L., Deflandre, B., Jézéquel, D., Anschutz, P., Metzger, E., 2016. Vertical distribution and respiration rates of benthic foraminifera: Contribution to aerobic remineralization in intertidal mudflats covered by *Zostera noltei* meadows. *Estuar. Coast. Shelf Sci., Special Issue: Functioning and dysfunctioning of Marine and Brackish Ecosystems* 179, 23–38. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2015.12.005>
- Chapman, M.R., Shackleton, N.J., 1998. Millennial-scale fluctuations in North Atlantic heat flux during the last 150,000 years. *Earth Planet. Sci. Lett.* 159, 57–70. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(98\)00068-5](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(98)00068-5)
- Charrieau, L.M., Filipsson, H.L., Nagai, Y., Kawada, S., Ljung, K., Kritzberg, E., Toyofuku, T., 2018a. Decalcification and survival of benthic foraminifera under the combined impacts of varying pH and salinity. *Mar. Environ. Res.* 138, 36–45. <https://doi.org/10.1016/j.marenvres.2018.03.015>

Références bibliographiques

- Charrieau, L.M., Filipsson, H.L., Nagai, Y., Kawada, S., Ljung, K., Kritzberg, E., Toyofuku, T., 2018b. Decalcification and survival of benthic foraminifera under the combined impacts of varying pH and salinity. *Mar. Environ. Res.* 138, 36–45. <https://doi.org/10.1016/j.marenvres.2018.03.015>
- Chen, T., Robinson, L.F., Burke, A., Southon, J., Spooner, P., Morris, P.J., Ng, H.C., 2015. Synchronous centennial abrupt events in the ocean and atmosphere during the last deglaciation. *Science*. <https://doi.org/10.1126/science.aac6159>
- Clark, C.D., Hughes, A.L.C., Greenwood, S.L., Jordan, C., Sejrup, H.P., 2012. Pattern and timing of retreat of the last British-Irish Ice Sheet. *Quat. Sci. Rev., Quaternary Glaciation History of Northern Europe* 44, 112–146. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.07.019>
- Clark, M., Marsh, R., Harle, J., 2021. Weakening and warming of the European Slope Current since the late 1990s attributed to basin-scale density changes (preprint). Shelf-sea depth/Data Assimilation/Shelf Seas/Transports/cycling (nutrients, C, O, etc.)/Ocean-shelf interactions. <https://doi.org/10.5194/os-2021-60>
- Clark, P.U., Alley, R.B., Pollard, D., 1999. Northern Hemisphere Ice-Sheet Influences on Global Climate Change. *Science* 286, 1104–1111. <https://doi.org/10.1126/science.286.5442.1104>
- Clark, P.U., Dyke, A.S., Shakun, J.D., Carlson, A.E., Clark, J., Wohlfarth, B., Mitrovica, J.X., Hostetler, S.W., McCabe, A.M., 2009. The Last Glacial Maximum. *Science* 325, 710–714. <https://doi.org/10.1126/science.1172873>
- Clark, P.U., Hostetler, S.W., Pisias, N.G., Schmittner, A., Meissner, K.J., 2007. Mechanisms for an ~7-kyr climate and sea-level oscillation during marine isotope stage 3, in: Schmittner, A., Chiang, J.C.H., Hemming, S.R. (Eds.), *Geophysical Monograph Series*. American Geophysical Union, Washington, D. C., pp. 209–246. <https://doi.org/10.1029/173GM15>
- Clark, P.U., Pollard, D., 1998. Origin of the Middle Pleistocene Transition by ice sheet erosion of regolith. *Paleoceanography* 13, 1–9. <https://doi.org/10.1029/97PA02660>
- Clarke, K.R., 1993. Non-parametric multivariate analyses of changes in community structure. *Aust. J. Ecol.* 18, 117–143. <https://doi.org/10.1111/j.1442-9993.1993.tb00438.x>
- CLIMAP Project Members, 1981. Seasonal reconstructions of the Earth's surface at the last glacial maximum. *Geol. Soc. Am.*
- CLIMAP Project Members, J.D., 1984. The Last Interglacial Ocean. *Quat. Res.* 21, 123–224. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(84\)90098-X](https://doi.org/10.1016/0033-5894(84)90098-X)
- Cohen, K.M., Finney, S.C., Gibbard, P.L., Fan, J.-X., 2013. The ICS International Chronostratigraphic Chart. *Episodes J. Int. Geosci.* 36, 199–204. <https://doi.org/10.18814/epiugs/2013/v36i3/002>
- Cohen, K.M., Gibbard, P.L., 2019. Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years, version 2019 QI-500. *Quat. Int., SI: Quaternary International 500 500*, 20–31. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.03.009>
- Colas, F., 2003. Circulation et dispersion lagrangiennes en Atlantique nord-est (These de doctorat). Brest.
- Colin, C., Frank, N., Copard, K., Douville, E., 2010. Neodymium isotopic composition of deep-sea corals from the NE Atlantic: implications for past hydrological changes during the Holocene. *Quat. Sci. Rev., Special Theme: Case Studies of Neodymium Isotopes in Paleoceanography* 29, 2509–2517. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.05.012>
- Colin, C., Tisnérat-Laborde, N., Mienis, F., Collart, T., Pons-Branchu, E., Dubois-Dauphin, Q., Frank, N., Dapigny, A., Ayache, M., Swingedouw, D., Dutay, J.-C., Eynaud, F., Debret, M., Blamart, D., Douville, E., 2019. Millennial-scale variations of the Holocene North Atlantic mid-depth gyre inferred from radiocarbon and neodymium isotopes in cold water corals. *Quat. Sci. Rev.* 211, 93–106. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.03.011>
- Cook, E., Abbott, P.M., Pearce, N.J.G., Mojtabavi, S., Svensson, A., Bourne, A.J., Rasmussen, S.O., Seierstad, I.K., Vinther, B.M., Harrison, J., Street, E., Steffensen, J.P., Wilhelms, F., Davies, S.M., 2022. Volcanism and the Greenland ice cores: A new tephrochronological framework for the last glacial-interglacial transition (LGIT) based on cryptotephra deposits in three ice cores. *Quat. Sci. Rev.* 292, 107596. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2022.107596>
- Copard, K., Colin, C., Frank, N., Jeandel, C., Montero-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. *Geochem. Geophys. Geosystems* 12. <https://doi.org/10.1029/2011GC003529>
- Copard, K., Colin, C., Henderson, G.M., Scholten, J., Douville, E., Sicre, M.-A., Frank, N., 2012. Late Holocene intermediate water variability in the northeastern Atlantic as recorded by deep-sea corals. *Earth Planet. Sci. Lett.* 313–314, 34–44. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.09.047>
- Corliss, B.H., 1991. Morphology and microhabitat preferences of benthic foraminifera from the northwest Atlantic Ocean. *Mar. Micropaleontol.* 17, 195–236. [https://doi.org/10.1016/0377-8398\(91\)90014-W](https://doi.org/10.1016/0377-8398(91)90014-W)

Références bibliographiques

- Corliss, B.H., 1985. Microhabitats of benthic foraminifera within deep-sea sediments. *Nature* 314, 435–438. <https://doi.org/10.1038/314435a0>
- 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 Res. Part Oceanogr. Res. Pap.* 37, 381–400. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(90\)90015-N](https://doi.org/10.1016/0198-0149(90)90015-N)
- 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. <https://doi.org/10.1007/s10533-004-3362-1>
- Cremer, M., Orsolini, P., Ravenne, C., 1985. Cap-Ferret Fan, Atlantic Ocean, in: Bouma, A.H., Normark, W.R., Barnes, N.E. (Eds.), *Submarine Fans and Related Turbidite Systems*, *Frontiers in Sedimentary Geology*. Springer, New York, NY, pp. 113–120. https://doi.org/10.1007/978-1-4612-5114-9_17
- Crocker, A.J., Chalk, T.B., Bailey, I., Spencer, M.R., Gutjahr, M., Foster, G.L., Wilson, P.A., 2016. Geochemical response of the mid-depth Northeast Atlantic Ocean to freshwater input during Heinrich events 1 to 4. *Quat. Sci. Rev.* 151, 236–254. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.08.035>
- Crowley, T.J., 1992. North Atlantic Deep Water cools the southern hemisphere. *Paleoceanography* 7, 489–497. <https://doi.org/10.1029/92PA01058>
- Daniau, A.-L., Sánchez-Goñi, M.F., Beaufort, L., Laggoun-Défarge, F., Loutre, M.-F., Duprat, J., 2007. Dansgaard-Oeschger climatic variability revealed by fire emissions in southwestern Iberia. *Quat. Sci. Rev.* 26, 1369–1383. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.02.005>
- Daniault, N., Mercier, H., Lherminier, P., Sarafanov, A., Falina, A., Zunino, P., Pérez, F.F., Ríos, A.F., Ferron, B., Huck, T., Thierry, V., Gladyshev, S., 2016. The northern North Atlantic Ocean mean circulation in the early 21st century. *Prog. Oceanogr.* 146, 142–158. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2016.06.007>
- Dansgaard, W., Clausen, H.B., Gundestrup, N., Hammer, C.U., Johnsen, S.F., Kristinsdottir, P.M., Reeh, N., 1982. A New Greenland Deep Ice Core. *Science* 218, 1273–1277. <https://doi.org/10.1126/science.218.4579.1273>
- Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U., Hvidberg, C.S., Steffensen, J.P., Sveinbjörnsdottir, A.E., Jouzel, J., Bond, G., 1993. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature* 364, 218–220. <https://doi.org/10.1038/364218a0>
- Dansgaard, W., White, J.W.C., Johnsen, S.J., 1989. The abrupt termination of the Younger Dryas climate event. *Nature* 339, 532–534. <https://doi.org/10.1038/339532a0>
- Darling, K.F., Schweizer, M., Knudsen, K.L., Evans, K.M., Bird, C., Roberts, A., Filipsson, H.L., Kim, J.-H., Gudmundsson, G., Wade, C.M., Sayer, M.D.J., Austin, W.E.N., 2016. The genetic diversity, phylogeography and morphology of Elphidiidae (Foraminifera) in the Northeast Atlantic. *Mar. Micropaleontol.* 129, 1–23. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2016.09.001>
- Das, M., Singh, R.K., Holbourn, A., Farooq, S.H., Vats, N., Pandey, D.K., 2021. Paleoclimatological evolution of the Japan Sea during the Pleistocene – A benthic foraminiferal perspective. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 566, 110238. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2021.110238>
- de Almeida, F.K., de Mello, R.M., Costa, K.B., Toledo, F.A.L., 2015. The response of deep-water benthic foraminiferal assemblages to changes in paleoproductivity during the Pleistocene (last 769.2kyr), western South Atlantic Ocean. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 440, 201–212. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.09.005>
- de Nooijer, L.J., Brombacher, A., Mewes, A., Langer, G., Nehrke, G., Bijma, J., Reichert, G.-J., 2017. Ba incorporation in benthic foraminifera. *Biogeosciences* 14, 3387–3400. <https://doi.org/10.5194/bg-14-3387-2017>
- de Nooijer, L.J., Hathorne, E.C., Reichert, G.J., Langer, G., Bijma, J., 2014. Variability in calcitic Mg/Ca and Sr/Ca ratios in clones of the benthic foraminifer *Ammonia tepida*. *Mar. Micropaleontol.* 107, 32–43. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2014.02.002>
- de Nooijer, L.J., Toyofuku, T., Kitazato, H., 2009. Foraminifera promote calcification by elevating their intracellular pH. *Proc. Natl. Acad. Sci.* 106, 15374–15378. <https://doi.org/10.1073/pnas.0904306106>
- De Rijk, S., Jorissen, F.J., Rohling, E.J., Troelstra, S.R., 2000. Organic flux control on bathymetric zonation of Mediterranean benthic foraminifera. *Mar. Micropaleontol.* 40, 151–166. [https://doi.org/10.1016/S0377-8398\(00\)00037-2](https://doi.org/10.1016/S0377-8398(00)00037-2)
- de Stigter, H.C., 1996. Recent and fossil benthic foraminifera in the Adriatic Sea: distribution patterns in relation to organic carbon flux and oxygen concentration at the seabed [WWW Document]. URL <http://dspace.library.uu.nl/handle/1874/315842> (accessed 5.13.22).

Références bibliographiques

- 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. *J. Foraminifer. Res.* 28, 40–65.
- de Vernal, A., Eynaud, F., Henry, M., Hillaire-Marcel, C., Londeix, L., Mangin, S., Matthiessen, J., Marret, F., Radi, T., Rochon, A., Solignac, S., Turon, J.-L., 2005. Reconstruction of sea-surface conditions at middle to high latitudes of the Northern Hemisphere during the Last Glacial Maximum (LGM) based on dinoflagellate cyst assemblages. *Quat. Sci. Rev., Multiproxy Approach for the Reconstruction of the Glacial Ocean surface* 24, 897–924. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.06.014>
- 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. *Quat. Sci. Rev.* 25, 2820–2834. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.06.006>
- Debenay, J.-P., Beck-Eichler, B., Souza, E.C.P.M. de, Lesourd, M., 1996. How *Rubratella intermedia* (foraminifera) can resist high energy in Ubatuba (SP Brazil). *Oceanogr. Lit. Rev.* 11, 1133.
- 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. *Quat. Sci. Rev.* 28, 2675–2688. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.06.005>
- Denton, G., Anderson, R., Toggweiler, J.R., Edwards, R., Schaefer, J., Putnam, A., 2010. The Last Glacial Termination. *Science* 328, 1652–6. <https://doi.org/10.1126/science.1184119>
- Denton, G.H., Putnam, A.E., Russell, J.L., Barrell, D.J.A., Schaefer, J.M., Kaplan, M.R., Strand, P.D., 2021. The Zealandia Switch: Ice age climate shifts viewed from Southern Hemisphere moraines. *Quat. Sci. Rev.* 257, 106771. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106771>
- Denton, G.H., Toucanne, S., Putnam, A.E., Barrell, D.J.A., Russell, J.L., 2022. Heinrich summers. *Quat. Sci. Rev.* 295, 107750. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2022.107750>
- DePaolo, D.J., Wasserburg, G.J., 1979. Sm-Nd age of the Stillwater complex and the mantle evolution curve for neodymium. *Geochim. Cosmochim. Acta* 43, 999–1008. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(79\)90089-9](https://doi.org/10.1016/0016-7037(79)90089-9)
- Depuydt, P., Mojtahid, M., Barras, C., Bouhdayad, F.Z., Toucanne, S., 2022. Intermediate ocean circulation and cryosphere dynamics in the northeast Atlantic during Heinrich Stadials: benthic foraminiferal assemblage response. *J. Quat. Sci.* 37, 1207–1221. <https://doi.org/10.1002/jqs.3444>
- Dickson, A.G., Millero, F.J., 1987. A comparison of the equilibrium constants for the dissociation of carbonic acid in seawater media. *Deep Sea Res. Part Oceanogr. Res. Pap.* 34, 1733–1743. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(87\)90021-5](https://doi.org/10.1016/0198-0149(87)90021-5)
- Dickson, A.G., Sabine, C.L., Christian, J.R., 2007. Guide to Best Practices for Ocean CO₂ Measurements (No. PICES Special Publication 3).
- Dickson, R.R., Brown, J., 1994. The production of North Atlantic Deep Water: Sources, rates, and pathways. *J. Geophys. Res. Oceans* 99, 12319–12341. <https://doi.org/10.1029/94JC00530>
- 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. *J. Clim.* 13, 2671–2696. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2000\)013<2671:TAORTT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2000)013<2671:TAORTT>2.0.CO;2)
- Dissard, D., Nehrke, G., Reichart, G.J., Bijma, J., 2010a. Impact of seawater *p*CO₂ on calcification and Mg/Ca and Sr/Ca ratios in benthic foraminifera calcite: results from culturing experiments with *Ammonia tepida*. *Biogeosciences* 7, 81–93. <https://doi.org/10.5194/bg-7-81-2010>
- Dissard, D., Nehrke, G., Reichart, G.-J., Bijma, J., 2010b. The impact of salinity on the Mg/Ca and Sr/Ca ratio in the benthic foraminifera *Ammonia tepida*: Results from culture experiments. *Geochim. Cosmochim. Acta* 74, 928–940. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2009.10.040>
- Diz, P., Barker, S., 2016. Approaches and constraints to the reconstruction of palaeoproductivity from Cape Basin abyssal benthic foraminifera (South Atlantic). *J. Micropalaeontology* 35, 195–204. <https://doi.org/10.1144/jmpaleo2015-045>
- Diz, P., Barras, C., Geslin, E., Reichart, G.-J., Metzger, E., Jorissen, F., Bijma, J., 2012. Incorporation of Mg and Sr and oxygen and carbon stable isotope fractionation in cultured *Ammonia tepida*. *Mar. Micropaleontol.* 92–93, 16–28. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2012.04.006>
- Diz, P., Peñalver-Clavel, I., Hernández-Almeida, I., Bernasconi, S.M., 2020. Environmental changes in the East Equatorial Pacific during the Mid Pleistocene Transition and implications for the Last Global Extinction of benthic foraminifera. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 539, 109487. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2019.109487>

Références bibliographiques

- Dokken, T.M., Nisancioglu, K.H., Li, C., Battisti, D.S., Kissel, C., 2013. Dansgaard-Oeschger cycles: Interactions between ocean and sea ice intrinsic to the Nordic seas. *Paleoceanography* 28, 491–502. <https://doi.org/10.1002/palo.20042>
- Dorst, S., Schönfeld, J., 2013. Diversity of benthic foraminifera on the shelf and slope of the NE Atlantic : analysis of Datasets. *J. Foraminifer. Res.* 43, 238–254. <https://doi.org/10.2113/gsjfr.43.3.238>
- Dorst, S., Schönfeld, J., Walter, L., 2015. Recent benthic foraminiferal assemblages from the Celtic Sea (South Western Approaches, NE Atlantic). *Paläontol. Z.* 89, 287–302. <https://doi.org/10.1007/s12542-014-0240-6>
- Dubois-Dauphin, Q., Colin, C., Bonneau, L., Montagna, P., Wu, Q., Van Rooij, D., Reverdin, G., Douville, E., Thil, F., Waldner, A., Frank, N., 2017. Fingerprinting Northeast Atlantic water masses using neodymium isotopes. *Geochim. Cosmochim. Acta* 210, 267–288. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2017.04.002>
- Duchemin, G., Fontanier, C., Jorissen, F.J., Barras, C., Griveaud, C., 2007. Living small-sized (63-150µm) Foraminifera from mid-shelf to mid-slope environments in the Bay of Biscay. *J. Foraminifer. Res.* 37, 12–32. <https://doi.org/10.2113/gsjfr.37.1.12>
- 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. *J. Sea Res.* 59, 297–319. <https://doi.org/10.1016/j.seares.2008.03.006>
- Dueñas-Bohórquez, A., da Rocha, R.E., Kuroyanagi, A., de Nooijer, L.J., Bijma, J., Reichart, G.-J., 2011a. Interindividual variability and ontogenetic effects on Mg and Sr incorporation in the planktonic foraminifer *Globigerinoides sacculifer*. *Geochim. Cosmochim. Acta* 75, 520–532. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2010.10.006>
- Dueñas-Bohórquez, A., Raitzsch, M., de Nooijer, L.J., Reichart, G.-J., 2011b. Independent impacts of calcium and carbonate ion concentration on Mg and Sr incorporation in cultured benthic foraminifera. *Mar. Micropaleontol.* 81, 122–130. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2011.08.002>
- 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. *Mar. Micropaleontol.* 94–95, 25–44. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2012.05.004>
- Duros, P., Fontanier, C., Metzger, E., Cesbron, F., Deflandre, B., Schmidt, S., Buscaill, R., Zaragosi, S., Kerhervé, P., Rigaud, S., Delgard, M.-L., Jorissen, F.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. Part Oceanogr. Res. Pap.* 74, 98–114. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2013.01.004>
- Duros, P., Fontanier, C., Metzger, E., Pusceddu, A., Cesbron, F., de Stigter, H.C., Bianchelli, S., Danovaro, R., Jorissen, F.J., 2011. Live (stained) benthic foraminifera in the Whittard Canyon, Celtic margin (NE Atlantic). *Deep Sea Res. Part Oceanogr. Res. Pap.* 58, 128–146. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2010.11.008>
- Duros, P., Jorissen, F.J., Cesbron, F., Zaragosi, S., Schmidt, S., Metzger, E., Fontanier, C., 2014. Benthic foraminiferal thanatocoenoses from the Cap-Ferret Canyon area (NE Atlantic): A complex interplay between hydro-sedimentary and biological processes. *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr., Submarine Canyons: Complex Deep-Sea Environments Unravelling by Multidisciplinary Research* 104, 145–163. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2013.09.024>
- Duros, P., Silva Jacinto, R., Dennielou, B., Schmidt, S., Martinez Lamas, R., Gautier, E., Roubi, A., Gayet, N., 2017. Benthic foraminiferal response to sedimentary disturbance in the Capbreton canyon (Bay of Biscay, NE Atlantic). *Deep Sea Res. Part Oceanogr. Res. Pap.* 120, 61–75. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2016.11.012>
- 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. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 46, 2003–2027. [https://doi.org/10.1016/S0967-0645\(99\)00053-3](https://doi.org/10.1016/S0967-0645(99)00053-3)
- Eggins, S., De Deckker, P., Marshall, J., 2003. Mg/Ca variation in planktonic foraminifera tests: implications for reconstructing palaeo-seawater temperature and habitat migration. *Earth Planet. Sci. Lett.* 212, 291–306. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00283-8](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00283-8)
- Ehlers, J., Gibbard, P.L., 2004. *Quaternary Glaciations - Extent and Chronology: Part I: Europe*. Elsevier.
- Ehlers, J., Gibbard, P.L., Hughes, P.D., 2011. *Quaternary Glaciations - Extent and Chronology, Volume 15 - 1st Edition*. Elsevier.
- Elderfield, H., Bertram, C.J., Erez, J., 1996. A biomineralization model for the incorporation of trace elements into foraminiferal calcium carbonate. *Earth Planet. Sci. Lett.* 142, 409–423. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(96\)00105-7](https://doi.org/10.1016/0012-821X(96)00105-7)

Références bibliographiques

- Elderfield, H., Upstill-Goddard, R., Sholkovitz, E.R., 1990. The rare earth elements in rivers, estuaries, and coastal seas and their significance to the composition of ocean waters. *Geochim. Cosmochim. Acta* 54, 971–991. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(90\)90432-K](https://doi.org/10.1016/0016-7037(90)90432-K)
- Elliot, M., Labeyrie, L., Duplessy, J.-C., 2002. Changes in North Atlantic deep-water formation associated with the Dansgaard–Oeschger temperature oscillations (60–10ka). *Quat. Sci. Rev., Decadal-to-Millennial-Scale Climate Variability* 21, 1153–1165. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(01\)00137-8](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(01)00137-8)
- Emery, W., Meincke, J., 1986. Global water masses: summary and review. *Oceanol. Acta*.
- Emiliani, C., 1955. Pleistocene Temperatures. *J. Geol.* 63, 538–578. <https://doi.org/10.1086/626295>
- EPICA community members, 2004. Eight glacial cycles from an Antarctic ice core. *Nature* 429, 623–628. <https://doi.org/10.1038/nature02599>
- Epstein, S., Buchsbaum, R., Lowenstam, H.A., Urey, H.C., 1953. Revised carbonate-water isotopic temperature scale. *GSA Bull.* 64, 1315–1326. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1953\)64\[1315:RCITS\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1953)64[1315:RCITS]2.0.CO;2)
- Erez, J., 2003. The Source of Ions for Biomineralization in Foraminifera and Their Implications for Paleooceanographic Proxies. *Rev. Mineral. Geochem.* 54, 115–149. <https://doi.org/10.2113/0540115>
- Erez, J., Bentov, S., Schneider, K., 2003. Vital Effects on Stable Isotopes and Trace Elements in Foraminifera and Corals in View of Their Biomineralization Mechanisms 2003, B21G-03.
- Evans, D., Müller, W., Erez, J., 2018a. Assessing foraminifera biomineralisation models through trace element data of cultures under variable seawater chemistry. *Geochim. Cosmochim. Acta, Chemistry of oceans past and present: A Special Issue in tribute to Harry Elderfield* 236, 198–217. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2018.02.048>
- Evans, D., Müller, W., Erez, J., 2018b. Assessing foraminifera biomineralisation models through trace element data of cultures under variable seawater chemistry. *Geochim. Cosmochim. Acta, Chemistry of oceans past and present: A Special Issue in tribute to Harry Elderfield* 236, 198–217. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2018.02.048>
- Eynaud, F., Abreu, L. de, Voelker, A., Schönfeld, J., Salgueiro, E., Turon, J.-L., Penaud, A., Toucanne, S., Naughton, F., Goñi, M.F.S., 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. Geosystems* 10. <https://doi.org/10.1029/2009GC002398>
- Eynaud, F., Malaizé, B., Zaragosi, S., Vernal, A. de, Scourse, J., Pujol, C., Cortijo, E., Grousset, F.E., Penaud, A., Toucanne, S., Turon, J.-L., Auffret, G., 2012. New constraints on European glacial freshwater releases to the North Atlantic Ocean. *Geophys. Res. Lett.* 39. <https://doi.org/10.1029/2012GL052100>
- Eynaud, F., Turon, J.L., Matthiessen, J., Kissel, C., Peypouquet, J.P., de Vernal, A., Henry, M., 2002. Norwegian sea-surface palaeoenvironments of marine oxygen-isotope stage 3: the paradoxical response of dinoflagellate cysts. *J. Quat. Sci.* 17, 349–359. <https://doi.org/10.1002/jqs.676>
- Fariñas, T., Bacher, C., Soudant, D., Belin, C., Barillé, L., 2015. Assessing phytoplankton realized niches using a French national phytoplankton monitoring network. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 159, 15–27. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2015.03.010>
- Fatela, F., Taborda, R., 2002. Confidence limits of species proportions in microfossil assemblages. *Mar. Micropaleontol.* 45, 169–174. [https://doi.org/10.1016/S0377-8398\(02\)00021-X](https://doi.org/10.1016/S0377-8398(02)00021-X)
- Fernandez, E., Maranon, E., Cabal, J., Alvarez, F., Anadon, R., 1996. Vertical particle flux in outer shelf waters of the southern Bay of Biscay in summer 1993. *Oceanogr. Lit. Rev.* 6, 555.
- Ferreira, F., Frontalini, F., Leão, C.J., Leipnitz, I.I., 2014. Changes in the water column structure and paleoproductivity in the western South Atlantic Ocean since the middle Pleistocene: Evidence from benthic and planktonic foraminifera. *Quat. Int., Quaternary Investigations from Antarctica across South America to the North Atlantic* 352, 111–123. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.07.061>
- Ferrer, L., Caballero, A., 2011. Eddies in the Bay of Biscay: A numerical approximation. *J. Mar. Syst.* 87, 133–144. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2011.03.008>
- Fersi, W., Penaud, A., Wary, M., Toucanne, S., Waelbroeck, C., Rossignol, L., Eynaud, F., 2021. Imprint of seasonality changes on fluvio-glacial dynamics across Heinrich Stadial 1 (NE Atlantic Ocean). *Glob. Planet. Change* 204, 103552. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2021.103552>
- Filipsson, H.L., Bernhard, J.M., Lincoln, S.A., McCorkle, D.C., 2010. A culture-based calibration of benthic foraminiferal paleotemperature proxies: $\delta^{18}\text{O}$ and Mg/Ca results. *Biogeosciences* 7, 1335–1347. <https://doi.org/10.5194/bg-7-1335-2010>
- Firestone, R.B., West, A., Kennett, J.P., Becker, L., Bunch, T.E., Revay, Z.S., Schultz, P.H., Belgia, T., Kennett, D.J., Erlandson, J.M., Dickenson, O.J., Goodyear, A.C., Harris, R.S., Howard, G.A., Kloosterman, J.B., Lechler, P.,

Références bibliographiques

- Mayewski, P.A., Montgomery, J., Poreda, R., Darrah, T., Hee, S.S.Q., Smith, A.R., Stich, A., Topping, W., Wittke, J.H., Wolbach, W.S., 2007. Evidence for an extraterrestrial impact 12,900 years ago that contributed to the megafaunal extinctions and the Younger Dryas cooling. *Proc. Natl. Acad. Sci.* 104, 16016–16021. <https://doi.org/10.1073/pnas.0706977104>
- 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 Res. Part Oceanogr. Res. Pap.* 45, 1127–1160. [https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(98\)00008-9](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(98)00008-9)
- Fontanier, C., Jorissen, F., Anschutz, P., Chaillou, G., 2006a. Seasonal variability of benthic foraminiferal faunas at 1000 m depth in the Bay of Biscay. *J. Foraminifer. Res.* 36, 61–76. <https://doi.org/10.2113/36.1.61>
- Fontanier, Christophe, Jorissen, F., Geslin, E., Zaragosi, S., Duchemin, G., Laversin, M., Gaultier, M., 2008. Live and dead foraminiferal faunas from Saint-Tropez Canyon (Bay of Frejus): Observations based on in situ and incubated cores. *J. Foraminifer. Res.* 38, 137–156. <https://doi.org/10.2113/gsjfr.38.2.137>
- Fontanier, C., Jorissen, F.J., Chaillou, G., Anschutz, P., Grémare, A., Griveaud, C., 2005. Live foraminiferal faunas from a 2800m deep lower canyon station from the Bay of Biscay: Faunal response to focusing of refractory organic matter. *Deep Sea Res. Part Oceanogr. Res. Pap.* 52, 1189–1227. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2005.01.006>
- Fontanier, C., Jorissen, F.J., Chaillou, G., David, C., Anschutz, P., Lafon, V., 2003a. Seasonal and interannual variability of benthic foraminiferal faunas at 550m depth in the Bay of Biscay. *Deep Sea Res. Part Oceanogr. Res. Pap.* 50, 457–494. [https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(02\)00167-X](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(02)00167-X)
- Fontanier, C., Jorissen, F.J., Chaillou, G., David, C., Anschutz, P., Lafon, V., 2003b. Seasonal and interannual variability of benthic foraminiferal faunas at 550 m depth in the Bay of Biscay. *Deep Sea Res. Part Oceanogr. Res. Pap.* 50, 457–494. [https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(02\)00167-X](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(02)00167-X)
- 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 Res. Part Oceanogr. Res. Pap.* 49, 751–785. [https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(01\)00078-4](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(01)00078-4)
- 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). *J. Foraminifer. Res.* 38, 39–51. <https://doi.org/10.2113/gsjfr.38.1.39>
- 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. *Mar. Micropaleontol.* 58, 159–183. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2005.09.004>
- Fossile, E., Nardelli, M.P., Howa, H., Baltzer, A., Poprawski, Y., Baneschi, I., Doveri, M., Mojtahid, M., 2022. Influence of modern environmental gradients on foraminiferal faunas in the inner Kongsfjorden (Svalbard). *Mar. Micropaleontol.* 102117. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2022.102117>
- Fossile, E., Nardelli, M.P., Jouini, A., Lansard, B., Pusceddu, A., Moccia, D., Michel, E., Péron, O., Howa, H., Mojtahid, M., 2020. Benthic foraminifera as tracers of brine production in the Storfjorden “sea ice factory.” *Biogeosciences* 17, 1933–1953. <https://doi.org/10.5194/bg-17-1933-2020>
- Foster, L.C., Schmidt, D.N., Thomas, E., Arndt, S., Ridgwell, A., 2013. Surviving rapid climate change in the deep sea during the Paleogene hyperthermals. *Proc. Natl. Acad. Sci.* 110, 9273–9276. <https://doi.org/10.1073/pnas.1300579110>
- Frigola, J., Moreno, A., Cacho, I., Canals, M., Sierro, F.J., Flores, J.A., Grimalt, J.O., 2008. Evidence of abrupt changes in Western Mediterranean Deep Water circulation during the last 50kyr: A high-resolution marine record from the Balearic Sea. *Quat. Int., The Last 15ka of Environmental Change in Mediterranean Regions - Interpreting Different Archives* 181, 88–104. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2007.06.016>
- Frigola, J., Moreno, A., Cacho, I., Canals, M., Sierro, F.J., Flores, J.A., Grimalt, J.O., Hodell, D.A., Curtis, J.H., 2007. Holocene climate variability in the western Mediterranean region from a deepwater sediment record. *Paleoceanography* 22. <https://doi.org/10.1029/2006PA001307>
- Friocourt, Y., Levier, B., Speich, S., Blanke, B., Drijfhout, S.S., 2007. A regional numerical ocean model of the circulation in the Bay of Biscay. *J. Geophys. Res. Oceans* 112. <https://doi.org/10.1029/2006JC003935>
- Froidefond, J.-M., Castaing, P., Jouanneau, J.-M., 1996. Distribution of suspended matter in a coastal upwelling area. Satellite data and in situ measurements. *J. Mar. Syst.* 8, 91–105. [https://doi.org/10.1016/0924-7963\(95\)00040-2](https://doi.org/10.1016/0924-7963(95)00040-2)
- Froidefond, J.-M., Lavender, S., Laborde, P., Herbland, A., Lafon, V., 2002. SeaWiFS data interpretation in a coastal area in the Bay of Biscay. *Int. J. Remote Sens.* 23, 881–904. <https://doi.org/10.1080/01431160110040332>

Références bibliographiques

- Ganopolski, A., Calov, R., 2011. The role of orbital forcing, carbon dioxide and regolith in 100 kyr glacial cycles. *Clim. Past* 7, 1415–1425. <https://doi.org/10.5194/cp-7-1415-2011>
- Ganopolski, A., Rahmstorf, S., 2001. Rapid changes of glacial climate simulated in a coupled climate model. *Nature* 409, 153–158. <https://doi.org/10.1038/35051500>
- 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.
- Gattuso, J.-P., Epitalon, J.-M., Lavigne, H., Orr, J., 2019. seacarb: seawater carbonate chemistry. R package version 3.2.12.
- Geerken, E., de Nooijer, L., Toyofuku, T., Roepert, A., Middelburg, J.J., Kienhuis, M.V.M., Nagai, Y., Polerecky, L., Reichart, G.-J., 2022. High precipitation rates characterize biomineralization in the benthic foraminifer *Ammonia beccarii*. *Geochim. Cosmochim. Acta* 318, 70–82. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2021.11.026>
- Geerken, E., Nooijer, L.J. de, Dijk, I. van, Reichart, G.-J., 2018. Impact of salinity on element incorporation in two benthic foraminiferal species with contrasting magnesium contents. *Biogeosciences* 15, 2205–2218. <https://doi.org/10.5194/bg-15-2205-2018>
- Geslin, E., Barras, C., Langlet, D., Nardelli, M.P., Kim, J.-H., Bonnin, J., Metzger, E., Jorissen, F.J., 2014. Survival, reproduction and calcification of three benthic foraminiferal species in response to experimentally induced hypoxia, in: Kitazato, H., Bernhard, J.M. (Eds.), *Approaches to Study Living Foraminifera*, Environmental Science and Engineering. Springer Japan, pp. 163–193.
- Gibbard, P., Cohen, K.M., 2008. Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years. *Episodes J. Int. Geosci.* 31, 243–247. <https://doi.org/10.18814/epiugs/2008/v31i2/011>
- Gibbard, P.L., Rose, J., Bridgland, D.R., Shackleton, N.J., West, R.G., Bowen, D.Q., 1988. The history of the great northwest European rivers during the past three million years. *Philos. Trans. R. Soc. Lond. B Biol. Sci.* 318, 559–602. <https://doi.org/10.1098/rstb.1988.0024>
- Gildor, H., Tziperman, E., 2001. A sea ice climate switch mechanism for the 100-kyr glacial cycles. *J. Geophys. Res. Oceans* 106, 9117–9133. <https://doi.org/10.1029/1999JC000120>
- Gildor, H., Tziperman, E., 2000. Sea ice as the glacial cycles' Climate switch: role of seasonal and orbital forcing. *Paleoceanography* 15, 605–615. <https://doi.org/10.1029/1999PA000461>
- Gimeno, L., de la Torre, L., Nieto, R., García, R., Hernández, E., Ribera, P., 2003. Changes in the relationship NAO–Northern hemisphere temperature due to solar activity. *Earth Planet. Sci. Lett.* 206, 15–20. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)01090-7](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)01090-7)
- Gohin, F., Lampert, L., Guillaud, J.-F., Herbland, A., Nézan, E., 2003. Satellite and in situ observations of a late winter phytoplankton bloom, in the northern Bay of Biscay. *Cont. Shelf Res.* 23, 1117–1141. [https://doi.org/10.1016/S0278-4343\(03\)00088-8](https://doi.org/10.1016/S0278-4343(03)00088-8)
- Goldstein, S.J., Jacobsen, S.B., 1987. The Nd and Sr isotopic systematics of river-water dissolved material: Implications for the sources of Nd and Sr in seawater. *Chem. Geol. Isot. Geosci. Sect.* 66, 245–272. [https://doi.org/10.1016/0168-9622\(87\)90045-5](https://doi.org/10.1016/0168-9622(87)90045-5)
- Goldstein, S.L., O’Nions, R.K., Hamilton, P.J., 1984. A Sm-Nd isotopic study of atmospheric dusts and particulates from major river systems. *Earth Planet. Sci. Lett.* 70, 221–236. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(84\)90007-4](https://doi.org/10.1016/0012-821X(84)90007-4)
- Goldstein, S.T., Corliss, B.H., 1994. Deposit feeding in selected deep-sea and shallow-water benthic foraminifera. *Deep Sea Res. Part Oceanogr. Res. Pap.* 41, 229–241. [https://doi.org/10.1016/0967-0637\(94\)90001-9](https://doi.org/10.1016/0967-0637(94)90001-9)
- Gong, Z., Langereis, C.G., Mullender, T.A.T., 2008. The rotation of Iberia during the Aptian and the opening of the Bay of Biscay. *Earth Planet. Sci. Lett.* 273, 80–93. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.06.016>
- Gonthier, E., Cirac, P., Faugeres, J., Gaudin, M., Cremer, M., Bourillet, J.-F., 2006. Instabilities and deformation in the sedimentary cover on the upper slope of the southern Aquitaine continental margin, north of the Capbreton canyon (Bay of Biscay). *Sci. Mar.* 70, 89–100.
- Gooday, A.J., 2003. Benthic foraminifera (protista) as tools in deep-water palaeoceanography: Environmental influences on faunal characteristics, in: *Advances in Marine Biology*. Academic Press, pp. 1–90. [https://doi.org/10.1016/S0065-2881\(03\)46002-1](https://doi.org/10.1016/S0065-2881(03)46002-1)
- Gooday, A.J., 1994. The Biology of Deep-Sea Foraminifera: A Review of Some Advances and Their Applications in Paleoceanography. *PALAIOS* 9, 14–31. <https://doi.org/10.2307/3515075>

Références bibliographiques

- Gooday, A.J., 1993. Deep-sea benthic foraminiferal species which exploit phytodetritus: Characteristic features and controls on distribution. *Mar. Micropaleontol.* 22, 187–205. [https://doi.org/10.1016/0377-8398\(93\)90043-W](https://doi.org/10.1016/0377-8398(93)90043-W)
- Gooday, A.J., 1988. A response by benthic Foraminifera to the deposition of phytodetritus in the deep sea. *Nature* 332, 70–73. <https://doi.org/10.1038/332070a0>
- Gooday, A.J., Bernhard, J.M., Levin, L.A., Suhr, S.B., 2000. Foraminifera in the Arabian Sea oxygen minimum zone and other oxygen-deficient settings: taxonomic composition, diversity, and relation to metazoan faunas. *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 47, 25–54. [https://doi.org/10.1016/S0967-0645\(99\)00099-5](https://doi.org/10.1016/S0967-0645(99)00099-5)
- Gooday, A.J., Goineau, A., 2019. The Contribution of Fine Sieve Fractions (63–150 µm) to Foraminiferal Abundance and Diversity in an Area of the Eastern Pacific Ocean Licensed for Polymetallic Nodule Exploration. *Front. Mar. Sci.* 6.
- Gooday, A.J., Hughes, J.A., 2002a. Foraminifera associated with phytodetritus deposits at a bathyal site in the northern Rockall Trough (NE Atlantic): seasonal contrasts and a comparison of stained and dead assemblages. *Mar. Micropaleontol.* 46, 83–110. [https://doi.org/10.1016/S0377-8398\(02\)00050-6](https://doi.org/10.1016/S0377-8398(02)00050-6)
- Gooday, A.J., Levin, L.A., Linke, P., Heeger, T., 1992. The Role of Benthic Foraminifera in Deep-Sea Food Webs and Carbon Cycling, in: Rowe, G.T., Pariente, V. (Eds.), *Deep-Sea Food Chains and the Global Carbon Cycle*, NATO ASI Series. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 63–91. https://doi.org/10.1007/978-94-011-2452-2_5
- Gooday, A.J., Rathburn, A.E., 1999. Temporal variability in living deep-sea benthic foraminifera: a review. *Earth-Sci. Rev.* 46, 187–212. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(99\)00010-0](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(99)00010-0)
- Gooday, A.J., Turley, C.M., Allen, J.A., Charnock, H., Edmond, J.M., McCave, I.N., Rice, A.L., Wilson, T.R.S., 1990. Responses by benthic organisms to inputs of organic material to the ocean floor: a review. *Philos. Trans. R. Soc. Lond. Ser. Math. Phys. Sci.* 331, 119–138. <https://doi.org/10.1098/rsta.1990.0060>
- Greaves, M.J., Elderfield, H., Sholkovitz, E.R., 1999. Aeolian sources of rare earth elements to the Western Pacific Ocean. *Mar. Chem.* 68, 31–38. [https://doi.org/10.1016/S0304-4203\(99\)00063-8](https://doi.org/10.1016/S0304-4203(99)00063-8)
- Grimm, E.C., Jacobson, G.L., Watts, W.A., Hansen, B.C.S., Maasch, K.A., 1993. A 50,000-Year Record of Climate Oscillations from Florida and Its Temporal Correlation with the Heinrich Events. *Science* 261, 198–200. <https://doi.org/10.1126/science.261.5118.198>
- Groeneveld, J., Filipsson, H.L., Austin, W.E.N., Darling, K., McCarthy, D., Quintana Krupinski, N.B., Bird, C., Schweizer, M., 2018. Assessing proxy signatures of temperature, salinity, and hypoxia in the Baltic Sea through foraminifera-based geochemistry and faunal assemblages. *J. Micropalaeontology* 37, 403–429. <https://doi.org/10.5194/jm-37-403-2018>
- Grousset, F.E., Cortijo, E., Huon, S., Hervé, L., Richter, T., Burdloff, D., Duprat, J., Weber, O., 2001. Zooming in on Heinrich layers. *Paleoceanography* 16, 240–259. <https://doi.org/10.1029/2000PA000559>
- Grousset, F.E., Labeyrie, L., Sinko, J.A., Cremer, M., Bond, G., Duprat, J., Cortijo, E., Huon, S., 1993. Patterns of Ice-Rafted Detritus in the Glacial North Atlantic (40–55°N). *Paleoceanography* 8, 175–192. <https://doi.org/10.1029/92PA02923>
- Grousset, F.E., Pujol, C., Labeyrie, L., Auffret, G., Boelaert, A., 2000. Were the North Atlantic Heinrich events triggered by the behavior of the European ice sheets? *Geology* 28, 123–126. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2000\)28<123:WTNAHE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2000)28<123:WTNAHE>2.0.CO;2)
- Guamán-Guevara, F., Austin, H., Hicks, N., Streeter, R., Austin, W.E.N., 2019. Impacts of ocean acidification on intertidal benthic foraminiferal growth and calcification. *PLOS ONE* 14, e0220046. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0220046>
- Guichard, S., Jorissen, F., Peyrouquet, J.-P., 1999. Late Quaternary benthic foraminiferal records testifying lateral variability of the Cape Blanc upwelling signal. *Comptes Rendus Académie Sci. - Ser. IIA - Earth Planet. Sci.* 329, 295–301. [https://doi.org/10.1016/S1251-8050\(99\)80249-3](https://doi.org/10.1016/S1251-8050(99)80249-3)
- Guillaud, J.-F., Aminot, A., Delmas, D., Gohin, F., Lunven, M., Labry, C., Herbland, A., 2008. Seasonal variation of riverine nutrient inputs in the northern Bay of Biscay (France), and patterns of marine phytoplankton response. *J. Mar. Syst., Oceanography of the Bay of Biscay* 72, 309–319. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2007.03.010>
- Guillong, M., Meier, D.L., Allan, M.M., Heinrich, C.A., Yardley, B.W., 2008. SILLS: A MATLAB-based program for the reduction of laser ablation ICP-MS data of homogeneous materials and inclusions. *Min. Assoc. Can. Short Course Ser* 40, 328–333.
- Gupta, A.K., 1999. Latest Pliocene through Holocene paleoceanography of the eastern Indian Ocean: benthic foraminiferal evidence. *Mar. Geol.* 161, 63–73. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(99\)00056-0](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(99)00056-0)

Références bibliographiques

- Gupta, A.K., Sarkar, S., Mukherjee, B., 2006. Paleoceanographic changes during the past 1.9 Myr at DSDP Site 238, Central Indian Ocean Basin: Benthic foraminiferal proxies. *Mar. Micropaleontol.* 60, 157–166. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2006.04.001>
- Gupta, A.K., Singh, R.K., Joseph, S., Thomas, E., 2004. Indian Ocean high-productivity event (10–8 Ma): Linked to global cooling or to the initiation of the Indian monsoons? *Geology* 32, 753–756. <https://doi.org/10.1130/G20662.1>
- Gupta, A.K., Thomas, E., 2003. Initiation of Northern Hemisphere glaciation and strengthening of the northeast Indian monsoon: Ocean Drilling Program Site 758, eastern equatorial Indian Ocean. *Geology* 31, 47–50. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2003\)031<0047:IONHGA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2003)031<0047:IONHGA>2.0.CO;2)
- Hadley, Geo., 1735. Concerning the Cause of the General Trade-Winds: By Geo. Hadley, Esq; F. R. S. *Philos. Trans.* 1683-1775 39, 58–62.
- Hakkinen, S., Rhines, P.B., 2009. Shifting surface currents in the northern North Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res. Oceans* 114. <https://doi.org/10.1029/2008JC004883>
- Hakkinen, S., Rhines, P.B., Worthen, D.L., 2011. Warm and saline events embedded in the meridional circulation of the northern North Atlantic. *J. Geophys. Res. Oceans* 116. <https://doi.org/10.1029/2010JC006275>
- Hall, I.R., McCave, I.N., 2000. Palaeocurrent reconstruction, sediment and thorium focussing on the Iberian margin over the last 140 ka. *Earth Planet. Sci. Lett.* 178, 151–164. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(00\)00068-6](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00068-6)
- Hall, J.M., Chan, L.-H., 2004. Li/Ca in multiple species of benthic and planktonic foraminifera: thermocline, latitudinal, and glacial-interglacial variation 1 Associate editor: D. Lea. *Geochim. Cosmochim. Acta* 68, 529–545. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(03\)00451-4](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(03)00451-4)
- Hall, J.M., Chan, L.-H., McDonough, W.F., Turekian, K.K., 2005. Determination of the lithium isotopic composition of planktic foraminifera and its application as a paleo-seawater proxy. *Mar. Geol., Ocean Chemistry over the Phanerozoic and its links to Geological Processes* 217, 255–265. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2004.11.015>
- Hall, M.M., Bryden, H.L., 1982. Direct estimates and mechanisms of ocean heat transport. *Deep Sea Res. Part Oceanogr. Res. Pap.* 29, 339–359. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(82\)90099-1](https://doi.org/10.1016/0198-0149(82)90099-1)
- Hammer, O., Harper, D.A.T., Ryan, P.D., 2001. PAST: Paleontological statistics software package for education and data analysis. *Paleontol. Electron.* 4 (1): 1–9.
- Hansen, A., Knudsen, K.L., 1995. Recent foraminiferal distribution in Freemansundet and Early Holocene stratigraphy on Edgeøya, Svalbard. *Polar Res.* 14, 215–238. <https://doi.org/10.3402/polar.v14i2.6664>
- Hansen, B., Østerhus, S., 2000. North Atlantic–Nordic Seas exchanges. *Prog. Oceanogr.* 45, 109–208. [https://doi.org/10.1016/S0079-6611\(99\)00052-X](https://doi.org/10.1016/S0079-6611(99)00052-X)
- Hansen, J., Lacs, A., Ruedy, R., Sato, M., 1992. Potential climate impact of Mount Pinatubo eruption. *Geophys. Res. Lett.* 19, 215–218. <https://doi.org/10.1029/91GL02788>
- Harvey, J., Theodorou, A., 1986. The circulation of norwegian sea overflow water in the eastern north-atlantic. *Oceanol. Acta* 9, 393–402.
- Hasegawa, S., Sprovieri, R., Poluzzi, A., 2006. Quantitative analysis of benthic foraminiferal assemblages from Plio-Pleistocene sequences in the Tyrrhenian sea, ODP Leg 107 1. *Geogr. Environ. Sci.* <https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.107.150.1990>
- Hasegawa, S., Sprovieri, R., Poluzzi, A., Kastens, K.A., Mascle, J., 1990. Quantitative analysis of benthic foraminiferal assemblages from Plio-Pleistocene sequences in the Tyrrhenian Sea, ODP Leg 107. *Proc. Ocean Drill. Program Sci. Results, Ocean Drilling Program. College Station, TX* 107, 17.
- Hauzer, H., Evans, D., Müller, W., Rosenthal, Y., Erez, J., 2018. Calibration of Na partitioning in the calcitic foraminifer *Operculina ammonoides* under variable Ca concentration: Toward reconstructing past seawater composition. *Earth Planet. Sci. Lett.* 497, 80–91. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.06.004>
- Hayek, L.-A., Buzas, M., 1997. *Surveying Natural Populations: Quantitative Tools for Assessing Biodiversity*, Surveying Natural Populations. Columbia University Press. <https://doi.org/10.7312/haye14620>
- Hayek, L.-A.C., Buzas, M.A., 2013. On the proper and efficient use of diversity measures with individual field samples. *J. Foraminifer. Res.* 43, 305–313. <https://doi.org/10.2113/gsjfr.43.3.305>
- Haynert, K., Schönfeld, J., Schiebel, R., Wilson, B., Thomsen, J., 2014. Response of benthic foraminifera to ocean acidification in their natural sediment environment: a long-term culturing experiment. *Biogeosciences* 11, 1581–1597. <https://doi.org/10.5194/bg-11-1581-2014>
- Haynes, R., Barton, E.D., 1990. A poleward flow along the Atlantic coast of the Iberian peninsula. *J. Geophys. Res. Oceans* 95, 11425–11441. <https://doi.org/10.1029/JC095iC07p11425>

Références bibliographiques

- Hays, J.D., Imbrie, J., Shackleton, N.J., 1976. Variations in the Earth's Orbit: Pacemaker of the Ice Ages. *Science* 194, 1121–1132. <https://doi.org/10.1126/science.194.4270.1121>
- Hayward, B.W., 2002. Late Pliocene to middle Pleistocene extinctions of deep-sea benthic foraminifera (“Stilosomella Extinction”) in the southwest Pacific. *J. Foraminifer. Res.* 32, 274–307. <https://doi.org/10.2113/32.3.274>
- Hayward, B.W., Kawagata, S., Grenfell, H.R., Droessler, A.W., Shearer, M., 2006. Mid-Pleistocene extinction of bathyal benthic foraminifera in the Caribbean Sea. *Micropaleontology* 52, 245–266. <https://doi.org/10.2113/gsmicropal.52.3.245>
- 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. *Mar. Micropaleontol.* 46, 139–176. [https://doi.org/10.1016/S0377-8398\(02\)00047-6](https://doi.org/10.1016/S0377-8398(02)00047-6)
- Hayward, B.W., Sabaa, A., Grenfell, H.R., 2004. Benthic foraminifera and the late Quaternary (last 150 ka) paleoceanographic and sedimentary history of the Bounty Trough, east of New Zealand. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 211, 59–93. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2004.04.007>
- Hayward, B.W., Scott, G.H., Crundwell, M.P., Kennett, J.P., Carter, L., Neil, H.L., Sabaa, A.T., Wilson, K., Rodger, J.S., Schaefer, G., Grenfell, H.R., Li, Q., 2008. The effect of submerged plateaux on Pleistocene gyral circulation and sea-surface temperatures in the Southwest Pacific. *Glob. Planet. Change* 63, 309–316. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2008.07.003>
- Hecht, A.D., 1976. Size Variations in Planktonic Foraminifera: Implications for Quantitative Paleoclimatic Analysis. *Science* 192, 1330–1332. <https://doi.org/10.1126/science.192.4246.1330>
- Heijnen, M.S., Mienis, F., Gates, A.R., Bett, B.J., Hall, R.A., Hunt, J., Kane, I.A., Pebody, C., Huvenne, V. a. I., Soutter, E.L., Clare, M.A., 2022. Challenging the highstand-dormant paradigm for land-detached submarine canyons. *Nat. Commun.* 13, 3448. <https://doi.org/10.1038/s41467-022-31114-9>
- Heinrich, H., 1988. Origin and Consequences of Cyclic Ice Rafting in the Northeast Atlantic Ocean During the Past 130,000 Years. *Quat. Res.* 29, 142–152. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(88\)90057-9](https://doi.org/10.1016/0033-5894(88)90057-9)
- Hemming, S.R., 2004. Heinrich events: Massive late Pleistocene detritus layers of the North Atlantic and their global climate imprint. *Rev. Geophys.* 42. <https://doi.org/10.1029/2003RG000128>
- Hennissen, J.A.I., Head, M.J., De Schepper, S., Groeneveld, J., 2015. Increased seasonality during the intensification of Northern Hemisphere glaciation at the Pliocene–Pleistocene boundary ~2.6 Ma. *Quat. Sci. Rev.* 129, 321–332. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.10.010>
- Hennissen, J.A.I., Head, M.J., De Schepper, S., Groeneveld, J., 2014. Palynological evidence for a southward shift of the North Atlantic Current at 2.6 Ma during the intensification of late Cenozoic Northern Hemisphere glaciation. *Paleoceanography* 29, 564–580. <https://doi.org/10.1002/2013PA002543>
- Henry, L.G., McManus, J.F., Curry, W.B., Roberts, N.L., Piotrowski, A.M., Keigwin, L.D., 2016. North Atlantic ocean circulation and abrupt climate change during the last glaciation. *Science* 353, 470–474. <https://doi.org/10.1126/science.aaf5529>
- Herguera, J.C., 1992. Deep-sea benthic foraminifera and biogenic opal: Glacial to postglacial productivity changes in the western equatorial Pacific. *Mar. Micropaleontol., Approaches to Paleoproductivity Reconstructions* 19, 79–98. [https://doi.org/10.1016/0377-8398\(92\)90022-C](https://doi.org/10.1016/0377-8398(92)90022-C)
- 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. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1991\)019<1173:PFBFAG>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1991)019<1173:PFBFAG>2.3.CO;2)
- Hermelin, J.O.R., Shimmield, G.B., 1990. The importance of the oxygen minimum zone and sediment geochemistry in the distribution of Recent benthic foraminifera in the northwest Indian Ocean. *Mar. Geol.* 91, 1–29. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(90\)90130-C](https://doi.org/10.1016/0025-3227(90)90130-C)
- 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 Res. Part Oceanogr. Res. Pap.* 56, 1555–1578. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2009.04.003>
- 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. *J. Foraminifer. Res.* 35, 114–129. <https://doi.org/10.2113/35.2.114>
- Hillaire-Marcel, C., de Vernal, A., Bilodeau, G., Weaver, A.J., 2001. Absence of deep-water formation in the Labrador Sea during the last interglacial period. *Nature* 410, 1073–1077. <https://doi.org/10.1038/35074059>

Références bibliographiques

- Hintz, C.J., Shaw, T.J., Bernhard, J.M., Chandler, G.T., McCorkle, D.C., Blanks, J.K., 2006. Trace/minor element:calcium ratios in cultured benthic foraminifera. Part II: Ontogenetic variation. *Geochim. Cosmochim. Acta* 70, 1964–1976. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2005.12.019>
- Hodell, D.A., Curtis, J.H., 2008. Oxygen and carbon isotopes of detrital carbonate in North Atlantic Heinrich Events. *Mar. Geol.* 256, 30–35. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2008.09.010>
- Hoefs, J., 2004. Isotope Fractionation Mechanisms of Selected Elements, in: Hoefs, J. (Ed.), *Stable Isotope Geochemistry*. Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 31–76. https://doi.org/10.1007/978-3-662-05406-2_2
- Hoff, U., Rasmussen, T.L., Stein, R., Ezat, M.M., Fahl, K., 2016. Sea ice and millennial-scale climate variability in the Nordic seas 90 kyr ago to present. *Nat. Commun.* 7, 12247. <https://doi.org/10.1038/ncomms12247>
- Hoffman, J.S., Carlson, A.E., Winsor, K., Klinkhammer, G.P., LeGrande, A.N., Andrews, J.T., Strasser, J.C., 2012. Linking the 8.2 ka event and its freshwater forcing in the Labrador Sea. *Geophys. Res. Lett.* 39. <https://doi.org/10.1029/2012GL053047>
- Holliday, N.P., Cunningham, S.A., Johnson, C., Gary, S.F., Griffiths, C., Read, J.F., Sherwin, T., 2015. Multidecadal variability of potential temperature, salinity, and transport in the eastern subpolar North Atlantic. *J. Geophys. Res. Oceans* 120, 5945–5967. <https://doi.org/10.1002/2015JC010762>
- Hönisch, B., Hemming, N.G., Archer, D., Siddall, M., McManus, J.F., 2009. Atmospheric Carbon Dioxide Concentration Across the Mid-Pleistocene Transition. *Science* 324, 1551–1554. <https://doi.org/10.1126/science.1171477>
- Hönisch, B., Ridgwell, A., Schmidt, D.N., Thomas, E., Gibbs, S.J., Sluijs, A., Zeebe, R., Kump, L., Martindale, R.C., Greene, S.E., Kiessling, W., Ries, J., Zachos, J.C., Royer, D.L., Barker, S., Marchitto, T.M., Moyer, R., Pelejero, C., Ziveri, P., Foster, G.L., Williams, B., 2012. The Geological Record of Ocean Acidification. *Science* 335, 1058–1063. <https://doi.org/10.1126/science.1208277>
- Hoogakker, B.A.A., Chapman, M.R., McCave, I.N., Hillaire-Marcel, C., Ellison, C.R.W., Hall, I.R., Telford, R.J., 2011. Dynamics of North Atlantic Deep Water masses during the Holocene. *Paleoceanography* 26. <https://doi.org/10.1029/2011PA002155>
- Hoogakker, B.A.A., Downy, F., Andersson, M.A., Chapman, M.R., Elderfield, H., McCave, I.N., Lenton, T.M., Grützner, J., 2013. Gulf Stream – subtropical gyre properties across two Dansgaard–Oeschger cycles. *Quat. Sci. Rev.* 81, 105–113. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.09.020>
- Hoogakker, B.A.A., McCave, I.N., Vautravers, M.J., 2007. Antarctic link to deep flow speed variation during Marine Isotope Stage 3 in the western North Atlantic. *Earth Planet. Sci. Lett.* 257, 463–473. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.03.003>
- Howes, E.L., Kaczmarek, K., Raitzsch, M., Mewes, A., Bijma, N., Horn, I., Misra, S., Gattuso, J.-P., Bijma, J., 2017. Decoupled carbonate chemistry controls on the incorporation of boron into *Orbulina universa*. *Biogeosciences* 14, 415–430. <https://doi.org/10.5194/bg-14-415-2017>
- Huang, B., Jian, Z., Cheng, X., Wang, P., 2003. Foraminiferal responses to upwelling variations in the South China Sea over the last 220 000 years. *Mar. Micropaleontol.* 47, 1–15. [https://doi.org/10.1016/S0377-8398\(02\)00045-2](https://doi.org/10.1016/S0377-8398(02)00045-2)
- Huang, J., Wan, S., Li, A., Li, T., 2019. Two-phase structure of tropical hydroclimate during Heinrich Stadial 1 and its global implications. *Quat. Sci. Rev.* 222, 105900. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.105900>
- Hughes, A.L.C., Gyllencreutz, R., Lohne, Ø.S., Mangerud, J., Svendsen, J.I., 2016. The last Eurasian ice sheets – a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1. *Boreas* 45, 1–45. <https://doi.org/10.1111/bor.12142>
- Hunter, W.R., Jamieson, A., Huvenne, V. a. I., Witte, U., 2013. Sediment community responses to marine vs. terrigenous organic matter in a submarine canyon. *Biogeosciences* 10, 67–80. <https://doi.org/10.5194/bg-10-67-2013>
- Huthnance, J.M., 1986. The Rockall slope current and shelf-edge processes. *Proc. R. Soc. Edinb. Sect. B Biol. Sci.* 88, 83–101. <https://doi.org/10.1017/S0269727000004486>
- Huthnance, J.M., 1984. Slope Currents and “JEBAR.” *J. Phys. Oceanogr.* 14, 795–810. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1984\)014<0795:SCA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1984)014<0795:SCA>2.0.CO;2)
- Huthnance, J.M., Inall, M.E., Fraser, N.J., 2020. Oceanic Density/Pressure Gradients and Slope Currents. *J. Phys. Oceanogr.* 50, 1643–1654. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-19-0134.1>
- Huybers, P., 2011. Combined obliquity and precession pacing of late Pleistocene deglaciations. *Nature* 480, 229–232. <https://doi.org/10.1038/nature10626>
- Huybers, P., 2007. Glacial variability over the last two million years: an extended depth-derived age model, continuous obliquity pacing, and the Pleistocene progression. *Quat. Sci. Rev.* 26, 37–55. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.07.013>

Références bibliographiques

- Huybers, P., 2006. Early Pleistocene Glacial Cycles and the Integrated Summer Insolation Forcing. *Science* 313, 508–511. <https://doi.org/10.1126/science.1125249>
- Huybers, P., Wunsch, C., 2005. Obliquity pacing of the late Pleistocene glacial terminations. *Nature* 434, 491–494. <https://doi.org/10.1038/nature03401>
- Imbrie, J.Z., Imbrie-Moore, A., Lisiecki, L.E., 2011. A phase-space model for Pleistocene ice volume. *Earth Planet. Sci. Lett.* 307, 94–102. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.04.018>
- Iorga, M.C., Lozier, M.S., 1999. Signatures of the Mediterranean outflow from a North Atlantic climatology: 1. Salinity and density fields. *J. Geophys. Res. Oceans* 104, 25985–26009. <https://doi.org/10.1029/1999JC900115>
- Iselin, C.O., 1936. A study of the circulation of the western north Atlantic 101.
- Ivanovic, R.F., Gregoire, L.J., Burke, A., Wickert, A.D., Valdes, P.J., Ng, H.C., Robinson, L.F., McManus, J.F., Mitrovica, J.X., Lee, L., Dentith, J.E., 2018. Acceleration of Northern Ice Sheet Melt Induces AMOC Slowdown and Northern Cooling in Simulations of the Early Last Deglaciation. *Paleoceanogr. Paleoclimatology* 33, 807–824. <https://doi.org/10.1029/2017PA003308>
- Iwasaki, S., Kimoto, K., Kuroyanagi, A., Kawahata, H., 2017. Horizontal and vertical distributions of planktic foraminifera in the subarctic Pacific. *Mar. Micropaleontol.* 130, 1–14. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2016.12.001>
- Jeandel, C., 1993. Concentration and isotopic composition of Nd in the South Atlantic Ocean. *Earth Planet. Sci. Lett.* 117, 581–591. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(93\)90104-H](https://doi.org/10.1016/0012-821X(93)90104-H)
- Jeandel, C., Oelkers, E.H., 2015. The influence of terrigenous particulate material dissolution on ocean chemistry and global element cycles. *Chem. Geol.* 395, 50–66. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2014.12.001>
- Jenkins, W.J., Smethie, W.M., Boyle, E.A., Cutter, G.A., 2015. Water mass analysis for the U.S. GEOTRACES (GA03) North Atlantic sections. *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr., GEOTRACES GA-03 - The U.S. GEOTRACES North Atlantic Transect* 116, 6–20. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2014.11.018>
- Jennings, A.E., Helgadottir, G., 1994. Foraminiferal assemblages from the fjords and shelf of eastern Greenland. *J. Foraminifer. Res.* 24, 123–144. <https://doi.org/10.2113/gsjfr.24.2.123>
- Jennings, A.E., Weiner, N.J., Helgadottir, G., Andrews, J.T., 2004. Modern foraminiferal faunas of the southwestern to northern Iceland Shelf: oceanographic and environmental controls. *J. Foraminifer. Res.* 34, 180–207. <https://doi.org/10.2113/34.3.180>
- Jian, Z., Wang, P., Chen, M.-P., Li, B., Zhao, Q., Bühring, C., Laj, C., Lin, H.-L., Pflaumann, U., Bian, Y., Wang, R., Cheng, X., 2000. Foraminiferal responses to major Pleistocene paleoceanographic changes in the southern South China Sea. *Paleoceanography* 15, 229–243. <https://doi.org/10.1029/1999PA000431>
- Jochum, K.P., Weis, U., Stoll, B., Kuzmin, D., Yang, Q., Raczek, I., Jacob, D.E., Stracke, A., Birbaum, K., Frick, D.A., Günther, D., Enzweiler, J., 2011. Determination of Reference Values for NIST SRM 610–617 Glasses Following ISO Guidelines. *Geostand. Geoanalytical Res.* 35, 397–429. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2011.00120.x>
- Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dansgaard, W., Fuhrer, K., Gundestrup, N., Hammer, C.U., Iversen, P., Jouzel, J., Stauffer, B., Steffensen, J.P., 1992. Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core. *Nature* 359, 311–313. <https://doi.org/10.1038/359311a0>
- Jones, A.P., Shimazu, H., Oguchi, T., Okuno, M., Tokutake, M., 2001. Late Holocene slackwater deposits on the Nakagawa River, Tochigi Prefecture, Japan. *Geomorphology, Contributions to Temperate and Humid Tropical Palaeohydrology* 39, 39–51. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(01\)00050-2](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(01)00050-2)
- Jones, R., Brady, H., 1994. *The challenger foraminifera*, Oxford University Press, USA. ed.
- Jorissen, F.J., 1999. Benthic foraminiferal microhabitats below the sediment-water interface, in: Sen Gupta, B.K. (Ed.), *Modern Foraminifera*. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 161–179. https://doi.org/10.1007/0-306-48104-9_10
- Jorissen, F.J., 1988. Benthic foraminifera from the Adriatic Sea : principles of phenotypic variation. *Utrecht Micropaleontol. Bull.* 37.
- Jorissen, F.J., 1987. The distribution of benthic foraminifera in the Adriatic Sea. *Mar. Micropaleontol.* 12, 21–48. [https://doi.org/10.1016/0377-8398\(87\)90012-0](https://doi.org/10.1016/0377-8398(87)90012-0)
- Jorissen, F.J., de Stigter, H.C., Widmark, J.G.V., 1995. A conceptual model explaining benthic foraminiferal microhabitats. *Mar. Micropaleontol., Selected papers from the Fifth International Symposium of Foraminifera* 26, 3–15. [https://doi.org/10.1016/0377-8398\(95\)00047-X](https://doi.org/10.1016/0377-8398(95)00047-X)
- Jorissen, F.J., Fontanier, C., Thomas, E., 2007. Chapter Seven Paleoclimatological Proxies Based on Deep-Sea Benthic Foraminiferal Assemblage Characteristics, in: Hillaire-Marcel, C., De Vernal, A. (Eds.), *Developments in*

Références bibliographiques

Marine Geology, Proxies in Late Cenozoic Paleoceanography. Elsevier, pp. 263–325. [https://doi.org/10.1016/S1572-5480\(07\)01012-3](https://doi.org/10.1016/S1572-5480(07)01012-3)

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 Res. Part Oceanogr. Res. Pap.* 45, 2157–2188. [https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(98\)00056-9](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(98)00056-9)

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 Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 46, 2205–2220. [https://doi.org/10.1016/S0967-0645\(99\)00060-0](https://doi.org/10.1016/S0967-0645(99)00060-0)

Kaczmarek, K., Langer, G., Nehrke, G., Horn, I., Misra, S., Janse, M., Bijma, J., 2015. Boron incorporation in the foraminifer *Amphistegina lessonii* under a decoupled carbonate chemistry. *Biogeosciences* 12, 1753–1763. <https://doi.org/10.5194/bg-12-1753-2015>

Kaminski, M.A., Aksu, A., Box, M., Hiscott, R.N., Filipescu, S., Al-Salameen, M., 2002. Late Glacial to Holocene benthic foraminifera in the Marmara Sea: implications for Black Sea–Mediterranean Sea connections following the last deglaciation. *Mar. Geol.* 190, 165–202. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(02\)00347-X](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(02)00347-X)

Kang, S., Lim, D., Kim, S.-Y., 2010. Benthic foraminiferal assemblage of Seogwipo Formation in Jeju Island, South Sea of Korea: Implication for late Pliocene to early Pleistocene cold episode in the northwestern Pacific margin. *Quat. Int., Palaeobotanical and Palynological Records from Italy* 225, 138–146. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2010.04.009>

Kawahata, H., Fujita, K., Iguchi, A., Inoue, M., Iwasaki, S., Kuroyanagi, A., Maeda, A., Manaka, T., Moriya, K., Takagi, H., Toyofuku, T., Yoshimura, T., Suzuki, A., 2019. Perspective on the response of marine calcifiers to global warming and ocean acidification—Behavior of corals and foraminifera in a high CO₂ world “hot house.” *Prog. Earth Planet. Sci.* 6, 5. <https://doi.org/10.1186/s40645-018-0239-9>

Keffer, T., Martinson, D.G., Corliss, B.H., 1988. The Position of the Gulf Stream During Quaternary Glaciations. *Science* 241, 440–442. <https://doi.org/10.1126/science.241.4864.440>

Keigwin, L.D., Pickart, R.S., 1999. Slope Water Current over the Laurentian Fan on Interannual to Millennial Time Scales. *Science* 286, 520–523. <https://doi.org/10.1126/science.286.5439.520>

Keil, R.G., Tsamakidis, E., Fuh, C.B., Giddings, J.C., Hedges, J.I., 1994. Mineralogical and textural controls on the organic composition of coastal marine sediments: Hydrodynamic separation using SPLITT-fractionation. *Geochim. Cosmochim. Acta* 58, 879–893. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(94\)90512-6](https://doi.org/10.1016/0016-7037(94)90512-6)

Kellogg, T.B., 1984. Paleoclimatic significance of subpolar foraminifera in high-latitude marine sediments. *Can. J. Earth Sci.* 21, 189–193. <https://doi.org/10.1139/e84-020>

Kelly-Gerreyn, B.A., Hydes, D.J., Jégou, A.M., Lazure, P., Fernand, L.J., Puillat, I., Garcia-Soto, C., 2006. Low salinity intrusions in the western English Channel. *Cont. Shelf Res.* 26, 1241–1257. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2006.03.007>

Kennett, D.J., Kennett, J.P., West, A., West, G.J., Bunch, T.E., Culleton, B.J., Erlandson, J.M., Que Hee, S.S., Johnson, J.R., Mercer, C., Shen, F., Sellers, M., Stafford, T.W., Stich, A., Weaver, J.C., Wittke, J.H., Wolbach, W.S., 2009. Shock-synthesized hexagonal diamonds in Younger Dryas boundary sediments. *Proc. Natl. Acad. Sci.* 106, 12623–12628. <https://doi.org/10.1073/pnas.0906374106>

Keul, N., Langer, G., de Nooijer, L.J., Bijma, J., 2013. Effect of ocean acidification on the benthic foraminifera *Ammonia* sp. is caused by a decrease in carbonate ion concentration. *Biogeosciences* 10, 6185–6198. <https://doi.org/10.5194/bg-10-6185-2013>

Keul, N., Langer, G., Thoms, S., de Nooijer, L.J., Reichert, G.-J., Bijma, J., 2017a. Exploring foraminiferal Sr/Ca as a new carbonate system proxy. *Geochim. Cosmochim. Acta* 202, 374–386. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2016.11.022>

Kim, J.-H., Rambu, 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. *Quat. Sci. Rev., Holocene climate variability - a marine perspective* 23, 2141–2154. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.08.010>

Kindler, P., Guillevic, M., Baumgartner, M., Schwander, J., Landais, A., Leuenberger, M., 2014. Temperature reconstruction from 10 to 120 kyr b2k from the NGRIP ice core. *Clim. Past* 10, 887–902. <https://doi.org/10.5194/cp-10-887-2014>

King, S.C., Murray, J.W., Kemp, A.E.S., 1998. Palaeoenvironments of deposition of Neogene laminated diatom mat deposits from the eastern equatorial Pacific from studies of benthic foraminifera (sites 844, 849, 851). *Mar. Micropaleontol.* 35, 161–177. [https://doi.org/10.1016/S0377-8398\(98\)00020-6](https://doi.org/10.1016/S0377-8398(98)00020-6)

Références bibliographiques

- Kirov, B., Georgieva, K., 2002. Long-term variations and interrelations of ENSO, NAO and solar activity. *Phys. Chem. Earth Parts ABC* 27, 441–448. [https://doi.org/10.1016/S1474-7065\(02\)00024-4](https://doi.org/10.1016/S1474-7065(02)00024-4)
- Kissel, C., Laj, C., Piotrowski, A.M., Goldstein, S.L., Hemming, S.R., 2008. Millennial-scale propagation of Atlantic deep waters to the glacial Southern Ocean. *Paleoceanography* 23. <https://doi.org/10.1029/2008PA001624>
- Kısakürek, B., Eisenhauer, A., Böhm, F., Garbe-Schönberg, D., Erez, J., 2008. Controls on shell Mg/Ca and Sr/Ca in cultured planktonic foraminifera, *Globigerinoides ruber* (white). *Earth Planet. Sci. Lett.* 273, 260–269. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.06.026>
- Klootwijk, A.T., Alve, E., 2022. Does the analysed size fraction of benthic foraminifera influence the ecological quality status and the interpretation of environmental conditions? Indications from two northern Norwegian fjords. *Ecol. Indic.* 135, 108423. <https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2021.108423>
- Knorr, P.O., Robbins, L.L., Harries, P.J., Hallock, P., Wynn, J., 2015. Response of the miliolid *Archaias angulatus* to simulated ocean acidification. *J. Foraminif. Res.* 45, 109–127. <https://doi.org/10.2113/gsjfr.45.2.109>
- Knudsen, K.L., Stabell, B., Seidenkrantz, M.-S., Eiriksson, J., Blake Jr, W., 2008. Deglacial and Holocene conditions in northernmost Baffin Bay: sediments, foraminifera, diatoms and stable isotopes. *Boreas* 37, 346–376. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2008.00035.x>
- Koba, M., 1978. Distribution and Environmental of Recent *Cycloclpeus*. 283–311.
- Koho, K.A., Piña-Ochoa, E., Geslin, E., Risgaard-Petersen, N., 2011. Vertical migration, nitrate uptake and denitrification: survival mechanisms of foraminifera (*Globobulimina turgida*) under low oxygen conditions. *FEMS Microbiol. Ecol.* 75, 273–283. <https://doi.org/10.1111/j.1574-6941.2010.01010.x>
- Korsun, S.A., Pogodina, I.A., Forman, S.L., Lubinski, D.J., 1995. Recent foraminifera in glaciomarine sediments from three arctic fjords of Novaja Zemlja and Svalbard. *Polar Res.* 14, 15–32. <https://doi.org/10.3402/polar.v14i1.6648>
- Koutsikopoulos, C., Le Cann, B., 1996. Physical processes and hydrological structures related to the Bay of Biscay anchovy 11.
- Kovanen, D.J., Easterbrook, D.J., 2002. Timing and Extent of Allerød and Younger Dryas Age (ca. 12,500–10,000 14C yr B.P.) Oscillations of the Cordilleran Ice Sheet in the Fraser Lowland, Western North America. *Quat. Res.* 57, 208–224. <https://doi.org/10.1006/qres.2001.2307>
- Krauss, W., 1986. The North Atlantic Current. *J. Geophys. Res. Oceans* 91, 5061–5074. <https://doi.org/10.1029/JC091iC04p05061>
- Krebs, U., Timmermann, A., 2007. Tropical Air–Sea Interactions Accelerate the Recovery of the Atlantic Meridional Overturning Circulation after a Major Shutdown. *J. Clim.* 20, 4940–4956. <https://doi.org/10.1175/JCLI4296.1>
- Kruskal, J.B., Wish, M., 1978. *Multidimensional Scaling*. p. 93.
- 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. *Quat. Sci. Rev., Multiproxy Approach for the Reconstruction of the Glacial Ocean surface* 24, 951–998. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.07.014>
- Kuhlbrodt, T., Griesel, A., Montoya, M., Levermann, A., Hofmann, M., Rahmstorf, S., 2007. On the driving processes of the Atlantic meridional overturning circulation. *Rev. Geophys.* 45. <https://doi.org/10.1029/2004RG000166>
- Kurbjeweit, F., Schmiedl, G., Schiebel, R., Hemleben, C., Pfannkuche, O., Wallmann, K., Schäfer, P., 2000. Distribution, biomass and diversity of benthic foraminifera in relation to sediment geochemistry in the Arabian Sea. *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 47, 2913–2955. [https://doi.org/10.1016/S0967-0645\(00\)00053-9](https://doi.org/10.1016/S0967-0645(00)00053-9)
- Kwecien, O., Braun, T., Brunello, C.F., Faulkner, P., Hausmann, N., Helle, G., Hoggarth, J.A., Ionita, M., Jazwa, C.S., Kelmelis, S., Marwan, N., Nava-Fernandez, C., Nehme, C., Opel, T., Oster, J.L., Perşoiu, A., Petrie, C., Pruffer, K., Saarni, S.M., Wolf, A., Breitenbach, S.F.M., 2022. What we talk about when we talk about seasonality – A transdisciplinary review. *Earth-Sci. Rev.* 225, 103843. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103843>
- 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 Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 46, 2057–2079. [https://doi.org/10.1016/S0967-0645\(99\)00055-7](https://doi.org/10.1016/S0967-0645(99)00055-7)
- Labry, C., Herbland, A., Delmas, D., 2002. The role of phosphorus on planktonic production of the Gironde plume waters in the Bay of Biscay. *J. Plankton Res.* 24, 97–117. <https://doi.org/10.1093/plankt/24.2.97>

Références bibliographiques

- Labry, C., Herbland, A., Delmas, D., Laborde, P., Lazure, P., Froidefond, J.M., Jegou, A.M., Sautour, B., 2001. Initiation of winter phytoplankton blooms within the Gironde plume waters in the Bay of Biscay. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 212, 117–130. <https://doi.org/10.3354/meps212117>
- Lacan, F., Jeandel, C., 2005. Neodymium isotopes as a new tool for quantifying exchange fluxes at the continent–ocean interface. *Earth Planet. Sci. Lett.* 232, 245–257. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.01.004>
- Lacan, F., Jeandel, C., 2004. Neodymium isotopic composition and rare earth element concentrations in the deep and intermediate Nordic Seas: Constraints on the Iceland Scotland Overflow Water signature. *Geochem. Geophys. Geosystems* 5. <https://doi.org/10.1029/2004GC000742>
- Lambeck, K., Chappell, J., 2001. Sea Level Change Through the Last Glacial Cycle. *Science* 292, 679–686. <https://doi.org/10.1126/science.1059549>
- Lambeck, K., Rouby, H., Purcell, A., Sun, Y., Sambridge, M., 2014. Sea level and global ice volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene. *Proc. Natl. Acad. Sci.* 111, 15296–15303. <https://doi.org/10.1073/pnas.1411762111>
- Lampert, L., 2001. Dynamique saisonnière et variabilité pigmentaire des populations phytoplanctoniques dans l’Atlantique Nord (Golfe de Gascogne) (Theses). UNIVERSITE DE BRETAGNE OCCIDENTALE.
- Landais, A., Capron, E., Masson-Delmotte, V., Toucanne, S., Rhodes, R., Popp, T., Vinther, B., Minster, B., Prié, F., 2018. Ice core evidence for decoupling between midlatitude atmospheric water cycle and Greenland temperature during the last deglaciation. *Clim. Past* 14, 1405–1415. <https://doi.org/10.5194/cp-14-1405-2018>
- Landais, A., Masson-Delmotte, V., Stenni, B., Selmo, E., Roche, D.M., Jouzel, J., Lambert, F., Guillevic, M., Bazin, L., Arzel, O., Vinther, B., Gkinis, V., Popp, T., 2015. A review of the bipolar see–saw from synchronized and high resolution ice core water stable isotope records from Greenland and East Antarctica. *Quat. Sci. Rev.* 114, 18–32. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.01.031>
- Langer, G., Sadekov, A., Thoms, S., Keul, N., Nehrke, G., Mewes, A., Greaves, M., Misra, S., Reichart, G.-J., de Nooijer, L.J., Bijma, J., Elderfield, H., 2016. Sr partitioning in the benthic foraminifera *Ammonia aomoriensis* and *Amphistegina lessonii*. *Chem. Geol.* 440, 306–312. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.07.018>
- 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. *Cont. Shelf Res.* 26, 1730–1755. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2006.05.005>
- Langlet, D., Geslin, E., Baal, C., Metzger, E., Lejzerowicz, F., Riedel, B., Zuschin, M., Pawlowski, J., Stachowitsch, M., Jorissen, F.J., 2013. Foraminiferal survival after long-term in situ experimentally induced anoxia. *Biogeosciences* 10, 7463–7480. <https://doi.org/10.5194/bg-10-7463-2013>
- Larkin, C.S., Ezat, M.M., Roberts, N.L., Bauch, H.A., Spielhagen, R.F., Noormets, R., Polyak, L., Moreton, S.G., Rasmussen, T.L., Samthein, M., Tipper, E.T., Piotrowski, A.M., 2022. Active Nordic Seas deep-water formation during the last glacial maximum. *Nat. Geosci.* 1–7. <https://doi.org/10.1038/s41561-022-01050-w>
- Lavender, K.L., Brechner Owens, W., Davis, R.E., 2005. The mid-depth circulation of the subpolar North Atlantic Ocean as measured by subsurface floats. *Deep Sea Res. Part Oceanogr. Res. Pap.* 52, 767–785. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2004.12.007>
- Le Groupe Tourbillon, 1983. The Tourbillon experiment: a study of a mesoscale eddy in the eastern North Atlantic. *Deep Sea Res. Part Oceanogr. Res. Pap.* 30, 475–511. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(83\)90086-9](https://doi.org/10.1016/0198-0149(83)90086-9)
- Lea, D.W., Mashiotta, T.A., Spero, H.J., 1999. Controls on magnesium and strontium uptake in planktonic foraminifera determined by live culturing. *Geochim. Cosmochim. Acta* 63, 2369–2379. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(99\)00197-0](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00197-0)
- Lea, D.W., Spero, H.J., 1994. Assessing the reliability of paleochemical tracers: Barium uptake in the shells of planktonic foraminifera. *Paleoceanography* 9, 445–452. <https://doi.org/10.1029/94PA00151>
- Lear, C.H., Elderfield, H., Wilson, P.A., 2003. A Cenozoic seawater Sr/Ca record from benthic foraminiferal calcite and its application in determining global weathering fluxes. *Earth Planet. Sci. Lett.* 208, 69–84. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)01156-1](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)01156-1)
- Lebrato, M., Garbe-Schönberg, D., Müller, M.N., Blanco-Ameijeiras, S., Feely, R.A., Lorenzoni, L., Molinero, J.-C., Bremer, K., Jones, D.O.B., Iglesias-Rodriguez, D., Greeley, D., Lamare, M.D., Paulmier, A., Graco, M., Cartes, J., Barcelos e Ramos, J., de Lara, A., Sanchez-Leal, R., Jimenez, P., Paparazzo, F.E., Hartman, S.E., Westernströer, U., Küter, M., Benavides, R., da Silva, A.F., Bell, S., Payne, C., Olafsdottir, S., Robinson, K., Jantunen, L.M., Korablev, A., Webster, R.J., Jones, E.M., Gilg, O., Bailly du Bois, P., Beldowski, J., Ashjian, C., Yahia, N.D., Twining, B., Chen, X.-

Références bibliographiques

- G., Tseng, L.-C., Hwang, J.-S., Dahms, H.-U., Oeschies, A., 2020. Global variability in seawater Mg:Ca and Sr:Ca ratios in the modern ocean. *Proc. Natl. Acad. Sci.* 117, 22281–22292. <https://doi.org/10.1073/pnas.1918943117>
- Lebreiro, S.M., Antón, L., Reguera, M.I., Marzocchi, A., 2018. Paleooceanographic and climatic implications of a new Mediterranean Outflow branch in the southern Gulf of Cadiz. *Quat. Sci. Rev.* 197, 92–111. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.07.036>
- Lehman, S.J., Keigwin, L.D., 1992. Sudden changes in North Atlantic circulation during the last deglaciation. *Nature* 356, 757–762. <https://doi.org/10.1038/356757a0>
- Levermann, A., Griesel, A., Hofmann, M., Montoya, M., Rahmstorf, S., 2005. Dynamic sea level changes following changes in the thermohaline circulation. *Clim. Dyn.* 24, 347–354. <https://doi.org/10.1007/s00382-004-0505-y>
- Levi, A., Müller, W., Erez, J., 2019. Intrashell Variability of Trace Elements in Benthic Foraminifera Grown Under High CO₂ Levels. *Front. Earth Sci.* 7.
- Lewis, E., Wallace, D., Allison, L.J., 1998. Program developed for CO₂ system calculations (No. ORNL/CDIAC-105). Brookhaven National Lab., Dept. of Applied Science, Upton, NY (United States); Oak Ridge National Lab., Carbon Dioxide Information Analysis Center, TN (United States). <https://doi.org/10.2172/639712>
- Lewis, E.R., Wallace, D.W.R., 1998. Program Developed for CO₂ System Calculations (No. cdiac:CDIAC-105). Environmental System Science Data Infrastructure for a Virtual Ecosystem (ESS-DIVE) (United States). <https://doi.org/10.15485/1464255>
- Li, C., Battisti, D.S., Bitz, C.M., 2010. Can North Atlantic Sea Ice Anomalies Account for Dansgaard–Oeschger Climate Signals? *J. Clim.* 23, 5457–5475. <https://doi.org/10.1175/2010JCLI3409.1>
- Li, C., Born, A., 2019. Coupled atmosphere-ice-ocean dynamics in Dansgaard–Oeschger events. *Quat. Sci. Rev.* 203, 1–20. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.10.031>
- Liakka, J., Nilsson, J., Löfverström, M., 2012. Interactions between stationary waves and ice sheets: linear versus nonlinear atmospheric response. *Clim. Dyn.* 38, 1249–1262. <https://doi.org/10.1007/s00382-011-1004-6>
- Linsley, B.K., Rosenthal, Y., Oppo, D.W., 2010. Holocene evolution of the Indonesian throughflow and the western Pacific warm pool. *Nat. Geosci.* 3, 578–583. <https://doi.org/10.1038/ngeo920>
- Lisiecki, L.E., 2010. Links between eccentricity forcing and the 100,000-year glacial cycle. *Nat. Geosci.* 3, 349–352. <https://doi.org/10.1038/ngeo828>
- Lisiecki, L.E., Raymo, M.E., 2005. A Pliocene–Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography* 20. <https://doi.org/10.1029/2004PA001071>
- Liu, Z., Cleaveland, L.C., Herbert, T.D., 2008. Early onset and origin of 100-kyr cycles in Pleistocene tropical SST records. *Earth Planet. Sci. Lett.* 265, 703–715. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.11.016>
- Livingston, R.J., 2000. *Eutrophication Processes in Coastal Systems: Origin and Succession of Plankton Blooms and Effects on Secondary Production in Gulf Coast Estuaries*. CRC Press.
- Lo Giudice Cappelli, E., Austin, W.E.N., 2019. Size Matters: Analyses of Benthic Foraminiferal Assemblages Across Differing Size Fractions. *Front. Mar. Sci.* 6.
- Löfverström, M., Caballero, R., Nilsson, J., Kleman, J., 2014. Evolution of the large-scale atmospheric circulation in response to changing ice sheets over the last glacial cycle. *Clim. Past* 10, 1453–1471. <https://doi.org/10.5194/cp-10-1453-2014>
- Lohmann, J., 2019. Prediction of Dansgaard–Oeschger Events From Greenland Dust Records. *Geophys. Res. Lett.* 46, 12427–12434. <https://doi.org/10.1029/2019GL085133>
- Lohmann, J., Ditlevsen, P.D., 2019. Objective extraction and analysis of statistical features of Dansgaard–Oeschger events. *Clim. Past* 15, 1771–1792. <https://doi.org/10.5194/cp-15-1771-2019>
- Lohmann, J., Ditlevsen, P.D., 2018. Random and externally controlled occurrences of Dansgaard–Oeschger events. *Clim. Past* 14, 609–617. <https://doi.org/10.5194/cp-14-609-2018>
- Lohmann, J., Svensson, A., 2022. Ice core evidence for major volcanic eruptions at the onset of Dansgaard–Oeschger warming events. *Clim. Past* 18, 2021–2043. <https://doi.org/10.5194/cp-18-2021-2022>
- Lohmann, J., Svensson, A., 2020. On the Role of Volcanism in Dansgaard–Oeschger Cycles. *Clim. Past Discuss.* 1–15. <https://doi.org/10.5194/cp-2020-160>
- Longhurst, A.R., 2010. *Ecological Geography of the Sea*. Elsevier.
- Lorens, R.B., 1981. Sr, Cd, Mn and Co distribution coefficients in calcite as a function of calcite precipitation rate. *Geochim. Cosmochim. Acta* 45, 553–561. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(81\)90188-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(81)90188-5)

Références bibliographiques

- Louarn, E., Morin, P., 2011. Antarctic Intermediate Water influence on Mediterranean Sea Water outflow. *Deep Sea Res. Part Oceanogr. Res. Pap.* 58, 932–942. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2011.05.009>
- Lowenstein, T.K., Hönisch, B., 2012. The Use of Mg/Ca as a Seawater Temperature Proxy. *Paleontol. Soc. Pap.* 18, 85–100. <https://doi.org/10.1017/S1089332600002564>
- Lozier, M.S., Li, F., Bacon, S., Bahr, F., Bower, A.S., Cunningham, S.A., Jong, M.F. de, Steur, L. de, deYoung, B., Fischer, J., Gary, S.F., Greenan, B.J.W., Holliday, N.P., Houk, A., Houpert, L., Inall, M.E., Johns, W.E., Johnson, H.L., Johnson, C., Karstensen, J., Koman, G., Bras, I.A.L., Lin, X., Mackay, N., Marshall, D.P., Mercier, H., Oltmanns, M., Pickart, R.S., Ramsey, A.L., Rayner, D., Straneo, F., Thierry, V., Torres, D.J., Williams, R.G., Wilson, C., Yang, J., Yashayaev, I., Zhao, J., 2019. A sea change in our view of overturning in the subpolar North Atlantic. *Science* 363, 516–521. <https://doi.org/10.1126/science.aau6592>
- Lozier, M.S., Stewart, N.M., 2008. On the Temporally Varying Northward Penetration of Mediterranean Overflow Water and Eastward Penetration of Labrador Sea Water. *J. Phys. Oceanogr.* 38, 2097–2103. <https://doi.org/10.1175/2008JPO3908.1>
- Lueker, T.J., Dickson, A.G., Keeling, C.D., 2000. Ocean $p\text{CO}_2$ calculated from dissolved inorganic carbon, alkalinity, and equations for K1 and K2: validation based on laboratory measurements of CO_2 in gas and seawater at equilibrium. *Mar. Chem.* 70, 105–119. [https://doi.org/10.1016/S0304-4203\(00\)00022-0](https://doi.org/10.1016/S0304-4203(00)00022-0)
- Lunt, D.J., Foster, G.L., Haywood, A.M., Stone, E.J., 2008. Late Pliocene Greenland glaciation controlled by a decline in atmospheric CO_2 levels. *Nature* 454, 1102–1105. <https://doi.org/10.1038/nature07223>
- Lunven, M., Guillaud, J.F., Youéno, A., Crassous, M.P., Berric, R., Le Gall, E., Kérouel, R., Labry, C., Aminot, A., 2005. Nutrient and phytoplankton distribution in the Loire River plume (Bay of Biscay, France) resolved by a new Fine Scale Sampler. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 65, 94–108. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2005.06.001>
- Lynch-Stieglitz, J., 2017. The Atlantic Meridional Overturning Circulation and Abrupt Climate Change. *Annu. Rev. Mar. Sci.* 9, 83–104. <https://doi.org/10.1146/annurev-marine-010816-060415>
- Lynch-Stieglitz, J., Adkins, J.F., Curry, W.B., Dokken, T., Hall, I.R., Herguera, J.C., Hirschi, J.J.-M., Ivanova, E.V., Kissel, C., Marchal, O., Marchitto, T.M., McCave, I.N., McManus, J.F., Mulitza, S., Ninnemann, U., Peeters, F., Yu, E.-F., Zahn, R., 2007. Atlantic Meridional Overturning Circulation During the Last Glacial Maximum. *Science* 316, 66–69. <https://doi.org/10.1126/science.1137127>
- Lynch-Stieglitz, J., Schmidt, M.W., Gene Henry, L., Curry, W.B., Skinner, L.C., Mulitza, S., Zhang, R., Chang, P., 2014. Muted change in Atlantic overturning circulation over some glacial-aged Heinrich events. *Nat. Geosci.* 7, 144–150. <https://doi.org/10.1038/ngeo2045>
- Mackensen, A., Hald, M., 1988. *Cassidulina teretis* Tappan and *C. laevigata* d'Orbigny; their modern and late Quaternary distribution in northern seas. *J. Foraminifer. Res.* 18, 16–24. <https://doi.org/10.2113/gsjfr.18.1.16>
- Mackensen, A., Sejrup, H.P., Jansen, E., 1985. The distribution of living benthic foraminifera on the continental slope and rise off southwest Norway. *Mar. Micropaleontol.* 9, 275–306. [https://doi.org/10.1016/0377-8398\(85\)90001-5](https://doi.org/10.1016/0377-8398(85)90001-5)
- Mangerud, J., 1972. Radiocarbon dating of marine shells, including a discussion of apparent age of Recent shells from Norway. *Boreas* 1, 143–172. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.1972.tb00147.x>
- 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., Saffi, 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. *Quat. Sci. Rev.* 21, 455–483. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(01\)00105-6](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(01)00105-6)
- Marchitto, T.M., Lynch-Stieglitz, J., Hemming, S.R., 2005. Deep Pacific CaCO_3 compensation and glacial–interglacial atmospheric CO_2 . *Earth Planet. Sci. Lett.* 231, 317–336. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.12.024>
- Marcott, S.A., Clark, P.U., Padman, L., Klinkhammer, G.P., Springer, S.R., Liu, Z., Otto-Bliesner, B.L., Carlson, A.E., Ungerer, A., Padman, J., He, F., Cheng, J., Schmittner, A., 2011. Ice-shelf collapse from subsurface warming as a trigger for Heinrich events. *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.* 108, 13415–13419. <https://doi.org/10.1073/pnas.1104772108>
- Margreth, S., Rüggeberg, A., Spezzaferri, S., 2009. Benthic foraminifera as bioindicator for cold-water coral reef ecosystems along the Irish margin. *Deep Sea Res. Part Oceanogr. Res. Pap.* 56, 2216–2234. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2009.07.009>
- Marquis, E., Niqul, N., Delmas, D., Hartmann, H.J., Bonnet, D., Carlotti, F., Herbland, A., Labry, C., Sautour, B., Laborde, P., Vézina, A., Dupuy, C., 2007. Inverse analysis of the planktonic food web dynamics related to phytoplankton bloom development on the continental shelf of the Bay of Biscay, French coast. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 73, 223–235. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2007.01.003>

Références bibliographiques

- Marsh, R., Haigh, I.D., Cunningham, S.A., Inall, M.E., Porter, M., Moat, B.I., 2017. Large-scale forcing of the European Slope Current and associated inflows to the North Sea. *Ocean Sci.* 13. <https://doi.org/10.5194/os-13-315-2017>
- Marshall, J., Johnson, H., Goodman, J., 2001. A Study of the Interaction of the North Atlantic Oscillation with Ocean Circulation. *J. Clim.* 14, 1399–1421. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2001\)014<1399:ASOTIO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014<1399:ASOTIO>2.0.CO;2)
- Martin, P.A., Lea, D.W., 2002. A simple evaluation of cleaning procedures on fossil benthic foraminiferal Mg/Ca. *Geochem. Geophys. Geosystems* 3, 1–8. <https://doi.org/10.1029/2001GC000280>
- Martínez-Botí, M.A., Foster, G.L., Chalk, T.B., Rohling, E.J., Sexton, P.F., Lunt, D.J., Pancost, R.D., Badger, M.P.S., Schmidt, D.N., 2015. Plio-Pleistocene climate sensitivity evaluated using high-resolution CO₂ records. *Nature* 518, 49–54. <https://doi.org/10.1038/nature14145>
- Martínez-García, B., Pascual, A., Rodríguez-Lázaro, J., Bodego, A., 2013. Recent benthic foraminifers of the Basque continental shelf (Bay of Biscay, northern Spain): Oceanographic implications. *Cont. Shelf Res.* 66, 105–122. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2013.07.006>
- Martinez-Lamas, R., Toucanne, S., Debret, M., Riboulot, V., Deloffre, J., Boissier, A., Cheron, S., Pitel, M., Bayon, G., Giosan, L., Soulet, G., 2020. Linking Danube River activity to Alpine Ice-Sheet fluctuations during the last glacial (ca. 33–17 ka BP): Insights into the continental signature of Heinrich Stadials. *Quat. Sci. Rev.* 229, 106136. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.106136>
- Mauritzen, C., Morel, Y., Paillet, J., 2001. On the influence of Mediterranean Water on the Central Waters of the North Atlantic Ocean. *Deep Sea Res. Part Oceanogr. Res. Pap.* 48, 347–381. [https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(00\)00043-1](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(00)00043-1)
- Mayewski, P.A., Rohling, E.E., Stager, J.C., Karlén, W., Maasch, K.A., Meeker, L.D., Meyerson, E.A., Gasse, F., Kreveld, S. van, Holmgren, K., Lee-Thorp, J., Rosqvist, G., Rack, F., Staubwasser, M., Schneider, R.R., Steig, E.J., 2004. Holocene climate variability. *Quat. Res.* 62, 243–255. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2004.07.001>
- McCartney, M.S., 1992. Recirculating components to the deep boundary current of the northern North Atlantic. *Prog. Oceanogr.* 29, 283–383. [https://doi.org/10.1016/0079-6611\(92\)90006-L](https://doi.org/10.1016/0079-6611(92)90006-L)
- McCartney, M.S., Mauritzen, C., 2001. On the origin of the warm inflow to the Nordic Seas. *Prog. Oceanogr.* 51, 125–214. [https://doi.org/10.1016/S0079-6611\(01\)00084-2](https://doi.org/10.1016/S0079-6611(01)00084-2)
- McCartney, M.S., Talley, L.D., 1982. The Subpolar Mode Water of the North Atlantic Ocean. *J. Phys. Oceanogr.* 12, 1169–1188. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1982\)012<1169:TSMWOT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1982)012<1169:TSMWOT>2.0.CO;2)
- McCave, I.N., Andrews, J.T., 2019. Distinguishing current effects in sediments delivered to the ocean by ice. II. Glacial to Holocene changes in high latitude North Atlantic upper ocean flows. *Quat. Sci. Rev.* 223, 105902. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.105902>
- McCave, I.N., Manighetti, B., Beveridge, N. a. S., 1995a. Circulation in the glacial North Atlantic inferred from grain-size measurements. *Nature* 374, 149–152. <https://doi.org/10.1038/374149a0>
- McCave, I.N., Manighetti, B., Robinson, S.G., 1995b. Sortable silt and fine sediment size/composition slicing: Parameters for palaeocurrent speed and palaeoceanography. *Paleoceanography* 10, 593–610. <https://doi.org/10.1029/94PA03039>
- McCave, I.N., Thornalley, D.J.R., Hall, I.R., 2017. Relation of sortable silt grain-size to deep-sea current speeds: Calibration of the ‘Mud Current Meter.’ *Deep Sea Res. Part Oceanogr. Res. Pap.* 127, 1–12. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2017.07.003>
- 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 Res. Part Oceanogr. Res. Pap.* 44, 983–1024. [https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(97\)00004-6](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(97)00004-6)
- McCorkle, D.C., Keigwin, L.D., Corliss, B.H., Emerson, S.R., 1990. The influence of microhabitats on the carbon isotopic composition of deep-sea benthic foraminifera. *Paleoceanography* 5, 161–185. <https://doi.org/10.1029/PA005i002p00161>
- McCorkle, D.C., Martin, P.A., Lea, D.W., Klinkhammer, G.P., 1995. Evidence of a dissolution effect on benthic foraminiferal shell chemistry: $\delta^{13}\text{C}$, Cd/Ca, Ba/Ca, and Sr/Ca results from the Ontong Java Plateau. *Paleoceanography* 10, 699–714. <https://doi.org/10.1029/95PA01427>
- McGrath, T., McGovern, E., Cave, R.R., Kivimäe, C., 2016. The Inorganic Carbon Chemistry in Coastal and Shelf Waters Around Ireland. *Estuaries Coasts* 39, 27–39.
- McIntyre-Wressnig, A., Bernhard, J.M., McCorkle, D.C., Hallock, P., 2013. Non-lethal effects of ocean acidification on the symbiont-bearing benthic foraminifer *Amphistegina gibbosa*. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 472, 45–60. <https://doi.org/10.3354/meps09918>

Références bibliographiques

- McIntyre-Wressnig, A., Bernhard, J.M., Wit, J.C., Mccorkle, D.C., 2014. Ocean acidification not likely to affect the survival and fitness of two temperate benthic foraminiferal species: results from culture experiments. *J. Foraminifer. Res.* 44, 341–351. <https://doi.org/10.2113/gsjfr.44.4.341>
- McManus, J.F., Francois, R., Gherardi, J.-M., Keigwin, L.D., Brown-Leger, S., 2004. Collapse and rapid resumption of Atlantic meridional circulation linked to deglacial climate changes. *Nature* 428, 834–837. <https://doi.org/10.1038/nature02494>
- McManus, J.F., Oppo, D.W., Cullen, J.L., 1999. A 0.5-Million-Year Record of Millennial-Scale Climate Variability in the North Atlantic. *Science* 283, 971–975. <https://doi.org/10.1126/science.283.5404.971>
- Mearns, A.J., 1988. The “Odd Fish”: Unusual Occurrences of Marine Life as Indicators of Changing Ocean Conditions, in: Soule, D.F., Kleppel, G.S. (Eds.), *Marine Organisms as Indicators*. Springer, New York, NY, pp. 137–176. https://doi.org/10.1007/978-1-4612-3752-5_7
- Mehrbach, C., Culbertson, C.H., Hawley, J.E., Pytkowicz, R.M., 1973. Measurement of the Apparent Dissociation Constants of Carbonic Acid in Seawater at Atmospheric Pressure. *Limnol. Oceanogr.* 18, 897–907. <https://doi.org/10.4319/lo.1973.18.6.0897>
- Mélières, M.-A., Maréchal, C., 2015. *Climate Change: Past, Present, and Future*. John Wiley & Sons.
- Melki, T., Kallel, N., Fontugne, M., 2010. The nature of transitions from dry to wet condition during sapropel events in the Eastern Mediterranean Sea. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 291, 267–285. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.02.039>
- Mendes, I., Dias, J.A., Schönfeld, J., Ferreira, Ó., 2012. Distribution of living benthic foraminifera on the northern Gulf of Cadiz continental shelf. *J. Foraminifer. Res.* 42, 18–38. <https://doi.org/10.2113/gsjfr.42.1.18>
- Ménot, G., Bard, E., Rostek, F., Weijers, J.W.H., Hopmans, E.C., Schouten, S., Damsté, J.S.S., 2006. Early Reactivation of European Rivers During the Last Deglaciation. *Science* 313, 1623–1625. <https://doi.org/10.1126/science.1130511>
- Menviel, L., Timmermann, A., Friedrich, T., England, M.H., 2014. Hindcasting the continuum of Dansgaard–Oeschger variability: mechanisms, patterns and timing. *Clim. Past* 10, 63–77. <https://doi.org/10.5194/cp-10-63-2014>
- Menviel, Laurie C., Skinner, L.C., Tarasov, L., Tzedakis, P.C., 2020. An ice–climate oscillatory framework for Dansgaard–Oeschger cycles. *Nat. Rev. Earth Environ.* <https://doi.org/10.1038/s43017-020-00106-y>
- Menviel, L. C., Spence, P., Skinner, L.C., Tachikawa, K., Friedrich, T., Missiaen, L., Yu, J., 2020. Enhanced Mid-depth Southward Transport in the Northeast Atlantic at the Last Glacial Maximum Despite a Weaker AMOC. *Paleoceanogr. Paleoclimatology* 35, e2019PA003793. <https://doi.org/10.1029/2019PA003793>
- Mewes, A., Langer, G., Reichart, G.-J., de Nooijer, L.J., Nehrke, G., Bijma, J., 2015. The impact of Mg contents on Sr partitioning in benthic foraminifers. *Chem. Geol.* 412, 92–98. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2015.06.026>
- Mezger, E.M., Nooijer, L.J., Boer, W., Brummer, G.J.A., Reichart, G.J., 2016. Salinity controls on Na incorporation in Red Sea planktonic foraminifera. *Paleoceanography* 31, 1562–1582. <https://doi.org/10.1002/2016PA003052>
- Milker, Y., Schmiedl, G., 2012. A taxonomic guide to modern benthic shelf foraminifera of the western Mediterranean Sea. *Palaeontol. Electron.* 15, 1–134. <https://doi.org/10.26879/271>
- Milker, Y., Weinkauf, M.F.G., Titschack, J., Freiwald, A., Krüger, S., Jorissen, F.J., Schmiedl, G., 2017. Testing the applicability of a benthic foraminiferal-based transfer function for the reconstruction of paleowater depth changes in Rhodes (Greece) during the early Pleistocene. *PLOS ONE* 12, e0188447. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0188447>
- Miller, G.H., Geirsdóttir, Á., Zhong, Y., Larsen, D.J., Otto-Bliesner, B.L., Holland, M.M., Bailey, D.A., Refsnider, K.A., Lehman, S.J., Southon, J.R., Anderson, C., Björnsson, H., Thordarson, T., 2012. Abrupt onset of the Little Ice Age triggered by volcanism and sustained by sea-ice/ocean feedbacks. *Geophys. Res. Lett.* 39. <https://doi.org/10.1029/2011GL050168>
- Mitsui, T., Lenoir, G., Crucifix, M., 2017. Interpreting the power spectrum of Dansgaard–Oeschger events via stochastic dynamical systems 14749.
- Mix, A.C., Bard, E., Schneider, R., 2001. Environmental processes of the ice age: land, oceans, glaciers (EPILOG). *Quat. Sci. Rev.* 20, 627–657. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(00\)00145-1](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(00)00145-1)
- Mjell, T.L., Ninnemann, U.S., Eldevik, T., Kleiven, H.K.F., 2015. Holocene multidecadal- to millennial-scale variations in Iceland–Scotland overflow and their relationship to climate. *Paleoceanography* 30, 558–569. <https://doi.org/10.1002/2014PA002737>

Références bibliographiques

- Moffa-Sánchez, P., Hall, I.R., 2017. North Atlantic variability and its links to European climate over the last 3000 years. *Nat. Commun.* 8, 1726. <https://doi.org/10.1038/s41467-017-01884-8>
- Moffa-Sánchez, P., Moreno-Chamarro, E., Reynolds, D.J., Ortega, P., Cunningham, L., Swingedouw, D., Amrhein, D.E., Halfar, J., Jonkers, L., Jungclaus, J.H., Perner, K., Wanamaker, A., Yeager, S., 2019. Variability in the Northern North Atlantic and Arctic Oceans Across the Last Two Millennia: A Review. *Paleoceanogr. Paleoclimatology* 34, 1399–1436. <https://doi.org/10.1029/2018PA003508>
- Mojtahid, M., Eynaud, F., Zaragosi, S., Scourse, J., Bourillet, J.-F., Garlan, T., 2005. Palaeoclimatology and palaeohydrography of the glacial stages on Celtic and Armorican margins over the last 360000 yrs. *Mar. Geol.* 224, 57–82. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2005.07.007>
- Mojtahid, M., Geslin, E., Coynel, A., Gorse, L., Vella, C., Davranche, A., Zozzolo, L., Blanchet, L., Bénéteau, E., Maillet, G., 2016. Spatial distribution of living (Rose Bengal stained) benthic foraminifera in the Loire estuary (western France). *J. Sea Res., Recent and past sedimentary, biogeochemical and benthic ecosystem evolution of the Loire Estuary (Western France)* 118, 1–16. <https://doi.org/10.1016/j.seares.2016.02.003>
- 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). *Rev. Micropaléontologie, Foraminiferal Geobiology* 53, 139–162. <https://doi.org/10.1016/j.revmic.2010.01.002>
- 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. *Mar. Micropaleontol.* 70, 177–200. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2008.12.006>
- 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. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 377, 28–44. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2013.03.004>
- Mojtahid, M., Toucanne, S., Fentimen, R., Barras, C., Le Houedec, S., Soulet, G., Bourillet, J.-F., Michel, E., 2017. Changes in northeast Atlantic hydrology during Termination 1: Insights from Celtic margin's benthic foraminifera. *Quat. Sci. Rev.* 175, 45–59. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.09.003>
- Monnin, E., Indermühle, A., Dällenbach, A., Flückiger, J., Stauffer, B., Stocker, T.F., Raynaud, D., Barnola, J.-M., 2001. Atmospheric CO₂ Concentrations over the Last Glacial Termination. *Science* 291, 112–114. <https://doi.org/10.1126/science.291.5501.112>
- Montero-Serrano, J.-C., Frank, N., Colin, C., Wienberg, C., Eisele, M., 2011. The climate influence on the mid-depth Northeast Atlantic gyres viewed by cold-water corals. *Geophys. Res. Lett.* 38. <https://doi.org/10.1029/2011GL048733>
- Morgan, V., Delmotte, M., van Ommen, T., Jouzel, J., Chappellaz, J., Woon, S., Masson-Delmotte, V., Raynaud, D., 2002. Relative Timing of Deglacial Climate Events in Antarctica and Greenland. *Science* 297, 1862–1864. <https://doi.org/10.1126/science.1074257>
- 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. *J. Foraminif. Res.* 31, 350–368. <https://doi.org/10.2113/0310350>
- Moritz, M., Jochumsen, K., Kieke, D., Klein, B., Klein, H., Köllner, M., Rhein, M., 2021. Volume Transport Time Series and Variability of the North Atlantic Eastern Boundary Current at Goban Spur. *J. Geophys. Res. Oceans* 126, e2021JC017393. <https://doi.org/10.1029/2021JC017393>
- Morley, A., Rosenthal, Y., deMenocal, P., 2014. Ocean-atmosphere climate shift during the mid-to-late Holocene transition. *Earth Planet. Sci. Lett.* 388, 18–26. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.11.039>
- Mortyn, P.G., Elderfield, H., Anand, P., Greaves, M., 2005. An evaluation of controls on planktonic foraminiferal Sr/Ca: Comparison of water column and core-top data from a North Atlantic transect. *Geochem. Geophys. Geosystems* 6. <https://doi.org/10.1029/2005GC001047>
- 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. Part Oceanogr. Res. Pap.* 57, 528–540. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2009.12.009>
- Mulder, T., Zaragosi, S., Garlan, T., Mavel, J., Cremer, M., Sottolichio, A., Sénéchal, N., Schmidt, S., 2012. Present deep-submarine canyons activity in the Bay of Biscay (NE Atlantic). *Mar. Geol.* 295–298, 113–127. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2011.12.005>
- Murray, J.W., 2014. *Ecology and Palaeoecology of Benthic Foraminifera*. Routledge.

Références bibliographiques

- Murray, J.W., 2007. Biodiversity of living benthic foraminifera: How many species are there? *Mar. Micropaleontol.* 64, 163–176. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2007.04.002>
- Murray, John W., 2006. *Ecology and Applications of Benthic Foraminifera*. Cambridge University Press.
- Murray, John William, 2006. *Ecology And Applications of Benthic Foraminifera*. Cambridge University Press.
- Murray, J.W., 2001. The niche of benthic foraminifera, critical thresholds and proxies. *Mar. Micropaleontol.* 41, 1–7. [https://doi.org/10.1016/S0377-8398\(00\)00057-8](https://doi.org/10.1016/S0377-8398(00)00057-8)
- Murray, J.W., 1991. *Ecology and palaeoecology of benthic foraminifera*. Longman Scientific and Technical.
- Murray, J.W., 1970. Foraminifers of the Western Approaches to the English Channel. *Micropaleontology* 16, 471–485. <https://doi.org/10.2307/1485074>
- Murray, J.W., Haddon, C.A., Powell, A.D.J., Weston, J.F., 1986. Miocene to Recent bottom water masses of the north-east Atlantic: an analysis of benthic foraminifera. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 21, 219–230. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1986.021.01.16>
- Murton, J.B., Bateman, M.D., Dallimore, S.R., Teller, J.T., Yang, Z., 2010. Identification of Younger Dryas outburst flood path from Lake Agassiz to the Arctic Ocean. *Nature* 464, 740–743. <https://doi.org/10.1038/nature08954>
- Muschitiello, F., Pausata, F.S.R., Watson, J.E., Smittenberg, R.H., Salih, A.A.M., Brooks, S.J., Whitehouse, N.J., Karlatou-Charalampopoulou, A., Wohlfarth, B., 2015. Fennoscandian freshwater control on Greenland hydroclimate shifts at the onset of the Younger Dryas. *Nat. Commun.* 6, 8939. <https://doi.org/10.1038/ncomms9939>
- Nardelli, M.P., Barras, C., Metzger, E., Mouret, A., Filipsson, H.L., Jorissen, F., Geslin, E., 2014a. Experimental evidence for foraminiferal calcification under anoxia. *Biogeosciences* 11, 4029–4038. <https://doi.org/10.5194/bg-11-4029-2014>
- Nardelli, M.P., Malferrari, D., Ferretti, A., Bartolini, A., Sabbatini, A., Negri, A., 2016. Zinc incorporation in the miliolid foraminifer *Pseudotriloculina rotunda* under laboratory conditions. *Mar. Micropaleontol.* 126, 42–49. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2016.06.001>
- Naughton, F., Sánchez Goñi, M.F., Kageyama, M., Bard, E., Duprat, J., Cortijo, E., Desprat, S., Malaizé, B., Joly, C., Rostek, F., Turon, J.-L., 2009. Wet to dry climatic trend in north-western Iberia within Heinrich events. *Earth Planet. Sci. Lett.* 284, 329–342. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.05.001>
- Naughton, F., Sanchez Goñi, M.F., Rodrigues, T., Salgueiro, E., Costas, S., Desprat, S., Duprat, J., Michel, E., Rossignol, L., Zaragosi, S., Voelker, A.H.L., Abrantes, F., 2016. Climate variability across the last deglaciation in NW Iberia and its margin. *Quat. Int.* 414, 9–22. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.08.073>
- Nausch, G., Nehring, D., Aertebjerg, G., 1999. Anthropogenic nutrient load of the Baltic Sea. *Limnologica* 29, 233–241. [https://doi.org/10.1016/S0075-9511\(99\)80007-3](https://doi.org/10.1016/S0075-9511(99)80007-3)
- Nehrke, G., Reichert, G.J., Van Cappellen, P., Meile, C., Bijma, J., 2007. Dependence of calcite growth rate and Sr partitioning on solution stoichiometry: Non-Kossel crystal growth. *Geochim. Cosmochim. Acta* 71, 2240–2249. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2007.02.002>
- Ng, H.C., Robinson, L.F., McManus, J.F., Mohamed, K.J., Jacobel, A.W., Ivanovic, R.F., Gregoire, L.J., Chen, T., 2018. Coherent deglacial changes in western Atlantic Ocean circulation. *Nat. Commun.* 9, 2947. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-05312-3>
- Niiler, P.P., Maximenko, N.A., McWilliams, J.C., 2003. Dynamically balanced absolute sea level of the global ocean derived from near-surface velocity observations. *Geophys. Res. Lett.* 30. <https://doi.org/10.1029/2003GL018628>
- Nixon, S.W., 1995. Coastal marine eutrophication: A definition, social causes, and future concerns. *Ophelia* 41, 199–219. <https://doi.org/10.1080/00785236.1995.10422044>
- Nolet, G.J., Corliss, B.H., 1990. Benthic foraminiferal evidence for reduced deep-water circulation during sapropel deposition in the eastern Mediterranean. *Mar. Geol.* 94, 109–130. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(90\)90106-T](https://doi.org/10.1016/0025-3227(90)90106-T)
- Noren, A.J., Bierman, P.R., Steig, E.J., Lini, A., Southon, J., 2002. Millennial-scale storminess variability in the northeastern United States during the Holocene epoch. *Nature* 419, 821–824. <https://doi.org/10.1038/nature01132>
- Normark, W.R., Piper, D.J.W., 1991. Initiation Processes and Flow Evolution of Turbidity Currents: Implications for the Depositional Record, in: Osborne, R.H. (Ed.), *From Shoreline to Abyss: Contributions in Marine Geology in Honor of Francis Parker Shepard*. SEPM Society for Sedimentary Geology, p. 0. <https://doi.org/10.2110/pec.91.09.0207>
- Nürnberg, D., Bijma, J., Hemleben, C., 1996. Assessing the reliability of magnesium in foraminiferal calcite as a proxy for water mass temperatures. *Geochim. Cosmochim. Acta* 60, 803–814. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00446-7](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00446-7)

Références bibliographiques

- Obase, T., Abe-Ouchi, A., 2019. Abrupt Bølling-Allerød Warming Simulated under Gradual Forcing of the Last Deglaciation. *Geophys. Res. Lett.* 46, 11397–11405. <https://doi.org/10.1029/2019GL084675>
- Obata, A., Ishizaka, J., Endoh, M., 1996. Global verification of critical depth theory for phytoplankton bloom with climatological in situ temperature and satellite ocean color data. *J. Geophys. Res. Oceans* 101, 20657–20667. <https://doi.org/10.1029/96JC01734>
- Obrochta, S.P., Miyahara, H., Yokoyama, Y., Crowley, T.J., 2012. A re-examination of evidence for the North Atlantic “1500-year cycle” at Site 609. *Quat. Sci. Rev.* 55, 23–33. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.08.008>
- Ohkushi, K., Itaki, T., Nemoto, N., 2003. Last Glacial–Holocene change in intermediate-water ventilation in the Northwestern Pacific. *Quat. Sci. Rev.* 22, 1477–1484. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(03\)00082-9](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(03)00082-9)
- Ohkushi, K., Kennett, J.P., Zeleski, C.M., Moffitt, S.E., Hill, T.M., Robert, C., Beaufort, L., Behl, R.J., 2013. Quantified intermediate water oxygenation history of the NE Pacific: A new benthic foraminiferal record from Santa Barbara basin. *Paleoceanography* 28, 453–467. <https://doi.org/10.1002/palo.20043>
- Okai, T., Suzuki, A., Kawahata, H., Terashima, S., Imai, N., 2002. Preparation of a New Geological Survey of Japan Geochemical Reference Material: Coral JCp-1. *Geostand. Newsl.* 26, 95–99. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2002.tb00627.x>
- Oksanen, J., Blanchet, F.G., Friendly, M., Kindt, R., Legendre, P., McGlinn, D., Minchin, P.R., O’Hara, R.B., Simpson, G.L., Solymos, P., Stevens, M.H.H., Szoecs, E., Wagner, H., 2020. *vegan: Community Ecology Package*.
- Oron, S., Evans, D., Abramovich, S., Almogi-Labin, A., Erez, J., 2020. Differential Sensitivity of a Symbiont-Bearing Foraminifer to Seawater Carbonate Chemistry in a Decoupled DIC-pH Experiment. *J. Geophys. Res. Biogeosciences* 125, e2020JG005726. <https://doi.org/10.1029/2020JG005726>
- Orvik, K.A., Niiler, P., 2002. Major pathways of Atlantic water in the northern North Atlantic and Nordic Seas toward Arctic. *Geophys. Res. Lett.* 29, 2-1-2–4. <https://doi.org/10.1029/2002GL015002>
- Otto-Bliesner, B.L., Brady, E.C., Clauzet, G., Tomas, R., Levis, S., Kothavala, Z., 2006. Last Glacial Maximum and Holocene Climate in CCSM3. *J. Clim.* 19, 2526–2544. <https://doi.org/10.1175/JCLI3748.1>
- Paerl, H.W., Valdes, L.M., Pinckney, J.L., Piehler, M.F., Dyble, J., Moisander, P.H., 2003. Phytoplankton Photopigments as Indicators of Estuarine and Coastal Eutrophication. *BioScience* 53, 953–964. [https://doi.org/10.1641/0006-3568\(2003\)053\[0953:PPAIOE\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1641/0006-3568(2003)053[0953:PPAIOE]2.0.CO;2)
- Paillard, D., 2001. Glacial cycles: Toward a new paradigm. *Rev. Geophys.* 39, 325–346. <https://doi.org/10.1029/2000RG000091>
- Pailler, D., Bard, E., 2002. High frequency palaeoceanographic changes during the past 140 000 yr recorded by the organic matter in sediments of the Iberian Margin. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 181, 431–452. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(01\)00444-8](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(01)00444-8)
- Pascal, P.-Y., Dupuy, C., Richard, P., Niquil, N., 2008. Bacterivory in the common foraminifer *Ammonia tepida*: Isotope tracer experiment and the controlling factors. *J. Exp. Mar. Biol. Ecol.* 359, 55–61. <https://doi.org/10.1016/j.jembe.2008.02.018>
- Pascual, A., Rodríguez-Lázaro, J., Martínez-García, B., Varela, Z., 2020. Palaeoceanographic and palaeoclimatic changes during the last 37,000 years detected in the SE Bay of Biscay based on benthic foraminifera. *Quat. Int., Quaternary Research in Spain: Environmental Changes and Human Footprint* 566–567, 323–336. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2020.03.043>
- Pascual, A., Rodríguez-Lázaro, J., Martín-Rubio, M., Jouanneau, J.-M., Weber, O., 2008. A survey of the benthic microfauna (foraminifera, Ostracoda) on the Basque shelf, southern Bay of Biscay. *J. Mar. Syst., Oceanography of the Bay of Biscay* 72, 35–63. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2007.05.015>
- Pati, P., Patra, P., 2012. Benthic foraminiferal responses to coastal pollution: a review. *Int J Geol Earth Env. Sci* 2, 42–56.
- Patton, H., Hubbard, A., Andreassen, K., Auriac, A., Whitehouse, P.L., Stroeven, A.P., Shackleton, C., Winsborrow, M., Heyman, J., Hall, A.M., 2017. Deglaciation of the Eurasian ice sheet complex. *Quat. Sci. Rev.* 169, 148–172. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.05.019>
- Pausata, F.S.R., Li, C., Wettstein, J.J., Kageyama, M., Nisancioglu, K.H., 2011. The key role of topography in altering North Atlantic atmospheric circulation during the last glacial period. *Clim. Past* 7, 1089–1101. <https://doi.org/10.5194/cp-7-1089-2011>
- Pawlowski, J., 2000. Introduction to the Molecular Systematics of Foraminifera. *Micropaleontology* 46, 1–12.

Références bibliographiques

- Pawlowski, J., Fahrni, J.F., Brykczynska, U., Habura, A., Bowser, S.S., 2002. Molecular data reveal high taxonomic diversity of allogromiid Foraminifera in Explorers Cove (McMurdo Sound, Antarctica). *Polar Biol.* 25, 96–105. <https://doi.org/10.1007/s003000100317>
- Peck, V.L., Hall, I.R., Zahn, R., Elderfield, H., Grousset, F., Hemming, S.R., Scourse, J.D., 2006. High resolution evidence for linkages between NW European ice sheet instability and Atlantic Meridional Overturning Circulation. *Earth Planet. Sci. Lett.* 243, 476–488. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.12.023>
- Peck, V.L., Hall, I.R., Zahn, R., Grousset, F., Hemming, S.R., Scourse, J.D., 2007a. The relationship of Heinrich events and their European precursors over the past 60ka BP: a multi-proxy ice-rafted debris provenance study in the North East Atlantic. *Quat. Sci. Rev.* 26, 862–875. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.12.002>
- Peck, V.L., Hall, I.R., Zahn, R., Scourse, J.D., 2007b. Progressive reduction in NE Atlantic intermediate water ventilation prior to Heinrich events: Response to NW European ice sheet instabilities? *Geochem. Geophys. Geosystems* 8. <https://doi.org/10.1029/2006GC001321>
- Pedersen, T.F., Pickering, M., Vogel, J.S., Southon, J.N., Nelson, D.E., 1988. The response of benthic foraminifera to productivity cycles in the eastern equatorial Pacific: Faunal and geochemical constraints on glacial bottom water oxygen levels. *Paleoceanography* 3, 157–168. <https://doi.org/10.1029/PA003i002p00157>
- Pedro, J.B., Bostock, H.C., Bitz, C.M., He, F., Vandergoes, M.J., Steig, E.J., Chase, B.M., Krause, C.E., Rasmussen, S.O., Markle, B.R., Cortese, G., 2016. The spatial extent and dynamics of the Antarctic Cold Reversal. *Nat. Geosci.* 9, 51–55. <https://doi.org/10.1038/ngeo2580>
- Pedro, J.B., Jochum, M., Buizert, C., He, F., Barker, S., Rasmussen, S.O., 2018. Beyond the bipolar seesaw: Toward a process understanding of interhemispheric coupling. *Quat. Sci. Rev.* 192, 27–46. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.05.005>
- Peltier, W.R., Fairbanks, R.G., 2006. Global glacial ice volume and Last Glacial Maximum duration from an extended Barbados sea level record. *Quat. Sci. Rev., Critical Quaternary Stratigraphy* 25, 3322–3337. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.04.010>
- Peltier, W.R., Vettoretti, G., 2014. Dansgaard-Oeschger oscillations predicted in a comprehensive model of glacial climate: A “kicked” salt oscillator in the Atlantic. *Geophys. Res. Lett.* 41, 7306–7313. <https://doi.org/10.1002/2014GL061413>
- Penaud, A., Ganne, A., Eynaud, F., Lambert, C., Coste, P.O., Herlédan, M., Vidal, M., Goslin, J., Stéphan, P., Charria, G., Pailler, Y., Durand, M., Zumaque, J., Mojtahid, M., 2020. Oceanic versus continental influences over the last 7 kyrs from a mid-shelf record in the northern Bay of Biscay (NE Atlantic). *Quat. Sci. Rev.* 229, 106135. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.106135>
- Pérez, F.F., Castro, C.G., Álvarez-Salgado, X.A., Ríos, A.F., 2001. Coupling between the Iberian basin — scale circulation and the Portugal boundary current system: a chemical study. *Deep Sea Res. Part Oceanogr. Res. Pap.* 48, 1519–1533. [https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(00\)00101-1](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(00)00101-1)
- Perez-Cruz, L.L., Machain-Castillo, M.L., 1990. Benthic foraminifera of the oxygen minimum zone, continental shelf of the Gulf of Tehuantepec, Mexico. *J. Foraminifer. Res.* 20, 312–325. <https://doi.org/10.2113/gsjfr.20.4.312>
- Petersen, S.V., Schrag, D.P., Clark, P.U., 2013. A new mechanism for Dansgaard-Oeschger cycles. *Paleoceanography* 28, 24–30. <https://doi.org/10.1029/2012PA002364>
- 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. <https://doi.org/10.1038/20859>
- Pettit, L.R., Hart, M.B., Medina-Sánchez, A.N., Smart, C.W., Rodolfo-Metalpa, R., Hall-Spencer, J.M., Prol-Ledesma, R.M., 2013. Benthic foraminifera show some resilience to ocean acidification in the northern Gulf of California, Mexico. *Mar. Pollut. Bull., Ecological impacts of CCS leakage* 73, 452–462. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2013.02.011>
- Phipps, M., Jorissen, F., Pusceddu, A., Bianchelli, S., De Stigter, H., 2012. Live benthic foraminiferal faunas along a bathymetrical transect (282–4987m) on the portuguese margin (NE Atlantic). *J. Foraminifer. Res.* 42, 66–81. <https://doi.org/10.2113/gsjfr.42.1.66>
- Phleger, F.B., Parker, F.L., Peirson, J.F., 1953. North Atlantic core foraminifera. *Rep. Swed. Deep-Sea Exped.* 7, 1–122.
- Phleger, F.B., Soutar, A., 1973. Production of Benthic Foraminifera in Three East Pacific Oxygen Minima. *Micropaleontology* 19, 110–115. <https://doi.org/10.2307/1484973>

Références bibliographiques

- Pickart, R.S., Spall, M.A., Ribergaard, M.H., Moore, G.W.K., Milliff, R.F., 2003. Deep convection in the Irminger Sea forced by the Greenland tip jet. *Nature* 424, 152–156. <https://doi.org/10.1038/nature01729>
- Pielou, E.C., 1966. The measurement of diversity in different types of biological collections. *J. Theor. Biol.* 13, 131–144. [https://doi.org/10.1016/0022-5193\(66\)90013-0](https://doi.org/10.1016/0022-5193(66)90013-0)
- Piegras, D.J., Wasserburg, G.J., 1987. Rare earth element transport in the western North Atlantic inferred from Nd isotopic observations. *Geochim. Cosmochim. Acta* 51, 1257–1271. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(87\)90217-1](https://doi.org/10.1016/0016-7037(87)90217-1)
- Piegras, D.J., Wasserburg, G.J., 1983. Influence of the Mediterranean Outflow on the isotopic composition of neodymium in waters of the North Atlantic. *J. Geophys. Res. Oceans* 88, 5997–6006. <https://doi.org/10.1029/JC088iC10p05997>
- Pin, C., Zalduegui, J.S., 1997. Sequential separation of light rare-earth elements, thorium and uranium by miniaturized extraction chromatography: Application to isotopic analyses of silicate rocks. *Anal. Chim. Acta* 339, 79–89. [https://doi.org/10.1016/S0003-2670\(96\)00499-0](https://doi.org/10.1016/S0003-2670(96)00499-0)
- Pina-Ochoa, E., Hogslund, S., Geslin, E., Cedhagen, T., Revsbech, N.P., Nielsen, L.P., Schweizer, M., Jorissen, F., Rysgaard, S., Risgaard-Petersen, N., 2010. Widespread occurrence of nitrate storage and denitrification among Foraminifera and Gromiida. *Proc. Natl. Acad. Sci.* 107, 1148–1153. <https://doi.org/10.1073/pnas.0908440107>
- Pingree, R.D., 1993. Flow of surface waters to the west of the British Isles and in the Bay of Biscay. *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 40, 369–388. [https://doi.org/10.1016/0967-0645\(93\)90022-F](https://doi.org/10.1016/0967-0645(93)90022-F)
- 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. Part Oceanogr. Res. Pap.* 39, 1147–1175. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(92\)90062-X](https://doi.org/10.1016/0198-0149(92)90062-X)
- Pingree, R.D., Le Cann, B., 1990. Structure, strength and seasonality of the slope currents in the Bay of Biscay region. *J. Mar. Biol. Assoc. U. K.* 70, 857–885. <https://doi.org/10.1017/S0025315400059117>
- Pingree, R.D., Le Cann, B., 1989. Celtic and Armorican slope and shelf residual currents. *Prog. Oceanogr.* 23, 303–338. [https://doi.org/10.1016/0079-6611\(89\)90003-7](https://doi.org/10.1016/0079-6611(89)90003-7)
- Pingree, R.D., Mardell, G.T., New, A.L., 1986. Propagation of internal tides from the upper slopes of the Bay of Biscay. *Nature* 321, 154–158. <https://doi.org/10.1038/321154a0>
- Pingree, R.D., Sinha, B., Griffiths, C.R., 1999. Seasonality of the European slope current (Goban Spur) and ocean margin exchange. *Cont. Shelf Res.* 19, 929–975. [https://doi.org/10.1016/S0278-4343\(98\)00116-2](https://doi.org/10.1016/S0278-4343(98)00116-2)
- Pinter, N., Scott, A.C., Daulton, T.L., Podoll, A., Koeberl, C., Anderson, R.S., Ishman, S.E., 2011. The Younger Dryas impact hypothesis: A requiem. *Earth-Sci. Rev.* 106, 247–264. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2011.02.005>
- Pisias, N.G., Moore, T.C., 1981. The evolution of Pleistocene climate: A time series approach. *Earth Planet. Sci. Lett.* 52, 450–458. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(81\)90197-7](https://doi.org/10.1016/0012-821X(81)90197-7)
- Pollard, R.T., Pu, S., 1985. Structure and circulation of the Upper Atlantic Ocean northeast of the Azores. *Prog. Oceanogr.* 14, 443–462. [https://doi.org/10.1016/0079-6611\(85\)90022-9](https://doi.org/10.1016/0079-6611(85)90022-9)
- Polyak, L., Korsun, S., Febo, L.A., Stanovoy, V., Khusid, T., Hald, M., Paulsen, B.E., Lubinski, D.J., 2002. Benthic foraminiferal assemblages from the southern Kara Sea, a river-influenced Arctic marine environment. *J. Foraminifer. Res.* 32, 252–273. <https://doi.org/10.2113/32.3.252>
- Poulet, S., Laabir, M., Chaudron, Y., 1996. Characteristic features of zooplankton in the Bay of Biscay. *Sci. Mar.*
- Prazeres, M., Uthicke, S., Pandolfi, J.M., 2015. Ocean acidification induces biochemical and morphological changes in the calcification process of large benthic foraminifera. *Proc. R. Soc. B Biol. Sci.* 282, 20142782. <https://doi.org/10.1098/rspb.2014.2782>
- Puillat, I., Lazure, P., Jégou, 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. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2004.02.008>
- Pujos, 1972. Répartition des biocénoses de foraminifères benthiques sur le plateau continental du Golfe de Gascogne à l'ouest de l'embouchure de la Gironde. *Rev. Esp. Micropaleontol.* 141–156.
- Pujos, M., 1976. *Ecologie des foraminifères benthiques et des thecamoebiens de la Gironde et du plateau continental Sud-Gascogne: application à la connaissance du quaternaire terminal de la région Ouest-Gironde (Thèse de doctorat). Université Bordeaux-I, 1971-2013, France.*
- Qin, B., Jia, Q., Xiong, Z., Li, T., Algeo, T.J., Dang, H., 2022. Sustained deep Pacific carbon storage after the Mid-Pleistocene Transition linked to enhanced Southern Ocean stratification. *Geophys. Res. Lett.* 49, e2021GL097121. <https://doi.org/10.1029/2021GL097121>

Références bibliographiques

- Rahmstorf, S., 2015. Thermohaline Circulation☆, in: Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences. Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.09514-2>
- Rahmstorf, S., 2002. Ocean circulation and climate during the past 120,000 years. *Nature* 419, 207–214. <https://doi.org/10.1038/nature01090>
- Railsback, L.B., Gibbard, P.L., Head, M.J., Voarintsoa, N.R.G., Toucanne, S., 2015. An optimized scheme of lettered marine isotope substages for the last 1.0 million years, and the climatostratigraphic nature of isotope stages and substages. *Quat. Sci. Rev.* 111, 94–106. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.01.012>
- Raitzsch, M., Dueñas-Bohórquez, A., Reichert, G.-J., de Nooijer, L.J., Bickert, T., 2010. Incorporation of Mg and Sr in calcite of cultured benthic foraminifera: impact of calcium concentration and associated calcite saturation state. *Biogeosciences* 7, 869–881. <https://doi.org/10.5194/bg-7-869-2010>
- Raitzsch, M., Kuhnert, H., Hathorne, E.C., Groeneveld, J., Bickert, T., 2011. U/Ca in benthic foraminifers: A proxy for the deep-sea carbonate saturation. *Geochem. Geophys. Geosystems* 12. <https://doi.org/10.1029/2010GC003344>
- Ramstein, G., Landais, A., Bouttes, N., Sepulchre, P., Govin, A., Minnock, M., 2020. *Paleoclimatology*, 1st ed. 2021 édition. ed. Springer Nature Switzerland AG, Cham, Switzerland.
- Rasmussen, S.O., Andersen, K.K., Svensson, A.M., Steffensen, J.P., Vinther, B.M., Clausen, H.B., Siggaard-Andersen, M.-L., Johnsen, S.J., Larsen, L.B., Dahl-Jensen, D., Bigler, M., Röthlisberger, R., Fischer, H., Goto-Azuma, K., Hansson, M.E., Ruth, U., 2006. A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination. *J. Geophys. Res. Atmospheres* 111. <https://doi.org/10.1029/2005JD006079>
- Rasmussen, S.O., Bigler, M., Blockley, S.P., Blunier, T., Buchardt, S.L., Clausen, H.B., Cvijanovic, I., Dahl-Jensen, D., Johnsen, S.J., Fischer, H., Gkinis, V., Guillevic, M., Hoek, W.Z., Lowe, J.J., Pedro, J.B., Popp, T., Seierstad, I.K., Steffensen, J.P., Svensson, A.M., Vallelonga, P., Vinther, B.M., Walker, M.J.C., Wheatley, J.J., Winstrup, M., 2014. A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy. *Quat. Sci. Rev., Dating, Synthesis, and Interpretation of Palaeoclimatic Records and Model-data Integration: Advances of the INTIMATE project (INTegration of Ice core, Marine and TERrestrial records, COST Action ES0907)* 106, 14–28. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.09.007>
- Rasmussen, S.O., Seierstad, I.K., Andersen, K.K., Bigler, M., Dahl-Jensen, D., Johnsen, S.J., 2008. Synchronization of the NGRIP, GRIP, and GISP2 ice cores across MIS 2 and palaeoclimatic implications. *Quat. Sci. Rev., INTegration of Ice-core, Marine and Terrestrial records (INTIMATE): Refining the record of the Last Glacial-Interglacial Transition* 27, 18–28. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.01.016>
- Rasmussen, T.L., Thomsen, E., 2008. Warm Atlantic surface water inflow to the Nordic seas 34–10 calibrated ka B.P. *Paleoceanography* 23. <https://doi.org/10.1029/2007PA001453>
- Rasmussen, T.L., Thomsen, E., 2004. The role of the North Atlantic Drift in the millennial timescale glacial climate fluctuations. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 210, 101–116. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2004.04.005>
- 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. *Mar. Micropaleontol.* 47, 143–176. [https://doi.org/10.1016/S0377-8398\(02\)00115-9](https://doi.org/10.1016/S0377-8398(02)00115-9)
- Rathburn, A.E., Corliss, B.H., 1994. The ecology of living (stained) deep-sea benthic foraminifera from the Sulu Sea. *Paleoceanography* 9, 87–150. <https://doi.org/10.1029/93PA02327>
- Rathburn, A.E., De Deckker, P., 1997a. Magnesium and strontium compositions of Recent benthic foraminifera from the Coral Sea, Australia and Prydz Bay, Antarctica. *Mar. Micropaleontol.* 32, 231–248. [https://doi.org/10.1016/S0377-8398\(97\)00028-5](https://doi.org/10.1016/S0377-8398(97)00028-5)
- Rathburn, A.E., De Deckker, P., 1997b. Magnesium and strontium compositions of Recent benthic foraminifera from the Coral Sea, Australia and Prydz Bay, Antarctica. *Mar. Micropaleontol.* 32, 231–248. [https://doi.org/10.1016/S0377-8398\(97\)00028-5](https://doi.org/10.1016/S0377-8398(97)00028-5)
- Rathburn, A.E., Perez, M.E., Lange, C.B., 2001. Benthic-pelagic coupling in the Southern California Bight: Relationships between sinking organic material, diatoms and benthic foraminifera. *Mar. Micropaleontol.* 43, 261–271. [https://doi.org/10.1016/S0377-8398\(01\)00028-7](https://doi.org/10.1016/S0377-8398(01)00028-7)
- Ravelo, A.C., Hillaire-Marcel, C., 2007. Chapter Eighteen The Use of Oxygen and Carbon Isotopes of Foraminifera in Paleoceanography, in: Hillaire-Marcel, C., De Vernal, A. (Eds.), *Developments in Marine Geology, Proxies in Late Cenozoic Paleoceanography*. Elsevier, pp. 735–764. [https://doi.org/10.1016/S1572-5480\(07\)01023-8](https://doi.org/10.1016/S1572-5480(07)01023-8)

Références bibliographiques

- Raymo, M.E., 1997. The timing of major climate terminations. *Paleoceanography* 12, 577–585. <https://doi.org/10.1029/97PA01169>
- Reichert, G.-J., Jorissen, F., Anschutz, P., Mason, P.R.D., 2003. Single foraminiferal test chemistry records the marine environment. *Geology* 31, 355–358. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2003\)031<0355:SFTCRT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2003)031<0355:SFTCRT>2.0.CO;2)
- Reimer, P.J., Austin, W.E.N., Bard, E., Bayliss, A., Blackwell, P.G., Ramsey, C.B., Butzin, M., Cheng, H., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hajdas, I., Heaton, T.J., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kromer, B., Manning, S.W., Muscheler, R., Palmer, J.G., Pearson, C., Plicht, J. van der, Reimer, R.W., Richards, D.A., Scott, E.M., Southon, J.R., Turney, C.S.M., Wacker, L., Adolphi, F., Büntgen, U., Capano, M., Fahrni, S.M., Fogtmann-Schulz, A., Friedrich, R., Köhler, P., Kudsk, S., Miyake, F., Olsen, J., Reinig, F., Sakamoto, M., Sookdeo, A., Talamo, S., 2020. The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon* 62, 725–757. <https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41>
- Rempfer, J., Stocker, T.F., Joos, F., Dutay, J.-C., 2012. On the relationship between Nd isotopic composition and ocean overturning circulation in idealized freshwater discharge events. *Paleoceanography* 27. <https://doi.org/10.1029/2012PA002312>
- Rempfer, J., Stocker, T.F., Joos, F., Dutay, J.-C., Siddall, M., 2011. Modelling Nd-isotopes with a coarse resolution ocean circulation model: Sensitivities to model parameters and source/sink distributions. *Geochim. Cosmochim. Acta* 75, 5927–5950. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2011.07.044>
- Renssen, H., Mairesse, A., Goosse, H., Mathiot, P., Heiri, O., Roche, D.M., Nisancioglu, K.H., Valdes, P.J., 2015. Multiple causes of the Younger Dryas cold period. *Nat. Geosci.* 8, 946–949. <https://doi.org/10.1038/ngeo2557>
- Rheuban, J.E., Doney, S.C., McCorkle, D.C., Jakuba, R.W., 2019. Quantifying the Effects of Nutrient Enrichment and Freshwater Mixing on Coastal Ocean Acidification. *J. Geophys. Res. Oceans* 124, 9085–9100. <https://doi.org/10.1029/2019JC015556>
- Richter, F.M., Turekian, K.K., 1993. Simple models for the geochemical response of the ocean to climatic and tectonic forcing. *Earth Planet. Sci. Lett.* 119, 121–131. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(93\)90010-7](https://doi.org/10.1016/0012-821X(93)90010-7)
- Richter, T.O., Gaast, S. van der, Koster, B., Vaars, A., Gieles, R., Stigter, H.C. de, Haas, H.D., Weering, T.C.E. van, 2006. The Avaatech XRF Core Scanner: technical description and applications to NE Atlantic sediments. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 267, 39–50. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2006.267.01.03>
- Rickaby, R.E.M., Elderfield, H., 2005. Evidence from the high-latitude North Atlantic for variations in Antarctic Intermediate water flow during the last deglaciation. *Geochem. Geophys. Geosystems* 6. <https://doi.org/10.1029/2004GC000858>
- Rickaby, R.E.M., Elderfield, H., 1999. Planktonic foraminiferal Cd/Ca: Paleonutrients or paleotemperature? *Paleoceanography* 14, 293–303. <https://doi.org/10.1029/1999PA900007>
- Rickli, J., Frank, M., Halliday, A.N., 2009. The hafnium–neodymium isotopic composition of Atlantic seawater. *Earth Planet. Sci. Lett.* 280, 118–127. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.01.026>
- Ridgwell, A.J., Watson, A.J., Raymo, M.E., 1999. Is the spectral signature of the 100 kyr glacial cycle consistent with a Milankovitch origin? *Paleoceanography* 14, 437–440. <https://doi.org/10.1029/1999PA900018>
- 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. *Geophys. Res. Lett.* 30. <https://doi.org/10.1029/2002GL016570>
- Risgaard-Petersen, N., Langezaal, A.M., Ingvarsdén, S., Schmid, M.C., Jetten, M.S.M., Op den Camp, H.J.M., Derksen, J.W.M., Piña-Ochoa, E., Eriksson, S.P., Peter Nielsen, L., Peter Revsbech, N., Cedhagen, T., van der Zwaan, G.J., 2006. Evidence for complete denitrification in a benthic foraminifer. *Nature* 443, 93–96. <https://doi.org/10.1038/nature05070>
- Ritz, S.P., Stocker, T.F., Grimalt, J.O., Menviel, L., Timmermann, A., 2013. Estimated strength of the Atlantic overturning circulation during the last deglaciation. *Nat. Geosci.* 6, 208–212. <https://doi.org/10.1038/ngeo1723>
- Roberts, J., Kaczmarek, K., Langer, G., Skinner, L.C., Bijma, J., Bradbury, H., Turchyn, A.V., Lamy, F., Misra, S., 2018. Lithium isotopic composition of benthic foraminifera: A new proxy for paleo-pH reconstruction. *Geochim. Cosmochim. Acta, Chemistry of oceans past and present: A Special Issue in tribute to Harry Elderfield* 236, 336–350. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2018.02.038>
- Robock, A., 2013. The Latest on Volcanic Eruptions and Climate. *Eos Trans. Am. Geophys. Union* 94, 305–306. <https://doi.org/10.1002/2013EO350001>

Références bibliographiques

- Rodriguez-Lazaro, J., Pascual, A., Cacho, I., Varela, Z., Pena, L.D., 2017. Deep-sea benthic response to rapid climatic oscillations of the last glacial cycle in the SE Bay of Biscay. *J. Sea Res., Changing Ecosystems in the Bay of Biscay: Natural and Anthropogenic Effects* 130, 49–72. <https://doi.org/10.1016/j.seares.2017.06.002>
- Rogerson, M., Rohling, E.J., Bigg, G.R., Ramirez, J., 2012. Paleocyanography of the Atlantic-Mediterranean exchange: Overview and first quantitative assessment of climatic forcing. *Rev. Geophys.* 50. <https://doi.org/10.1029/2011RG000376>
- Rohling, E.J., Cooke, S., 2003. Stable oxygen and carbon isotopes in foraminiferal carbonate shells, in: Sen Gupta, B.K. (Ed.), *Modern Foraminifera*. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 239–258. https://doi.org/10.1007/0-306-48104-9_14
- Rohling, E.J., Jorissen, F.J., de Stigter, H.C., 1997. 200 Year interruption of Holocene sapropel formation in the Adriatic Sea. *J. Micropalaeontology* 16, 97–108. <https://doi.org/10.1144/jm.16.2.97>
- Rontani, J.-F., Volkman, J.K., Prahl, F.G., Wakeham, S.G., 2013. Biotic and abiotic degradation of alkenones and implications for U37K' paleoproxy applications: A review. *Org. Geochem.* 59, 95–113. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2013.04.005>
- 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 paleocyanography. *Geochim. Cosmochim. Acta* 61, 3633–3643. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(97\)00181-6](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(97)00181-6)
- Rosenthal, Y., Lear, C.H., Oppo, D.W., Linsley, B.K., 2006a. Temperature and carbonate ion effects on Mg/Ca and Sr/Ca ratios in benthic foraminifera: Aragonitic species *Hoeglundina elegans*. *Paleocyanography* 21. <https://doi.org/10.1029/2005PA001158>
- Rosby, T., 1996. The North Atlantic Current and surrounding waters: At the crossroads. *Rev. Geophys.* 34, 463–481. <https://doi.org/10.1029/96RG02214>
- Roucoux, K.H., Shackleton, N.J., Abreu, L. de, Schönfeld, J., Tzedakis, P.C., 2001. Combined Marine Proxy and Pollen Analyses Reveal Rapid Iberian Vegetation Response to North Atlantic Millennial-Scale Climate Oscillations. *Quat. Res.* 56, 128–132. <https://doi.org/10.1006/qres.2001.2218>
- Rousseau, D.-D., Bagniewski, W., Ghil, M., 2022. Abrupt climate changes and the astronomical theory: are they related? *Clim. Past* 18, 249–271. <https://doi.org/10.5194/cp-18-249-2022>
- Ruch, P., Mirmand, M., Jouanneau, J.-M., Latouche, C., 1993. Sediment budget and transfer of suspended sediment from the Gironde estuary to Cap Ferret Canyon. *Mar. Geol.* 111, 109–119. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(93\)90191-W](https://doi.org/10.1016/0025-3227(93)90191-W)
- Ruddiman, W.F., 2008. *Earth's Climate: Past and Future*. W. H. Freeman.
- Ruddiman, W.F., 1977. Late Quaternary deposition of ice-rafted sand in the subpolar North Atlantic (lat 40° to 65°N). *GSA Bull.* 88, 1813–1827. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1977\)88<1813:LQDOIS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1977)88<1813:LQDOIS>2.0.CO;2)
- Ruddiman, W.F., McIntyre, A., 1981. The North Atlantic Ocean during the last deglaciation. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 35, 145–214. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(81\)90097-3](https://doi.org/10.1016/0031-0182(81)90097-3)
- Rüggeberg, A., Dullo, C., Dorschel, B., Hebbeln, D., 2007. Environmental changes and growth history of a cold-water carbonate mound (Propeller Mound, Porcupine Seabight). *Int. J. Earth Sci.* 96, 57–72. <https://doi.org/10.1007/s00531-005-0504-1>
- Rühlemann, C., Mulitza, S., Lohmann, G., Paul, A., Prange, M., Wefer, G., 2004. Intermediate depth warming in the tropical Atlantic related to weakened thermohaline circulation: Combining paleoclimate data and modeling results for the last deglaciation. *Paleocyanography* 19. <https://doi.org/10.1029/2003PA000948>
- Russell, A.D., Hönisch, B., Spero, H.J., Lea, D.W., 2004. Effects of seawater carbonate ion concentration and temperature on shell U, Mg, and Sr in cultured planktonic foraminifera. *Geochim. Cosmochim. Acta* 68, 4347–4361. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2004.03.013>
- Sadatzki, H., Dokken, T.M., Berben, S.M.P., Muschitiello, F., Stein, R., Fahl, K., Menviel, L., Timmermann, A., Jansen, E., 2019. Sea ice variability in the southern Norwegian Sea during glacial Dansgaard-Oeschger climate cycles. *Sci. Adv.* 5, eaau6174. <https://doi.org/10.1126/sciadv.aau6174>
- Saha, R., 2015. Millennial-scale oscillations between sea ice and convective deep water formation. *Paleocyanography* 30, 1540–1555. <https://doi.org/10.1002/2015PA002809>
- Sanchez, F., Gil, J., 2000. Hydrographic mesoscale structures and Poleward Current as a determinant of hake (*Merluccius merluccius*) recruitment in southern Bay of Biscay. *ICES J. Mar. Sci.* 57, 152–170. <https://doi.org/10.1006/jmsc.1999.0566>

Références bibliographiques

- Sanchez Goñi, M.F., Cacho, I., Turon, J., Guiot, J., Sierro, F., Peyrouquet, J., Grimalt, J., Shackleton, N., 2002. Synchronicity between marine and terrestrial responses to millennial scale climatic variability during the last glacial period in the Mediterranean region. *Clim. Dyn.* 19, 95–105. <https://doi.org/10.1007/s00382-001-0212-x>
- Sanchez Goñi, M.F., Harrison, S.P., 2010. Millennial-scale climate variability and vegetation changes during the Last Glacial: Concepts and terminology. *Quat. Sci. Rev.* 29, 2823–2827. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.11.014>
- Sanchez Goni, M.F.S., Turon, J.-L., Eynaud, F., Gendreau, S., 2000. European Climatic Response to Millennial-Scale Changes in the Atmosphere–Ocean System during the Last Glacial Period. *Quat. Res.* 54, 394–403. <https://doi.org/10.1006/qres.2000.2176>
- Sarnthein, M., Bartoli, G., Prange, M., Schmittner, A., Schneider, B., Weinelt, M., Andersen, N., Garbe-Schonberg, D., 2009. Mid-Pliocene shifts in ocean overturning circulation and the onset of Quaternary-style climates. *Clim Past* 15.
- 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. *Mar. Chem.*, 6th International Symposium on Model Estuaries 79, 229–242. [https://doi.org/10.1016/S0304-4203\(02\)00066-X](https://doi.org/10.1016/S0304-4203(02)00066-X)
- Schmidt, D.N., Renaud, S., Bollmann, J., 2003. Response of planktic foraminiferal size to late Quaternary climate change. *Paleoceanography* 18. <https://doi.org/10.1029/2002PA000831>
- Schmidt, S., Howa, H., Diallo, A., Martín, J., Cremer, M., Duros, P., Fontanier, C., Deflandre, B., Metzger, E., Mulder, T., 2014. Recent sediment transport and deposition in the Cap-Ferret Canyon, South-East margin of Bay of Biscay. *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr., Submarine Canyons: Complex Deep-Sea Environments Unravelling by Multidisciplinary Research* 104, 134–144. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2013.06.004>
- 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. *Mar. Micropaleontol.* 40, 167–188. [https://doi.org/10.1016/S0377-8398\(00\)00038-4](https://doi.org/10.1016/S0377-8398(00)00038-4)
- Schmiedl, G., Mackensen, A., 1997. Late Quaternary paleoproductivity and deep water circulation in the eastern South Atlantic Ocean: Evidence from benthic foraminifera. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 130, 43–80. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(96\)00137-X](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(96)00137-X)
- Schmiedl, G., Mackensen, A., Müller, P.J., 1997. Recent benthic foraminifera from the eastern South Atlantic Ocean: Dependence on food supply and water masses. *Mar. Micropaleontol.* 32, 249–287. [https://doi.org/10.1016/S0377-8398\(97\)00023-6](https://doi.org/10.1016/S0377-8398(97)00023-6)
- 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. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 190, 139–164. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(02\)00603-X](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(02)00603-X)
- Schmittner, A., 2005. Decline of the marine ecosystem caused by a reduction in the Atlantic overturning circulation. *Nature* 434, 628–633. <https://doi.org/10.1038/nature03476>
- Schneider, A., Crémière, A., Panieri, G., Leland, A., Knies, J., 2017. Diagenetic alteration of benthic foraminifera from a methane seep site on Vestnesa Ridge (NW Svalbard). *Deep Sea Res. Part Oceanogr. Res.* 123, 22–34. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2017.03.001>
- Schönfeld, J., 2012. History and development of methods in Recent benthic foraminiferal studies. *J. Micropalaeontology* 31, 53–72. <https://doi.org/10.1144/0262-821X11-008>
- Schönfeld, J., 2006. Taxonomy and distribution of the *Uvigerina peregrina* plexus in the tropical to northeastern Atlantic. *J. Foraminifer. Res.* 36, 355–367. <https://doi.org/10.2113/gsjfr.36.4.355>
- Schönfeld, J., 2002a. A new benthic foraminiferal proxy for near-bottom current velocities in the Gulf of Cadiz, northeastern Atlantic Ocean. *Deep Sea Res. Part Oceanogr. Res. Pap.* 49, 1853–1875. [https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(02\)00088-2](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(02)00088-2)
- Schönfeld, J., 2002b. Recent benthic foraminiferal assemblages in deep high-energy environments from the Gulf of Cadiz (Spain). *Mar. Micropaleontol.* 44, 141–162. [https://doi.org/10.1016/S0377-8398\(01\)00039-1](https://doi.org/10.1016/S0377-8398(01)00039-1)
- Schönfeld, J., 1997. The impact of the Mediterranean Outflow Water (MOW) on benthic foraminiferal assemblages and surface sediments at the southern Portuguese continental margin. *Mar. Micropaleontol.* 29, 211–236. [https://doi.org/10.1016/S0377-8398\(96\)00050-3](https://doi.org/10.1016/S0377-8398(96)00050-3)
- Schönfeld, J., Altenbach, A.V., 2005. Late Glacial to Recent distribution pattern of deep-water *Uvigerina* species in the north-eastern Atlantic. *Mar. Micropaleontol.* 57, 1–24. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2005.05.004>

Références bibliographiques

- Schönfeld, J., Alve, E., Geslin, E., Jorissen, F., Korsun, S., Spezzaferri, S., 2012. The FOBIMO (FORaminiferal BIO-MONitoring) initiative—Towards a standardised protocol for soft-bottom benthic foraminiferal monitoring studies. *Mar. Micropaleontol.* 94–95, 1–13. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2012.06.001>
- 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. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 159, 85–111. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(00\)00035-3](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(00)00035-3)
- Schroder-Adams, C., Cole, F., Medioli, F., Mudie, P., Scott, D., Dobbin, L., 1990. Recent Arctic shelf Foraminifera: seasonally ice covered vs. perennially ice covered areas. *J. Foraminif. Res. - J FORAMIN RES* 20, 8–36. <https://doi.org/10.2113/gsjfr.20.1.8>
- Schroder-Adams, C., Scott, D.B., Medioli, F.S., 1987. Can smaller benthic foraminifera be ignored in paleoenvironmental analyses? *J. Foraminif. Res.* 17, 101–105.
- Schulz, M., 2002. On the 1470-year pacing of Dansgaard-Oeschger warm events. *Paleoceanography* 17, 4-1-4–9. <https://doi.org/10.1029/2000PA000571>
- Schweizer, M., Fontaine, D., Pawlowski, J., 2011. Phylogenetic position of two Patagonian Cibicididae (Rotaliida, Foraminifera): *Cibicidoides dispars* (d’Orbigny, 1839) and *Cibicidoides variabilis* (d’Orbigny, 1826). *Rev. Micropaléontologie* 54, 175–182. <https://doi.org/10.1016/j.revmic.2011.03.002>
- Schweizer, M., Pawlowski, J., Kouwenhoven, T.J., Guiard, J., van der Zwaan, B., 2008. Molecular phylogeny of Rotaliida (Foraminifera) based on complete small subunit rDNA sequences. *Mar. Micropaleontol.* 66, 233–246. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2007.10.003>
- Scourse, J.D., Haapaniemi, A.I., Colmenero-Hidalgo, E., Peck, V.L., Hall, I.R., Austin, W.E.N., Knutz, P.C., Zahn, R., 2009. Growth, dynamics and deglaciation of the last British–Irish ice sheet: the deep-sea ice-rafted detritus record. *Quat. Sci. Rev.* 28, 3066–3084. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.08.009>
- Seidenkrantz, M.-S., Aagaard-Sørensen, S., Sulsbrück, H., Kuijpers, A., Jensen, K.G., Kunzendorf, H., 2007. Hydrography and climate of the last 4400 years in a SW Greenland fjord: implications for Labrador Sea palaeoceanography. *The Holocene* 17, 387–401. <https://doi.org/10.1177/0959683607075840>
- Sen Gupta, B.K., 1999. Introduction to modern Foraminifera, in: Sen Gupta, B.K. (Ed.), *Modern Foraminifera*. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 3–6. https://doi.org/10.1007/0-306-48104-9_1
- Sen Gupta, B.K., Machain-Castillo, M.L., 1993. Benthic foraminifera in oxygen-poor habitats. *Mar. Micropaleontol.* 20, 183–201. [https://doi.org/10.1016/0377-8398\(93\)90032-S](https://doi.org/10.1016/0377-8398(93)90032-S)
- Sessford, E.G., Jensen, M.F., Tisserand, A.A., Muschitiello, F., Dokken, T., Nisancioglu, K.H., Jansen, E., 2019. Consistent fluctuations in intermediate water temperature off the coast of Greenland and Norway during Dansgaard-Oeschger events. *Quat. Sci. Rev.* 223, 105887. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.105887>
- Sexton, P.F., Wilson, P.A., Pearson, P.N., 2006. Microstructural and geochemical perspectives on planktic foraminiferal preservation: “Glassy” versus “Frosty.” *Geochem. Geophys. Geosystems* 7. <https://doi.org/10.1029/2006GC001291>
- Shackleton, N., 1967. Oxygen Isotope Analyses and Pleistocene Temperatures Re-assessed. *Nature* 215, 15–17. <https://doi.org/10.1038/215015a0>
- Shaffer, G., Olsen, S.M., Bjerrum, C.J., 2004. Ocean subsurface warming as a mechanism for coupling Dansgaard-Oeschger climate cycles and ice-rafting events. *Geophys. Res. Lett.* 31, L24202. <https://doi.org/10.1029/2004GL020968>
- Shakun, J.D., Clark, P.U., He, F., Marcott, S.A., Mix, A.C., Liu, Z., Otto-Bliesner, B., Schmittner, A., Bard, E., 2012. Global warming preceded by increasing carbon dioxide concentrations during the last deglaciation. *Nature* 484, 49–54. <https://doi.org/10.1038/nature10915>
- Shannon, C.E., 1948. A mathematical theory of communication. *Bell Syst. Tech. J.* 27, 379–423. <https://doi.org/10.1002/j.1538-7305.1948.tb01338.x>
- Sherriff-Tadano, S., Abe-Ouchi, A., Yoshimori, M., Oka, A., Chan, W.-L., 2018. Influence of glacial ice sheets on the Atlantic meridional overturning circulation through surface wind change. *Clim. Dyn.* 50, 2881–2903. <https://doi.org/10.1007/s00382-017-3780-0>
- Sicre, M.-A., Jalali, B., Eiríksson, J., Knudsen, K.-L., Klein, V., Pellichero, V., 2021. Trends and centennial-scale variability of surface water temperatures in the North Atlantic during the Holocene. *Quat. Sci. Rev.* 265, 107033. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2021.107033>

Références bibliographiques

- Sierra, R., Matz, M.V., Aglyamova, G., Pillet, L., Decelle, J., Not, F., de Vargas, C., Pawlowski, J., 2013. Deep relationships of Rhizaria revealed by phylogenomics: A farewell to Haeckel's Radiolaria. *Mol. Phylogenet. Evol.* 67, 53–59. <https://doi.org/10.1016/j.ympev.2012.12.011>
- Simms, A.R., Lisiecki, L., Gebbie, G., Whitehouse, P.L., Clark, J.F., 2019. Balancing the last glacial maximum (LGM) sea-level budget. *Quat. Sci. Rev.* 205, 143–153. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.12.018>
- Singh, A.D., Rai, A.K., Tiwari, M., Naidu, P.D., Verma, K., Chaturvedi, M., Niyogi, A., Pandey, D., 2015. Fluctuations of Mediterranean Outflow Water circulation in the Gulf of Cadiz during MIS 5 to 7: Evidence from benthic foraminiferal assemblage and stable isotope records. *Glob. Planet. Change* 133, 125–140. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2015.08.005>
- Singh, R.K., Gupta, A.K., 2005. Systematic decline in benthic foraminiferal species diversity linked to productivity increases over the last 26 Ma in the Indian Ocean. *J. Foraminifer. Res.* 35, 219–227. <https://doi.org/10.2113/35.3.219>
- Singh, R.K., Gupta, A.K., Das, M., 2012. Paleooceanographic significance of deep-sea benthic foraminiferal species diversity at southeastern Indian Ocean Hole 752A during the Neogene. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 361–362, 94–103. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2012.08.008>
- Smart, C.W., 2008. Abyssal NE Atlantic benthic foraminifera during the last 15 kyr: Relation to variations in seasonality of productivity. *Mar. Micropaleontol.* 69, 193–211. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2008.07.007>
- Smart, C.W., Thomas, E., Bracher, C.M., 2019. Holocene variations in North Atlantic export productivity as reflected in bathyal benthic foraminifera. *Mar. Micropaleontol.* 149, 1–18. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2019.03.004>
- Solanki, S.K., Usoskin, I.G., Kromer, B., Schüssler, M., Beer, J., 2004. Unusual activity of the Sun during recent decades compared to the previous 11,000 years. *Nature* 431, 1084–1087. <https://doi.org/10.1038/nature02995>
- Soon, W., Velasco Herrera, V.M., Selvaraj, K., Traversi, R., Usoskin, I., Chen, C.-T.A., Lou, J.-Y., Kao, S.-J., Carter, R.M., Pipin, V., Severi, M., Becagli, S., 2014. A review of Holocene solar-linked climatic variation on centennial to millennial timescales: Physical processes, interpretative frameworks and a new multiple cross-wavelet transform algorithm. *Earth-Sci. Rev.* 134, 1–15. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.03.003>
- Spezzaferri, S., Rüggeberg, A., Stalder, C., Margreth, S., 2014. Taxonomic notes and illustrations of benthic foraminifera from cold-water coral ecosystems. *Cushman Found. Spec. Publ.* 49–140.
- Stanford, J.D., Rohling, E.J., Bacon, S., Roberts, A.P., Grousset, F.E., Bolshaw, M., 2011. A new concept for the paleooceanographic evolution of Heinrich event 1 in the North Atlantic. *Quat. Sci. Rev.* 30, 1047–1066. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.02.003>
- Steinke, S., Chiu, H.-Y., Yu, P.-S., Shen, C.-C., Erlenkeuser, H., Löwemark, L., Chen, M.-T., 2006. On the influence of sea level and monsoon climate on the southern South China Sea freshwater budget over the last 22,000 years. *Quat. Sci. Rev.* 25, 1475–1488. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2005.12.008>
- Stenchikov, G.L., Kirchner, I., Robock, A., Graf, H.-F., Antuña, J.C., Grainger, R.G., Lambert, A., Thomason, L., 1998. Radiative forcing from the 1991 Mount Pinatubo volcanic eruption. *J. Geophys. Res. Atmospheres* 103, 13837–13857. <https://doi.org/10.1029/98JD00693>
- Stenni, B., Masson-Delmotte, V., Johnsen, S., Jouzel, J., Longinelli, A., Monnin, E., Röthlisberger, R., Selmo, E., 2001. An Oceanic Cold Reversal During the Last Deglaciation. *Science* 293, 2074–2077. <https://doi.org/10.1126/science.1059702>
- Stephenson, D.B., Pavan, V., Bojariu, R., 2000. Is the North Atlantic Oscillation a random walk? *Int. J. Climatol.* 20, 1–18. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1097-0088\(200001\)20:1<1::AID-JOC456>3.0.CO;2-P](https://doi.org/10.1002/(SICI)1097-0088(200001)20:1<1::AID-JOC456>3.0.CO;2-P)
- Stips, A., Bolding, K., Macias, D.M., Bruggeman, J., Coughlan, C., 2016. Scoping report on the potential impact of on-board desulphurisation on the water quality in SOx emission control areas [WWW Document]. <https://doi.org/10.2788/336630>
- Stocker, T.F., Johnsen, S.J., 2003. A minimum thermodynamic model for the bipolar seesaw. *Paleoceanography* 18. <https://doi.org/10.1029/2003PA000920>
- Stocker, T.F., Schmittner, A., 1997. Influence of CO₂ emission rates on the stability of the thermohaline circulation. *Nature* 388, 862–865. <https://doi.org/10.1038/42224>
- Stuiver, M., Reimer, P.J., 1993. Extended ¹⁴C Data Base and Revised CALIB 3.0 ¹⁴C Age Calibration Program. *Radiocarbon* 35, 215–230. <https://doi.org/10.1017/S0033822200013904>
- Su, Z., Ingersoll, A.P., He, F., 2016. On the Abruptness of Bølling–Allerød Warming. *J. Clim.* 29, 4965–4975. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0675.1>

Références bibliographiques

- Suc, J.-P., Bertini, A., Leroy, S.A.G., Suballyova, D., 1997. Towards the lowering of the Pliocene/Pleistocene boundary to the Gauss-Matuyama reversal. *Quat. Int.* 40, 37–42. [https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(96\)00059-6](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(96)00059-6)
- Sun, X., Corliss, B.H., Brown, C.W., Showers, W.J., 2006. The effect of primary productivity and seasonality on the distribution of deep-sea benthic foraminifera in the North Atlantic. *Deep Sea Res. Part Oceanogr. Res. Pap.* 53, 28–47. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2005.07.003>
- Sun, Y., Knorr, G., Zhang, X., Tarasov, L., Barker, S., Werner, M., Lohmann, G., 2022. Ice sheet decline and rising atmospheric CO₂ control AMOC sensitivity to deglacial meltwater discharge. *Glob. Planet. Change* 210, 103755. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2022.103755>
- Sun, Y., McManus, J.F., Clemens, S.C., Zhang, X., Vogel, H., Hodell, D.A., Guo, F., Wang, T., Liu, X., An, Z., 2021. Persistent orbital influence on millennial climate variability through the Pleistocene. *Nat. Geosci.* 14, 812–818. <https://doi.org/10.1038/s41561-021-00794-1>
- Sweatman, M.B., 2021. The Younger Dryas impact hypothesis: Review of the impact evidence. *Earth-Sci. Rev.* 218, 103677. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103677>
- Tachikawa, K., Piotrowski, A.M., Bayon, G., 2014. Neodymium associated with foraminiferal carbonate as a recorder of seawater isotopic signatures. *Quat. Sci. Rev.* 88, 1–13. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.12.027>
- Taguchi, Y., Oono, Y., 2005. Relational patterns of gene expression via non-metric multidimensional scaling analysis. *Bioinformatics* 21, 730–740. <https://doi.org/10.1093/bioinformatics/bti067>
- Talley, L.D., 2011. *Descriptive Physical Oceanography: An Introduction*. Academic Press.
- Talley, L.D., 1996. Antarctic Intermediate Water in the South Atlantic, in: Wefer, G., Berger, W.H., Siedler, G., Webb, D.J. (Eds.), *The South Atlantic: Present and Past Circulation*. Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 219–238. https://doi.org/10.1007/978-3-642-80353-6_11
- Tanaka, T., Togashi, S., Kamioka, H., Amakawa, H., Kagami, H., Hamamoto, T., Yuhara, M., Orihashi, Y., Yoneda, S., Shimizu, H., Kunimaru, T., Takahashi, K., Yanagi, T., Nakano, T., Fujimaki, H., Shinjo, R., Asahara, Y., Tanimizu, M., Dragusanu, C., 2000. JNdi-1: a neodymium isotopic reference in consistency with LaJolla neodymium. *Chem. Geol.* 168, 279–281. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(00\)00198-4](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(00)00198-4)
- Tanhua, T., Olsson, K.A., Jeansson, E., 2005. Formation of Denmark Strait overflow water and its hydrochemical composition. *J. Mar. Syst.* 57, 264–288. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2005.05.003>
- Tappan, H., Loeblich, A.R., 1988. Foraminiferal Evolution, Diversification, and Extinction. *J. Paleontol.* 62, 695–714.
- Tchernia, P., 1978. *Océanographie régionale: description physique des océans et des mers*.
- Tenzer, R., Gladkikh, V., 2014. Assessment of Density Variations of Marine Sediments with Ocean and Sediment Depths. *Sci. World J.* 2014, e823296. <https://doi.org/10.1155/2014/823296>
- Tesoriero, A.J., Pankow, J.F., 1996. Solid solution partitioning of Sr²⁺, Ba²⁺, and Cd²⁺ to calcite. *Geochim. Cosmochim. Acta* 60, 1053–1063. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00449-1](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00449-1)
- The RAISED Consortium, 2014. A community-based geological reconstruction of Antarctic Ice Sheet deglaciation since the Last Glacial Maximum. *Quat. Sci. Rev., Reconstruction of Antarctic Ice Sheet Deglaciation (RAISED)* 100, 1–9. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.06.025>
- Thiagarajan, N., Subhas, A.V., Southon, J.R., Eiler, J.M., Adkins, J.F., 2014. Abrupt pre-Bølling–Allerød warming and circulation changes in the deep ocean. *Nature* 511, 75–78. <https://doi.org/10.1038/nature13472>
- Thinon, I., 1999. *Structure profonde de la marge nord-Gascogne et du Bassin armoricain (These de doctorat)*. Brest.
- Thinon, I., Matias, L., Réhault, J.P., Hirn, A., Fidalgo-González, L., Avedik, F., 2003. Deep structure of the Armorican Basin (Bay of Biscay): a review of Norgasis seismic reflection and refraction data. *J. Geol. Soc.* 160, 99–116. <https://doi.org/10.1144/0016-764901-103>
- Thomas, E., Booth, L., Maslin, M., Shackleton, N.J., 1995a. Northeastern Atlantic benthic foraminifera during the last 45,000 years: Changes in productivity seen from the bottom up. *Paleoceanography* 10, 545–562. <https://doi.org/10.1029/94PA03056>
- Thomas, E., Gooday, A.J., 1996. Cenozoic deep-sea benthic foraminifers: Tracers for changes in oceanic productivity? *Geology* 24, 355–358. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1996\)024<0355:CDSBFT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024<0355:CDSBFT>2.3.CO;2)
- Thornalley, David J. R., Barker, S., Becker, J., Hall, I.R., Knorr, G., 2013. Abrupt changes in deep Atlantic circulation during the transition to full glacial conditions. *Paleoceanography* 28, 253–262. <https://doi.org/10.1002/palo.20025>

Références bibliographiques

- Thornalley, D.J.R., Bauch, H.A., Gebbie, G., Guo, W., Ziegler, M., Bernasconi, S.M., Barker, S., Skinner, L.C., Yu, J., 2015. A warm and poorly ventilated deep Arctic Mediterranean during the last glacial period. *Science* 349, 706–710. <https://doi.org/10.1126/science.aaa9554>
- Thornalley, D. J. R., Blasechek, M., Davies, F.J., Praetorius, S., Oppo, D.W., McManus, J.F., Hall, I.R., Kleiven, H., Renssen, H., McCave, I.N., 2013. Long-term variations in Iceland–Scotland overflow strength during the Holocene. *Clim. Past* 9, 2073–2084. <https://doi.org/10.5194/cp-9-2073-2013>
- 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. <https://doi.org/10.1029/2009PA001833>
- 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. <https://doi.org/10.1038/nature07717>
- Toucanne, S., Naughton, F., Rodrigues, T., Vázquez-Riveiros, N., Sánchez Goñi, M.F., 2022. Chapter 25 - Abrupt (or millennial or suborbital) climatic variability: Heinrich events/stadials, in: Palacios, D., Hughes, P.D., García-Ruiz, J.M., Andrés, N. (Eds.), *European Glacial Landscapes*. Elsevier, pp. 181–187. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-823498-3.00062-5>
- Toucanne, S., Soulet, G., Freslon, N., Jacinto, R.S., Dennielou, B., Zaragosi, S., Eynaud, F., Bourillet, J.-F., Bayon, G., 2015. Millennial-scale fluctuations of the European Ice Sheet at the end of the last glacial, and their potential impact on global climate. *Quat. Sci. Rev.* 123, 113–133.
- Toucanne, S., Soulet, G., Riveiros, N.V., Boswell, S.M., Dennielou, B., Waelbroeck, C., Bayon, G., Mojtahid, M., Bosq, M., Sabine, M., Zaragosi, S., Bourillet, J.-F., Mercier, H., 2021. The North Atlantic Glacial Eastern Boundary Current as a Key Driver for Ice-Sheet—Amoc Interactions and Climate Instability. *Paleoceanogr. Paleoclimatology* 36, e2020PA004068. <https://doi.org/10.1029/2020PA004068>
- Toucanne, S., Zaragosi, S., Bourillet, J.F., Cremer, M., Eynaud, F., Van Vliet-Lanoë, B., Penaud, A., Fontanier, C., Turon, J.L., Cortijo, E., Gibbard, P.L., 2009a. Timing of massive ‘Fleuve Manche’ discharges over the last 350kyr: insights into the European ice-sheet oscillations and the European drainage network from MIS 10 to 2. *Quat. Sci. Rev.* 28, 1238–1256. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.01.006>
- Toucanne, S., Zaragosi, S., Bourillet, J.-F., Dennielou, B., Jorry, S.J., Jouet, G., Cremer, M., 2012. External controls on turbidite sedimentation on the glacially-influenced Armorican margin (Bay of Biscay, western European margin). *Mar. Geol.* 303–306, 137–153. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2012.02.008>
- Toucanne, S., Zaragosi, S., Bourillet, J.F., Gibbard, P.L., Eynaud, F., Giraudeau, J., Turon, J.L., Cremer, M., Cortijo, E., Martinez, P., Rossignol, L., 2009b. A 1.2Ma record of glaciation and fluvial discharge from the West European Atlantic margin. *Quat. Sci. Rev.* 28, 2974–2981. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.08.003>
- Toucanne, S., Zaragosi, S., Bourillet, J.-F., Marieu, V., Cremer, M., Kageyama, M., Van Vliet-Lanoë, B., Eynaud, F., Turon, J.-L., Gibbard, P.L., 2010. The first estimation of Fleuve Manche palaeoriver discharge during the last deglaciation: Evidence for Fennoscandian ice sheet meltwater flow in the English Channel ca 20–18ka ago. *Earth Planet. Sci. Lett.* 290, 459–473. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.12.050>
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2007.08.006>
- Toyofuku, T., Kitazato, H., Kawahata, H., Tsuchiya, M., Nohara, M., 2000. Evaluation of Mg/Ca thermometry in foraminifera: Comparison of experimental results and measurements in nature. *Paleoceanography* 15, 456–464. <https://doi.org/10.1029/1999PA000460>
- Toyofuku, T., Matsuo, M.Y., de Nooijer, L.J., Nagai, Y., Kawada, S., Fujita, K., Reichert, G.-J., Nomaki, H., Tsuchiya, M., Sakaguchi, H., Kitazato, H., 2017. Proton pumping accompanies calcification in foraminifera. *Nat. Commun.* 8, 14145. <https://doi.org/10.1038/ncomms14145>
- Toyofuku, T., Suzuki, M., Suga, H., Sakai, S., Suzuki, A., Ishikawa, T., de Nooijer, L.J., Schiebel, R., Kawahata, H., Kitazato, H., 2011. Mg/Ca and $\delta^{18}\text{O}$ in the brackish shallow-water benthic foraminifer *Ammonia ‘beccarii.’* *Mar. Micropaleontol.* 78, 113–120. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2010.11.003>
- Traversi, R., Usoskin, I.G., Solanki, S.K., Becagli, S., Frezzotti, M., Severi, M., Stenni, B., Udisti, R., 2012. Nitrate in Polar Ice: A New Tracer of Solar Variability. *Sol. Phys.* 280, 237–254. <https://doi.org/10.1007/s11207-012-0060-3>
- Trenberth, K.E., Zhang, Y., Fasullo, J.T., Cheng, L., 2019. Observation-Based Estimates of Global and Basin Ocean Meridional Heat Transport Time Series. *J. Clim.* 32, 4567–4583. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-18-0872.1>

Références bibliographiques

- Troccoli Ghinaglia, L., Herrera-Silveira, J.A., Comín, F.A., 2004. Structural variations of phytoplankton in the coastal seas of Yucatan, Mexico. *Hydrobiologia* 519, 85–102. <https://doi.org/10.1023/B:HYDR.0000026487.78497.b6>
- Tsuchiya, M., Talley, L.D., McCartney, M.S., 1992. An eastern Atlantic section from Iceland southward across the equator. *Deep Sea Res. Part Oceanogr. Res. Pap.* 39, 1885–1917. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(92\)90004-D](https://doi.org/10.1016/0198-0149(92)90004-D)
- Tzedakis, P.C., Crucifix, M., Mitsui, T., Wolff, E.W., 2017. A simple rule to determine which insolation cycles lead to interglacials. *Nature* 542, 427–432. <https://doi.org/10.1038/nature21364>
- Tziperman, E., Raymo, M.E., Huybers, P., Wunsch, C., 2006. Consequences of pacing the Pleistocene 100 kyr ice ages by nonlinear phase locking to Milankovitch forcing. *Paleoceanography* 21. <https://doi.org/10.1029/2005PA001241>
- Urey, H.C., 1947. The thermodynamic properties of isotopic substances. *J. Chem. Soc. Resumed* 562–581. <https://doi.org/10.1039/JR9470000562>
- 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? *Prog. Oceanogr., Ecological Functioning of the Iberian Seas: A synthesis of GLOBEC Research in Spain and Portugal* 74, 98–114. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2007.04.016>
- van Aken, 2000a. The hydrography of the mid-latitude Northeast Atlantic Ocean: II: The intermediate water masses. *Deep Sea Res. Part Oceanogr. Res. Pap.* 47, 789–824. [https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(99\)00112-0](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(99)00112-0)
- van Aken, 2000b. The hydrography of the mid-latitude northeast Atlantic Ocean: I: The deep water masses. *Deep Sea Res. Part Oceanogr. Res. Pap.* 47, 757–788. [https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(99\)00092-8](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(99)00092-8)
- van Aken, H.M., Becker, G., 1996. Hydrography and through-flow in the north-eastern North Atlantic Ocean: the NANSEN project. *Prog. Oceanogr.* 38, 297–346. [https://doi.org/10.1016/S0079-6611\(97\)00005-0](https://doi.org/10.1016/S0079-6611(97)00005-0)
- van Aken, H.M., de Jong, M.F., 2012. Hydrographic variability of Denmark Strait Overflow Water near Cape Farewell with multi-decadal to weekly time scales. *Deep Sea Res. Part Oceanogr. Res. Pap.* 66, 41–50. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2012.04.004>
- Van der Zwaan, G.J., Duijnste, I.A.P., den Dulk, M., Ernst, S.R., Jannink, N.T., Kouwenhoven, T.J., 1999. Benthic foraminifers: proxies or problems?: A review of paleocological concepts. *Earth-Sci. Rev.* 46, 213–236. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(99\)00011-2](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(99)00011-2)
- Van der Zwaan, G.J., Jorissen, F.J., 1991. Biofacial patterns in river-induced shelf anoxia. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 58, 65–82. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1991.058.01.05>
- van Dijk, I., de Nooijer, L.J., Reichart, G.-J., 2017a. Trends in element incorporation in hyaline and porcelaneous foraminifera as a function of pCO₂. *Biogeosciences* 14, 497–510. <https://doi.org/10.5194/bg-14-497-2017>
- van Dijk, I., de Nooijer, L.J., Wolthers, M., Reichart, G.-J., 2017b. Impacts of pH and [CO₃²⁻] on the incorporation of Zn in foraminiferal calcite. *Geochim. Cosmochim. Acta* 197, 263–277. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2016.10.031>
- van Dijk, I., Mouret, A., Cotte, M., Le Houedec, S., Oron, S., Reichart, G.-J., Reyes-Herrera, J., Filipsson, H.L., Barras, C., 2019. Chemical Heterogeneity of Mg, Mn, Na, S, and Sr in Benthic Foraminiferal Calcite. *Front. Earth Sci.* 7, 281. <https://doi.org/10.3389/feart.2019.00281>
- van Hoesel, A., Hoek, W.Z., Pennock, G.M., Drury, M.R., 2014. The Younger Dryas impact hypothesis: a critical review. *Quat. Sci. Rev.* 83, 95–114. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.10.033>
- Van Marle, L.J., 1988. Bathymetric distribution of benthic foraminifera on the Australian-Irian Jaya continental margin, eastern Indonesia. *Mar. Micropaleontol.* 13, 97–152. [https://doi.org/10.1016/0377-8398\(88\)90001-1](https://doi.org/10.1016/0377-8398(88)90001-1)
- Varela, M., 1996. Phytoplankton ecology in the Bay of Biscay 45–53.
- Vellinga, M., Wood, R.A., 2002. Global Climatic Impacts of a Collapse of the Atlantic Thermohaline Circulation. *Clim. Change* 54, 251–267. <https://doi.org/10.1023/A:1016168827653>
- Véneç-Peyré, M.-T., Le Calvez, Y., 1988. Les Foraminifères épiphytes de l’herbier de Posidonies de Banyuls-sur-Mer (Méditerranée occidentale): étude des variations spatio-temporelles du peuplement. *Foraminifères Épiphytes Herb. Posidonies Banyuls-Sur-Mer Méditerranée Occident. Étude Var. Spatio-Temporelles Peuplement* 3, 21–40.
- Vettoretti, G., Ditlevsen, P., Jochum, M., Rasmussen, S.O., 2022. Atmospheric CO₂ control of spontaneous millennial-scale ice age climate oscillations. *Nat. Geosci.* 15, 300–306. <https://doi.org/10.1038/s41561-022-00920-7>
- Vickerman, K., 1992. The diversity and ecological significance of Protozoa. *Biodivers. Conserv.* 1, 334–341. <https://doi.org/10.1007/BF00693769>

Références bibliographiques

- Vidal, L., Labeyrie, L., Cortijo, E., Arnold, M., Duplessy, J.C., Michel, E., Becqué, S., van Weering, T.C.E., 1997. Evidence for changes in the North Atlantic Deep Water linked to meltwater surges during the Heinrich events. *Earth Planet. Sci. Lett.* 146, 13–27. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(96\)00192-6](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(96)00192-6)
- Vidal, L., Schneider, R.R., Marchal, O., Bickert, T., Stocker, T.F., Wefer, G., 1999. Link between the North and South Atlantic during the Heinrich events of the last glacial period. *Clim. Dyn.* 15, 909–919. <https://doi.org/10.1007/s003820050321>
- Vigier, N., Rollion-Bard, C., Levenson, Y., Erez, J., 2015a. Lithium isotopes in foraminifera shells as a novel proxy for the ocean dissolved inorganic carbon (DIC). *Comptes Rendus Geosci.* 347, 43–51. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2014.12.001>
- Vigier, N., Rollion-Bard, C., Levenson, Y., Erez, J., 2015b. Lithium isotopes in foraminifera shells as a novel proxy for the ocean dissolved inorganic carbon (DIC). *Comptes Rendus Geosci.* 347, 43–51. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2014.12.001>
- Vonmoos, M., Beer, J., Muscheler, R., 2006. Large variations in Holocene solar activity: Constraints from ^{10}Be in the Greenland Ice Core Project ice core. *J. Geophys. Res. Space Phys.* 111. <https://doi.org/10.1029/2005JA011500>
- Waelbroeck, C., Duplessy, J.-C., Michel, E., Labeyrie, L., Paillard, D., Duprat, J., 2001. Correction: The timing of the last deglaciation in North Atlantic climate records. *Nature* 414, 470–470. <https://doi.org/10.1038/35106623>
- Waelbroeck, C., Lougheed, B.C., Vazquez Riveiros, N., Missiaen, L., Pedro, J., Dokken, T., Hajdas, I., Wacker, L., Abbott, P., Dumoulin, J.-P., Thil, F., Eynaud, F., Rossignol, L., Fersi, W., Albuquerque, A.L., Arz, H., Austin, W.E.N., Came, R., Carlson, A.E., Collins, J.A., Dennielou, B., Desprat, S., Dickson, A., Elliot, M., Farmer, C., Giraudeau, J., Gottschalk, J., Henderiks, J., Hughen, K., Jung, S., Knutz, P., Lebreiro, S., Lund, D.C., Lynch-Stieglitz, J., Malaizé, B., Marchitto, T., Martínez-Méndez, G., Mollenhauer, G., Naughton, F., Nave, S., Nürnberg, D., Oppo, D., Peck, V., Peeters, F.J.C., Penaud, A., Portillo-Ramos, R. da C., Repschläger, J., Roberts, J., Rühlemann, C., Salgueiro, E., Sanchez Goni, M.F., Schönfeld, J., Scussolini, P., Skinner, L.C., Skonieczny, C., Thornalley, D., Toucanne, S., Rooij, D.V., Vidal, L., Voelker, A.H.L., Wary, M., Weldeab, S., Ziegler, M., 2019. Consistently dated Atlantic sediment cores over the last 40 thousand years. *Sci. Data* 6, 165. <https://doi.org/10.1038/s41597-019-0173-8>
- Waelbroeck, C., Pichat, S., Böhm, E., Lougheed, B.C., Faranda, D., Vrac, M., Missiaen, L., Vazquez Riveiros, N., Burckel, P., Lippold, J., Arz, H.W., Dokken, T., Thil, F., Dapoigny, A., 2018. Relative timing of precipitation and ocean circulation changes in the western equatorial Atlantic over the last 45 kyr. *Clim. Past* 14, 1315–1330. <https://doi.org/10.5194/cp-14-1315-2018>
- Wakaki, S., Obata, H., Tazoe, H., Ishikawa, T., 2017. Precise and accurate analysis of deep and surface seawater Sr stable isotopic composition by double-spike thermal ionization mass spectrometry. *Geochem. J.* 51, 227–239. <https://doi.org/10.2343/geochemj.2.0461>
- Wallace, J.M., Hobbs, P.V., 2006. *Atmospheric Science: An Introductory Survey*. Elsevier.
- 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. <https://doi.org/10.1126/science.1064618>
- 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. *Quat. Sci. Rev.* 27, 1791–1828. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.06.013>
- Wanner, H., Solomina, O., Grosjean, M., Ritz, S.P., Jetel, M., 2011. Structure and origin of Holocene cold events. *Quat. Sci. Rev.* 30, 3109–3123. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.07.010>
- Wassenburg, J.A., Dietrich, S., Fietzke, J., Fohlmeister, J., Jochum, K.P., Scholz, D., Richter, D.K., Sabaoui, A., Spötl, C., Lohmann, G., Andreae, M.O., Immenhauser, A., 2016. Reorganization of the North Atlantic Oscillation during early Holocene deglaciation. *Nat. Geosci.* 9, 602–605. <https://doi.org/10.1038/ngeo2767>
- Webb, R.S., Rind, D.H., Lehman, S.J., Healy, R.J., Sigman, D., 1997. Influence of ocean heat transport on the climate of the Last Glacial Maximum. *Nature* 385, 695–699. <https://doi.org/10.1038/385695a0>
- Weber, S.L., Drijfhout, S.S., Abe-Ouchi, A., Crucifix, M., Eby, M., Ganopolski, A., Murakami, S., Otto-Bliesner, B., Peltier, W.R., 2007. The modern and glacial overturning circulation in the Atlantic ocean in PMIP coupled model simulations. *Clim. Past* 3, 51–64. <https://doi.org/10.5194/cp-3-51-2007>
- Weinkauff, M.F.G., Milker, Y., 2018. The Effect of Size Fraction in Analyses of Benthic Foraminiferal Assemblages: A Case Study Comparing Assemblages From the >125 and >150 μm Size Fractions. *Front. Earth Sci.* 6.

Références bibliographiques

- Weinmann, A.E., Goldstein, S.T., Triantaphyllou, M.V., Langer, M.R., 2021. Community responses of intertidal foraminifera to pH variations: a culture experiment with propagules. *Aquat. Ecol.* 55, 309–325. <https://doi.org/10.1007/s10452-021-09833-w>
- Weltje, G.J., Tjallingii, R., 2008. Calibration of XRF core scanners for quantitative geochemical logging of sediment cores: Theory and application. *Earth Planet. Sci. Lett.* 274, 423–438. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.07.054>
- Weston, J.F., Murray, J.W., 1984. Benthic Foraminifera as deep-sea water mass indicators. Presented at the Second International Symposium on benthic foraminifera, OERTLI, H.J. (ed.), Pau, pp. 605–10.
- Wiersma, A.P., Renssen, H., Goosse, H., Fichefet, T., 2006. Evaluation of different freshwater forcing scenarios for the 8.2 ka BP event in a coupled climate model. *Clim. Dyn.* 27, 831–849. <https://doi.org/10.1007/s00382-006-0166-0>
- Willeit, M., Ganopolski, A., Calov, R., Brovkin, V., 2019. Mid-Pleistocene transition in glacial cycles explained by declining CO₂ and regolith removal. *Sci. Adv.* 5, eaav7337. <https://doi.org/10.1126/sciadv.aav7337>
- Winter, B.L., Johnson, C.M., Clark, D.L., 1997. Strontium, neodymium, and lead isotope variations of authigenic and silicate sediment components from the Late Cenozoic Arctic Ocean: Implications for sediment provenance and the source of trace metals in seawater. *Geochim. Cosmochim. Acta* 61, 4181–4200. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(97\)00215-9](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(97)00215-9)
- Wit, J.C., 2012. Calibration, validation and application of foraminiferal carbonate based proxies. Reconstructing temperature, salinity and sea water Mg/Ca, LPP Contributions Series 38. ed. Faculty of Geosciences, Utrecht University.
- Wit, J.C., Davis, M.M., Mccorkle, D.C., Bernhard, J.M., 2016. A short-term survival experiment assessing impacts of ocean acidification and hypoxia on the benthic foraminifer *Globobulimina turgida*. *J. Foraminifer. Res.* 46, 25–33. <https://doi.org/10.2113/gsjfr.46.1.25>
- Wit, J.C., de Nooijer, L.J., Barras, C., Jorissen, F.J., Reichart, G.J., 2012. A reappraisal of the vital effect in cultured benthic foraminifer *Bulimina marginata* on Mg/Ca values: assessing temperature uncertainty relationships. *Biogeosciences* 9, 3693–3704. <https://doi.org/10.5194/bg-9-3693-2012>
- Wollast, R., Chou, L., 2001. Ocean Margin EXchange in the Northern Gulf of Biscay: OMEX I. An introduction. *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 48, 2971–2978. [https://doi.org/10.1016/S0967-0645\(01\)00029-7](https://doi.org/10.1016/S0967-0645(01)00029-7)
- 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. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 204, 209–238. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(03\)00726-0](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(03)00726-0)
- Wollenburg, J.E., Kuhnt, W., 2000. The response of benthic foraminifers to carbon flux and primary production in the Arctic Ocean. *Mar. Micropaleontol.* 40, 189–231. [https://doi.org/10.1016/S0377-8398\(00\)00039-6](https://doi.org/10.1016/S0377-8398(00)00039-6)
- Wollenburg, J.E., Kuhnt, W., Mackensen, A., 2001. Changes in Arctic Ocean paleoproductivity and hydrography during the last 145 kyr: The benthic foraminiferal record. *Paleoceanography* 16, 65–77. <https://doi.org/10.1029/1999PA000454>
- Wollenburg, J.E., Mackensen, A., 2009. The ecology and distribution of benthic foraminifera at the Håkon Mosby mud volcano (SW Barents Sea slope). *Deep Sea Res. Part Oceanogr. Res. Pap.* 56, 1336–1370. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2009.02.004>
- Wollenburg, J.E., Mackensen, A., 1998. Living benthic foraminifers from the central Arctic Ocean: faunal composition, standing stock and diversity. *Mar. Micropaleontol.* 34, 153–185. [https://doi.org/10.1016/S0377-8398\(98\)00007-3](https://doi.org/10.1016/S0377-8398(98)00007-3)
- Wu, Y., Hain, M.P., Humphreys, M.P., Hartman, S., Tyrrell, T., 2019a. What drives the latitudinal gradient in open-ocean surface dissolved inorganic carbon concentration? *Biogeosciences* 16, 2661–2681. <https://doi.org/10.5194/bg-16-2661-2019>
- Xu, X., Ujiie, H., 1994. 973. Bathyal Benthic Foraminiferal Changes During the Past 210, 000 Years: Evidence from Piston Cores Taken from Seas South of Ishigaki Island, Southern Ryukyu Island Arc. *Trans. Proc. Paleontol. Soc. Jpn. New Ser.* 1994, 497–520. https://doi.org/10.14825/prpsj1951.1994.175_497
- Yang, H., Lohmann, G., Wei, W., Dima, M., Ionita, M., Liu, J., 2016. Intensification and poleward shift of subtropical western boundary currents in a warming climate. *J. Geophys. Res. Oceans* 121, 4928–4945. <https://doi.org/10.1002/2015JC011513>
- Yokoyama, Y., Lambeck, K., De Deckker, P., Johnston, P., Fifield, L.K., 2000. Timing of the Last Glacial Maximum from observed sea-level minima. *Nature* 406, 713–716. <https://doi.org/10.1038/35021035>
- Yu, J., Elderfield, H., Hönisch, B., 2007. B/Ca in planktonic foraminifera as a proxy for surface seawater pH. *Paleoceanography* 22. <https://doi.org/10.1029/2006PA001347>

Références bibliographiques

- Yu, J., Elderfield, H., Jin, Z., Tomascak, P., Rohling, E.J., 2014. Controls on Sr/Ca in benthic foraminifera and implications for seawater Sr/Ca during the late Pleistocene. *Quat. Sci. Rev.* 98, 1–6. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.05.018>
- Yu, J., Elderfield, H., Piotrowski, A., 2008. Seawater carbonate ion- $\delta^{13}\text{C}$ systematics and application to glacial-interglacial North Atlantic ocean circulation. *Earth Planet. Sci. Lett.* <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.04.010>
- Yu, J., Foster, G.L., Elderfield, H., Broecker, W.S., Clark, E., 2010. An evaluation of benthic foraminiferal B/Ca and $\delta^{11}\text{B}$ for deep ocean carbonate ion and pH reconstructions. *Earth Planet. Sci. Lett.* 293, 114–120. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.02.029>
- Yu, Z., Lei, Y., Li, T., Zhang, S., Xiong, Z., 2019. Mg and Sr uptake in benthic foraminifera *Ammonia aomoriensis* based on culture and field studies. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 520, 229–239. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2019.02.001>
- Zahn, R., Schönfeld, J., Kudrass, H.-R., Park, M.-H., Erlenkeuser, H., Grootes, P., 1997. Thermohaline instability in the North Atlantic during meltwater events: Stable isotope and ice-rafted detritus records from Core SO75-26KL, Portuguese Margin. *Paleoceanography* 12, 696–710. <https://doi.org/10.1029/97PA00581>
- Zanchettin, D., Timmreck, C., Graf, H.-F., Rubino, A., Lorenz, S., Lohmann, K., Krüger, K., JungCLAUS, J.H., 2012. Bi-decadal variability excited in the coupled ocean–atmosphere system by strong tropical volcanic eruptions. *Clim. Dyn.* 39, 419–444. <https://doi.org/10.1007/s00382-011-1167-1>
- Zaragosi, S., Bourillet, J.-F., Eynaud, F., Toucanne, S., Denhard, B., Van Toer, A., Lanfumeey, V., 2006. The impact of the last European deglaciation on the deep-sea turbidite systems of the Celtic-Armorican margin (Bay of Biscay). *Geo-Mar. Lett.* 26, 317–329. <https://doi.org/10.1007/s00367-006-0048-9>
- Zaragosi, S., Eynaud, F., Pujol, C., Auffret, G.A., Turon, J.-L., Garlan, T., 2001a. 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 Planet. Sci. Lett.* 188, 493–507. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00332-6](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00332-6)
- Zaragosi, S., Le Suavé, R., Bourillet, J.-F., Auffret, G., Faugères, J.-C., Pujol, C., Garlan, T., 2001b. The deep-sea Armorican depositional system (Bay of Biscay), a multiple source, ramp model. *Geo-Mar. Lett.* 20, 219–232. <https://doi.org/10.1007/s003670100061>
- Zeebe, R.E., Tyrrell, T., 2019. History of carbonate ion concentration over the last 100 million years II: Revised calculations and new data. *Geochim. Cosmochim. Acta* 257, 373–392. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2019.02.041>
- Zeebe, R.E., Wolf-Gladrow, D., 2001. *CO₂ in Seawater: Equilibrium, Kinetics, Isotopes*. Gulf Professional Publishing.
- Zenk, W., Armi, L., 1990. The complex spreading pattern of Mediterranean Water off the Portuguese continental slope. *Deep Sea Res. Part Oceanogr. Res. Pap.* 37, 1805–1823. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(90\)90079-B](https://doi.org/10.1016/0198-0149(90)90079-B)
- Zhang, J., Zhang, R., 2015. On the evolution of Atlantic Meridional Overturning Circulation Fingerprint and implications for decadal predictability in the North Atlantic. *Geophys. Res. Lett.* 42, 5419–5426. <https://doi.org/10.1002/2015GL064596>
- Zhang, X., Knorr, G., Lohmann, G., Barker, S., 2017. Abrupt North Atlantic circulation changes in response to gradual CO₂ forcing in a glacial climate state. *Nat. Geosci.* 10, 518–523. <https://doi.org/10.1038/ngeo2974>
- Zhang, X., Lohmann, G., Knorr, G., Purcell, C., 2014. Abrupt glacial climate shifts controlled by ice sheet changes. *Nature* 512, 290–294. <https://doi.org/10.1038/nature13592>
- Zou, S., Bower, A., Furey, H., Susan Lozier, M., Xu, X., 2020. Redrawing the Iceland–Scotland Overflow Water pathways in the North Atlantic. *Nat. Commun.* 11, 1890. <https://doi.org/10.1038/s41467-020-15513-4>
- Zou, S., Lozier, S., Zenk, W., Bower, A., Johns, W., 2017. Observed and modeled pathways of the Iceland Scotland Overflow Water in the eastern North Atlantic. *Prog. Oceanogr.* 159, 211–222. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2017.10.003>
- Zunino, P., Lherminier, P., Mercier, H., Daniault, N., García-Ibáñez, M.I., Pérez, F.F., 2017. The GEOVIDE cruise in May–June 2014 reveals an intense Meridional Overturning Circulation over a cold and fresh subpolar North Atlantic. *Biogeosciences* 14, 5323–5342. <https://doi.org/10.5194/bg-14-5323-2017>

Annexes

Annexes

Annexes

S3. Raw foraminiferal counts

Raw benthic counts 63-150µm (picked)

| Sediment depth (cm) | 297 | 1097 | 1446 |
|---|-------------|--------------|--------------|
| Age (cal ka BP) | 17.5 | 23.9 | 30.6 |
| Wet weight (g) | 24.0 | 53.6 | 64.2 |
| Dry weight (g) | 16.1 | 42.5 | 51.7 |
| Split | 1/8 | 1/128 | 1/64 |
| <i>Allialinella</i> sp. | 0 | 2 | 0 |
| <i>Ammonia</i> sp. | 0 | 1 | 0 |
| <i>Astrononion stelligerum</i> | 2 | 0 | 2 |
| <i>Bolivina</i> spp. | 3 | 1 | 4 |
| <i>Bolivina alata</i> | 1 | 0 | 0 |
| <i>Bolivina albatrossi</i> | 5 | 1 | 2 |
| <i>Bolivina robusta</i> | 8 | 0 | 0 |
| <i>Bolivina subaenariensis</i> | 0 | 1 | 0 |
| <i>Bolivina subspinese</i> | 0 | 0 | 6 |
| <i>Bulimina</i> sp. | 0 | 1 | 0 |
| <i>Cassidulina carinata</i> | 29 | 27 | 55 |
| <i>Cassidulina crassa</i> | 25 | 82 | 133 |
| <i>Cibicides lobatulus</i> | 11 | 2 | 32 |
| <i>Cibicides</i> sp. | 0 | 2 | 4 |
| <i>Cibicidoides pachyderma</i> | 1 | 0 | 0 |
| <i>Cibicidoides</i> sp. | 1 | 0 | 0 |
| <i>Cycloforina</i> sp. | 0 | 0 | 7 |
| <i>Discorbinella bertheloti</i> | 2 | 0 | 0 |
| <i>Elphidium excavatum</i> f. <i>clavatum</i> | 27 | 19 | 116 |
| <i>Elphidium</i> spp. | 2 | 4 | 0 |
| <i>Epistominella exigua</i> | 1 | 0 | 0 |
| <i>Epomides</i> sp. | 0 | 0 | 1 |
| <i>Fissurina marginata</i> | 1 | 0 | 0 |
| <i>Fissurina quadrata</i> | 1 | 0 | 0 |
| <i>Fursenkoina</i> sp. | 1 | 0 | 0 |
| <i>Gavelinopsis praegeri</i> | 2 | 2 | 6 |
| <i>Globobulimina affinis</i> | 2 | 0 | 8 |
| <i>Globocassidulina subglobosa</i> | 0 | 1 | 3 |
| <i>Heterolepa bradyi</i> | 1 | 0 | 0 |
| <i>Miliolinella elongata</i> | 0 | 0 | 2 |
| <i>Miliolinella subrotunda</i> | 0 | 0 | 2 |
| <i>Miliolinella</i> spp. | 0 | 0 | 1 |
| <i>Nonion</i> sp. | 2 | 0 | 0 |
| <i>Nonionella turgida</i> | 4 | 2 | 6 |
| <i>Oolina</i> sp. | 1 | 0 | 0 |
| <i>Pullenia quinqueloba</i> | 0 | 6 | 0 |
| <i>Pyrgo elongata</i> | 0 | 1 | 0 |
| <i>Quinqueloculina seminula</i> | 0 | 0 | 1 |
| <i>Quinqueloculina stelligera</i> | 0 | 1 | 0 |
| <i>Quinqueloculina</i> spp. | 0 | 0 | 1 |
| <i>Rosalina anomala</i> | 0 | 0 | 1 |
| <i>Rosalina bradyi</i> | 1 | 0 | 3 |
| <i>Rosalina</i> spp. | 3 | 6 | 2 |
| <i>Siphotextularia</i> sp. | 0 | 1 | 2 |
| <i>Trifarina angulosa</i> | 2 | 1 | 2 |
| <i>Uvigerina</i> sp. | 0 | 0 | 1 |
| Indet | 20 | 22 | 12 |
| Broken | 1 | 6 | 8 |
| Total | 160 | 192 | 421 |
| Total*Split | 1280 | 24576 | 26944 |

Raw benthic counts 63-150µm (only counted)

| Sediment depth (cm) | 35 | 75 | 161 | 327 | 387 | 597 | 777 | 927 | 1047 | 1117 | 1197 | 1277 | 1317 |
|--------------------------------------|--------------|-------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|-------------|--------------|--------------|
| Age (cal ka BP) | 16.2 | 16.7 | 17.3 | 18.6 | 19.3 | 20.5 | 22.8 | 23.4 | 24.3 | 24.3 | 26.2 | 28.0 | 29.3 |
| Wet weight (g) | 52.6 | 43.5 | 59.6 | 54.4 | 52.7 | 53.2 | 56.0 | 65.8 | 56.5 | 78.7 | 49.6 | 50.9 | 51.7 |
| Dry weight (g) | 41.9 | 29.0 | 42.7 | 42.5 | 40.4 | 45.6 | 48.0 | 53.4 | 46.5 | 67.4 | 38.8 | 41.4 | 39.5 |
| Split | 1/64 | 1/32 | 1/32 | 1/64 | 1/64 | 1/128 | 1/128 | 1/128 | 1/128 | 1/128 | 1/16 | 1/64 | 1/64 |
| <i>Bolivina</i> spp. | 11 | 12 | 12 | 13 | 16 | 16 | 6 | 14 | 5 | 2 | 5 | 2 | 2 |
| <i>Cassidulina carinata</i> | 28 | 94 | 40 | 39 | 42 | 17 | 11 | 38 | 9 | 15 | 19 | 37 | 48 |
| <i>Cassidulina crassa</i> | 77 | 31 | 138 | 82 | 136 | 87 | 66 | 114 | 77 | 211 | 144 | 155 | 135 |
| <i>Chilostomella oolina</i> | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| <i>Cibicides lobatulus</i> | 20 | 7 | 30 | 19 | 23 | 20 | 13 | 25 | 18 | 19 | 19 | 23 | 3 |
| <i>Cibicidoides kullenbergi</i> | 1 | 1 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 3 | 0 | 1 | 0 |
| <i>Elphidium</i> spp. | 59 | 36 | 43 | 45 | 29 | 33 | 34 | 79 | 27 | 45 | 58 | 69 | 60 |
| <i>Gavelinopsis praegeri</i> | 1 | 2 | 5 | 3 | 7 | 1 | 4 | 7 | 0 | 2 | 5 | 3 | 0 |
| <i>Globobulimina</i> spp. | 1 | 1 | 1 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 | 0 |
| <i>Hoeglundina elegans</i> | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| <i>Nonionella turgida</i> | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| <i>Planorbulina mediterraneensis</i> | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 |
| <i>Pullenia quinqueloba</i> | 2 | 3 | 2 | 0 | 5 | 0 | 0 | 7 | 3 | 0 | 6 | 0 | 0 |
| <i>Textularia sagittula</i> | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| <i>Trifarina angulosa</i> | 1 | 3 | 2 | 2 | 0 | 0 | 1 | 2 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 |
| Others | 40 | 48 | 67 | 59 | 37 | 28 | 15 | 42 | 40 | 35 | 46 | 42 | 23 |
| Total | 241 | 238 | 342 | 264 | 296 | 202 | 150 | 328 | 179 | 333 | 305 | 333 | 271 |
| Total*Split | 15424 | 7616 | 10944 | 16896 | 18944 | 25856 | 19200 | 41984 | 22912 | 42624 | 4880 | 21312 | 17344 |

Annexes

Raw benthic counts >150µm (picked)

| SU81-44 core depth (cm) | 23 | 27 | 33 | 37 | 44 | 48 | 74 | 78 | 84 | 87 | 93 | 97 | 103 | 107 | 113 | 117 | 123 | 127 | 133 | 137 | 143 | 146 | 153 | 156 | 163 | 166 | 173 | 176 | 183 | 186 | 193 | 196 |
|-----------------------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| Wet weight (g) | 14.1 | 13.9 | 13.8 | 17.1 | 15.4 | 14.0 | 14.3 | 15.7 | 16.6 | 18.7 | 17.1 | 17.4 | 16.5 | 18.3 | 19.1 | 16.3 | 16.6 | 17.9 | 16.2 | 17.8 | 17.4 | 16.0 | 14.6 | 12.7 | 13.6 | 11.6 | 15.2 | 13.0 | 14.9 | 12.7 | 13.7 | 16.7 |
| Drv weight (g) | 8.8 | 8.7 | 8.7 | 10.8 | 9.8 | 8.7 | 9.1 | 10.5 | 11.5 | 13.4 | 11.7 | 12.0 | 10.9 | 11.5 | 12.4 | 10.3 | 10.7 | 11.6 | 10.4 | 11.2 | 11.2 | 10.4 | 9.4 | 8.3 | 9.1 | 7.8 | 10.3 | 8.7 | 10.0 | 8.6 | 9.3 | 11.2 |
| Aae (cal ka BP) | 4.6 | 5.4 | 6.7 | 7.5 | 9.7 | 11.3 | 15.2 | 15.3 | 15.5 | 15.6 | 15.8 | 16.1 | 16.6 | 16.8 | 17.0 | 17.1 | 17.4 | 17.6 | 17.9 | 18.2 | 18.6 | 18.8 | 19.3 | 19.6 | 20.2 | 20.5 | 21.1 | 21.2 | 21.4 | 21.5 | 21.7 | 21.8 |
| Split | 1/8 | 1/4 | 1/4 | 1/8 | 1/4 | 1/4 | 1/2 | 1/2 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| <i>Neoeponides procerus</i> | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| <i>Neolenticulina peregrina</i> | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| <i>Nonion</i> sp. 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| <i>Nonionella turgida</i> | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| <i>Oolina acuticosta</i> | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| <i>Oolina hexagona</i> | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 3 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| <i>Oridorsalis umbonatus</i> | 0 | 8 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| <i>Osangularia umbonifera</i> | 11 | 34 | 4 | 5 | 0 | 8 | 4 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| <i>Parafissurina</i> sp. 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| <i>Planulina ariminensis</i> | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| <i>Planorbulina mediterranea</i> | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| <i>Planorbulatella</i> sp. 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| <i>Procerolagena</i> sp. 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| <i>Proemassilina</i> sp. 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| <i>Pseudononion</i> sp. 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| <i>Pullenia quinqueloba</i> | 0 | 2 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 2 | 3 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 2 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| <i>Pyrgo depressa</i> | 0 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| <i>Pyrgo murrhina</i> | 2 | 3 | 0 | 0 | 1 | 3 | 3 | 1 | 0 | 1 | 0 | 4 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| <i>Pyrgoella sphaera</i> | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 3 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 2 | 0 |
| <i>Pyrgo elongata</i> | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 6 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 2 | 5 | 6 | 2 | 6 | 4 | 20 | 7 | 3 | 4 | 0 | 1 | 0 |
| <i>Pyrgo</i> sp. 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 4 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 |
| <i>Quinqueloculina lavaeaga</i> | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| <i>Quinqueloculina padana</i> | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 3 | 0 | 8 | 0 | 0 | 0 | 11 | 34 | 0 | 0 | 0 | 9 | 1 | 0 |
| <i>Quinqueloculina pseudob</i> | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 5 | 2 | 9 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| <i>Quinqueloculina seminula</i> | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 3 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 10 | 12 | 4 | 0 | 5 |
| <i>Quinqueloculina viennensis</i> | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 9 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 5 | 5 | 0 | 14 | 5 | 7 | 0 | 17 | 5 | 11 | 0 | 24 | 0 | 0 |
| <i>Quinqueloculina</i> sp. 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 3 | 4 | 6 | 0 | 1 | 0 | 12 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 |
| <i>Rectuvigerina bononiensis</i> | 0 | 0 | 5 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| <i>Rosalina</i> sp. 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 |
| <i>Sigmoilina tenuis</i> | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| <i>Stemmoilosis</i> sp. 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 4 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| <i>Stemmoilosis</i> sp. 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| <i>Stemmoilosis schlumberge</i> | 8 | 13 | 11 | 14 | 20 | 16 | 6 | 12 | 7 | 3 | 12 | 5 | 1 | 4 | 3 | 1 | 1 | 1 | 16 | 29 | 29 | 26 | 26 | 28 | 11 | 29 | 13 | 8 | 7 | 6 | 19 | |
| <i>Siphonaperta</i> sp. 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 3 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| <i>Siphotextularia</i> sp. 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| <i>Spiroloculina</i> sp. 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| <i>Spiroloculina tenuiseptata</i> | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 7 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 6 | 3 | 6 | 4 | 2 |
| <i>Sphaerodina bulloides</i> | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| <i>Textularia</i> sp. 1 | 2 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| <i>Tricarinata trigonula</i> | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | |
| <i>Trifarina carinata</i> | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| <i>Trifarina angulosa</i> | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| <i>Triloculina</i> sp. 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| <i>Triloculina parisa</i> | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 3 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 5 | 0 |
| <i>Uvigerina mediterranea</i> | 125 | 232 | 96 | 59 | 32 | 68 | 103 | 49 | 5 | 1 | 7 | 0 | 3 | 8 | 6 | 2 | 0 | 3 | 8 | 6 | 2 | 0 | 3 | 0 | 2 | 5 | 0 | 5 | 2 | 0 | 4 | 0 |
| <i>Uvigerina peregrina</i> | 80 | 40 | 55 | 30 | 73 | 38 | 64 | 23 | 0 | 3 | 7 | 19 | 1 | 4 | 2 | 0 | 0 | 0 | 3 | 0 | 2 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 |
| <i>Uvigerina hollicki</i> | 0 | 3 | 6 | 0 | 5 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| <i>Uvigerina</i> sp. 1 | 5 | 0 | 4 | 0 | 0 | 2 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| <i>Valvulinella perrattula</i> | 0 | 0 | 0 | 3 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 3 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| <i>Verneuilinella propinqua</i> | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Broken/polished in each s | 4 | 21 | 3 | 21 | 26 | 6 | 28 | 6 | 4 | 0 | 11 | 1 | 10 | 2 | 3 | 3 | 7 | 2 | 3 | 1 | 3 | | | | | | | | | | | |

Annexes

Raw benthic counts >150µm (picked)

| SU81-44 core depth (cm) | 203 | 206 | 213 | 216 | 223 | 226 | 233 | 236 | 243 | 246 | 253 | 256 | 263 | 266 | 273 | 276 | 283 | 293 | 296 | 305 | 314 | 324 | 340 | 349 | 358 | 370 | 379 | 389 | 400 | 409 | 419 | 429 | 436 | | |
|-----------------------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|---|---|
| Wet weight (g) | 13.7 | 12.2 | 13.1 | 15.6 | 13.3 | 12.9 | 15.0 | 14.7 | 13.9 | 13.5 | 19.0 | 13.3 | 15.1 | 14.3 | 15.1 | 15.3 | 15.0 | 14.6 | 11.9 | 11.6 | 14.3 | 13.8 | 15.4 | 16.9 | 16.2 | 12.9 | 16.0 | 16.9 | 15.6 | 18.0 | 12.9 | 8.9 | 12.6 | | |
| Dry weight (g) | 9.1 | 8.3 | 8.9 | 10.6 | 8.8 | 8.6 | 10.1 | 9.7 | 9.5 | 9.2 | 13.2 | 9.1 | 10.2 | 9.7 | 10.2 | 10.5 | 10.4 | 9.9 | 8.2 | 7.9 | 10.5 | 9.7 | 11.0 | 12.0 | 11.3 | 9.0 | 11.2 | 11.8 | 11.1 | 12.8 | 9.2 | 6.3 | 9.0 | | |
| Age (cal ka BP) | 22.0 | 22.1 | 22.3 | 22.4 | 22.6 | 22.6 | 22.8 | 22.9 | 23.2 | 23.4 | 23.9 | 24.1 | 24.5 | 24.7 | 25.0 | 25.3 | 26.4 | 27.9 | 28.4 | 30.3 | 32.3 | 32.9 | 33.8 | 34.7 | 35.6 | 36.3 | 36.3 | 36.3 | 36.3 | 36.3 | 36.3 | 36.3 | 36.3 | | |
| Split | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1/2 | 1 | 1 | 1/4 | 1/2 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1/2 | 1 | 1 | 1/2 | | |
| <i>Neoponides procerus</i> | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | | |
| <i>Neolenticulina peregrina</i> | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | | |
| <i>Nonion</i> sp. 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | | |
| <i>Nonionella turgida</i> | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 6 | 2 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 | |
| <i>Oolina acuticosta</i> | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| <i>Oolina hexagona</i> | 0 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 2 | |
| <i>Oridorsalis umbonatus</i> | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 10 | 6 | 3 | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 | 1 | 0 | |
| <i>Osangularia umbonifera</i> | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 5 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| <i>Parafissurina</i> sp. 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| <i>Planulina ariminensis</i> | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| <i>Planorbolina mediterranea</i> | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | | |
| <i>Planograbarella</i> sp. 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| <i>Procerolaeina</i> sp. 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| <i>Pseudonion</i> sp. 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 6 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | |
| <i>Pseudonion</i> sp. 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 3 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | |
| <i>Pullenia quinqueloba</i> | 0 | 0 | 2 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 11 | 5 | 2 | 1 | 3 | 5 | 0 | 4 | 4 | 4 | 2 | 1 | 0 | |
| <i>Pvrzo depressa</i> | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| <i>Pvrzo murrhina</i> | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 1 | |
| <i>Pvrzoella sphaera</i> | 0 | 1 | 0 | 0 | 3 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 |
| <i>Pvrzo elongata</i> | 1 | 3 | 1 | 6 | 0 | 0 | 0 | 0 | 3 | 0 | 4 | 0 | 3 | 0 | 4 | 0 | 1 | 3 | 2 | 1 | 1 | 2 | 0 | 2 | 0 | 3 | 0 | 4 | 3 | 0 | 2 | 2 | 1 | 0 | |
| <i>Pvrzo</i> sp. 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 6 | 7 | 2 | 2 | 0 | 0 | 0 | 7 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| <i>Quinqueloculina lavaeata</i> | 2 | 4 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| <i>Quinqueloculina padana</i> | 0 | 3 | 12 | 0 | 0 | 5 | 0 | 10 | 4 | 4 | 1 | 8 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 3 | 0 | 2 | 0 | 2 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | | |
| <i>Quinqueloculina pseudob</i> | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | |
| <i>Quinqueloculina seminula</i> | 9 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 10 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | |
| <i>Quinqueloculina viennensis</i> | 6 | 15 | 0 | 7 | 3 | 1 | 0 | 6 | 0 | 2 | 12 | 0 | 3 | 18 | 1 | 0 | 4 | 3 | 1 | 2 | 4 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | |
| <i>Quinqueloculina</i> sp. 1 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| <i>Rectuvigerina bononiensis</i> | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| <i>Rosalina</i> sp. 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| <i>Sigmoilina tenuis</i> | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| <i>Sigmoilopsis</i> sp. 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 4 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| <i>Sigmoilopsis</i> sp. 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| <i>Sigmoilopsis schlumbergeri</i> | 8 | 15 | 18 | 23 | 8 | 15 | 19 | 27 | 38 | 28 | 0 | 2 | 21 | 40 | 27 | 27 | 29 | 40 | 41 | 11 | 9 | 98 | 38 | 38 | 37 | 22 | 22 | 24 | 27 | 16 | 26 | 15 | 26 | | |
| <i>Siphonaptera</i> sp. 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| <i>Siphonaptera</i> sp. 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| <i>Spiroloculina</i> sp. 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| <i>Spiroloculina tenuiseptata</i> | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 2 | 7 | 3 | 1 | 6 | 5 | 0 | 5 | 0 | 0 | 0 | 1 | 3 | 0 | 0 | 3 | 0 | 1 | 3 | 0 | 0 | 3 | 3 | 5 | 0 | 2 | 0 | 0 | 2 | |
| <i>Sphaerodina bulloides</i> | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| <i>Textularia</i> sp. 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| <i>Tricarinata trigonula</i> | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | | |
| <i>Trifarina carinata</i> | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| <i>Trifarina angulosa</i> | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | |
| <i>Triloculina</i> sp. 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| <i>Triloculina</i> sp. 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| <i>Triloculina</i> sp. 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| <i>Uvigerina mediterranea</i> | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 4 | 2 | 5 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 3 | 0 | 5 | 0 | 5 | 15 | 12 | 6 | 7 | 10 | 9 | 1 | 8 | 0 | 0 | 0 | | |
| <i>Uvigerina peregrina</i> | 0 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 | 4 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 40 | 33 | 0 | 0 | 4 | 19 | 3 | 11 | 2 | 18 | 2 | 16 | 0 | 0 | 0 | |
| <i>Uvigerina hollicki</</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |

Annexes

Raw benthic counts 63-150 µm (picked)

| SU81-44 core depth (cm) | 74 | 127 | 256 | 340 |
|----------------------------------|------|------|------|------|
| Wet weight (g) | 14.3 | 17.9 | 13.3 | 15.4 |
| Dry weight (g) | 9.1 | 11.6 | 9.1 | 11.0 |
| Age (cal ka BP) | 15.2 | 17.6 | 24.1 | 33.8 |
| Split | 1/32 | 1/2 | 1 | 1/8 |
| <i>Alabaminella weddellensis</i> | 60 | 0 | 0 | 0 |
| <i>Textularia sagittula</i> | 1 | 0 | 0 | 5 |
| <i>Quinqueloculina</i> spp. | 0 | 0 | 1 | 0 |
| <i>Bolivina albatrossi</i> | 3 | 11 | 1 | 7 |
| <i>Bolivina spathulata</i> | 8 | 3 | 0 | 6 |
| <i>Bolivina subaerenensis</i> | 0 | 1 | 0 | 0 |
| <i>Bolivina subspinescens</i> | 2 | 0 | 0 | 0 |
| <i>Bolivina</i> sp. 1 | 3 | 1 | 0 | 0 |
| <i>Bulimina</i> sp. 1 | 2 | 4 | 0 | 0 |
| <i>Cassidulina carinata</i> | 26 | 137 | 160 | 549 |
| <i>Cassidulina crassa</i> | 5 | 3 | 0 | 1 |
| <i>Cibicides lobatulus</i> | 6 | 0 | 1 | 5 |
| <i>Cibicoides robertsonianus</i> | 5 | 0 | 0 | 0 |
| <i>Cibicides</i> sp. 1 | 0 | 9 | 3 | 0 |
| <i>Cibicoides</i> sp. 1 | 0 | 0 | 1 | 4 |
| <i>Elphidium excavatum</i> | 0 | 14 | 8 | 10 |
| <i>Elphidium</i> sp. 1 | 3 | 4 | 4 | 1 |
| <i>Epistominella exigua</i> | 9 | 0 | 0 | 0 |
| <i>Fissurina orbignyana</i> | 1 | 0 | 0 | 0 |
| <i>Fursenkoina complanata</i> | 2 | 2 | 2 | 3 |
| <i>Gavelinopsis praegeri</i> | 11 | 10 | 11 | 22 |
| <i>Globobulimina</i> spp. | 5 | 1 | 1 | 0 |
| <i>Gyroidina soldanii</i> | 1 | 0 | 0 | 0 |
| <i>Melonis affinis</i> | 1 | 1 | 0 | 4 |
| <i>Nonion fabum</i> | 0 | 0 | 4 | 0 |
| <i>Nonionella turgida</i> | 8 | 5 | 20 | 6 |
| <i>Osangularia umbonifera</i> | 9 | 0 | 0 | 0 |
| <i>Oolina</i> sp. 1 | 1 | 0 | 1 | 0 |
| <i>Parafissurina</i> sp. | 1 | 0 | 0 | 0 |
| <i>Pullenia quinqueloba</i> | 0 | 0 | 5 | 5 |
| <i>Rosalina</i> spp. | 2 | 0 | 1 | 13 |
| <i>Trifarina angulosa</i> | 24 | 0 | 2 | 21 |
| <i>Uvigerina</i> sp. 1 | 2 | 0 | 0 | 2 |
| Indet | 22 | 25 | 12 | 4 |
| Total | 223 | 231 | 238 | 668 |
| Total densities (Total *split) | 7136 | 462 | 238 | 5344 |

Raw benthic counts 63-150 µm (counted)

| SU81-44 core depth (cm) | 23 | 48 | 93 | 123 | 183 | 263 | 282.5 | 295.5 | 305 | 314 | 379 |
|-----------------------------------|------|------|------|------|------|------|-------|-------|------|------|------|
| Wet weight (g) | 14.1 | 14.0 | 17.1 | 16.6 | 14.9 | 15.1 | 15.0 | 11.9 | 11.6 | 14.3 | 16.0 |
| Dry weight (g) | 8.8 | 8.7 | 11.7 | 10.7 | 10.0 | 10.2 | 10.4 | 8.2 | 7.9 | 10.5 | 11.2 |
| Age (cal ka BP) | 4.6 | 11.3 | 15.8 | 17.4 | 21.4 | 24.5 | 26.4 | 28.4 | 30.3 | 32.3 | 36.3 |
| Split | 1/16 | 1/16 | 1/2 | 1 | 1 | 1/8 | 1/4 | 1/8 | 3/16 | 1/8 | 1/2 |
| <i>Alabaminella weddellensis</i> | 69 | 135 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 |
| <i>Bolivina albatrossi</i> | 1 | 7 | 8 | 27 | 13 | 2 | 3 | 1 | 15 | 1 | 9 |
| <i>Bulimina</i> spp. | 2 | 5 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 |
| <i>Cassidulina carinata</i> | 23 | 82 | 187 | 113 | 555 | 134 | 183 | 123 | 142 | 126 | 246 |
| <i>Cibicoides robertsonianus</i> | 0 | 19 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| <i>Cibicides lobatulus</i> | 2 | 6 | 7 | 7 | 8 | 8 | 20 | 3 | 9 | 2 | 10 |
| <i>Cibicides wuellerstorfi</i> | 0 | 0 | 0 | 1 | 2 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 |
| <i>Cibicoides pachyderma</i> | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 3 | 1 | 0 | 0 | 0 |
| <i>Elphidium</i> spp. | 8 | 16 | 9 | 1 | 15 | 4 | 19 | 2 | 11 | 13 | 7 |
| <i>Epistominella exigua</i> | 15 | 36 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| <i>Gavelinopsis praegeri</i> | 26 | 72 | 8 | 5 | 8 | 0 | 0 | 1 | 0 | 6 | 19 |
| <i>Globobulimina</i> spp. | 2 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 5 | 1 | 1 |
| <i>Gyroidina orbicularis</i> | 0 | 6 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| <i>Melonis affinis</i> | 18 | 28 | 6 | 3 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 4 | 1 |
| <i>Nonionella turgida</i> | 10 | 5 | 0 | 0 | 0 | 2 | 5 | 0 | 25 | 0 | 0 |
| <i>Osangularia umbonifera</i> | 17 | 12 | 11 | 0 | 49 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 16 |
| <i>Quinqueloculina</i> spp. | 0 | 0 | 4 | 0 | 13 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 3 |
| <i>Sigmoilopsis schlembergeri</i> | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 5 | 3 | 6 | 0 | 3 |
| <i>Spiroloculina tenuiseptata</i> | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 |
| <i>Trifarina angulosa</i> | 19 | 34 | 15 | 5 | 20 | 26 | 34 | 3 | 18 | 9 | 0 |
| <i>Uvigerina mediterranea</i> | 8 | 3 | 0 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| <i>Uvigerina peregrina</i> | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Others | 33 | 107 | 52 | 18 | 66 | 35 | 39 | 22 | 51 | 36 | 74 |
| Total | 253 | 573 | 309 | 181 | 752 | 211 | 314 | 159 | 283 | 201 | 392 |
| Total densities (Total * split) | 4048 | 9168 | 618 | 181 | 752 | 1688 | 1256 | 1272 | 1509 | 1608 | 784 |

Annexes

Annexe 3

Annexe 3. Tableaux récapitulatifs des fractions de tailles observées dans 46 études paléoenvironnementales

| Fraction | Auteur | Pays | GPS | Periode | Profondeur (m) | Carotte |
|-------------------|----------------------------|---------------------------------|-------------------------|-----------|----------------|--------------------------|
| > 250µm | (Caralp, 1988) | Cadiz Gulf | 35°49.89'N, 8°43.07'W | 18 ka | 2798 | KS-8228 |
| | | Cadiz Gulf | 35°59.00'N, 8°00.00'W | | 1445 | KS-8229 |
| | | Cadiz Gulf | 36°59.29'N, 7°39.00'W | 16.5 ka | 580 | KC-8221 |
| | | Alboran Sea | 36°27.16'N, 3°53.18'W | 12.8 ka | 795 | KS-8230 |
| | | Alboran Sea | 35°59.65'N, 4°24.08'W | 11.5 ka | 1282 | KC-8241 |
| | | Alboran Sea | 35°56.6'N, 3°48.0'W | 18 ka? | 1375 | SU-8107 |
| | (Schönfeld and Zahn, 2000) | Southern Portugal | 37° 56.30'N, 9° 30.40'W | 30 ka | 1281 | SO75-6KL |
| | | Southern Portugal | 37° 31.60'N, 9° 19.90'W | 45 ka | 819 | SO75-12KL |
| | | Southern Portugal | 37° 49.33'N, 9° 30.22'W | 40 ka | 1099 | SO75-26KL |
| | | Northern Portugal | 40° 32.90'N, 9°40.65'W | 40 ka | 2381 | PO200/10-21-1 |
| | | Northern Portugal | 40° 34.12'N, 9° 28.97'W | 40 ka | 1509 | PO200/10-24-2 |
| | | Northern Portugal | 41° 29.30'N, 9° 43.26'W | 40 ka | 2155 | PO200/10-28-2 |
| | | Northern Portugal | 41° 38.05'N, 9° 28.94'W | 40 ka | 1844 | PO200/10-32-1 |
| | | | | | | |
| >150µm | (Jian et al., 2000) | South China Sea | 10°53.9'N, 115°18.3'E | 1.5Ma | 1384 | 17957-2 |
| | (Gupta et al., 2004) | Eastern equatorial Indian Ocean | 11°20.21'S, 88°43.08'E | 25 Ma | 1671 | DSDP 214 |
| | | Eastern equatorial Indian Ocean | 01°27.73'N, 90°12.48'E | 20 Ma | 2262 | DSDP 216a |
| | (Guichard et al., 1999) | Cape Blanc | 25°01.70'N, 16°39.02'W | MIS 7 | 1445 | 20bK |
| | | Cape Blanc | 25°16.80'N, 17°06.45'W | MIS 7 | 2975 | 17aK |
| | (Rohling et al., 1997) | Mediterranean sea | 41°47.5 N, 17°54.5'E | 8.3 ka | 1234 | IN68-9 |
| | (Aksu et al., 1995) | Aegean Sea | ? | 9.8 ka | 1600 | AEG-3 |
| | | Aegean Sea | ? | 10.2 ka | 500? | AEG-5 |
| | | Aegean Sea | ? | 10.8 ka | 600? | AEG-19 |
| | | Aegean Sea | ? | 9.8 ka | 700? | AEG-20 |
| | | Aegean Sea | ? | 9.6 ka | 1000? | AEG-22 |
| | (Milker et al., 2017) | Island of Rhodes | 36°3.50'N, 28°3.58'E | ? | Affleurement? | Pefka E sediment section |
| | (Nolet and Corliss, 1990) | Mediterranean sea | 34 27.1'N , 20 06.9'E | 170-81 ka | 2858 | RC9-185 |
| | | Mediterranean sea | 34°03.2'N, 22°43.7'E | 170-81 ka | 2380 | TR171-24 |
| Mediterranean sea | | 33°50.0'N, 25°59.5'E | 170-81 ka | 2680 | TR171-27 | |
| Mediterranean sea | | 35°19.3'N, 29°01.2'E | 170-81 ka | 3150 | TR172-22 | |
| Mediterranean sea | | 34°20.8'N, 30°55.8'E | 170-81 ka | 2484 | CHN119-18PC | |
| Mediterranean sea | | 33°13.9'N, 31°30.0'E | 170-81 ka | 2042 | CHN119-20PC | |

Annexes

Annexe 3 (suite) Tableaux récapitulatifs des fractions de tailles observées dans 46 études paléoenvironnementale

| Fraction | Auteur | Pays | GPS | Periode | Profondeur (m) | Carotte |
|--------------------|----------------------------------|------------------------------------|---|------------------|----------------|------------------|
| >150µm | (Rodriguez-Lazaro et al., 2017) | Southeastern Bay of Biscay | 43° 58.91'N, 03°14.02'W | 140 ka | 2880 | PP10-17 |
| | (Mojtahid et al., 2013) | Bay of Biscay | 43°50'N, 2°03'W, | 9ka | 550 | KS10-b |
| | (Mojtahid et al., 2017) | Bay of Biscay | 48° 4.62'N, 9° 30.35'W | 23ka | 942 | MD99-2328 |
| | (Huang et al., 2003) | South China Sea South China Sea | 14°47.7'N, 111°31.5'E 18°16.3'N, 119°4.7'E | 220 ka 220 ka | 1515 2484 | 17954 17928 |
| >125µm | (Diz and Barker, 2016) | South Atlantic | 41.1°S, 7.8°E | 25-95 ka | 4981 | TNO57-21 |
| | (Hasegawa et al., 2006) | Tyrrhenian Sea | 40°21.30'N, 12°08.59'E | 4.6 Ma | 3446 | ODP Leg 107; 652 |
| | | Tyrrhenian Sea | 40°15.86'N, 11°26.99'E | 4.6 Ma | 2817 | ODP Leg 107; 653 |
| | | Tyrrhenian Sea | 40°34.76'N, 10°41.80'E | 4.6 Ma | 2208 | ODP Leg 107; 654 |
| | (Das et al., 2021) | Japan Sea | 37°2.00'N, 134°48.00'E | 2.1 Ma | 903 | IODP U1426 |
| | (Singh et al., 2012) | Southeastern Indian Ocean | 30°53.475'S, 93°34.652'E | 25 Ma | 1086 | ODP 752A |
| | (Singh and Gupta, 2005) | Indian Ocean | 17°01.46'S, 88°10.90'E | 26 Ma | 1652 | ODP 757 |
| | (Gupta and Thomas, 2003) | Eastern equatorial Indian Ocean | 5°23.05'N, 90°21.67'E | 5 Ma | 2994 | ODP 758 |
| | (Gupta et al., 2006) | Central Indian Ocean Basin | 11°09.21'S, 70°31.56'E | 1.9 Ma | 2844 | ODP 238 |
| | (Kaminski et al., 2002) | Marmara Sea | 40°50.98'N, 29°00.98'E | Holocene | 95 | MAR98-7 |
| | | Marmara Sea | 40°55.36'N, 28°56.80'E | Holocene | 64 | MAR98-9 |
| | | Marmara Sea | 40°39.20'N, 28°22.67'E | Holocene | 11 | MAR98-11 |
| | | Marmara Sea | 40°50.54'N, 27°47.68'E | Holocene | 549 | MAR98-12 |
| | (Schmiedl and Mackensen, 1997) | Walvis Ridge) | 24°41.4'S, 7°14.4'E | 450 ka | 3210 | GeoB 1214 |
| | | SW African continental margin | 23°25.9'S, 11°41.9'E | 250 ka | 2987 | GeoB 1710 |
| (Diz et al., 2020) | East Equatorial Pacific Ocean | 7°51.352'N, 83°36.418'W | 716-1038 ka | 1364 | ODP Site 1242 | |
| (Hayward, 2002) | New Zealand (South West Pacific) | 40°30.47'S, 167°40.47'E | 1 Ma | 1050 | DSDP 593 | |
| | New Zealand (South West Pacific) | 50°03.80'S, 173°22.30'E | ? | 545 | ODP 1120 | |
| | New Zealand (South West Pacific) | 41°47.17'S, 171°29.94'W | ? | 3290 | ODP 1123 | |

Annexes

Annexe 3 (suite) Tableaux récapitulatifs des fractions de tailles observées dans 46 études paléoenvironnementale

| Fraction | Auteur | Pays | GPS | Periode | Profondeur (m) | Carotte |
|------------------------|------------------------------|----------------------------|---------------------------|---------------------------|--------------------|-------------|
| >100 µm | (Seidenkrantz et al., 2007) | Amerakik Fjord | 64°5.433 N; 51°15.530 W | 4.4 ka | 674 | 248260-2 |
| >75µm | (Ohkushi et al., 2003) | Northwestern Pacific | 42°27.1'N, 144°19.4'E | 20 ka | 1083 | ST-21 |
| | | Northwestern Pacific | 41°06.9'N, 143°30.6'E | 13 ka | 2048 | ST-5 |
| | (Xu and Ujiie, 1994) | Northwestern Pacific | 23°50'N,124°24'E | 210 ka | 2488 | RN87-PC4 |
| | | Northwestern Pacific | 23°36'N,124°22'E | 210 ka | 3136 | RN87-PC5 |
| >63µm | (de Almeida et al., 2015) | South Atlantic Ocean | 25°12'S, 42°37'W | 769 ka | 2220 | GL-854 |
| | (Hayward et al., 2008) | Chatham Rise | 42°32.98'S, 178°09.99'E | 950 ka-500 ka (MIS 27-13) | 1365 | ODP 1125 |
| | | Bounty Trough | 44°45.33'S, 172°23.60'E | 900ka-300 (MIS 23-9) | 393 | ODP 1119 |
| | | Bounty Trough | 45°31.41'S, 174°56.88'E | 1Ma - 450 (MIS 29 - 12) | 1204 | ODP 594 |
| | (Hayward et al., 2006) | Caribbean Sea | 16°33.223'N, 79°52.044'W | 1.5Ma - 55 ka | 916 | ODP 1000 |
| | (Kang et al., 2010) | Korea | ? | 1.7Ma | Affleurement | |
| | (Thomas et al., 1995) | Northeast Atlantic | 50°41.3'N, 21°51.9'W | 45 ka | 3547 | BOFS 5K |
| | | Northeast Atlantic | 58°37.2'N,19°26.2'W | 45 ka | 1756 | BOFS 14K |
| | (Ferreira et al., 2014) | South Atlantic | 25° 32.50'S 43°24.10'W | 500 ka | 2141 | BS-A |
| | | South Atlantic | 25° 57.90'S 43 °24.10'W | 500 ka | 2171 | BS-D |
| | (King et al., 1998) | Pacific Ocean | 7°55'N, 90°28'W | 11.4 Ma | 3415 | site 844 |
| | | Pacific Ocean | 0°10'N, 110°31'W | 4.8 Ma | 3839 | site 849 |
| | | Pacific Ocean | 2°46'N, 110°34'W | 4.8 Ma | 3760 | site 851 |
| | (Ohkushi et al., 2013) | Santa Barbara Basin | 34.17°N, 120.02°W | 24 ka | 596 | MD02-2504 |
| Santa Barbara Basin | | 34.14°N, 119.52°W | 34 ka | 425 | MD02-2503 | |
| (Pascual et al., 2020) | Southeastern Bay of Biscay | 43°50'N, 2°7.2783'W | 37ka | 701 | PP10-12 | |
| (Knudsen et al., 2008) | Baffin Bay | 76°48.3'N, 71°51.5'W | 12.5 ka | 823 | 91-039-012P | |
| | Baffin Bay | 77°16.0'N, 74°19.9'W | 8 ka | 663 | 91-039-008P (008P) | |
| >150 µm et >63 µm | (Depuydt et al., 2022) | Bay of Biscay | 46° 18.850'N, 5° 56.988'W | 34ka | 1015 | BOBGEO-CS05 |
| | Depuydt et al., under review | Southeastern Bay of Biscay | 44° 15.4'N , 2° 41.7'W | 36 ka | 1173 | SU81-44 |

Liste de mes travaux et publications

Communications

- Poster scientifique :

Depuydt, P., Mojtahid, M., Barras, C., Bouhdayad, F., and Toucanne, S.: A new 35 kyr-high resolution record from the Bay of Biscay (NE Atlantic): new insights on hydrological and environmental changes and their potential impact on the intermediate water masses revealed by benthic foraminifera, Journées “Climat et Impacts”, Paris Saclay, Novembre 2020

Abstract : The evolution of orbital parameters and solar forcing through time is not sufficient to explain the rapid and abrupt climate changes punctuating Pleistocene glacial and deglacial (i.e. terminations) time periods. The ocean and the Meridional Overturning Circulation in the Atlantic (AMOC), through redistribution of heat, nutrients and salt, likely play an important role in controlling the timing and intensity of these rapid events. For example, during Termination 1 (about 19-10 kyr ago), the significant freshwater input to the North Atlantic resulting from the melting of the northern ice sheets has caused a major slowdown of the AMOC generating one of the most spectacular climatic events, the Heinrich Stadial 1. Although the overall oceanic mechanisms involved in such events are overall well documented, the knowledge of the role of intermediate water masses in the NE Atlantic is still to be improved and documented.

In this study, we propose a paleohydrological and paleoenvironmental reconstruction of intermediate water depth environments of the Northern Bay of Biscay for the 35-14 kyr BP period. We use the upper slope sediment core BOB-CS05 (46° 18.856' N - 4° 38.119' W, ~1000 m water depth) characterized by exceptionally high sedimentation rates (~70 cm/kyr) with a continuous sedimentation during the Last Glacial Maximum (LGM) and until Heinrich stadial 1 (HS1). In this core, we investigate benthic foraminiferal communities as the main proxy indicators together with other sedimentological and geochemical data (XRF elements, sortable silts, stable isotopes, ϵNd , etc.). The preliminary results show three main periods: i) before ~18kyr BP, there is a dominance of *Cassidulina crassa* and allochthonous upper shelf species like *Elphidium* spp. and *Cibicides lobatulus*. This foraminiferal composition may suggest an active transport by strong bottom water currents or via Ice rafting; ii) between ~18 kyr BP and ~16 kyr BP, the increasing proportions of the autochthonous, opportunistic and eutrophic species (*Cassidulina carinata* and *Bolivina* spp.) may indicate an increase in the input of organic matter, which is concomitant to the paroxysmal phase of European Ice Sheet (EIS) meltwaters carried out by the Channel River during the last deglaciation; iii) after ~16 kyr BP, the abrupt decrease of these autochthonous species with a slight increase of *Cibicidoides pachyderma* (*kullenbergi*) and the low foraminiferal densities may indicate more oligotrophic conditions, linked to the ceasing of the Channel River discharges. These results are overall coherent with the nearby sediment core MD99-2328 data covering the period between 22 and 14 kyr BP. In the present study, new paleoecological information is further added about the 35 – 22 kyr BP time period, not covered by core MD99-2328, and encompassing Heinrich Stadials 2 and 3.

- **Communication Orale :**

Depuydt, P., Mojtahid, M., Barras, C., Bouhdayad, F., and Toucanne, S.: Links between intermediate ocean circulation and cryosphere dynamics during Heinrich Stadials in the NE Atlantic: a foraminiferal perspective, EGU General Assembly 2022, Vienna, Austria, 23–27 May 2022, EGU22-1792, <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu22-1792>, 2022.

Abstract : Understanding the interaction between ocean circulation and ice sheet dynamics is fundamental to study the rapid Quaternary climate changes that punctuate major glacial-interglacial periods. Compared to the surface and deep compartments of the Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC), intermediate water depths during key time periods, such as Heinrich Stadials (HSs), remain poorly documented, especially in the Northeast Atlantic.

In this study, we use benthic foraminiferal assemblage data from an upper slope sediment core from the Northern Bay of Biscay to reconstruct paleoenvironmental and paleohydrological changes at ~1000m water depth, from ~35 to 14 kyr cal BP. Our results show a strong response of benthic communities to hydrodynamic changes (related to AMOC) and to instabilities of the European Ice Sheet during the last three HSs. Benthic foraminifera provide species-specific responses to the induced physico-chemical changes, in coherence with the various geochemical and sedimentological proxies documented in the area. The three HSs are characterized by the low abundance of species indicative of high-energy environments (*Cibicides lobatulus* and *Trifarina angulosa*) and the simultaneous presence of *Cibicidoides pachyderma* (meso-oligotrophic species) and *Globobulimina* spp. (anoxia-tolerant species). This species composition suggests a slowing of the intermediate circulation during the three HSs. Nevertheless, HS1 is very distinct from HS2 and HS3 by the high presence of high-organic flux indicator species (*Cassidulina carinata* and *Bolivina* spp.) during its early phase (Early HS1). This result confirms that EIS meltwaters were much less charged in organic material derived from the continent during HS2 and HS3 than during HS1 due to the scarcer vegetation cover and partially frozen soils. Finally, benthic foraminifera depict clearly the rapid "re-ventilation" during Mid-HS2, corresponding to a response to regional glacial instabilities.

Publications

Depuydt, P., Mojtahid, M., Barras, C., Bouhdayad, F. Z., Toucanne, S. 2022. Intermediate ocean circulation and cryosphere dynamics in the northeast Atlantic during Heinrich Stadials: benthic foraminiferal assemblage response. *Journal of Quaternary Science*. <https://doi.org/10.1002/jqs.3444DE>

Mojtahid, M., **Depuydt, P.,** Mouret, A., Le Houedec, S., Fiorini, S., ... & Barras, C. Decoupling the impact of different carbonate system parameters from controlled growth experiments with benthic foraminifera. Under review in *Chemical Geology*

Depuydt, P., Mojtahid, M., Fossile, E., Toucanne, S., Barras, C. Implication of size fraction on paleostudies using benthic foraminifera: a case study from the Bay of Biscay. Under review in *Marine Micropaleontology*

Annexes

Titre : Evolution sédimentaire et biotique des environnements de haut de pente du Golfe de Gascogne et implications sur la dynamique océan-cryosphère : fenêtre sur les derniers 36 000 ans.

Mots clés : Foraminifères benthiques, GEBC, branche supérieure de l'AMOC ; Golfe de Gascogne, paléocéanographie, dernière période glaciaire, Terminaison 1, Holocène, stadiers d'Heinrich.

Résumé : La compréhension des facteurs déclenchant les événements climatiques passés est encore aujourd'hui un enjeu majeur. La circulation méridienne de retournement de l'Atlantique (AMOC), pouvant être perturbée par certains changements climatiques, entretient des rétroactions avec l'atmosphère et la cryosphère dont les processus restent à ce jour sujets de discussion. L'objectif principal de cette thèse est d'apporter de nouvelles données sur les environnements benthiques profonds de haut de pente de l'Atlantique Nord Est (encore peu étudiés) et sur l'évolution d'une des branches supérieures de l'AMOC (à travers le courant de pente européen) au cours des derniers 36 000 ans (couvrant la fin de la dernière période glaciaire, la dernière déglaciation et l'Holocène). Ces reconstitutions ont été mises en lien avec les instabilités des grands inlandis de l'hémisphère nord, permettant ainsi de documenter le couplage océan/cryosphère dans cette zone. Pour ce faire, deux carottes sédimentaires, localisées à 1 000 m de profondeur le long d'un transect N-S dans le Golfe de Gascogne, ont été étudiées en utilisant principalement deux outils : i) les assemblages des foraminifères benthiques et la signature géochimique de leur coquille et ii) les caractéristiques granulométriques des sédiments. Les principaux résultats de cette thèse montrent une évolution généralement synchrone entre les données biotiques et abiotiques du nord et du sud du Golfe de Gascogne, ce qui indique un forçage climatique/océanique commun. En effet, lors des stadiers d'Heinrich (HSs), un ralentissement systématique du courant de pente se produisant avant les événements d'Heinrich sensu stricto. Ceci indique une perturbation de la branche supérieure de l'AMOC avant l'arrivée des armadas d'icebergs de la calotte Laurentidienne, et qui serait certainement en lien avec les instabilités de la calotte européenne relarguant de larges quantités d'eaux de fonte. Les résultats montrent également une diminution progressive de la vigueur du courant de pente au cours de l'Holocène due certainement à une réduction du gradient de densité entre les hautes et les basses latitudes pouvant être liée à l'insolation et/ou à la dynamique de la gyre subpolaire. Bien que les foraminifères benthiques ne soient pas des marqueurs directs des masses d'eaux, les résultats montrent que l'apparition des uvigerinidés dans le sud Golfe de Gascogne vers 15 ka cal BP peut témoigner de l'arrivée des eaux méditerranéennes. Enfin, cette thèse utilise des approches méthodologique (influence du choix de la fraction de taille sur les reconstitutions environnementales) et expérimentale (calibration du Sr/Ca comme outil retraçant la chimie des carbonates des masses d'eaux) permettant d'améliorer l'utilisation des foraminifères benthiques comme outils paléocéanographiques.

Title: Sedimentary and biotic evolution of the upper slope environments of the Bay of Biscay over the last 36,000 years and implications on the ocean-cryosphere dynamics.

Keywords: Benthic foraminifera, GEBC, upper branch of AMOC; Bay of Biscay, paleoceanography, last glacial period, Termination 1, Holocene, Heinrich Stadials.

Abstract: Understanding the factors that trigger past climate events is still a major challenge. The Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC), which may be disturbed by certain climate changes, maintains feedbacks with the atmosphere and cryosphere, the processes of which are still under discussion. The main objective of this thesis is to provide new data on the deep benthic upper slope environments of the Northeast Atlantic (still poorly studied) and on the evolution of one of the upper branches of the AMOC (through the European Slope Current) over the last 36,000 years (covering the end of the last glacial period, the last deglaciation and the Holocene). These reconstructions were linked to the instabilities of the large ice sheets in the Northern Hemisphere, thus documenting the ocean/cryosphere coupling in this area. To do so, two sediment cores, located at 1000 m depth along a N-S transect in the Bay of Biscay, have been studied using mainly two tools: i) benthic foraminiferal assemblages and the geochemical signature of their shells and ii) the grain size characteristics of the sediments. The main results of this thesis show a generally synchronous evolution between biotic and abiotic data from the northern and southern Bay of Biscay, indicating a common climatic/oceanic forcing. Indeed, during Heinrich stadials (HSs), a systematic slowing of the slope current occurs before Heinrich events sensu stricto. This indicates a disturbance of the upper limb of the AMOC before the arrival of the armadas of icebergs from the Laurentide Ice Sheet, which was certainly related to the instabilities of the European Ice Sheet releasing large quantities of meltwaters. The results also show a progressive decrease in the strength of the slope current during the Holocene, certainly due to a reduction in the density gradient between high and low latitudes, which may be related to insolation and/or the dynamics of the subpolar gyre. Although benthic foraminifera are not direct markers of water masses, the results show that the appearance of uvigerinids in the southern Bay of Biscay around 15 ka cal BP may reflect the arrival of Mediterranean waters. Finally, this thesis uses methodological (influence of the choice of size fraction on environmental reconstructions) and experimental (Sr/Ca calibration as a tool to trace the carbonate chemistry of water masses) approaches to improve the use of benthic foraminifera as paleoceanographic proxies.